International Indian Ocean Expedition

Collected reprints I

Published upon the recommendation
of the Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR)
and the
Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC)

Unesco

UNESCO ARCHIVES

International Indian Ocean Expedition. Collected reprints I

Copyright in each paper reprinted in this
collected edition remains in the possession
of each author and publisher, from whom
permission to reproduce has been obtained.

Collected edition published in 1965 by the
United Nations
Educational, Scientific and Cultural Organization,
Place de Fontenoy, Paris 7e
Printed by Les Presses Saint-Augustin, Bruges.

NS.64/D.37/IA
Printed in Belgium

Preface

In publishing this first volume of the collected reprints of the International Indian Ocean Expedition, the Intergovernmental Oceanographic Commission enters a new phase in the co-ordination of the expedition. In previous years the IOC Secretariat, which is assured by the Office of Oceanography of Unesco, helped participating countries mainly by co-ordinating and facilitating their ship operations directed towards collection of data. From now on, by wide distribution of this new publication, exchange of scientific ideas will be promoted and analysis of data resulting from the expedition stimulated. The compact volumes of the *International Indian Ocean Expedition-Collected reprints* on library shelves and scientists' desks will ensure easy access to an enormous amount of scientific material and thought accumulated as a result of the expedition.

It is natural that scientists should wish to see their co-operative ventures completed by the publication of consolidated scientific reports. That is how the *Annals of the International Geophysical Year* were brought into being and how the idea of consolidating scientific papers resulting from the International Indian Ocean Expedition (IIOE) into a series of collected reprints first occured to the Scientific Committee on Oceanic Research of the International Council of Scientific Unions (ICSU), early sponsor of the expedition. With Unesco providing considerable financial support to the expedition, and IOC assuming in 1962 the responsibility for its co-ordination, the idea of collected reprints was taken up once more by the Secretariat of the IOC provided by Unesco and found its appropriate place in the programme approved by the General Conference of Unesco at its twelfth session.

The mode of presentation of reprints was discussed at length by the International Co-ordination Group for the IIOE in January 1964 in Paris. This group supported the central publication of collected reprints by Unesco and recommended that all scientific articles on the Indian Ocean published during 1959 should be considered for inclusion, together with articles based on the results of declared national IIOE programmes (however, articles based on results obtained after 1965 will be excluded). It was felt that the first volume might usefully include references to some of the more important papers on the Indian Ocean published before 1959 and it was hoped that all significant scientific articles would be included, but not the more popular general accounts. The meeting also recommended that reprints should be compiled in the order in which they ware received by Unesco and that, where no translations existed, reprints should be reproduced in the language in which they were written. These recommendations, almost literally repeated here, account for the noticeable predominance, in the first two volumes of the collected reprints, of papers published in a very small number of countries and particularly in the U.S.S.R. Indeed, the relatively high number of Soviet papers included is not surprising when one considers that the Soviet research ship *Vityaz* started work in the Indian Ocean at the very outset of the expedition, i.e., about two years earlier than ships of other major participants in the expedition. As more and more scientific papers from other countries become available these proportions will certainly change.

Permission to reproduce the papers assembled in the first two volumes has been granted by authors and original publishers in all cases either in response to direct requests made through the IOC Secretariat or as a result of arrangements made by national IIOE co-ordinators. The same procedure will be followed in the future.

Because of the large number of reprints that had been gathered by June 1964, it was possible to group the papers in the following broad categories: "Physics and chemistry of the water", "Marine geology, geophysics, and geochemistry", "Marine biology" and "Cruise reports". This first volume of the series includes the first, second and last of these categories. Papers on marine biology comprise the second volume which is to appear shortly. All reprints will be numbered throughout the whole series, although within each category they are arranged in roughly chronological order. Also included in this first volume are references pertaining to the development of the IIOE and a partial list of the more important papers published before 1959. A subject index will be published in the last volume of the series.

It is planned to publish successive volumes of IIOE collected reprints whenever a sufficient number of reprints is received. Contributors should send five copies of reprints on scientific studies made in the Indian Ocean during the period from 1959 to 1965 to the Office of Oceanography, Unesco, through national co-ordinators, for inclusion in this series.

Table of contents

A. Development of the International Indian Ocean Expedition IX
Summary IX
References X

B. Collected reprints of the IIOE XIII
List of reprints XIII
Physics and chemistry of the water 1
Marine geology, geophysics and geochemistry 469
Cruise reports 813

C. Selected bibliography of studies on the Indian Ocean prior to the International Indian Ocean Expedition 911

A. Development of the International Indian Ocean Expedition

Summary

Introduction. A brief review of the development of the International Indian Ocean Expedition is included here as an introduction to the collected reprints of scientific results. More comprehensive treatments of the development of IIOE have been published by a number of authors and references to these reports are listed at the end of this summary.

Inception. The idea for a large-scale oceanographic study of the entire Indian Ocean was first considered in 1957. At that time the Scientific Committee on Oceanic Research (SCOR) assumed the task of developing a co-ordinated study of the Indian Ocean. Various working groups were formed and many ideas were put forward. Initially, a synoptic survey was suggested, but later an exploratory programme was adopted which allowed individual scientists to carry out their own specialized programmes of interest.

The Scientific Committee on Oceanic Research appointed Mr. Robert Snider (U.S.A.) as its IIOE Co-ordinator. In the initial stages of the expedition, Mr. Snider visited many countries, stimulated interest and helped with the development of plans for participation. As the cruises progressed he produced composite track charts of completed and anticipated cruises. The following is a list of countries participating in the expedition:

Countries participating:

Ship-operating countries: Australia, France, Germany (Fed. Rep.), India, Indonesia, Japan, Pakistan, Portugal, Republic of South Africa, Thailand, U.S.S.R., United Kingdom, United States of America.

Other participants: Burma, Ceylon, China, Ethiopia, Israel, Italy, Malagasy Republic, Federation of Malaya, Mauritius, Sudan.

IOC Co-ordination. The expedition evolved into a large international enterprise and, in late 1960, Unesco agreed to co-sponsor the expedition. At the same time, the Intergovernmental Oceangraphic Commission and the Office of Oceanography were established within the framework of Unesco. Under Unesco, special customs facilities and courtesies were arranged for ships and personnel of the expedition. The expedition co-ordination was assumed by the IOC Secretary. This co-ordination is carried on through various working groups and through the IOC Information Paper issued by Unesco. Plans of activities are supplied by participants usually through National Co-ordinators for IIOE.

The advisory role on aspects of the expedition remained with SCOR and, to carry out this responsibility, SCOR appointed a small group of scientific disciplinary experts concerned with the expedition. They were:

Professor J. Krey (Germany): phytoplankton, zooplankton, primary production, pigments

Professor L. A. Zenkevich (U.S.S.R.): benthos, mid-water and deep fauna

Professor P. Tchernia (France): dynamic and circulation chemistry.

In addition, Dr. R. L. Fisher was requested to consider geological and geophysical aspects of the expedition. The task of these experts was to review and evaluate the IIOE programmes in their respective fields and to advise on future studies.

International centres. An important outcome of the expedition has been the formation of the first international sorting station for zooplankton samples. This was developed on the advice of the IIOE biological working group of SCOR. Following an agreement between Unesco and

the Indian Government, the station known as the Indian Ocean Biological Centre was established in 1963 at Ernakulam, South India. Dr. V. Hansen (Denmark) was appointed by Unesco as its international curator. A consultative committee of IOBC, which is nominated by Unesco, meets periodically and advises on a general outline of the work to be carried out at the centre. Participants send plankton samples collected with a standard IIOE net to the centre where they are sorted for later analysis by local and international experts.

The international meteorological programme of the expedition was worked out at a meeting convened by SCOR and IOC in the middle of 1961. This programme was facilitated by the establishment of the International Meteorological Centre which was set up at Bombay under a United Nations Special Fund Project, with the World Meteorological Organization (WMO) as executing agency for the project. Dr. C. Ramage (U.S.A.) was appointed as International Scientific Co-ordinator for Meteorology with headquarters at IMC Bombay. Of special interest were investigations into the general atmospheric circulation related to the monsoons and the energy exchange between ocean and atmosphere. These called for the use of aeroplane and field buoy observations.

For advice, evaluation and co-ordination of the fisheries aspects of IIOE, the IOC Secretary appointed a subject leader for the fisheries oceanography. Mr. D. N. F. Hall (Zanzibar) was selected for this post.

Co-ordination in field. Past international co-operative work in oceanography has shown that some differences exist between data obtained by different countries, due to variations in instruments and techniques. To eliminate these difficulties and to make observations in the Indian Ocean comparable and reliable, international standardization and intercalibration tests were conducted by participating scientists from different countries.

The first two such tests were carried out in Honolulu: 4 to 9 September 1961, for nutrient chemistry and primary production; and Perth: 2 to 9 August 1962, for chemistry, zooplankton sampling and primary production.

In addition, reference stations were established at fifteen locations throughout the Indian Ocean where the participating ships should, whenever possible, make oceanographic measurements that could be used for intercomparisons of methods as well as provide information on seasonal changes at these established positions.

Results. The magnitude of the IIOE in terms of personnel, ships, money and countries involved makes it the greatest oceanographic endeavour to date. Since the expedition is still in a very active stage and will not terminate until the end of 1965, no complete figures can be reported.

An important feature of the IIOE is that it has provided participation in educational opportunities for international scientists on the ships of countries other than their own. The expedition has stimulated interest in marine science in many countries. Unesco has also assisted by providing equipment and educational opportunities. The IIOE has also had the effect of further developing national organizations, with the result that they are better able to deal with international oceanographic problems.

The analysis and reporting of data collected from 1959 through 1965 will continue for many years. It is planned that copies of the data collected in connexion with the IIOE will be deposited in the two World Data Centres for Oceanography (Washington and Moscow) and that eventually charts and atlases will be compiled based on all data.

This programme, planned and carried out by individuals, institutions and countries but involving wide international co-ordination and co-operation, will undoubtedly contribute valuable scientific knowledge of the Indian Ocean. These collected reprints will document the results and serve as reference material for future oceanographic work in the area.

References

KRISHNAN, M. S. International Oceanographic Expedition to the Indian Ocean. *Current Science*, vol. 29, no. 4, 1960, p. 119-121.

DEACON, G. E. R. The Indian Ocean Expedition. *Nature*, vol. 187, no. 4737, 1960, p. 561-562.

WÜST, G. Proposed International Indian Ocean Oceanographic Expedition, 1962-1963. *Deep-Sea Research*, vol. 6, 1960, p. 245-249.

HUMPHREY, G. F. The unknown Indian Ocean: an international investigation. *New Scientist*, vol. 9, no. 216, 1961, p. 36-39.

SNIDER, Robert G. The Indian Ocean Expedition—an international venture. *Transaction American Geophysical Union*, vol. 42, no. 3, September 1961, p. 289-294.

HUMPHREY, G. F. International research programmes in oceanography. *International Council of Scientific Unions (ICSU) Review*, vol. 3, 1961, p. 7-9.

CURRIE, Ronald I. Intergovernmental Oceanographic Commission. *Nature*, vol. 192, no. 4807, December 16, 1961, p. 1015-1016.

SNIDER, R. G. The International Indian Ocean Expedition 1959-64. *Discovery*, vol. XXII, no. 3, 1961.

LEAR, J. How oceanography may help the hungry. *New Scientist*, vol. 12, no. 258, 1961, p. 232.

RAMAGE, C. S. The United States meteorology program for the International Indian Ocean Expedition. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 43, no. 2, Part 1, February 1962, p. 47-51.

SNIDER, Robert G. Trends and discoveries. *New Scientist*, no. 298, August 1962, p. 26.

RAMAGE, Colin Stokes. The International Indian Ocean Expedition. *U.S.N. Hydrographic Office Pilot Chart of North Atlantic Ocean*, Washington, no. 1400, August 1962.

SNIDER, Robert G. Development of the International Indian Ocean Expedition. *International Council of Scientific Unions (ICSU) Review*, vol. 4, no. 3, 1962, p. 134-144.

WOOSTER, W. S. Unesco's role in the International Indian Ocean Expedition. *Science*, vol. 135, no. 3507, 1962, p. 994-995.

HUMPHREY, G. F. The role of Unesco in the development of oceanography. *The Australian Journal of Science*, vol. 25, no. 2, August 1962, p. 37-40.

KNAUSS, John A. The International Indian Ocean Expedition. *Science*, vol. 134, no. 3491, November 1962, p. 1674-1676.

RAMAGE, C. S. Meteorology in scientific expedition. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 44, no. 1, January 1963, p. 1-3.

PANIKKAR, N. K. The Indian Ocean Expedition. *Current Science*, vol. 32, February 1963, p. 49-53.

LEYENDEKKERS, J. The International Indian Ocean Expedition. *Fisheries, Department of Primary Industry, Canberra, Australia*, vol. 22, no. 10, 1963.

RYTHER, John H. International Indian Ocean Expedition. *American Institute of Biological Sciences (AIBS) Bulletin*, vol. 13, no. 5, 1963, p. 48-51.

RAMAGE, C. S. International Indian Ocean Expedition—meteorological research goes to sea. *The Marine Observer*, April 1963, p. 74-78.

HUMPHREY, G. F. The International Indian Ocean Expedition. *Hemisphere*, vol. 7, no. 9, April 1963.

БЕЗРУКОВ, П. Л. Исследования « Витязя » по программе Международной Индоокеанской экспедиции. *Вестник Академии наук СССР*, № 8, 1963, стр. 97-104.

BEZRUKOV, P. L. *Vityaz*'s studies under the programme of the International Indian Ocean Expedition.
Vestnik of the Academy of Sciences of the U.S.S.R., no. 8, 1963, p. 97-104.

СЫСОЕВ, Н. Н. Международная океанологическая экспедиция в Индийском океане. *Географический бюллетень*, № 13, 1963, стр. 18-28 (включает библиографию советской океанографической литературы по Индийскому океану, изданной до 1963 г., 112 названий).

SYSOEV, N. N. International Indian Ocean Expedition. *Geophysical Bulletin*, no. 13, 1963, p. 18-28 (including Soviet bibliography on the Indian Ocean prior to 1963, 112 entries).

BAILEY, R. The International Indian Ocean Expedition. *The Ibis*, vol. 106, no. 1, 1964, p. 140-141.

UNESCO. *Intergovernmental Oceanographic Commission Information Paper*,
No. 1, 1 August 1962 (Unesco/NS/IOC/INF-22);
No. 2, March 1963 (Unesco/NS/IOC/INF-42);
No. 3, June 1963 (Unesco/NS/IOC/INF-43);
No. 4, September 1963 (Unesco/NS/IOC/INF-45);
No. 5, January 1964 (Unesco/NS/IOC/INF-46);
No. 6, April 1964 (Unesco/NS/IOC/INF-49).

B. Collected reprints of the IIOE

List of reprints

Physics and chemistry of the water

1. ИВАНОВ, Ю. А.; СМЕТАНИНА, Н. С. Геострофические течения Индийского сектора Антарктики. *Океанологические исследования*, № 2, 1960, стр. 100-103. 2

   Ivanov, Ju. A.; Smetanina, N. S. Geostrophic currents in the Indian sector of the Antarctic waters. *Okeanol. Issled.*, no. 2, 1960, p. 100-103.

2. Banse, Karl. Bemerkungen zu meereskundlichen Beobachtungen vor der Ostküste von Indien. *Kieler Meeresforsch.*, Bd. XVI, 1960, Heft 2, p. 214-220. 6

3. ИВАНОВ-ФРАНЦКЕВИЧ, Г. Н. О некоторых особенностях гидрологической структуры и водных массах Индийского океана. *Океанологические исследования*, № 4, 1961, стр. 7-17. 13

   Ivanov-Franckevič, G. N. Some peculiarities of hydrography and water masses of the Indian Ocean. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 7-17.

4. ОВЧИННИКОВ, И. М. Циркуляция вод северной части Индийского океана в период зимнего муссона. *Океанологические исследования*, стр. 18-24. 24

   Ovčinnikov, I. M. Circulation of waters in the northern part of the Indian Ocean during the winter monsoon. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 18-24.

5. РОМАНОВ, Ю. А. Об условиях применения динамического метода в экваториальной части Индийского океана. *Океанологические исследования*, стр. 25-30. 31

   Romanov, Ju. A. Dynamic method as applied to the Equatorial Indian Ocean. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 25-30.

6. ЛУКЬЯНОВ, В. В.; МОИСЕЕВ, Л. К. Распределение температуры воды в Северной части Индийского океана. *Океанологические исследования*, стр. 31-43. 37

   Lukjanov, V. V.; Moiseev, L. K. Distribution of water temperatures in the northern part of the Indian Ocean. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 31-43.

7. ПАВЛОВ, В. М. Оптические характеристики основных видных масс северной части Индийского океана. *Океанологические исследования*, стр. 44-49. 50

   Pavlov, V. M. Optical properties of the main water masses in the northern part of the Indian Ocean. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 44-49.

8. МОКИЕВСКАЯ, В. В. Некоторые гидрохимические черты северной части Индийского океана. *Океанологические исследования*, стр. 50-61. 56

   Mokievskaja, V. V. Some hydrochemical features of the northern part of the Indian Ocean. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 50-61.

9. НЕЙМАН, В. Г. О причинах образования минимума кислорода в подповерхностных водах Аравийского моря. *Океанологические исследования*, стр. 62-65. 68

   Nejman, V. G. Formation of oxygen minimum in the subsurface waters of the Arabian Sea. *Okearol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 62-65.

10. БРУЕВИЧ, С. В.; ЛЮЦАРЕВ, С. В. О содержании CO_2 в атмосфере над Тихим и Индийским океанами и в районе Черного моря. *Доклады Академии наук СССР*, т. 136, № 2, 1961, стр. 405-407. 73

    Bruevič, S. V.; Lucarev, S. V. CO_2 content of the atmosphere of the Pacific and Indian Oceans and in the Black Sea region. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, vol. 136, no. 2, 1961, p. 405-407.

11. ИВАНЕНКОВ, В. Н.; РОЗАНОВ, А. Г. Сероводородное заражение промежуточных слоев Аравийского моря и Бенгальского залива. *Океанология*, т. 1, вып. 3, 1961, стр. 443-449. 77

    Ivanenkov, V. N.; Rozanov, A. G. Hydrogen sulphide contamination of the intermediate water layers of the Arabian Sea and the Bay of Bengal. *Okeanologiia*, vol. 1, no. 3, 1961, p. 443-449.

12. Rochford, D. J. Hydrology of the Indian Ocean. I. The water masses in the intermediate depths of the South-East Indian Ocean. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, vol. 12, no. 2, 1961, p. 129-149. 85

13. Rochford, D. J. Hydrology of the Indian Ocean. II. The surface waters of the South-East Indian Ocean and Arafura Sea in the Spring and Summer. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, vol. 13, no. 3, December 1962, p. 226-251. 106

14. Wyrtki, K. Geopotential topographies and associated circulation in the South-Eastern Indian Ocean. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, vol. 13, no. 1, 1962, p. 1-17. 133

15. Wyrtki, K. The upwelling in the region between Java and Australia during the South-East monsoon. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, vol. 13, no. 3, December 1962, p. 217-225. 151

16. Swinnerton, J. W.; Sullivan, J. P. Shipboard determination of dissolved gases in sea water by gas chromatography. Washington, D.C. U.S. Naval Research Laboratory, 1962, p. 1-13. (Report 5806.) 161

17. Rochford, D. J. Mixing trajectories of intermediate depth waters of the South-East Indian Ocean as determined by a salinity frequency method. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, vol. 14, no. 1, May 1963, p. 1-23. 177

18. НЕЙМАН, В. Г. Циркуляция вод северо-восточной части Индийского океана в период летнего муссона (по материалам 35-го рейса э/с « Витязь »). *Океанология*, т. III, в ы п. 3, 1963, стр. 418-423. 200
Nejman, V. G. Water circulation in the North-East Indian Ocean during the summer monsoon. *Okeanologiia*, vol. III, no. 3, 1963, p. 418-423.

19. Menache, Maurice. Première campagne océanographique du "Commandant Robert Giraud" dans le canal de Mozambique, 11 oct.-28 nov. 1957. *Cah. océanogr.*, vol. XV, no. 4, avril 1963, p. 224-285. 206

20. Orren, M. J. Hydrological observations in the South-West Indian Ocean. *Commerce and industry*, Department of Commerce and Industries, Division of Sea Fisheries, Pretoria, May 1963 (Investigational Report, no. 45). 261

21. Knauss, John A. Equatorial Currents. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, vol. 44, no. 2, June 1963, p. 477-478. 323

22. Knauss, John A.; Taft, Bruce A. Measurements of currents along the Equator in the Indian Ocean. *Nature, Lond.*, vol. 198, no. 4878, 27 April 1963, p. 376-377. 325

23. Knauss, John A.; Taft, Bruce A., Equatorial undercurrent of the Indian Ocean. *Science*, vol. 143, no. 3604, 24 January 1964, p. 354-356. 329

24. СНОПКОВ, В. Г. Определение контактного теплообмена и величины испарения в северной части Индийского океана в период зимнего муссона. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 5-10. 333
Snopkov, V. G. Estimation of the contact heat exchange and the rate of evaporation in the northern part of the Indian Ocean during the winter monsoon. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 5-10.

25. СНОПКОВ, В. Г. Некоторые результаты метеорологических и аэрологических наблюдений в Индийском океане в период зимнего муссона. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 11-21. 339
Snopkov, V. G. Some results of meteorological and upper air observations in the Indian Ocean during the winter monsoon. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 11-21.

26. ИВАНОВ, Ю. А. Гидрологические исследования северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 22-42. 350
Ivanov, Ju. A. Hydrological investigations of the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 22-42.

27. ФОМИЧЕВ, А. В. Исследования течений северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 43-50. 371
Fomičëv, A. V. Study of the currents in the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV. 1964, p. 43-50.

28. САБИНИН, К. Д. Слои повышенной солености в северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 51-58. 379
Sabinin, K. D. Layers of increased salinity in the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 51-58.

29. ТАРЕЕВ, Б. А. О возможности возникновения придонной вертикальной конвекции в некоторых районах Индийского океана. *Труды Института океанологии*, стр. 59-62. 387
Tareev, B. A. On the possibility of near-bottom convection in certain regions of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 59-62.

30. ПАНФИЛОВА, С. Г. Временная изменчивость гидрологических характеристик в северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 63-79. 391
Panfilova, S. G. Time variations of hydrological characteristics in the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 63-79.

31. ИВАНЕНКОВ, В. Н. Влияние внутренней поверхности батометра на изменение концентрации химических элементов в пробе воды. *Труда Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 80-84. 408
Ivanenkov, V. N. Influence of the inner surface of a Nansen bottle on changes in concentration of chemical elements in a water sample. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 80-84.

32. РОЗАНОВ, А. Г.; БЫКОВА, В. С. Распределение нитратов и нитритов в воде северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 94-101. 414
Rozanov, A. G.: Bykova, V. S. Distribution of nitrates and nitrites in the water of the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 94-101.

33. РОЗАНОВ, А. Г. Распределение фосфатов и кремнекислоты в воде северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 102-114. 422
Rozanov, A. G. Distribution of phosphates and silicates in the water of the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 102-114.

34. ИВАНЕНКОВ, В. Н.; ВИНТОВКИН, В. Р.; ШАЦКОВ, К. З. Распределение кислорода в водах северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, 115-127. 435

IVANENKOV, V. N.; VINTOVKIN, V. R.; ŠACKOV, K. Z. Distribution of oxygen in the water of the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 115-127.

35. ИВАНЕНКОВ, В. Н. Распределение элементов карбонатной системы (PCO_2, pH, AlK/Cl) в водах северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 128-143. 448

IVANENKOV, V. N. Distribution of elements of the carbonate system in the water of the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 128-143.

36. КУЗНЕЦОВ, О. А. Буйковая установка для неискаженных метеорологических измерений над морем. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 154-157. 464

KUZNECOV, O. A. Buoy for undisturbed meteorological measurements above the sea surface. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 154-157.

Marine geology, geophysics, and geochemistry

37. ЛИСИЦЫН, А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана. *Океанологический исследования*, № 2, 1960, стр. 71-85. 471

LISICYN, A. P. Distribution and composition of the suspended matter in the Indian Ocean waters. *Okeanol. Issled.*, no. 2, 1960, p. 71-85.

38. EWING, Maurice; HEEZEN, Bruce C. Continuity of mid-oceanic ridge and rift valley in the Southwestern Indian Ocean confirmed. *Science*. vol. 131, no. 3414, 3 June 1960, p. 1677-1679. 491

39. STOCKS, Theodor. Zur Bodengestalt des Indischen Ozeans. *Erdkunde*, Bd. XIV, Lfg. 3, 1960, S. 161-170. 493

40. WILLIS, J. P.; AHRENS, L. H. Some investigations on the composition of manganese nodules, with particular reference to certain trace elements. *Geochim. et cosmoch. Acta.*, vol 26, 1962, p. 751-764. 503

41. MILLER, J. A.; MUDIE, J. D. Potassium-argon age determinations on granite from the Island of Mahé in the Seychelles Archipelago. *Nature, Lond.*, vol. 192, no. 4808, 23 December 1961, p. 1174-1175. 517

42. БЕЗРУКОВ, П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. *Океанологические исследования*, № 4, 1961, стр. 76-90. 522

BEZRUKOV, P. L. Investigation of bottom sediments in the northern Indian Ocean. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 76-90.

43. БОРДОВСКИЙ, О. К. К химии донных отложений Индийского океана. *Океанологические исследования*, № 4, 1961, стр. 91-99. 537

BORDOVSKIJ, O. K. On the chemistry of the bottom sediments of the Indian Ocean. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 91-99.

44. КОВЫЛИН, В. М. Сейсмоакустические исследования в океане методом отраженных волн с многоканальной приемной системой. *Океанологические исследования*, № 4, 1961, стр. 100-109. 546

KOVYLIN, V. M. Multochannel acoustic network for seismoacoustic investigations in the ocean. *Okeanol. Issled.*, no. 4, 1961, p. 100-109.

45. НЕПРОЧНОВ, Ю. П. Мощность осадков котловины Аравийского моря. *Доклады Академии наук СССР*, т. 139, № 1, стр. 177-179. 557

NEPROČNOV, Ju. P. Thickness of the sediments in the Arabian Sea basin. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, vol. 139, no. 1, 1961, p. 177-179.

46. БЕЗРУКОВ, П. Л.; ЗАТОНСКИЙ, Л. К.; СЕРГЕЕВ, И. В. Гора Афанасия Никитина в Индийском океане, *Доклады Академии наук СССР*, т. 139, № 1, 1961, стр. 199-202. 561

BEZRUKOV, P. L.; ZATONSKIJ, L. K.; SERGEEV, I. V. Underwater mountain named "Afanasi Nikitin" in the Indian Ocean. *Dokl. Acad. Nauk SSSR*, vol. 139, no. 1, 1961, p. 199-202.

47. НЕПРОЧНОВ, Ю. П. Новые данные о строении земной коры под дном Индийского океана. *Доклады Академии наук СССР*, т. 144, № 2, 1962, стр. 438-440. 566

NEPROČNOV, Ju. P. New information on the structure of the earth's crust under the Indian Ocean bottom. *Dokl. Acad. Nauk SSSR*, vol. 144, no. 2, 1962, p. 438-440.

48. БЕЗРУКОВ, П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. *Океанология*, т. II, в ы п. 1, 1962, стр. 9-25. 569

BEZRUKOV, P. L. Non-uniformity of the distribution of the deep ocean sediments. *Okeanologia*, vol. II. no. 1, 1962, p. 9-25.

49. SHIPEK, Carl J. Microrelief on the sea floor, *The science teacher*, vol. 28, no. 6, October 1961, p. 6-13. 586

50. VAN ANDEL, Tj. H.; CURRAY, Joseph R.; VEEVERS, J. J. Recent carbonate sediments of the Sahul Shelf – Northwestern Australia. *Proc. First National Coastal and Shallow Water Research Conference, Tallahassee, Florida, 1961*, p. 564-567. 594

51. НЕПРОЧНОВ, Ю. П.; ЛУНАРСКИЙ, Г. Н. Применение сейсмоакустических радиобуев для изучения строения земной коры в Индийском океане. *Океанология*, т. III, в ы п. 1, 1963, стр. 76-87. 598

NEPROČNOV, Ju. P.; LUNARSKIJ, G. N. Use of seismoacoustic radio buoys for the earth's crust studies in the Indian Ocean. *Okeanologia*, vol. III, no. 1, 1963, p. 76-87.

52. БЕЗРУКОВ, П. Л. Распределение железо-марганцовых конкреций на дне Индийского океана, *Океанология*, т. II, в ы п. 6, 1962, стр. 1014-1019. 610

BEZRUKOV, P. L. Distribution of ferro-manganese nodules on the bottom of the Indian Ocean. *Okeanologia*, vol. II, no. 6, 1962, p. 1014-1019.

53. CURTIS, R.; EVANS, G.; KINSMAN, D. J. J.; SHEARMAN, D. J. Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian Gulf. *Nature, Lond.*, vol. 197, no. 4868, 16 February 1963, p. 679-680. 616

54. NORTHROP, J.; ITT, R. W. Seaquakes in the Flores Sea. *Bull. seismol. Soc. Amer.*, vol. 53, no. 3, April 1963, p. 577-583. 619

55. БЕЗРУКОВ, П. Л.; КАНАЕВ, В. Ф. Основные черты строения дна северо-восточной части Индийского океана. *Доклады Академии наук СССР*, т. 153, № 4, 1963, стр. 926-929. 626
BEZRUKOV, P. L.; KANAEV, V. F. General features of the bottom structure of the north-eastern Indian Ocean. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, vol. 153, no. 4, 1963, p. 926-929.

56. HERZEN, Richard P. von. Geothermal heat flow in the gulfs of California and Aden. *Science*, vol. 140, no. 3572, 14 June 1963, p. 1207-1208. 631

57. HERMAN, Yvonne. Cretaceous, paleocene, and pleistocene sediments from the Indian Ocean. *Science*, vol. 140, no. 3573, 21 June 1963, p. 1316-1317. 633

58. MATTHEWS, D. H. A major fault scarp under the Arabian Sea displacing the Carlsberg Ridge near Socotra. *Nature, Lond.*, vol. 198, no. 4884, 8 June 1963, p. 950-952. 635

59. PLAUMANN, S. von. Kontinuierliche Schweremessungen im Roten Meer mit einem Askania-Seegravimeter vom Typ Gss. 2 nach Graf. *Zeitschrift für Geophysik*, Jg. 29, 1963, Heft 5, S. 233-256. 641

60. BAKER, B. H.; MILLER, J. A. Geology and geochronology of the Seychelles Islands and structure of the floor of the Arabian Sea. *Nature, Lond.*, vol. 199, no. 4891, 27 July 1963, p. 346-348. 665

61. VINE, F. J.; MATTHEWS, D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature, Lond.*, vol. 199, no. 4897, 7 September 1963, p. 947-949. 671

62. SHOR, George G.; POLLARD, Dwight D. Seismic investigations of Seychelles and Saya de Malha Banks, Northwest Indian Ocean. *Science*, vol. 142, no. 3588, 4 October 1963, p. 48-49. 679

63. HEEZEN, Bruce, C.; NAFE, John E. Vema trench: Western Indian Ocean. *Deep-sea research*, vol. 11, 1964, p. 79-84. 681

64. GOLDBERG, Edward D.; KOIDE, Minoru. Rates of sediment accumulation in the Indian Ocean. *Earth science and meteoritics*, Amsterdam, North-Holland Publishing Co., 1963, p. 90-102. 688

65. ЗАТОНСКИЙ, Л. К. Новые данные о рельефе дна Индийского океана. *Труды Института океанологии*, т. LXIV, 1964, стр. 158-181. 702
ZATONSKIJ, L. K. New data on the bottom relief of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, vol. LXIV, 1964, p. 158-181.

66. БЕЗРУКОВ, П. Л. Осадки северной и центральной частей Индийского океана. *Труды Института океанологии*, 1964, стр. 182-201. 728
BEZRUKOV, P. L. Sediments of the northern and central Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, 1964, p. 182-201.

67. ГОРДЕЕВ, Е. И. Количественное распределение взвеси в поверхностных водах северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, 1964, стр. 202-213. 75(
GORDEEV, E. I. Quantitative distribution of suspended matter in the surface water of the northern Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, 1964, p. 202-213.

68. НЕПРОЧНОВ, Ю. П. Строение и мощность осадочной толщи Аравийского моря, Бенгальского залива и Андаманского моря. *Труды Института океанологии*, 1964, стр. 214-226. 76
NEPROČNOV, Ju. P. Structure and thickness of the sediment layer of the Arabian Sea, Bay of Bengal and Andaman Sea. *Trud. Inst. Okeanol.*, 1964, p. 214-226.

69. ШИШКИНА, О. Б.; ЖЕЛЕЗНОВА, А. А. Хлорность иловых вод северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, 1964, стр. 144-153. 77(
ŠIŠKINA, O. B.; ŽELEZNOVA, A. A. Chlorinity of interstitial water of the northern part of the Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, 1964, p. 144-153.

70. ЖЕЛЕЗНОВА, А. А.; ШИШКИНА, О. Б. Окислительно-восстановительный потенциал и активная реакция осадков северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, 1964, стр. 236-249. 78(
ŽELEZNOVA, A. A.; ŠIŠKINA, O. B. Oxydation reduction potential and active reaction of sediments of the northern Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, 1964, p. 236-249.

71. ИСАЕВА, А. Б. Геохимические исследования осадков северной части Индийского океана. *Труды Института океанологии*, 1964, стр. 227-235. 80
ISAEVA, A. B. Geochemical studies of sediments from the northern Indian Ocean. *Trud. Inst. Okeanol.*, 1964, p. 227-235.

72. LAFOND, E. C. New submarine canyons found off the Indian Coast. *Oceanus*, vol. X, no. 3, 1964, p. 20-21. 81(

Cruise reports

73. БЕЛОУСОВ, И. М. 31-й рейс э/с « Витязь ». *Океанология*, т. 1, в ы п. 2, 1961, стр. 319-325. 81
BELOUSOV, I. M. Thirty-first cruise of the RV *Vityaz*. *Okeanologia*, vol. 1, no. 2, 1961, p. 319-325.

74. БЕЗРУКОВ, П. Л. Исследования Индийского океана в 33-м рейсе э/с « Витязь ». *Океанология*, т. 1, в ы п. 4, 1961, стр. 745-753. 82
BEZRUKOV, P. L. Investigations of the Indian Ocean in the 33rd cruise of the RV *Vityaz*. *Okeanologia*, vol. 1, no. 4, 1961, p. 745-753.

75. БЕЗРУКОВ, П. Л. Исследования Индийского океана в 35-м рейсе э/с « Витязь ». *Океанология*, т. III, в ы п. 3, 1963, стр. 540-549. 83
BEZRUKOV, P. L. Investigations of the Indian Ocean in the 35th cruise of the RV *Vityaz*. *Okeanologia*, vol. 3, no. 3, 1963, p. 540-549.

76. International Indian Ocean Expedition, RRS *Discovery*, Cruise 2 Report. *Geology and geophysics in the north-west Indian ocean*. London, Royal Society, 1964. 84

Physics and chemistry of the water

From: *Okeanol. Issled.*, no. 2 (1960), p. 100-103

Ю. А. Иванов, Н. С. Сметанина

ГЕОСТРОФИЧЕСКИЕ ТЕЧЕНИЯ ИНДИЙСКОГО СЕКТОРА АНТАРКТИКИ

Для исследования положения «нулевой поверхности» в Индийском секторе Антарктики авторами был применен метод Дефанта. В результате анализа целого ряда кривых разностей динамических глубин можно сделать заключение об отсутствии «нулевой поверхности» южнее 45° ю. ш. Только начиная с 45° ю. ш., в ходе кривых динамических разностей глубин появляется тенденция к уменьшению вертикальных градиентов скорости (рис. 1). Это обстоятельство определило выбор относительной «нулевой поверхности» или, как ее называют, отсчетной поверхности на наибольшей глубине, насколько позволяют нижние горизонты наблюдений.

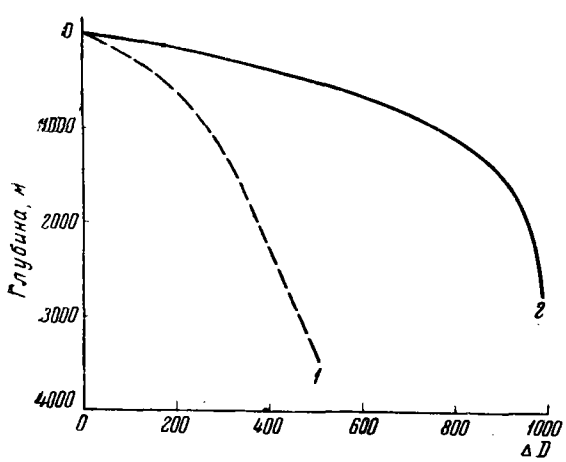


Рис. 1. Кривые разности динамических глубин (ΔD) в дециbарах.

1 — φ =51°21, λ =19°38 E; *2* — φ=41°58, =19°46 E

Таковой оказалась поверхность, находящаяся на глубине 3000 *м*. Все течения, вычисляемые от выбранной отсчетной поверхности, имеют постоянную ошибку, определяющуюся этим выбором. Для оценки этой ошибки на отдельных глубоководных станциях по данным наблюдений были вычислены динамическим методом скорости течения на отсчетной поверхности 3000 *м* относительно 5000 *м*. Скорости течения оказались равными 1—3 *см/сек*. По данным Л. М. Фомина [1], общая ошибка динамического метода значительно превышает полученные величины скорости.

Общие динамические карты Антарктики, и в частности динамические карты Индийского сектора Антарктики, рассчитывались до настоящего времени главным образом на основе материалов наблюдений экспедиций «Дисковери-I» и «Дисковери-II». Исключение представляет динамическая карта, опубликованная в 1958 г. в статье И. В. Максимова,

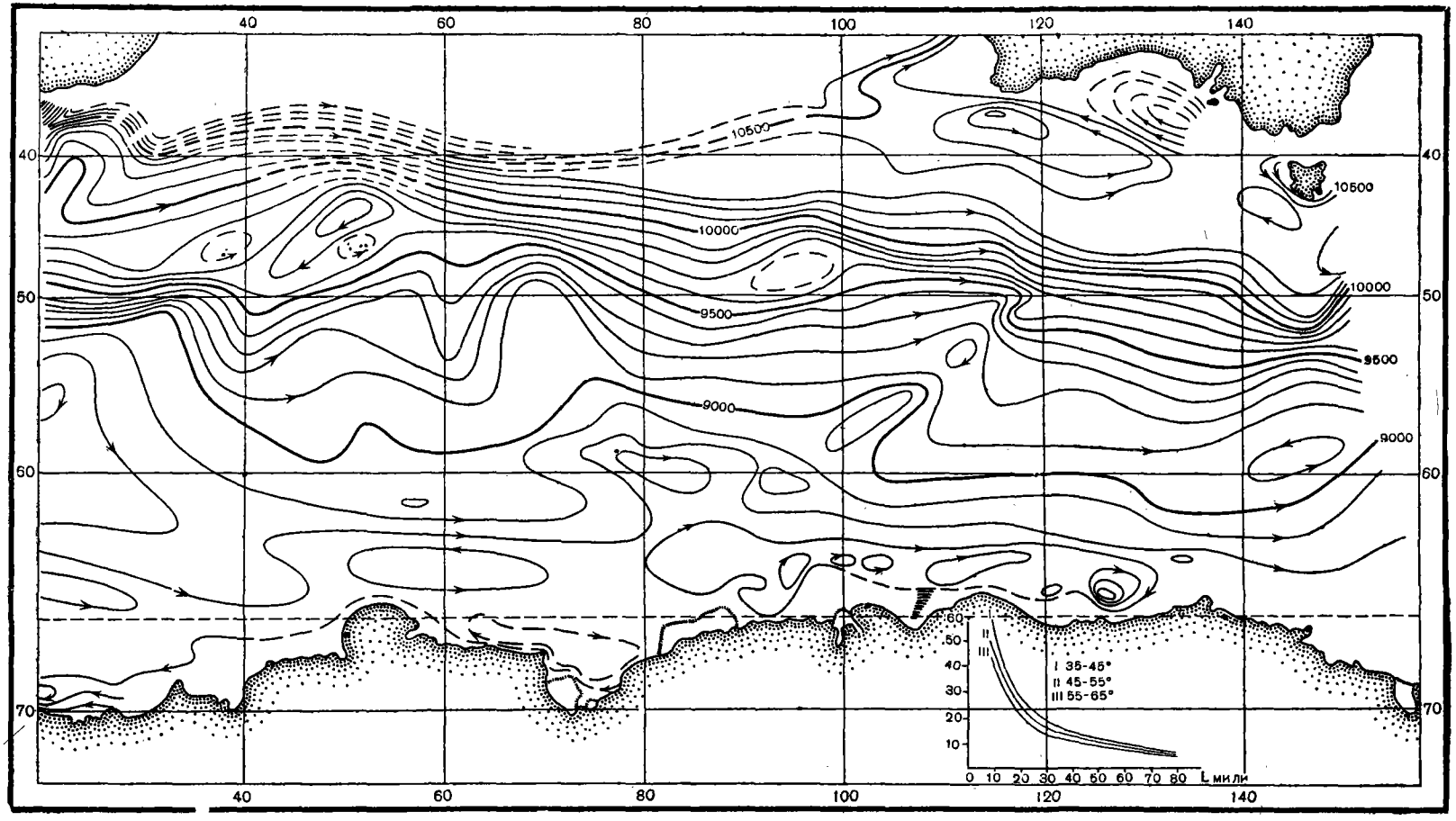


Рис. 2. Динамическая карта течений Индийского сектора Антарктики для поверхности 0—3000 м

построенная на основании наблюдений первого и второго рейсов Советской Антарктической экспедиции с учетом данных дрейфа судов. Однако в эту карту включается только часть Индийского сектора Антарктики южнее 55° ю. ш. В связи с этим целесообразно было построить полную динамическую карту Индийского сектора Антарктики, основанную как на данных экспедиций «Дисковери-I» и «Дисковери-II», так и на данных 1-го, 2-го и 3-го рейсов Советской Антарктической экспедиции. Следует отметить, что только данные, полученные Советской Антарктической экспедицией, позволили построить достаточно подробную динамическую карту для Индийского сектора Антарктики, показывающую ряд интересных и важных закономерностей в циркуляции антарктических вод.

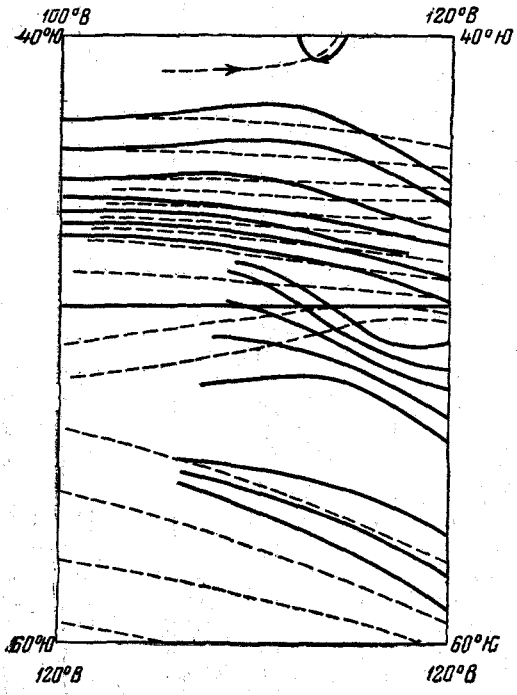


Рис. 3. Сезонная изменчивость рельефа динамической поверхности 0—3000 *м*

При расчетах и построении динамической карты Индийского сектора Антарктики была использована ставшая стандартной методика Н. Н. Зубова [3]. В вычисления не вошли три станции, которые при анализе вертикальных и горизонтальных градиентов удельного объема, температуры и солености были признаны недостоверными. На станциях, где наблюдения были выполнены до глубин меньших, чем выбранная отсчетная поверхность, значения удельного объема интерполировались с учетом вертикального и горизонтального градиентов удельного объема.

Построенная динамическая карта (рис. 2) значительно отличается от аналогичных предшествующих карт большей детальностью. Прежде всего обращает на себя внимание заметное нарушение зональности потоков. Система течений представляет сложную картину с циклоническими и антициклональными крупномасштабными вихрями, с довольно большими в некоторых районах меридиональными составляющими. Если учесть, что барическое поле атмосферного давления, а следовательно, и поле ветра, имеют явно выраженный зональный характер, то станет ясно, что причины нарушения зональности в циркуляции антарктических вод могут быть объяснены только существенным влиянием рельефа дна на исследуемое геострофическое течение. Сравнительный анализ карты рельефа дна Индийского сектора Антарктики с данными динамической карты показывает, что в условиях антарктических вод (сравнительно слабо стратифицированных) линии тока геострофических течений в значительной степени подобны изолиниям рельефа. Эта «квазиизобатичность» течений существенно нарушается только в районе, прилегающем непосредственно к Австралии. Причиной, вероятно, являются возмущения, вносимые самим этим континентом в однородные зональные условия ветровой циркуляции, а также возмущения, определяемые изменением градиентных условий антарктического Циркумполярного течения.

Влияние рельефа дна на течения в Антарктике отмечали и ранее многие исследователи, однако эти замечания носили до некоторой степени гипотетический характер, ибо не было достаточного количества данных, чтобы доказать это вполне убедительно.

Безусловно, исследования нулевой поверхности по методу Дефанта предопределили полученные выводы, однако, учитывая некоторую неопределенность метода, окончательным доказательством «квазиизобатичности» течений антарктических вод служит, конечно, построенная динамическая карта.

К динамической карте прилагаются три кривые для вычисления скорости течений по расстоянию между изолиниями. 1-я кривая вычислена для интервала широт 35—45° ю. ш.; 2-я — для интервала 45—55° ю. ш. и 3-я — для 55—65° ю. ш.

Уже отмечалось, что для построения динамической карты использовались все имеющиеся для Индийского сектора Антарктики материалы наблюдений. Однако не все эти наблюдения выполнены в один и тот же сезон. Это обстоятельство приводит, вероятно, к некоторым искажениям действительной картины течений. Но у нас нет выбора, ибо наблюдений все же настолько мало, что использовать все данные было необходимо. В единственном районе Индийского сектора Антарктики наблюдений оказалось достаточно, чтобы построить несколько схематизированную картину течений для сезонов (рис. 3). Этот рисунок показывает, что наиболее значительные сезонные изменения от лета к осени наблюдаются в южной части исследуемого района, где скорости течения малы.

ABSTRACT

A dynamic map of the Indian sector of the Antarctic waters is charted, based on the numerous collected data. The allows for a conclusion that the bottom relief has significant influence on the circulation of the Antarctic waters.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л. М. Фомин. О точности динамического метода вычисления морских течений. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. XXV, 1957.
2. И. В. Максимов. К изучению западного прибрежного антарктического течения. Информационный бюллетень Советской Антарктической экспедиции, № 2, Изд. «Морской транспорт». Л., 1958.
3. Н. Н. Зубов, О. И. Мамаев. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Л., Гидрометеоиздат, 1956.

From: *Kieler Meeresforschungen*, Bd. XVI (1960), Heft 2, p. 214-220

Aus dem Institut für Meereskunde der Universität Kiel

Bemerkungen zu meereskundlichen Beobachtungen vor der Ostküste von Indien

Von KARL BANSE

Zusammenfassung: In einer Literaturstudie werden indische meereskundliche Beobachtungen im Golf von Bengalen besprochen. Für Waltair wird gezeigt, daß dort im Herbst starke vertikale Vermischung auftritt, die eine Phytoplanktonblüte verursacht. Früher wurde für diese Zeit Absinken von Oberflächenwasser angenommen. — Es wird dargelegt, daß die Bedeutung der Phosphatzufuhr durch die Flüsse an der indischen Ostküste früher überschätzt worden ist. — Da bei Madras Auftriebswasser nicht regelmäßig auftritt, fehlt ein ausgesprochener jährlicher Gang der Phytoplanktonentwicklung. — Die Verhältnisse an anderen Plätzen des Golfes von Bengalen werden gestreift.

Remarks on oceanographic observations off the east coast of India (Summary). A literature survey of oceanographic observations off the east coast of India is presented. For Waltair it is suggested that during fall the tendency for sinking is counterbalanced by the salinity stratification. Strong vertical mixing depresses the surface concentration of oxygen heavily. Nutrients are brought up at the same time as indicated by phytoplankton blooms. The river discharge during southwest monsoon does not contribute important amount of phosphate phosphorus to the sea. — Markedly seasonal blooms of phytoplankton are not observed off Madras as there is no marked seasonal upwelling. — Other areas in the northern Bay of Bengal are mentioned.

Einleitung

Wegen der in Aussicht genommenen Internationalen Untersuchung des Indischen Ozeans erscheint es angebracht, auch die vorliegenden meereskundlichen Beobachtungen an den Küsten des Ozeans zu sichten und auf unzureichend untersuchte Besonderheiten hinzuweisen. Von der Ostküste Indiens besitzen wir vielseitige Untersuchungsserien und Schnitte über den Schelf aus der Umgebung von Waltair (17°44′ N), die deshalb ausführlich erörtert werden sollen. Für Madras (13°04′ N) liegen planktologisch-chemische Untersuchungen mit Beobachtungen von Temperatur, Salz- und Sauerstoffgehalt in Küstennähe vor, die Hinweise auf das Fehlen ausgesprochen jahreszeitlicher Planktonblüten geben. Schließlich wird auf Daten aus benachbarten Gebieten eingegangen werden.

Hydrographische Verhältnisse bei Waltair im Herbst

Für das Seegebiet vor Waltair hat LAFOND (1954) ausgeprägtes Auftriebwasser im März und April (Mai) festgestellt, und die gleiche Erscheinung für Juni bis August vermutet. Die Oberflächenbeobachtungen von Temperatur und Salzgehalt aus $4^1/_2$ Jahren (GANAPATI & MURTHY, 1955; SATYANARAYANA RAO, 1958a) zeigen eine Abnahme der Temperatur zwischen Februar und April, und von Juni bis August. Während die Auftriebserscheinungen für den Frühling durch hydrographische Schnitte erwiesen sind (LAFOND, 1955), stehen genauere Untersuchungen für die Zeit des Südwest-Monsuns noch aus. Hierzu sei folgendes gesagt: Während des Sommermonsuns ist die Abnahme der Oberflächentemperatur zu großen Teilen durch das Sinken der Lufttemperatur, den Wind und die Wolkendecke bedingt, und tritt daher im ganzen Golf von Bengalen auf. Jedoch deutet folgendes auf Auftriebserscheinungen zumindest in manchen Jahren hin: a) Der Wind ist schwach ablandig; b) Die Monatskarte der mittleren Oberflächentemperatur für August („Temperatuurmaandkaarten vor de Indische Oceaan", ANON., 1952) gibt an der indischen Küste zwischen 16 und reichlich 18° N Wassertemperaturen < 28°C an; das sommerliche Temperaturminimum der genannten

Beobachtungen vor Waltair, mit gewöhnlich 27.7° C, fällt in diesen Monat; c) Ein besonders niedriges Monatsmittel von 26.3° C aus dem August 1955 war vor Waltair mit einem Anstieg des Salzgehaltes verbunden, während in den anderen drei Jahren das Monatsmittel des Salzgehaltes niedriger als im Juni/Juli war; d) Aus dem Juli und August 1954 liegen ziemlich hohe Mittelwerte des Phosphatgehaltes vor (GANAPATI & VENKATA RAMA SARMA, 1958).

Ab August beginnt der Strom an der Küste von Orissa nach Süden zu laufen (British Admiralty Cart, in GANAPATI & VENKATA RAMA SARMA, *l. c.*). Für die folgende Zeit hat LAFOND (1954) ein Sinken von Oberflächenwasser angegeben. Hierzu sei bemerkt, daß in den Oberflächenbeobachtungen von GANAPATI & VENKATA RAMA SARMA (*l. c.*; für August 1953 bis Juni 1955) August bis Dezember 1953, und Juli bis Oktober 1954 Monate mit niedrigen Mitteln des Sauerstoffgehaltes gewesen sind. In beiden Jahren wurde das Minimum der Monatsmittelwerte im Oktober beobachtet (49% der Sättigung für 1953, 64% für 1954). Ähnlich niedrige Werte werden auch über der Mitte des Schelfs gefunden, wie Stationen von GANAPATI *et al.* (1956) zeigen: Für je eine Station im Oktober, November und Dezember 1955 entsprechen die Oberflächenwerte des Sauerstoffgehaltes ungefähr 72, 61 und 71% der Sättigung[1]).

Es ist nicht wahrscheinlich, daß die niedrigen Sauerstoffwerte an der Oberfläche durch Sauerstoffzehrung in der Oberschicht entstanden sind. Es wäre dann nicht möglich, daß bei der starken Schichtung (siehe bei RAMA SASTRY, 1957, und weiter unten) das Bodenwasser so gut durchlüftet gewesen wäre, wie es beobachtet worden ist (5—20% geringere Sättigung als an der Oberfläche). Eher ist zu vermuten, daß die niedrige Sättigung an der Oberfläche hauptsächlich durch Vermischung mit Bodenwasser verursacht worden ist.

Für starke vertikale Vermischung spricht folgendes: LAFOND (1954) hat für Oktober 1952 eine Darstellung der Tiefenlage der 82° F (27,8° C) Isotherme über dem Schelf gegeben, die der Obergrenze der Sprungschicht bei dieser Gelegenheit entsprochen hat. Ebenso wie die Sprungschicht selbst, sinkt die Isotherme gegen die Küste, woraus LAFOND ein Sinken von Oberflächenwasser abgeleitet hat. Das Originalmaterial (Bathythermographen-Aufzeichnungen)[2]) zeigt, daß gleichzeitig der vertikale Temperaturgradient oberhalb dieser Isotherme gegen die Küste abgenommen hat, und auf den Stationen 1—3 ($\leqq$ 10 sm von der Küste, $\leqq$ 50 m Wassertiefe) fast verschwunden gewesen ist. Außerdem ist die Oberflächentemperatur gesunken, während die Bodenwassertemperatur gegen die Küste zu gestiegen ist. Die Lufttemperatur ist während der Beobachtungen nicht mehr als 1° F (etwa $^1/_2$° C) von der Oberflächentemperatur abgewichen.

Das Sinken der Isothermen gegen die Küste ist also sowohl mit Sinken von Oberflächenwasser, als auch durch Mischung von warmen Oberflächen- mit kühlem Tiefenwasser über dem inneren Schelf zu begründen. Der Verfasser glaubt, daß in dieser Gegend die Tendenz zum Sinken des Oberflächenwassers, die dynamisch bedingt ist, zu großen Teilen durch die starke Schichtung zunichte gemacht wird, auf die im folgenden eingegangen werden soll; das Sinken der Isotherme wäre dann das Ergebnis von Vermischung.

Die vertikale Schichtung im Golf von Bengalen zu dieser Jahreszeit ist hauptsächlich durch die Flüsse verursacht, die im Norden des Golfes den Niederschlag des Sommer-

[1]) Die Temperaturen für diese Abschätzung sind SATYANARAYANA RAO (1958a) entnommen, wobei die Ergebnisse von GANAPATI & MURTHY (1954) über die Temperaturverteilung über dem Schelf berücksichtigt sind. Der Fehler der Schätzung mag 2—3% in den Sättigungswerten betragen.

[2]) Einen Einblick in das Originalmaterial verdankt der Verfasser den Herrn Dr. J. N. NANDA, Naval Headquarters, New Delhi, und V. NARAYANA RAO, Indian Naval Physical Laboratory, Cochin.

monsuns zum Meere führen. Das salzarme Wasser bildet vor Waltair nur eine dünne Schicht, wie die erwähnten Stationen von GANAPATI *et al.* (1956) aus dem Jahr 1955 zeigen: Über der Mitte des Schelfs steigt der Salzgehalt im Oktober von 15,6 (0 m) auf 23,9 (9 m) und 31,1‰ (16 m), im November von 23,2 (0 m) auf 29,9‰ (20 m), und im Dezember von 28,5 (0 m) auf 31,2‰ (20 m). Trotz der Tendenz zum Sinken ist das salzreiche Wasser auch unmittelbar an der Küste vorhanden, wie die Daten von GANAPATI & MURTHY (1954) zeigen: Bei zwei Gelegenheiten im Oktober 1952 fanden die Autoren einen Anstieg des Oberflächensalzgehaltes um 3—4‰ innerhalb von 10 sm von der Küste. Auf die verstärkte Mischung über geringer Wassertiefe wurde oben bei der Besprechung des Bathythermographen-Schnittes von einer dieser Ausfahrten schon hingewiesen.

Als ein Ergebnis der starken vertikalen Mischung im Gebiet vor Waltair ist ein sehr schneller Anstieg des Oberflächensalzgehaltes zu erwarten, wenn man in Richtung der Strömung sieht. In der Tat zeigt die mittlere Salzgehaltsverteilung für das Quartal September bis November (SEWELL, 1929) einen Anstieg des Salzgehaltes von 22 auf 29‰ zwischen 20 und 19° N. Geographisch liegt Waltair zwar auf 17°44′ N, doch befindet es sich zufolge den Beobachtungen von SATYANARAYANA RAO (1958a) während der Monate Oktober und November in dem Salzgehaltsbereich von 21 und 27‰ S (im September ist der Oberflächensalzgehalt an der Küste bei Waltair höher). Da die Grundlagen der Sewell'schen Karte mühsam nachzuprüfen ist, neuere Daten aber kaum veröffentlicht sein dürften, muß man sich damit begnügen, daß sich die vorhandenen Unterlagen nicht widersprechen. Für die Untersuchung dieser Frage sind Schnitte entlang der Ostküste von Indien sehr erwünscht.

Zusammengefaßt ist von den hydrographischen Beobachtungen im Gebiet vor Waltair abzuleiten, daß Tiefenwasser sowohl durch Auftriebserscheinungen an die Oberfläche gebracht werden kann (März bis April, ev. Mai, und Juni bis August), als auch durch vertikale Mischung ab August. Die vermehrte Nährstoffzufuhr sollte in dem verarmten Oberflächenwasser der Tropen sich in erhöhtem Planktongehalt auswirken, und es wären drei Perioden von Phytoplanktonblüten zu erwarten, von denen die zweite und dritte unmittelbar aufeinander folgen. In der Tat zeigen die Beobachtungen der Diatomeen (Netzplankton) Maxima im März und April, und von September bis November; kleinere Wucherungen erfolgen im August. (GANAPATI & MURTHY, 1955; GANAPATI & VENKATA RAMA SARMA, 1958).

Phytoplankton-Verteilung bei Waltair und Süßwassereinfluß

Im vorhergehenden Absatz wurde darauf hingewiesen, daß das Netz-Phytoplankton vor Waltair von der Beimischung von Tiefenwasser zur Oberschicht abhängt. Auch die Untersuchung von GANAPATI & MURTHY (1957) über die horizontale Verteilung des Phytoplanktons vor Waltair unterstützt die früher geäußerte Ansicht des Verfassers (BANSE, 1959), daß der Zuschuß von Nährsalzen, vorzüglich von Phosphat, durch die Flüsse während der Regenzeit von verhältnismäßig geringerer Bedeutung in diesen Gewässern ist. Die genannten Verfasser beobachteten in der zweiten Hälfte des Jahres 1952, daß die großen Konzentrationen des Netz-Phytoplanktons zuerst im Wasser mit hohem Salzgehalt, fern der Küste gefunden wurden. Nahe der Küste traten große Phytoplanktonmengen erst nach dem jährlichen Minimum des Salzgehaltes auf.

Der Salzgehalt als solcher wird hierbei ohne Einfluß gewesen sein, da MUTHU (1955) vor Madras Planktonblüten, mit ähnlicher artlicher Zusammensetzung wie bei höherem Salzgehalt, bei 22—23‰ S beobachtet hat (vgl. aber SUBRAHMANYAN, 1959, wonach vor Calicut das Plankton bei 25‰ S nicht länger gesund aussieht). Ebensowenig scheint bei den Beobachtungen vor Waltair die Trübungsverteilung für die Bevorzugung von

salzreichem Wasser verantwortlich zu sein, ohne daß dies näher ausgeführt werden soll (Daten zur Durchsichtigkeit bei SATYANARAYANA RAO, 1958b). Das Wasser vor Waltair ist immer geschichtet.

Vielmehr zeigen für den Phosphatgehalt folgende Betrachtungen, daß der Süßwasserabfluß vom Festland nicht die Bedeutung hat, die ihm von manchen Autoren zugeschrieben wird, sondern daß der Nährstoffgehalt des Tiefenwassers der Motor der großen Planktonblüten sein muß: Für die Südwestküste von Indien hat SURYANARAYANA RAO (1957) schon durch Analyse wahrscheinlich gemacht, daß die kurzen Flüsse jener Gegend keine bedeutenden Phosphormengen zur See tragen. Das gleiche scheint auch für die Flüsse der nordindischen Ebene zu gelten, wie aus den Daten von BOSE (1956) aus der Ganges-Mündung (River Hooghly, Station 2 bei Diamond Harbour) hervorgeht: Die hohen Phosphatgehalte treten dort vor dem Südwestmonsun, zusammen mit hohem Salzgehalt auf. Der mittlere Gehalt des ausgesüßten Wassers der Regenzeit ist mit ungefähr 0.4 µg-at/l P niedrig, die Minima sind nicht weit von Null entfernt. Die Daten von DUTTA *et al.* (1955) vom gleichen Platz zeigen, daß das Phytoplankton am bedeutendsten in der Zeit vor dem Südwestmonsum, am unbedeutendsten während des Monsuns ist; das Phytoplankton ist also nicht der Grund für die niedrigen Phosphatwerte während der Regenzeit.

Würde man mit Hooghly-Wasser aus der Regenzeit ein ozeanisches Wasser von $35^0/_{00}$ S, ohne jeglichen Phosphatgehalt, verdünnen, so erhielte man bei $17.5^0/_{00}$ S einen Phosphatgehalt von 0,2 µg-at/l P. Tatsächlich ist aber der mittlere Phosphatgehalt von Wasser dieses Salzgehaltes vor Waltair 0,5—0,8 µg-at/l (GANAPATI *et al.*, 1956; GANAPATI & VENKATA RAMA SARMA, 1958): Der Phosphatgehalt vor Waltair muß vorzugsweise ozeanischen Ursprungs sein (Untersuchungen über den Gesamtphosphorgehalt fehlen allerdings noch gänzlich). Die Beobachtungen von JAYARAMAN (1951) über den Phosphatgehalt vor Madras stützen diese Darlegungen: Auch das salzarme Wasser vor Madras, das dort etwas später als bei Waltair auftritt, hat einen nur mäßigen Phosphatgehalt (Siehe aber September 1951, bei RAMAMURTHY, 1953 b. Lokaler Einfluß durch die in Madras mündenden Gewässer?). Hingegen tritt ebenso vor Madras, wie vor Waltair, das Silikatmaximum im salzarmen Wasser auf (JAYARAMAN, *l. c.*;, GANAPATI & VENKATA RAMA SARMA, *l. c.*), wie nicht anders zu erwarten.

Es muß eingeräumt werden, daß unbekannt ist, wieviel an Stickstoffverbindungen dem Meer durch die Flüsse zugeführt werden. STEEMANN-NIELSEN & AAB ŒE JENSEN (1957) haben für den Pazifischen und Indischen Ozean wahrscheinlich gemacht, daß Nitrat ebensogut wie Phosphat ins Minimum geraten und die organische Produktion behindern kann. Unveröffentlichte Beobachtungen des Verfassers vor Cochin in den Jahren 1958 bis 1960 zeigen, daß der Phosphatgehalt niemals ins Minimum gerät, der Nitratgehalt aber sehr wohl. Die Beobachtungen von JAYARAMAN (*l. c.*) und von GANAPATI & VENKATA RAMA SARMA, *l. c.*) bringen ebenfalls zum Ausdruck, daß bei Madras und Waltair die Zeit des niedrigen Oberflächensalzgehaltes nicht eine Zeit besonders hoher Nitratwerte ist. Untersuchungen der Stickstoffverbindungen mit zuverlässigen Methoden sind erwünscht, bevor ein endgültiges Urteil über die Bedeutung der Süßwasserzuflüsse für die Planktonproduktion gefällt wird.

Beobachtungen vor Madras

Im vorhergehenden sind schon meereschemische Beobachtungen vor Madras erwähnt worden. Hier sollen die Unterschiede des Gebietes vor Madras gegenüber dem von Waltair dargelegt werden. In der Luftlinie sind die Plätze reichlich 300 sm voneinander entfernt. Sie unterliegen beide dem gleichen Strömungssystem, wenn auch die Umkehr der Richtung, etwa im Januar und August, nicht genau gleichzeitig erfolgt. Das salz-

arme Wasser der Regenzeit aus dem Norden des Golfes von Bengalen erreicht Madras etwas später als Waltair (LaFond, 1958). Trotz dieser allgemeinen Übereinstimmung sind aber die produktions-biologischen Verhältnisse im Pelagial recht verschieden, soweit es sich aus den nichtzusammenhängenden Beobachtungen aus $4^1/_2$ Jahren für Madras ableiten läßt. Während vor Waltair eine Periodizität in der Phytoplanktonentwicklung deutlich ist, sind vor Madras, auf dem Untersuchungsplatz wenige Meilen vom Strand entfernt, aus allen Monaten außer Januar, März und Juni relative Maxima der Phytoplanktonentwicklung beobachtet worden (Aiyar *et al.*, 1936; Ramamurthy, 1953b; Muthu, 1956[1])), ohne daß von einer wirklich bevorzugten Jahreszeit gesprochen werden kann. Dies hat Ramamurthy (*l. c.*) bereits hervorgehoben; auch aus seinen Beobachtungen (1953c) geht hervor, daß der Planktongehalt von einer Beobachtung zur anderen sehr schwanken kann, und daher die Betrachtung von Monatsmitteln etwas irreführend ist.

Der Grund für das Fehlen einer bevorzugten Jahreszeit der Phytoplanktonentwicklung bei Madras ist in den hydrographischen Verhältnissen zu suchen: Regelmäßiges Auftreten von ausgeprägtem Auftriebswasser scheint zu fehlen, soweit es sich aus den Oberflächenbeobachtungen des Sauerstoffgehaltes ablesen läßt. LaFond (1958, Fußnote auf p. 21, s. auch die Daten von Ramamurthy, 1953a) hat zwar schwache Auftriebserscheinungen für Mai vermutet; Muthu (*l. c.*) wird darüber näher berichten. Es fehlt aber vor Madras das regelmäßige Absinken des Sauerstoffgehaltes an der Oberfläche, das für die Südwestküste Indiens, und auch für das Gebiet vor Waltair typisch ist, und es muß daher die stoßweise Zufuhr großer Mengen von Nährsalzen bei Madras fehlen. Stattdessen wird bei der geringen Tiefe am Untersuchungsplatz (15—25 m; nur Aiyar *et al.* haben gelegentlich 35 m Wassertiefe aufgesucht) Bodenwasser lokal in die Oberschicht gelangen und begrenzte Vermehrung des Phytoplanktons bewirken. Markante Beispiele sind aus den Daten von Jayaraman (1951) zu entnehmen, wo von Juni bis August 1948 der Sauerstoffgehalt des Oberflächenwassers an vier Beobachtungstagen von den üblichen 85—90% der Sättigung auf 55—60% absank. Abnorm hohe Phosphatwerte (1,5 und 3 µg-at/l) fielen in diese Zeit.

Gänzlich unbekannt ist dabei, wie die relative Höhen der Phytoplanktonmaxima von Madras und Waltair (und von anderen Plätzen Indiens) sich verhalten, und ob, über das ganze Jahr gesehen, die am Boden ständig tätige Mineralisation in Madras ebenso viel organische Produktion bewirken kann, wie die zeitlich begrenzten Auftriebserscheinungen an anderen Orten. Genauere Kenntnisse über die Stabilität und den Austausch fehlen noch durchaus, wenn man von der Arbeit von Rama Sastry (1957) absieht. Die Tatsache, daß die bedeutenden Fischvorkommen Indiens an der Malabarküste und vor Saurashtra gefunden werden, wo Auftriebswasser im großen auftritt, spricht für die große Wirksamkeit des Emporkommens von wirklichem Tiefenwasser, gegenüber der bloßen Beimischung von Bodenwasser zur Oberschicht in Strandnähe. Für einen Vergleich der verschiedenen Gebiete ist allerdings eine Abkehr von den bisher fast nur benutzten Planktonnetzen nötig.

Die Westhälfte des Golfes von Bengalen

Man kann erwarten, daß der Golf von Bengalen wegen seiner Lage im Bereich der Monsune, und durch ihm eigene Besonderheiten des Strömungssystems, auf offener See Gebiete mit erhöhtem vertikalen Austausch und nachfolgender Planktonentwicklung aufweist. Die Monatskarten der Britischen Admiralität, die Ganapati & Venkata Rama

[1]) Herrn M. S. Muthu, bin ich für das Entleihen seiner Arbeit, die sich im Druck befindet, sehr zu Dank verpflichtet.

SARMA (1958) abgedruckt haben, zeigen wenigstens zwei zyklonische Wirbel, in deren Mitte das Tiefenwasser aufsteigen muß: Der eine besteht von Juli bis September im Norden des Golfes, sein Zentrum liegt ungefähr auf 20° N, 90° O. Der andere tritt im Oktober vor der Küste von Madras, auf ungefähr 85° O auf, bewegt sich in der Folgezeit in südlicher Richtung und verschwindet im Dezember nordöstlich von Ceylon. Ein dritter zyklonischer Wirbel besteht im Oktober vor Waltair, doch mag er mit dem erstgenannten identisch sein. — Über die regional sehr wechselnde Tiefenlage der Sprungschicht vor der indischen Ostküste gibt die Arbeit von PRASAD (1952) eine Vorstellung. Vielleicht stammen seine Stationen 8—11 und 17—20 aus dem Bereich des erstgenannten Wirbels.

Ferner sei darauf hingewiesen, daß LAFOND (1958) im Juni 1953 vor der Ganges-Mündung Oberflächenwasser mit sehr hohem Salzgehalt beobachtet hat. Der oben genannte erste zyklonische Wirbel soll nach der Monatskarte erst im Juli, und weiter östlich auftreten. Die Beobachtungsserie von Saugor Island, in der Mündung des River Hooghly (LAFOND, *l. c.*) weist auf regelmäßiges Auftreten von Wasser mit sehr hohem Salzgehalt vom April bis Juni hin, was näher untersucht zu werden verdient. Es wurde oben darauf aufmerksam gemacht, daß das Phosphatmaximum im Hooghly vor dem Südwestmonsun, also zu dieser Zeit auftritt. Ob es sich um Auftriebswasser vor der Ganges-Mündung, oder um Advektion aus dem Gebiet vor Waltair handelt (LAFOND, 1958), muß vorderhand dahingestellt bleiben.

Der Temperaturabfall im äußersten Norden des Golfes im Herbst, der bis zum Januar anhält („Temperatuurmaandkaarten vor de Indische Oceaan", ANON., 1952), dürften nur durch Abkühlung der Oberfläche durch niedrige Lufttemperatur über dem Festland („Climatological Tables of Observatories in India", Anon, 1955) und den Nordostmonsun bedingt sein. Diese Ansicht gründet sich auf die vertikale Temperaturverteilung, die LAFOND & BORRESWARA RAO (1954) für Dezember 1952 aus diesem Gebiet mitgeteilt hat. Das Gleiche scheint auch für die Nordwestküste Indiens, für das Seegebiet vor Saurashtra zu gelten, wo ab Oktober die Temperaturen stark absinken ($< 22°$ C vor Karatschi im Januar, „Temperatuurmaandkaarten", *l. c.*). Die noch nicht abgeschlossene Bearbeitung von etwa 1 500 Bodenwasser-Temperaturen, auf denen die Mittelwerte von JAYARAMAN *et al.* (1959) basieren, zeigen während zwei Beobachtungsjahren südlich des Golfes von Kutch einen Anstieg der Wassertemperatur zum Boden hin vom Januar ab. Von diesem Monat ab scheint die Temperaturverteilung vor allem von der oberflächlichen Abkühlung, nicht von Auftriebserscheinungen bedingt zu sein.

Litersturverzeichnis

ANONYMUS (1952): Temperatuurmaandkaarten vor de Indische Oceaan, Kon. Nederl. Meteorol. Inst., Uitgave **135**, Den Haag. — ANONYMUS (1955): Climatological Tables of Observatories in India. Manager of Publications, Delhi. — AIYAR, R. G., MENON, K. S. & MENON, M. G. K. (1936): Plankton records for the year 1929 and 1930. J. Univ. Madras **8**, 97—139. — BANSE, K. (1959): On upwelling and bottom-trawling off the south-west coast of India, J. Mar. biol. Ass. India **1**, 33—49. — BOSE, B. B. (1956): Observations on the hydrography of the Hooghly Estuary. Indian J. Fish. **3**, 101—118. DUTTA, N., MALHOTRA, J. C. & BOSE, B. B. (1955): Hydrology and seasonal fluctuations of the plankton in the Hooghly estuary. Symposium on marine and fresh-water plankton in the Indo-Pacific, Bangkok 1954. FAO Bangkok & UNESCO, Djakarta, 35—47. — GANAPATI, P. N., LAFOND, E. C. & BHAVANARAYANA, P. V. (1956): On the vertical distribution of chemical constituents in the shelf waters off Waltair. Proc. Indian Acad. Sci. B **44**, 68—72. — GANAPATI, P. N. & MURTHY, V. S. R. (1954): Salinity and temperature variations of the surface waters off the Visakhapatnam coast. Andhra Univ. Series No. **49**, 125—142. — GANAPATI, P. N. & MURTHY, V. S. R. (1955): Preliminary observations on the hydrography and inshore plankton in the Bay of Bengal off Visakhapatnam

coast. Indian J. Fish. 2, 84—95. — GANAPATI, P. N. & MURTHY, V. S. R. (1957): Phytoplankton production in relation to depth and distance in the Bay of Bengal off the Waltair coast. Proc. 8th Pac. Sci. Congr. 1953, III A, 1145—1155. Quezon City. — GANAPATI, P. N. & VENKATA RAMA SARMA, D. (1958): Hydrography in relation to the production of plankton off Waltair coast. Andhra Univ. Series No. 62, 168—192. — JAYARAMAN, R. (1951): Observations on the chemistry of the waters of the Bay of Bengal off Madras City during 1948—1949. Proc. Indian Acad. Sci. B 33, 92—99. — JAYARAMAN, R., SESHAPPA, G., MOHAMED, K. H. & BAPAT, S. V. (1959): Observations on the trawl-fisheries of the Bombay and Saurashtra waters, 1949—50 to 1954—55. Indian J. Fish. 6, 58—144. — LAFOND, E. C. (1954): On upwelling and sinking off the east coast of India. Andhra Univ. Series No. 49, 117—121. — LAFOND, E. C. (1955): On upwelling and fisheries. Curr. Sci. 24, 258—259. — LAFOND, E. C. (1958): Seasonal cycle of sea surface temperatures and salinities along the east coast of India. Andhra Univ. Series No. 62, 12—21. — LAFOND, E. C. & BORRESWARA RAO, C. (1954): Rotary currents in the Bay of Bengal. Ibid. No. 49, 102—108. — MUTHU, M. S. (1955): Unusual lowering of salinity in the Madras coastal area and its effect on the plankton. Curr. Sci. 24, 87—89. — MUTHU, M. S. (1956) Studies on plankton. Thesis, Madras University, 135 + XV pp. — PRASAD, R. R. (1952): Preliminary observations on the temperature gradients and light penetration in the upper 200 feet of water of the Bay of Bengal. Proc. Indian Acad. Sci. A 36, 61—69. — RAMAMURTHY, S. (1953a): Seasonal changes in the hydrogen ion concentration and the dissolved oxygen content of the surface waters of the Madras coast. J. Madras Univ. 23 B, 52—60. — RAMAMURTHY, S. (1953b): Hydrobiological studies in the Madras coastal waters. Ibid., 148—163. — RAMAMURTHY, S. (1953c): Measurements of diatom populations by pigment extraction method. Ibid. 164—173. — RAMA SASTRY, A. A. (1957): Vertical stability of the upper layers in the Bay of Bengal. Bull. Central Res. Inst. Univ. Kerala, C 5, 1—5. — SATYANARAYANA RAO, T. S. (1958a): Studies on Chaetognatha in the Indian Seas. II. The Chaetognatha of Lawson's Bay, Waltair. Andhra Univ. Series No. 62, 137—146. — SATYANARAYANA RAO, T. S. (1958b): Studies on the penetration of light in the Bay of Bengal. I. Transparency of the waters on the east coast of India and its significance. Proc. Nat. Inst. Sci. India 23 B, 165—190. — SEWELL, R. B. S. (1929): Geographic and oceanographic research in Indian waters. V. Temperature and salinity of the surface-waters of the Bay of Bengal and Andaman Sea, with reference to the Laccadive Sea. Mem. Asiat. Soc. Bengal 9, 207—356. — STEEMANN-NIELSEN, E. & AABYE JENSEN, E. (1957): Primary oceanic production. Galathea Reports 1, 47—136. — SUBRAHMANYAN, R. (1959): Studies on the phytoplankton of the west coast of India. II. Physical and chemical factors influencing the production of phytoplankton, with remarks on the cycle of nutrients and on the relationship of the phosphate-content to fish-landing. Proc. Indian Acad. Sci. B 50, 189—252. — SURYANARAYANA RAO, S. V. (1957): Preliminary observations on the total phosphorus content of the inshore waters of the Malabar Coast off Calicut. Proc. Indian Acad. Sci. B 45, 77—85.

From: Okeanol. Issled., no. 4 (1961), p. 7-17

Г. Н. Иванов-Францкевич

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ И ВОДНЫХ МАССАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Ввиду особенностей географического и климатического характера гидрологическая структура Индийского океана отличается от структур Атлантического и Тихого океанов. Индийский океан охватывается с севера массивом суши, что само по себе вызывает в его северной части отклонение картины течений и распределения водных масс от классической. Значительные добавочные осложнения вносит в нее муссонный характер ветров.

Наблюдения прежних экспедиций («Обь», «Дисковери II», «Норсель») показали, что Индийский океан пересекается мощной фронтальной зоной, расположенной в широтном направлении приблизительно по 10—12° ю. ш. В поверхностных слоях она является зоной дивергенции между Экваториальным противотечением и Южным пассатным течением и играет в жизни Индийского океана исключительно важную роль.

В 31-м рейсе «Витязем» она была пересечена девять раз от 112 до 53° в. д. Обращает на себя внимание огромная протяженность этой зоны по глубине. По течениям она была прослежена до наибольшей глубины наблюдений, т. е. до 1000 *м*, а на разрезах солености и содержания кислорода — до 2000 *м*. Ширина зоны в поверхностных слоях составляет 100—200 миль. Положение ее показано широкой темной полосой на схеме расположения границ водных масс (рис. 1).

Наблюдения над течениями показывают, что в глубинных слоях — это зона конвергенции. Представление о ее структуре дает распределение солености на разрезе «Витязя» по 88—90° в. д. (рис. 2), выполненном с 16 декабря 1959 г. по 16 января 1960 г. Она располагается здесь между 10 и 12° ю. ш. и хорошо обрисовывается изохалиной 34,8‰. Следует отметить, что зона лучше выражена не на поверхности, а в слое 100—400 *м*. Наиболее резкой она оказалась в восточной части океана. Чем дальше на запад, тем она слабее выражена. Иллюстрацией этому могут служить, например, распределения солености на разрезах по 100° в. д. (рис. 3) и по 68° в. д. (рис. 4), выполненных в 31-м рейсе э/с «Витязь». На первом из них положение зоны на 9—11° ю. ш. ясно обрисовывается изохалиной 34,8‰, на втором же положение ее на 10—12° ю. ш. видно значительно хуже.

Обратимся к характеристике основных водных масс той части океана, которая была исследована в 31-м рейсе. В настоящем сообщении, носящем предварительный характер, мы ограничимся только водами верхнего слоя, до 1000 *м*, поскольку наблюдения над течениями ограничивались этим слоем.

Южнее зоны раздела слой до 600 *м* занят индийской центральной водой (ИЦВ), образующейся путем опускания в области субтропической

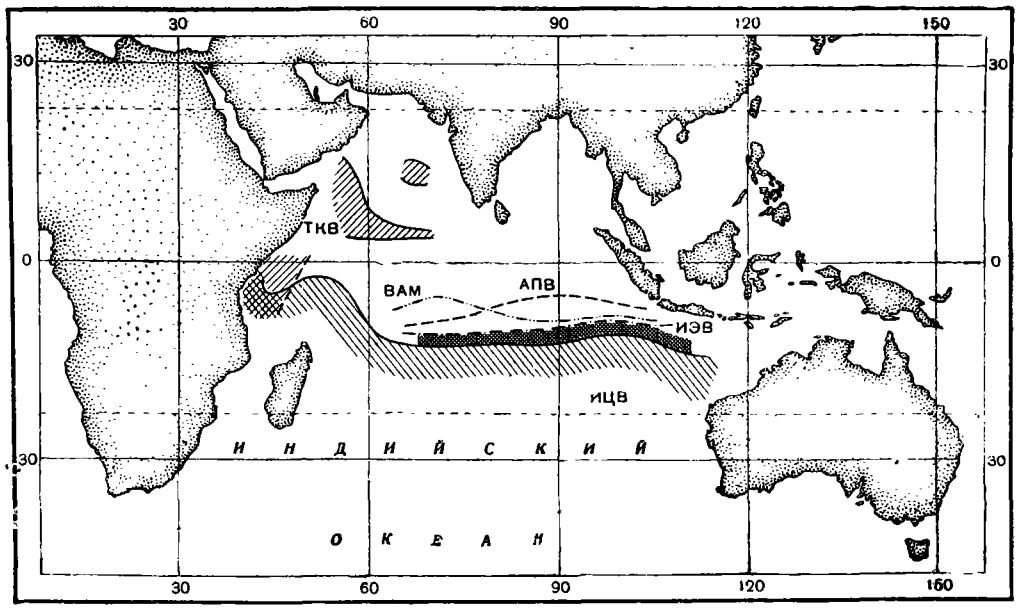


Рис. 1. Карта положения границ водных масс Индийского океана

конвергенции. Обнаружено, что на 90° в. д. область конвергенции простирается на север до 19° ю. ш. (рис. 2). ИЦВ характеризуется температурой от 10 до 23° и соленостью от 34,7 до 35,7‰. Южнее 19° ю. ш. ИЦВ начиналась от поверхности, севернее же 19° ю. ш. ее верхняя граница опускалась на глубину 100—200 *м*. Северной границей ИЦВ в восточной и центральной частях океана является фронтальная зона. Положение этой границы показано на рис. 1. В западной части океана ИЦВ выклинивается к северу примерно до 2° ю. ш., занимая область, показанную на карте (рис. 1). При этом толщина слоя ИЦВ уменьшается до 150—200 *м*, интервал солености — до 34,9—35,3‰, а температура — до 10—14°. Слой ИЦВ несколько опускается здесь, захватывая глубины от 200—250 до 350—400 *м*.

Участки *TS*-кривых для ИЦВ в западной части океана несколько отличны от таковых для ИЦВ южнее зоны раздела, что указывает на трансформацию ее в этом районе.

Характерные для ИЦВ *TS*-кривые приведены на рис. 5. На ст. 4575, где ИЦВ доходит до поверхности, соответствующий ей участок *TS*-кривой прямолинеен, в то время как на ст. 4581, где она опускается на глубину, соответствующий ей участок *TS*-кривой представляет собой выступ.

Непосредственно под ИЦВ располагается антарктическая промежуточная вода (АПВ). Резкой границы между ней и ИЦВ нет; эти воды непрерывно переходят одна в другую, причем градиент плотности в переходной области даже меньше, чем в ядрах обеих масс. В районе образования АПВ ее температура равна 2°,2, а соленость 33,8‰. По терминологии Свердрупа, АПВ представляет собой не водную массу, а водный тип, поскольку опускание ее происходит не в определенной области, а вдоль поверхности, и характеризуется она отдельными значениями температуры и солености, а не интервалами значений. К южной границе исследованной области океана АПВ подходит уже значительно трансформированной. Поскольку границы ее выражены плохо, то указать их можно в известной мере условно. В исследованной области океана южнее фронтальной зоны температура АПВ была 5—8°, а соленость 34,2—34,7‰.

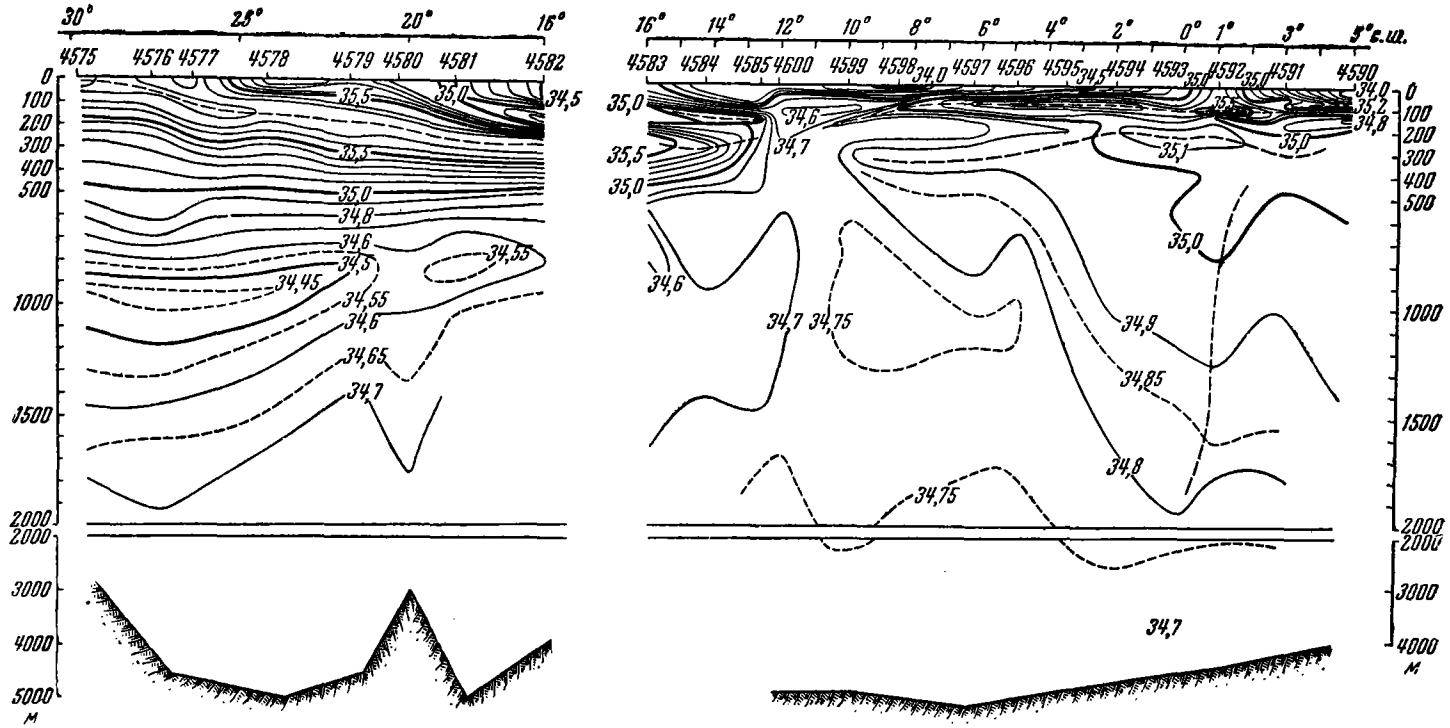


Рис. 2. Распределение солености на разрезе э/с «Витязь» по 88—90° в. д. (ноябрь 1959 г. — январь 1960 г.)

На разрезах солености (рис. 2, 3, 4 и 6) АПВ обнаруживается по минимуму солености под ИЦВ. Как мы видим, АПВ распространяется на север несколько дальше, чем ИЦВ. В северо-восточной части океана она доходит на 105° в. д. до 7° ю. ш., на 90° в. д. до экватора, после чего снова отходит к югу, опускаясь на 68° в. д. до 8° ю. ш. (рис. 1). Как видно из разрезов, от

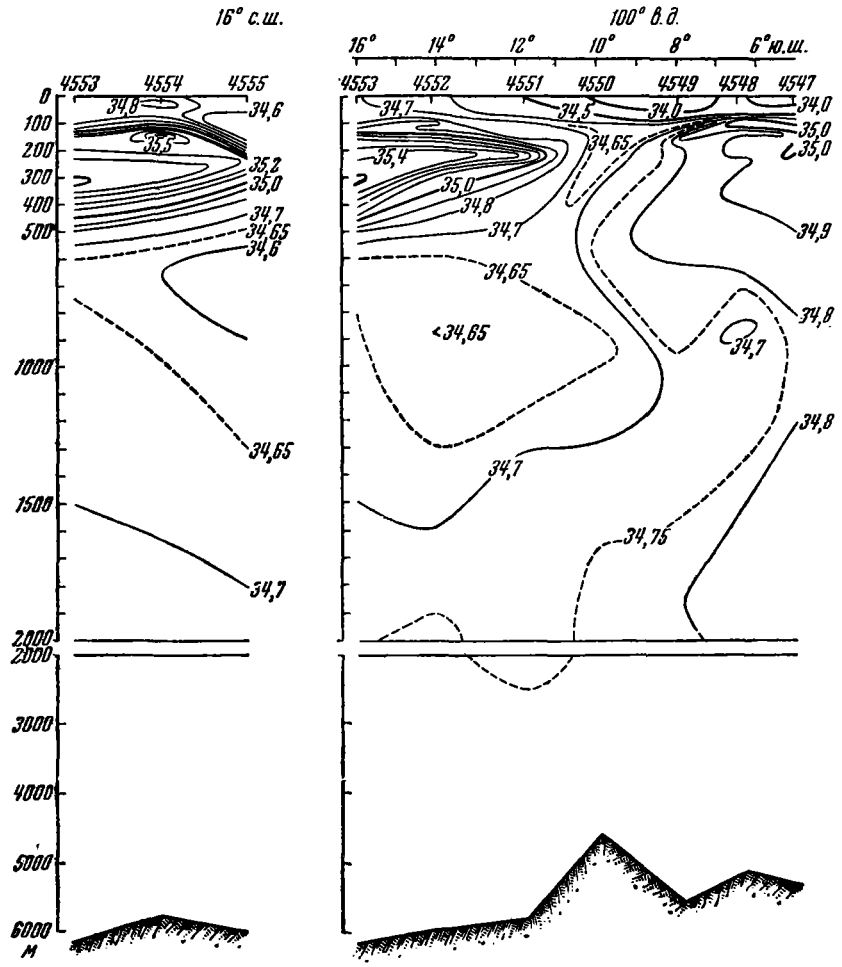


Рис. 3. Распределение солености на разрезах э/с «Витязь» по 16° с. ш. и по 100° в. д.

90 до 110° в. д. АПВ поднимается вдоль фронтальной зоны до поверхностных слоев. Процесс этот протекает, по-видимому, чрезвычайно медленно, потому что значительного понижения температуры во фронтальной зоне не наблюдалось. Западнее 90° в. д. выхода АПВ к поверхности обнаружено не было.

Характеризующий АПВ минимум солености при продвижении на север постепенно приближается к поверхности, причем на западе быстрее, чем на востоке. Так, на 30° ю. ш. он находится на глубине 1000 *м*, в районе фронтальной зоны (т. е. на 10—12° ю. ш.) на 100° в. д. он наблюдался на 900 *м*, на 90° в. д.— на 800 *м*, на 68° в. д.— на 600 *м*. На 55—60° в. д. минимум солености поднимается на экваторе до 500 *м*, а на 13° с. ш.— до 300 *м*. Однако здесь он, по-видимому, с АПВ не связан (см. ниже).

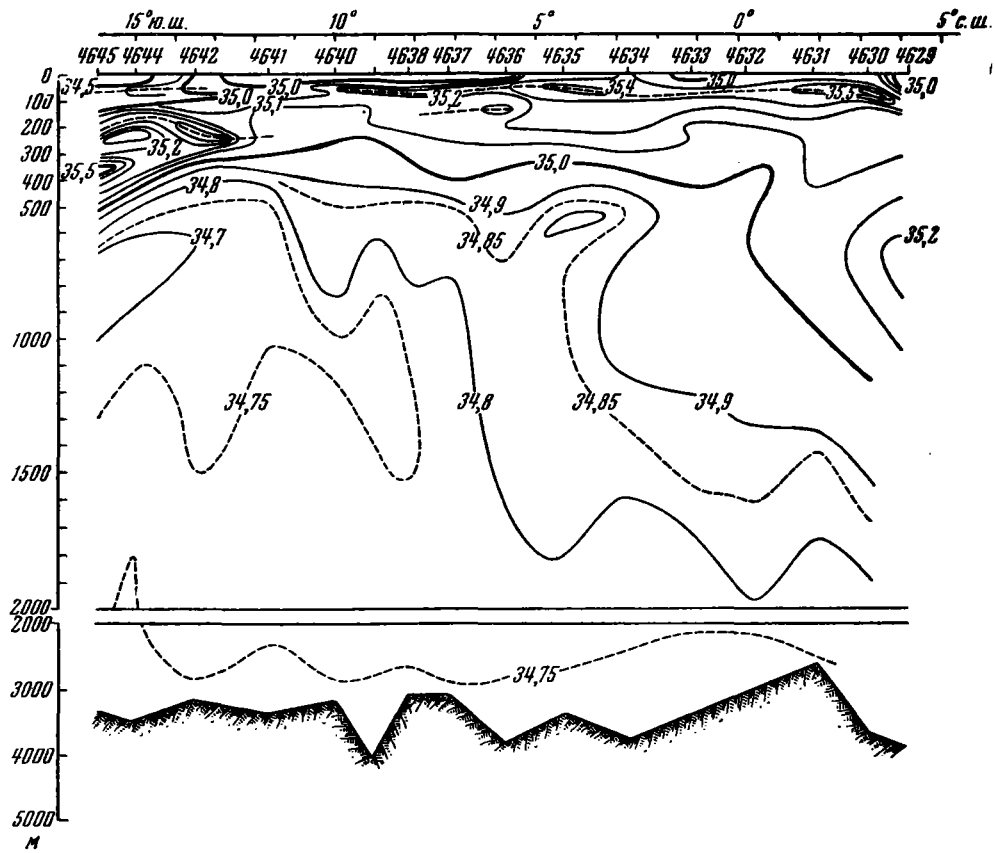


Рис. 4. Распределение солености на разрезе э/с «Витязь» по 68° в. д.

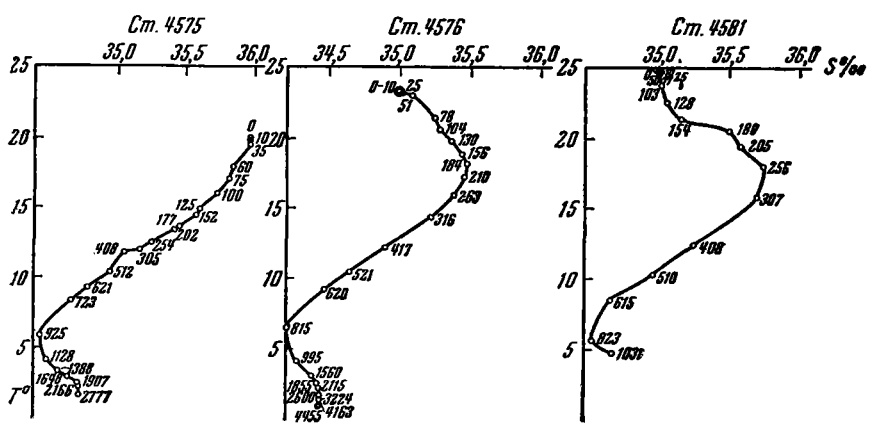


Рис. 5. *TS*-кривые, характерные для индийской центральной воды

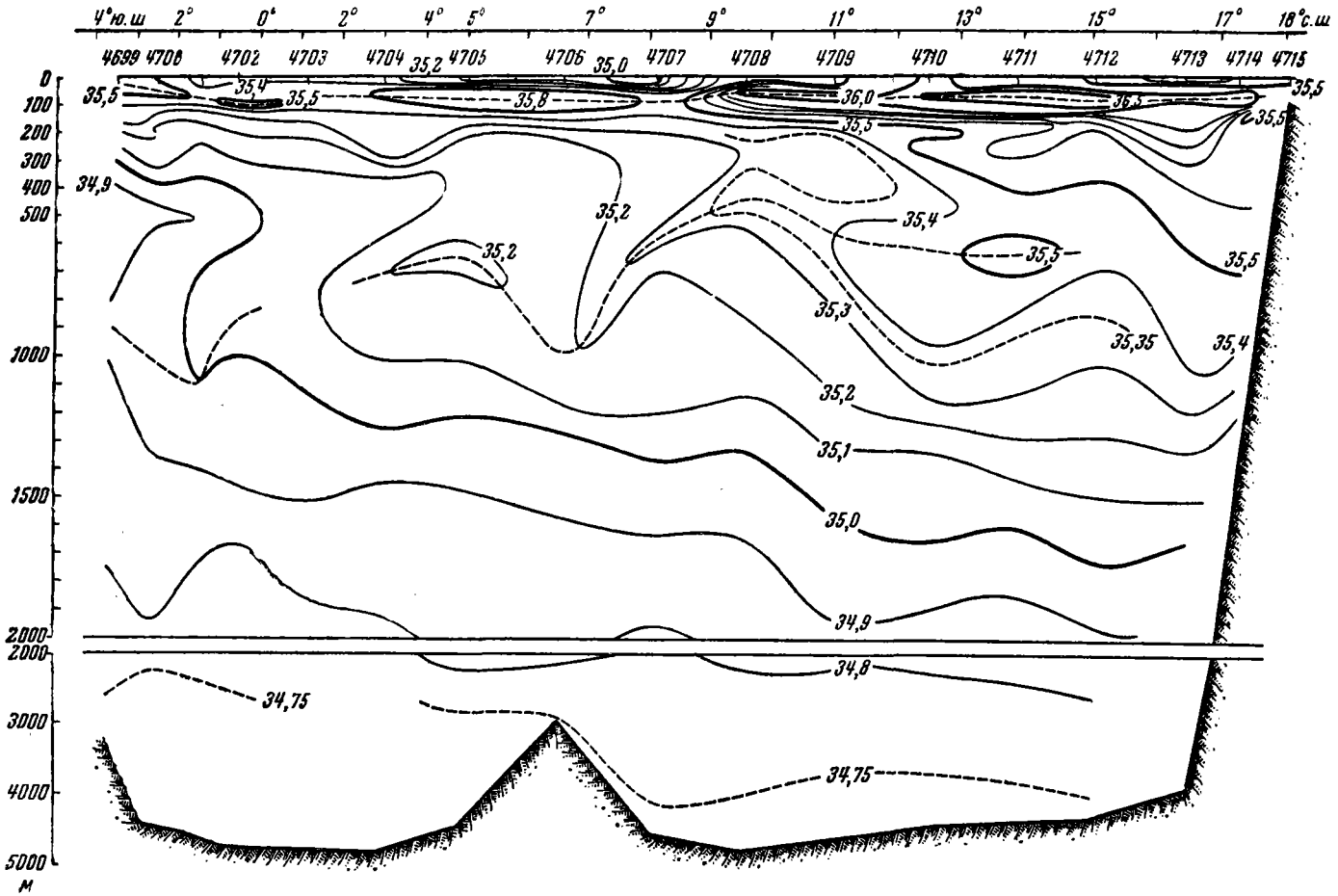


Рис. 6. Распределение солености на разрезе э/с «Витязь» от Сейшельских островов до Бомбея

Мощный слой воды повышенной солености, составляющий основную массу вод до глубины 2000 *м* севернее фронтальной зоны, Свердруп называет индийской экваториальной водой. Это название наводит на мысль, что процесс образования такой воды аналогичен процессам образования экваториальных вод в других океанах. Подчеркивая специфику образования этой водной массы, Черния, Лакомб и Гибу называют ее вслед за Шоттом водой Аравийского моря [1]. Второе название более правильно, поскольку образование столь мощной массы соленых вод безусловно связано со специфическими особенностями данного географического района.

Однако структура этой воды, не в пример ИЦВ, довольно сложна. *TS*-кривые ее для разных районов больше различаются между собой, чем, например, *TS*-кривые для ИЦВ. Особенно характерно наличие нескольких максимумов солености, главные из которых обычно два: один на глубине 100—150 *м*, второй на глубине 250—300 *м*. Оба максимума прослеживались на большинстве разрезов севернее фронтальной зоны.

Наличие двух максимумов солености наводит на мысль, что здесь имеются по крайней мере две водные массы.

а) В верхних 200 *м* — более «молодая» водная масса, образующаяся благодаря сильному испарению на значительной части акватории Аравийского моря. Это, собственно, и есть экваториальная вода. Поскольку плотность воды σ_T в низких широтах вообще меньше, чем в высоких, а подстилающая вода имеет значительную соленость (а значит, и плотность), то мощность такого слоя не может быть большой. Эту воду мы будем называть индийской экваториальной водой (ИЭВ).

б) От 200 до 2000 *м* — мощный слой более «старой» соленой воды (основной массы воды Аравийского моря), пополняемой за счет ИЭВ, красноморской воды и вод Персидского и Оманского заливов. За этой водой мы сохраним название воды Аравийского моря (ВАМ).

Таким образом, в настоящей статье термины ИЭВ и ВАМ имеют иной смысл, чем у Свердрупа и французских авторов.

Во многих случаях ИЭВ поднимается до поверхности, подобно ИЦВ южнее 19° ю. ш. (на 90° в. д.), однако на значительной части акватории она опускается под слой менее соленой воды, как это видно на картах распределения солености на поверхности и на глубине 100 *м* (рис. 7 и 8). ИЭВ отличается высокой температурой — от 14 до 28°— и высокой соленостью — от 35,1 до 36,5‰. Характеристики ВАМ: температура 3—25°, соленость 34,8—35,3‰.

Французские исследователи Черния, Лакомб и Гибу, приписывая наличие минимума солености в северо-западной части океана влиянию АПВ, пришли к выводу, что АПВ распространяется к северу вплоть до крайней северной границы Аравийского моря, до Оманского залива. Наблюдениями «Витязя» минимум солености был прослежен до 13° с. ш., т. е. до середины Аравийского моря. Здесь температура воды равна 11°, а соленость — 35,4‰. Однако вывод, что минимум этот обусловлен проникновением АПВ, маловероятен. Действительно, анализ *TS*-кривых показывает, что расположенный ниже максимум солености связан с распространением трансформированной красноморской воды (см. ниже). Лежащий выше максимум связан с ИЭВ. Таким образом, объяснить появление минимума солености в пределах вод северо-западной части океана можно и без привлечения АПВ. Кроме того, плотность σ_T воды, характеризуемой минимумом солености, в Аравийском море равна 26,7, в то время как σ_T АПВ южнее зоны раздела равна 27,3—27,4. В процессе же трансформации σ_T должна, вообще говоря, возрастать вследствие уплотнения при смешении. Хотя некоторое распространение АПВ к северу, возможно, и имеется в западной части океана, где наблюдается продвижение к северу ИЦВ, но оно не простирается так далеко, как полагают Черния, Лакомб и Гибу. Причины образования

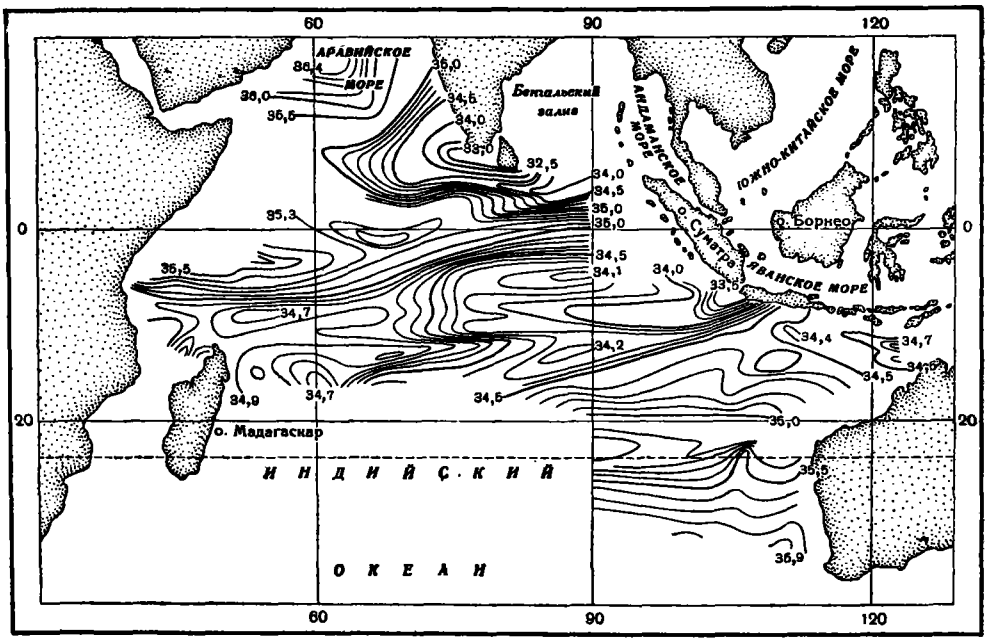


Рис. 7. Карта распределения солености на поверхности Индийского океана по данным 31-го рейса э/с «Витязь»

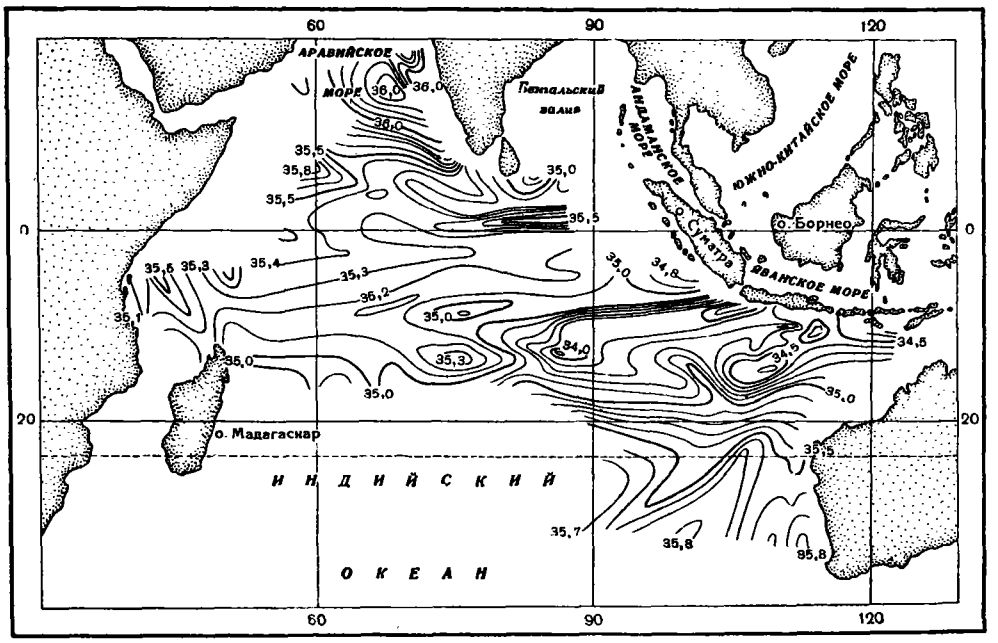


Рис. 8. Карта распределения солености на 100 *м*

минимума солености в южной и северной частях исследованного района океана, по-видимому, различны. Если в южной части он действительно обусловлен АПВ, то в Аравийском море вызван распространением на глубине 500—800-метрового слоя несколько более соленой трансформированной красноморской воды.

О происхождении ВАМ известно мало. Ответить полностью на этот вопрос трудно и в настоящее время. Однако судить о роли красноморской воды в образовании ВАМ можно и по материалам настоящего рейса. Как

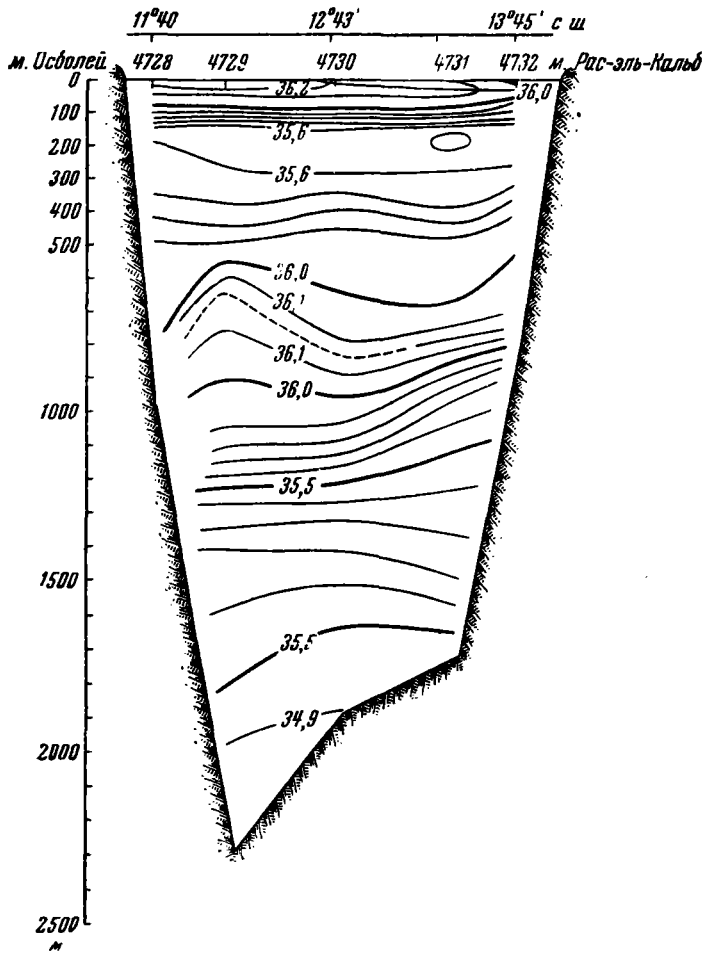


Рис. 9. Распределение солености на разрезе через Аденский залив от мыса Осболей до мыса Рас-эль-Кальб

известно, температура воды в южной части Красного моря ниже 21° не опускается даже на больших глубинах. Соленость ее в слое 0—100 *м* равна 37,3—40‰. Между тем на разрезе через Аденский залив (рис. 9), кроме максимума солености в поверхностном слое (36,2‰), наблюдался еще максимум в слое 600—1000 *м*, равный только 36,1‰. Даже на ст. 4734, расположенной примерно в 100 милях от Баб-эль-Мандебского пролива, температура в слое 600—750 *м* (у дна) была не выше 15°, а соленость — не выше 36,6‰. Таким образом, интенсивная трансформация красноморской воды, опускающая ее со 100 до 500—700 *м*, происходит непосредственно в районе пролива.

Получившийся в результате слой трансформированной красноморской воды (ТКВ) имеет соленость, не столь уж сильно отличающуюся от солености вод Аденского залива. По *TS*-кривым видно, что ТКВ распространяется, с одной стороны, на юг вдоль берега Африки, с другой стороны — на восток через ст. 4705—4707 и 4629. Области распространения ТКВ показаны на рис. 1 штриховкой. Глубина распространения ТКВ от 400 до

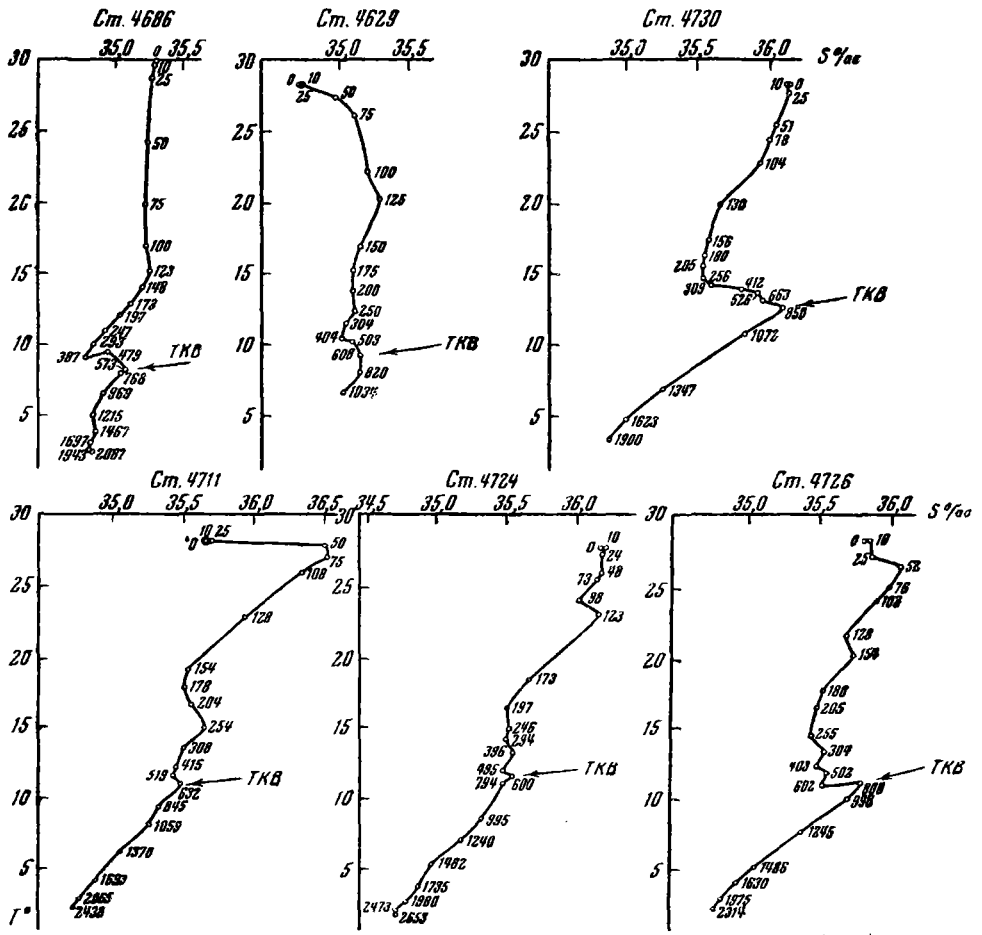


Рис. 10. *TS*-кривые, характерные для трансформированной красноморской воды

800 *м*. У выхода из Аденского залива ТКВ характеризуется на *TS*-кривой небольшой выпуклостью с температурами 8—10° и соленостью 35,7—35,9‰; дальше соленость понижается до 35,0—35,2‰.

На рис. 10 приведено несколько *TS*-кривых из разных районов, где была обнаружена ТКВ (ст. 4730 в Аденском заливе, ст. 4724 и 4726 к северо-западу от о-ва Сокотра, ст. 4686 около о-ва Занзибар, ст. 4629 западнее Мальдивских островов и ст. 4711 в середине Аравийского моря). Участок *TS*-кривой, соответствующий ТКВ, указан стрелкой. Таким образом, мы видим, что роль Красного моря в поддержании солевого равновесия северной части Индийского океана не столь уж велика. Соответствующий ТКВ выступ на *TS*-кривой зачастую маскируется выступами бóльших размеров, как, например, на ст. 4711.

Вода Аравийского моря не только заполняет весь бассейн Аравийского моря до глубины 1500—2000 *м*, но в значительной мере распространяется на восток и на юг. На востоке она прослеживается отчетливо на всех разрезах вплоть до 105° в. д., т. е. до Явы. Она же заполняет под слоем распресненных вод и соответствующие глубины Бенгальского залива.

Выполненные в 31-м рейсе наблюдения над течениями показали, что фронтальная зона отчетливо проявляется даже на глубинах 1000 *м*. Севернее ее течение в общем направлено на восток, южнее — на запад, как видно на карте течений на глубине 1000 *м* [2].

Таким образом, водообмен между северо-восточной и южной частью океана ограничен и происходит, по-видимому, главным образом в поверхностных слоях и, возможно, на глубинах более 2000 *м*.

Основной же водообмен между северной и южной частями океана происходит в западной части его, в районе Мадагаскара.

ABSTRACT

The paper considers the main water masses of the northern part of the Indian Ocean. The author adheres to Sverdrup classification. The map of the limits of distribution of Indian central water, Antarctic intermediate water and the Arabian Sea water is given. It is stated that the Arabian Sea water penetrates to the East up to Java. The distribution of the transformed Red Sea water to the East was observed up to 68° E. Its role in the formation of the Arabian Sea water is not as considerable as it was suggested by Sverdrup. In the western part of the ocean the minimum of salinity reaches 13° N. The author does not connect it with the Antarctic intermediate water.

The paper marks out the fundamental importance of the frontal zone (at 10—12° S) for circulation and hydrological structure of the Indian Ocean. The paper gives the new data on this zone, crossed 9 times by the r/v «Vityaz» during the 31-st cruise. The zone spreads down to 2000 *m* and was clearly observed along the currents down to 1000 *m*. It is more sharply expressed in the eastern part. In the zone region eastward from 90° E Antarctic intermediate water ascends up to the surface layers.

ЛИТЕРАТУРА

1. P. Tchernia, H. Lacombe et P. Guibout. Sur quelques nouvelles observations hydrologiques relatives à la region équatoriale de l'océan Indien. Bull. d'inform. Comité central d'Océanogr. et d'Etude des Côtes, Année X, 1958, No. 3, p. 115—143.
2. И. М. Овчинников. Циркуляция вод северной части Индийского океана в период зимнего муссона (см. наст. сб.).

From: Okeanol. Issled., no. 4 (1961), p. 18-24

И. М. Овчинников

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В ПЕРИОД ЗИМНЕГО МУССОНА

В 31-м рейсе э/с «Витязь» в северной части Индийского океана на 140 дрейфовых станциях методом различия были выполнены наблюдения над течениями. Наблюдения производились на горизонтах 15, 50, 100, 200, 300, 500 и 700 *м*. За горизонт сравнения принималась глубина 1000 *м*, что безусловно вносит некоторую ошибку в определение течений на указанных выше горизонтах за счет течения, существующего на горизонте сравнения. Но учитывая, что для таких устойчивых течений, как экваториальные, погрешность метода различия невелика, мы сочли возможным использовать неисправленные наблюдения, так как они в общем должны правильно отражать картину циркуляции вод на различных горизонтах.

В данной работе приводятся предварительные результаты исследования циркуляции вод северной части Индийского океана на горизонтах 15, 200, 500 и 1000 *м* и излагаются некоторые особенности экваториальных течений на разрезе по 90—86° в. д.

На рис. 1 дана схема поверхностных течений северной части Индийского океана в период зимнего муссона. В этот период наблюдалось четко выраженное Муссонное течение, южная граница которого проходила от 3° ю. ш. на 56° в. д. до 2° с. ш. на 86° в. д. К западу от Мальдивских островов Муссонное течение расходится широким веером: значительная часть его вод поворачивает на северо-запад и уходит в Аравийское море, другая часть идет дальше на запад, к берегам Африки, где, по-видимому, сначала поворачивает на юг, а затем на восток, давая начало Экваториальному противотечению.

Экваториальное противотечение, хорошо выраженное в западной части Индийского океана, при подходе к архипелагу Чагос делится на две самостоятельные ветви. Одна ветвь идет дальше на восток и прослеживается к югу от о-ва Ява. Ее южная граница проходит от архипелага Чагос к 4° ю. ш. на 86° в. д. и дальше к о-ву Рождества. Вторая ветвь противотечения отклоняется на юго-восток, огибая архипелаг Чагос с запада, и встречается с Южным пассатным течением. В месте их встречи образуется зона конвергенции. Затем эта ветвь поворачивает обратно на запад и хорошо прослеживается к северу от о-ва Мадагаскар. Проходя дальше на запад севернее Коморских островов, воды этого обратного течения достигают берегов Африки и разделяются: часть их сильным потоком устремляется на север, другая поворачивает на юг в Мозамбикский пролив. Кроме того, часть этих вод, идущих в западном направлении, севернее Мадагаскара у о-вов Фаркуар поворачивает на север, а затем на восток, тем самым пополняя Экваториальное противотечение с юга. В районе зоны конвергенции воды Эква-

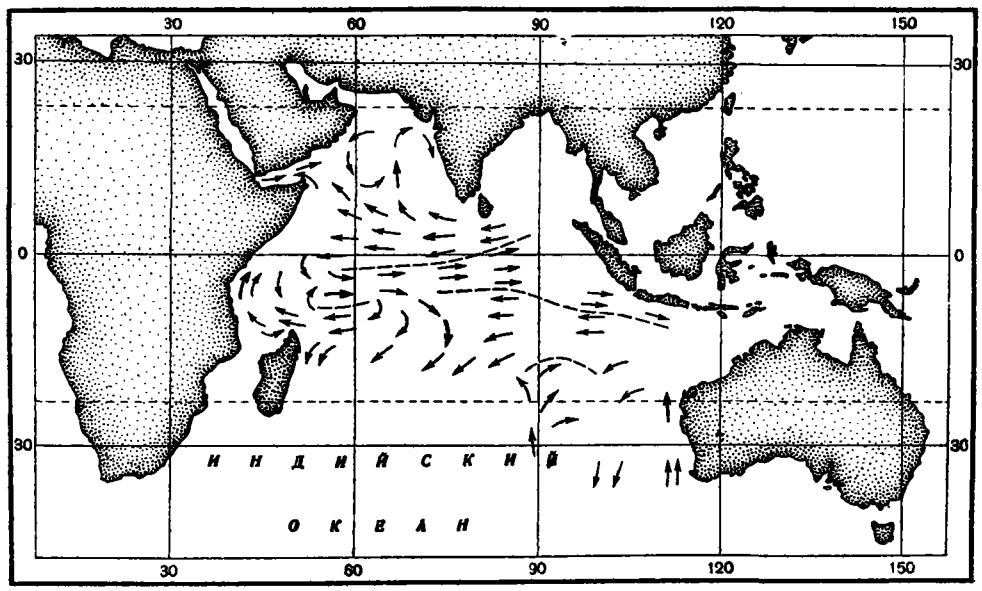


Рис. 1. Схема течений на горизонте 15 *м*

ториального противотечения частично смешиваются с водами Южного пассатного течения и объединенным потоком идут на запад-юго-запад.

Южное пассатное течение отчетливо прослеживается в восточной части Индийского океана до 86° в. д. Далее к западу, встречаясь с водами Экваториального противотечения, оно резко отклоняется к югу, а затем к юго-западу, о чем говорилось выше. Южная его граница наблюдалась от 17° ю. ш. на 90° в. д. и дальше на восток приблизительно по этой же параллели до 105° в. д.

В исследованном районе к западу от Австралии наблюдались два потока вод, идущих с юга на север: один из них — Западное австралийское течение — проходит узкой полосой вдоль западного побережья Австралии, другой переносит центральные воды Индийского океана примерно по 90° в. д. При подходе к границе Южного пассатного течения поток центральных вод разветвляется. Частично эти воды отклоняются на северо-запад и соединяются с водами Южного пассатного течения. Значительная часть центральных вод поворачивает на северо-восток и восток, а затем отклоняется к югу, создавая таким образом встречное течение, направленное на юг между двумя потоками северного направления.

В Аравийском море намечается в общем циклоническая циркуляция. Лишь у берегов Индии от нее отделяется ветвь, идущая на юг вдоль побережья.

Наблюдения в Аденском заливе показали, что в нем преимущественно происходит вынос вод в океан и только через среднюю часть залива вторгаются воды из Индийского океана.

Таким образом, зимой северного полушария циркуляция поверхностных вод экваториальной области Индийского океана в значительной мере сходна с циркуляцией в других океанах. Однако, как было известно ранее, отмечается сдвиг всей системы течений к югу, что объясняется ограничением Индийского океана сушей с севера примерно по 20° с. ш.

Глубже, на горизонте 200 *м* (рис. 2), было обнаружено, что граница между Муссонным течением и Экваториальным противотечением значительно сдвигается к северу по сравнению с ее положением на поверхности. К западу

UNESCO ARCHIVES

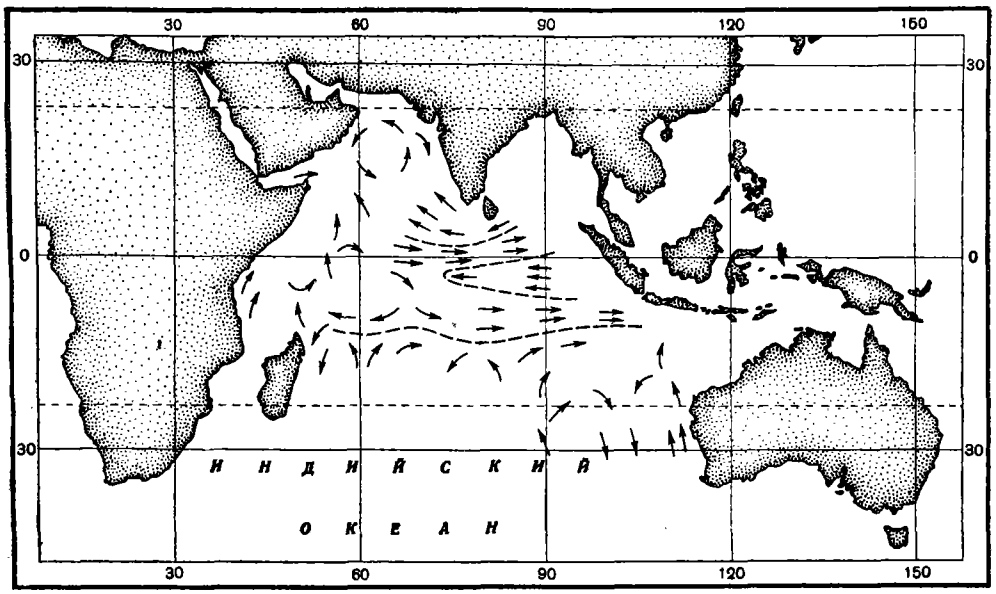


Рис. 2. Схема течений на горизонте 200 *м*

от Мальдивских островов воды Муссонного течения круто поворачивают на северо-запад в Аравийское море.

Что касается Экваториального противотечения, то оно прослеживается в восточном направлении вдоль указанной выше границы. К северо-западу от архипелага Чагос часть его вод, как и на горизонте 15 *м*, поворачивает на юго-восток, а на восток оно прослеживается в размытом виде до 86° в. д. Еще далее к востоку это течение снова становится устойчивым и узким и достигает о-ва Ява. Западнее архипелага Чагос значительная часть вод Экваториального противотечения отклоняется на юг и юго-запад, а затем поворачивает на запад, образуя своего рода циклоническую циркуляцию.

Южнее Экваториального противотечения наблюдаются отдельные потоки центральной воды в направлении с юга на север, которые как бы растекаются в разные стороны вдоль границы этого противотечения и создают обратные течения с севера на юг.

Южное пассатное течение на горизонте 200 *м* уже не прослеживается. В районах западнее Австралии, севернее Мозамбикского пролива и в Аравийском море схема течений на глубине 200 *м* совпадает с поверхностной картой течений (см. рис. 1).

Циркуляция вод Индийского океана на горизонте 500 *м* (рис. 3) уже значительно отличается от рассмотренных нами ранее горизонтов 15 и 200 *м*. Отличие заключается прежде всего в отсутствии как Муссонного, так и Южного пассатного течений. В северной части океана преобладает перенос аравийских вод в восточном и юго-восточном направлениях с сохранением циклонической циркуляции этих вод между Сейшельскими островами и архипелагом Чагос. С юга, как и на горизонте 200 *м*, наблюдаются отдельные потоки центральных вод Индийского океана с юга на север.

Севернее Мозамбикского пролива более отчетливо вырисовывается циклонический круговорот воды вокруг Коморских островов. В Аравийском море на горизонте 500 *м* уже прослеживается антициклонический круговорот, сменивший циклонические в поверхностных слоях. В Аденском заливе наблюдается только вынос вод Красного моря в океан.

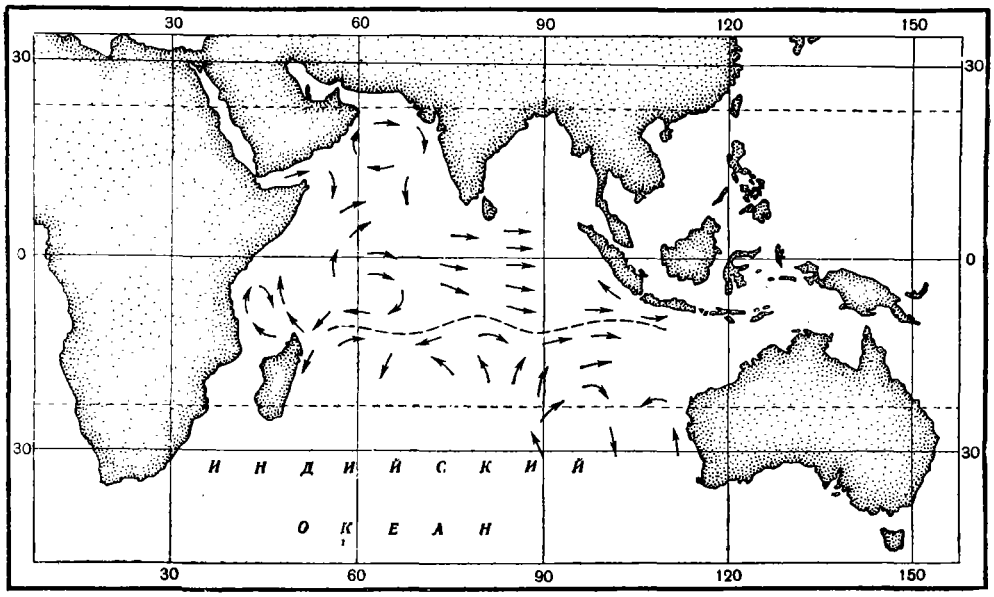


Рис. 3. Схема течений на горизонте 500 *м*

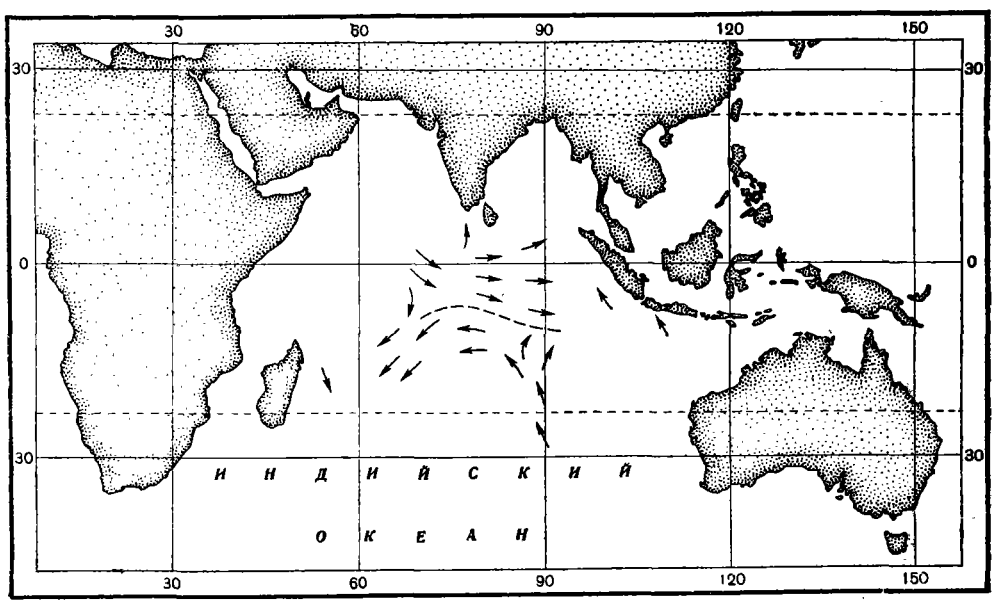


Рис. 4. Схема течений на горизонте 1000 *м*

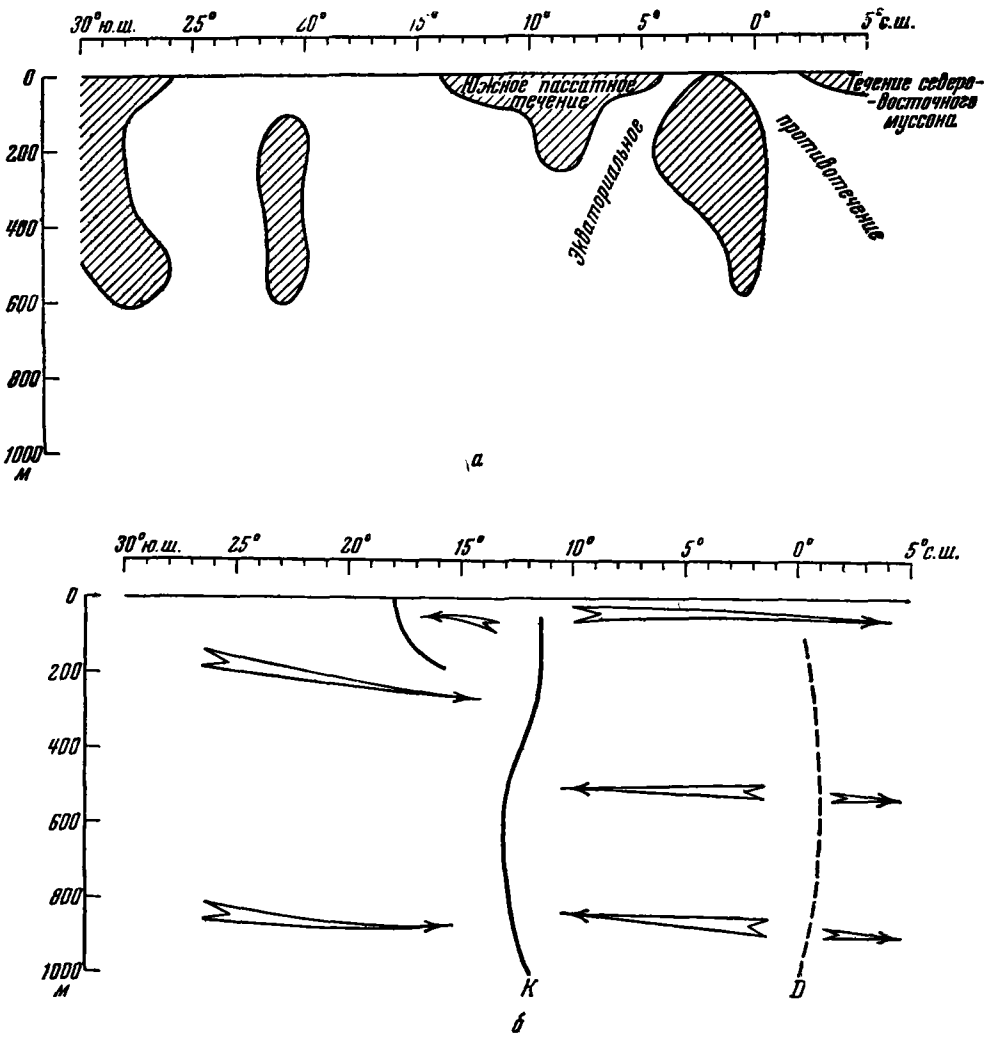


Рис. 5.

а — зональные составляющие течений на разрезе по 90—86° в. д. Западные составляющие заштрихованы; *б* — меридиональные составляющие течений на разрезе по 90—86° в. д.

Девять буйковых якорных станций на двух меридиональных разрезах (по 90—86° в. д. и по 68° в. д.) позволили получить представление о циркуляции вод на глубине 1000 *м* в центральной части Индийского океана.

Как видно из рис. 4, с северо-запада (со стороны Аравийского моря) на глубине 1000 *м* прослеживается мощный поток вод со скоростью 22—26 *см/сек*. Перед архипелагом Чагос, который является для них естественной преградой, эти воды делятся на два самостоятельных глубинных потока. Один из них, переносящий аравийскую воду через пролив между Мальдивскими островами и архипелагом Чагос, идет на восток и на 86° в. д. прослеживается широким фронтом от 5° с. ш. до 11° ю. ш., имея скорость от 6 до 16 *см/сек*. Другая часть рассматриваемого нами глубинного течения продолжает движение на юг, а затем на юго-юго-запад со скоростью от 9 до 26 *см/сек*. Дальнейший перенос аравийской воды как в восточном, так и в юго-западном направлениях непосредственными наблюдениями проследить не удалось из-за недостатка наблюдений на горизонте 1000 *м*.

На этом же рисунке ярко выражен перенос антарктической промежуточной воды. Эта вода в районе 86—90° в. д. движется почти в северном направлении со скоростью до 10 *см/сек*. Около 11° ю. ш. антарктическая промежуточная вода встречается с водой Аравийского моря, вследствие чего происходит их разветвление. Одна ветвь поворачивает на северо-восток и восток, а другая — на северо-запад. Описав дугу, вершина которой находится у архипелага Чагос, вторая ветвь антарктической промежуточной воды несколько к юго-западу от архипелага Чагос встречается с южной ветвью воды Аравийского моря, круто поворачивает и дальше идет параллельно с ней на юго-запад со скоростью до 19 *см/сек*.

Граница между аравийской и антарктической промежуточной водами, указанная штриховой линией на рис. 4, совпадает с особенностями распределения солености на разрезах по 90—86, 76 и 68° в. д. Как на разрезах, так и на карте распределения солености изохалина 34,8‰ на горизонте 1000 *м* четко выражает эту границу вод различного происхождения.

На разрезах зональных и меридиональных составляющих течений по 90—86° в. д. (рис. 5, *а* и *б*) отмечается резкая граница, проходящая приблизительно по 12—13° ю. ш. Южнее этой границы наблюдается сплошной меридиональный перенос вод на горизонтах от поверхности до 1000 *м* в северном направлении. В самой южной части разреза, от 30 до 26° ю. ш., меридиональный поток значительно отклоняется к западу, а дальше к северу до 12—13° ю. ш. наблюдается его отклонение на восток.

К северу от зоны раздела наблюдаются четко выраженные Муссонное течение, Южное пассатное течение и Экваториальное противотечение с вклинившимся в него течением западного направления. Муссонное течение, которое наблюдалось от 2 до 5° с. ш., прослеживалось лишь в самых поверхностных горизонтах. Южное пассатное течение, наблюдавшееся от 4—5 до 14° ю. ш., распространялось на более значительную глубину. На поверхности между течениями наблюдалось расширяющееся с глубиной Экваториальное противотечение, которое, начиная с глубины 250 *м*, преобладает на всей рассматриваемой нами северной полосе разреза. Исключением является почти скрытое под поверхностью течение западного направления, которое прослеживается до глубины 650 *м*.

В районе экватора почти во всем 1000-метровом слое наблюдалась дивергенция, выраженная менее ярко, чем экваториальная дивергенция в Тихом океане. Однако она является четкой границей в меридиональном переносе вод в слое от 500 до 1000 *м*. К югу от зоны дивергенции преобладает движение вод на юг, севернее ее — движение вод на север. Рассмотренная нами кратко структура течений на разрезе по 90—86° в. д., по-видимому, в значительной мере характерна для большей части восточной половины Индийского океана.

ВЫВОДЫ

1. Схема поверхностных течений, полученная по наблюдениям, сходится с ранее известными схемами для зимы северного полушария, за исключением некоторых деталей.

2. Структура течений северной части Индийского океана отличается значительной сложностью. Преобладает восточный перенос вод на глубинах более 250 *м* в восточной части Индийского океана и имеется сильное западное течение (почти скрытое под поверхностью) несколько южнее экватора.

3. Отличительной особенностью течений Индийского океана является значительный меридиональный перенос, сравнимый по своей величине с зональным.

4. Границы течений достаточно хорошо совпадают с границами вод различной структуры.

5. Рельеф дна и многочисленные группы островов в значительной мере осложняют схему циркуляции вод в западной части Индийского океана.

ABSTRACT

The paper is based on data of direct observations of currents during the 31-st cruise of the r/v «Vityaz». 17 dam-buoy stations were occupied and at 140 stations observations were carried out with the differential method.

The maps of currents are given for level of 15, 200 and 500 *m* (preliminary), and 1000 *m*, the latter only according to the data of the dam-buoy stations. It has been determined that on the depth of 1000 *m* the currents with 10—20 *cm/sec* velocity to the North of the frontal zone are generally directed to the East, and to the South of the frontal zone — to the West. Contrary to previous observations on a large part of the aquatory to the North of the frontal zone the current even on the 100—200 *m* level is directed generally to the East, i. e. against the current on the surface.

The data is given of observations along the two profiles (76° and 90° E) of the vertical structure of currents, their latitudinal distribution and meridional components.

From: *Okeanol. Issled.*, no. 4 (1961), p. 25-30

Ю. А. Романов

ОБ УСЛОВИЯХ ПРИМЕНЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКОГО МЕТОДА В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Настоящее сообщение посвящено сравнению скоростей течений, вычисленных по динамическому методу, с фактическими скоростями течений, измеренными на суточной буйковой станции 4634, которая была выполнена в 31-м рейсе э/с «Витязь» вблизи экватора ($\varphi = 2°47',1$ ю. ш., $\lambda = 65°44',9$ в. д.). Такое сопоставление поможет получить сведения об условиях применения динамического метода в экваториальной части Индийского океана, представляющие несомненный интерес, поскольку вопрос о возможности применения динамического метода или каких-то его модификаций для расчета течений в экваториальных районах океанов до настоящего времени все еще находится в стадии выяснения.

Динамический метод в чистом виде для расчета течений на самом экваторе не применим, так как в знаменатель выражения для скорости течения

$$U = \frac{\Delta D}{2\omega \sin \varphi L} \qquad (1)$$

(ΔD — разность динамических высот на соседних станциях; L — расстояние между этими станциями; ω — угловая скорость вращения Земли; φ — широта места) входит синус широты, который при приближении к экватору стремится к нулю. Хидака [1] продифференцировал основное уравнение динамического метода

$$2\omega \sin \varphi U = -\frac{\partial D}{\partial y} \qquad (2)$$

по φ ($y = R\varphi$, где R — радиус Земли) и получил для $\varphi = 0$

$$U = \frac{R}{2\omega} \cdot \frac{\partial^2 D}{\partial y^2} \text{ или } U = \frac{1}{2\omega R} \cdot \frac{\partial^2 D}{\partial \varphi^2}.$$

Точно такие же выражения можно получить из формулы (1), если считать, что при стремлении $\sin \varphi$ к нулю динамический градиент $\frac{\Delta D}{L}$ также стремится к нулю, и находить предел неопределенности типа $\frac{0}{0}$ по правилу Лопиталя.

Как видим, предположение о выполнении на экваторе динамических соотношений (2), т. е. равенства сил Кориолиса и плотностной, влечет за собой требование равенства на экваторе динамического градиента $\frac{\Delta D}{L}$ нулю.

Динамические высоты от

№ станции	4594	4593	4592	4613	4614	4615
Дата	10.I	09.I	09.I	23.I	24.I	25.I
Широта	1°59′,1 ю.	0°01′,2 ю.	1°07′,1 с.	1°03′,4 ю	0°21′,0 с.	1°27′,6 с.
Долгота	86°41′,56	86°37′,2 в.	86°32′,0 в.	86°18′,0 в.	76°14′,6 в.	76°02′,6 в.
0	7536	7561	7547	7445	7529	7480
10	7452	7478	7465	7362	7446	7398
50	7129	7146	7136	7033	7118	7075
100	6747	6749	6734	6679	6733	6716
200	6234	6236	6201	6181	6234	6219
300	5823	5820	5789	5769	5810	5796
500	5043	5037	5021	5992	5036	5022
1000	3248	3241	3245	3223	3239	3250

Если же по фактическим наблюдениям на экваторе обнаруживается какой-то отличный от нуля динамический градиент, то либо течение здесь неустойчиво, либо же на циркуляцию вод, кроме сил Кориолиса и плотностной, существенное влияние оказывают какие-то другие силы, а следовательно, расчеты течений по динамическому методу могут оказаться фиктивными.

Мы попытались установить, какой вид имеют изобарические поверхности в экваториальном районе Индийского океана по данным 31-го рейса «Витязя». В этом рейсе «Витязь» четыре раза пересекал экватор по 86, 76, 67 и 56 меридианам. Для каждого из этих разрезов было выбрано по три станции, одна из которых располагалась примерно на экваторе, а две другие — к югу и к северу от первой. По всем этим станциям были подсчитаны динамические высоты от отсчетной поверхности 2000 *м* (табл. 1).

Почти для всех горизонтов четырех разрезов получилось, что изобарические поверхности на экваторе располагаются либо выше, либо ниже, чем на двух соседних станциях. Подобный результат заставляет предполагать, что на экваторе находятся или середины гребней, или же середины ложбин, вытянутых по параллели, с нулевыми меридиональными составляющими динамических градиентов. Однако с абсолютной уверенностью этого утверждать нельзя, так как наши станции удалены друг от друга на 60—100 миль, и мы не знаем, что происходит между ними.

По данным табл. 1 можно было бы сделать вывод, что на экваторе наблюдается широтный наклон изобарических поверхностей. Так, на ст. 4632 нулевая изобарическая поверхность расположена на 148 *дин.мм* ниже, чем на ст. 4702; уменьшение составляет приблизительно 0,22 *мм* на 1 милю. Надо учитывать, однако, что разрезы выполнялись в разные сроки, каждый последующий через полмесяца — месяц после предыдущего, а это могло существенно повлиять на результаты расчетов.

Как видим, по имеющимся данным невозможно получить достаточно полное представление о характере рельефа изобарических поверхностей в районе экватора. Для этого необходима более густая сеть наблюдений. По полученным данным скорее всего можно предположить, что динамический градиент на экваторе равен нулю, однако не исключено, что это не так или не совсем так и что, следовательно, применение динамического метода здесь рискованно.

После такого небольшого отступления, необходимого, чтобы показать специфичность и сложность применения динамического метода в экватo-

Таблица 1

отсчетной поверхности 2000 *м*

4633	4632	4631	4701	4702	4703
12.II	11.II	11.II	25.III	26.III	26.III
1°14′,0 ю.	0°09′,5 с.	1°49′,5 с.	1°25′,4 ю.	0°28′,9 ю.	1°11′,6 с.
66°46′,4 в.	66°44′,0 в.	66°56′,2 в.	56°28′,2 в.	56°38′,9 в.	57°02′,0 в.
7490	7406	7474	7437	7554	7460
7407	7322	7393	7357	7475	7381
7082	7005	7082	7054	7177	7078
6734	6690	6752	6737	6845	6736
6241	6215	6250	6232	6295	6211
5831	5804	5842	5818	5860	5788
5045	5024	5065	5029	5057	5008
3248	3237	3254	3223	3238	3224

риальных районах, перейдем непосредственно к рассмотрению результатов проведенного сравнения.

Динамические расчеты велись для трех станций:

№ станций	Средняя широта S	Средняя долгота E
4633	1°14′,0	66°46′,4
4634	247,1	6544,9
4635	424,8	6711,0

Ст. 4633 и 4635 находились на линии разреза. Суточная же ст. 4634 была сдвинута примерно на градус к западу, чтобы можно было получить величину и направление динамического градиента, а не только одну из его составляющих.

Это совершенно необходимо, так как, сравнивая составляющие векторов лишь по одному направлению, легко прийти к ошибочному представлению о соотношении этих векторов.

Была сделана попытка найти расположение нулевой поверхности по методу Дефанта [2]. Судя по поведению кривых на рис. 1, казалось бы, что нулевая поверхность в среднем должна находиться где-то на глубине 1000 *м*, несколько выше к ст. 4633 и ниже к ст. 4635. По фактическим же наблюдениям на ст. 4634 средняя скорость течения на этой глубине достигает 26 *см/сек*.

По этой причине за отсчетную поверхность решено было принять горизонт 2000 *м*, нижний горизонт наблюдений на одной из трех станций (ст. 4635).

С целью выяснения влияния внутренних волн на характер распределения температуры и солености на ст. 4634 было выполнено семь гидрологических серий до 1000 *м* примерно через каждые 4 часа. На рис. 2 нанесены кривые суточного хода температуры на стандартных горизонтах. Очень заметны значительные изменения температуры, достигающие 2—3°, в слое скачка (50—125 *м*). Ниже изменения температуры в основном не превышают 1°. Примерно такой же характер имеют и кривые суточного хода солености.

Таким образом, внутренние волны могут вносить существенные искажения в динамические расчеты лишь для горизонтов, расположенных в слое скачка и выше. Глубже влияние внутренних волн на динамические расчеты, видимо, незначительно.

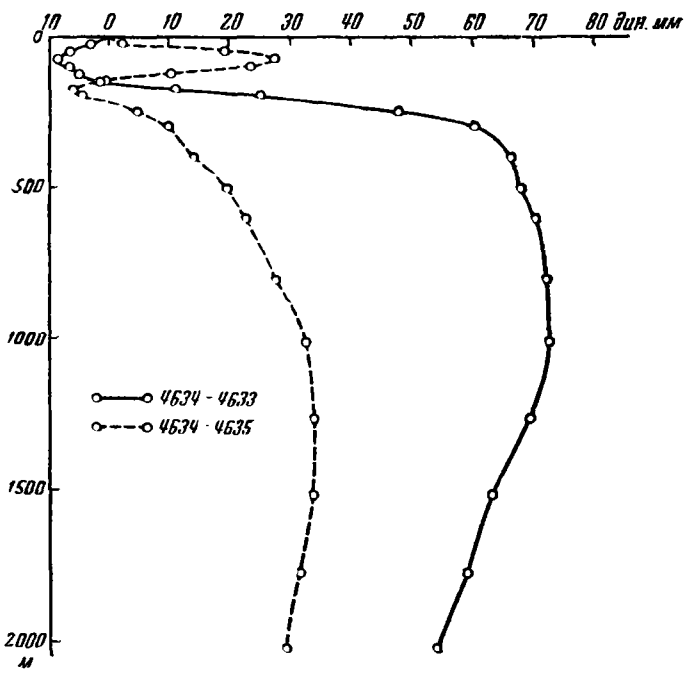


Рис. 1. График вертикального распределения разностей динамических глубин

Динамические расчеты велись по стандартной методике. Для ст. 4634 температура и соленость предварительно были осреднены по всем семи сериям.

Наблюдения над течениями производились буквопечатающими вертушками Алексеева с буя (горизонты 15, 100, 500, 700 и 1000 *м*) и с корабля (горизонты 50, 200 и 300 *м*) с введением поправок на дрейф судна. Для всех горизонтов были вычислены средние геометрические суточные скорости течений, а также величины и направления динамических градиентов. При этом,

Таблица 2

Результаты сравнения скоростей течений, рассчитанных по динамическому методу, и фактических скоростей по данным наблюдений на ст. 4634

	Горизонт, *м*							
	15	50	100	200	300	500	700	1000
Динамический градиент, *дин.мм/милю*	0,593	0,561	0,550	0,398	0,145	0,148	0,189	0,238
Скорость течения по динамическому методу, *см/сек*	45,7	43,2	42,5	30,7	11,2	11,4	14,6	18,4
Направление динамического градиента, *град*	69	55	52	87	156	204	222	240
Скорость течения по наблюдениям, *см/сек*	10,6	10,8	7,3	15,9	14,0	29,0	22,4	26,0
Направление течения по наблюдениям, *град*	42	192	51	340	43	50	113	170
Угол между направлением динамического градиента и течением, *град*	27	—137	1	107	113	154	109	70

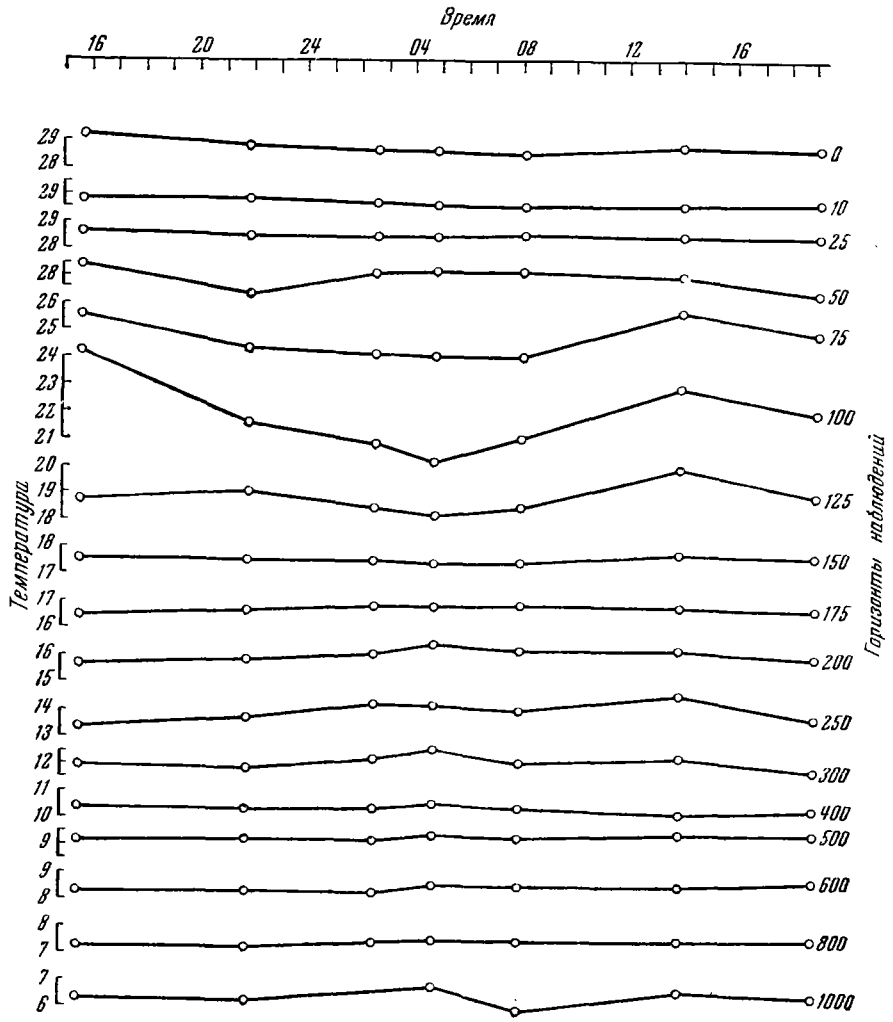


Рис. 2. График изменения температуры на стандартных горизонтах ст. 4634 с 16 *час* 12 февраля по 19 *час* 13 февраля 1960 г.

естественно, приходилось предполагать, что в пределах этих трех станций изобарические поверхности представляют собой наклонные плоскости.

Все расчеты сведены в табл. 2.

В нижней строчке этой таблицы помещены величины углов отклонения скоростей течения от направления динамического градиента. Положительным считался угол, когда течение отклонялось влево от направления градиента.

Величины этих углов колеблются от 154 до —137°. Однако можно заметить, что для горизонтов ниже 100 *м* они сравнительно не на много отличаются от 90°, как и должно получаться по динамическому методу для южного полушария. Средний угол отклонения для пяти нижних горизонтов составляет 111°. Про углы отклонения на трех верхних горизонтах этого сказать нельзя. На горизонте 100 *м*, например, течение направлено прямо вдоль градиента. На горизонте же 50 *м* оно отклоняется на 137° вправо от направления градиента.

Для скоростей течений характерна примерно такая же закономерность, как и для углов отклонения. На нижних горизонтах скорости течения,

рассчитанные по динамическому методу, отличаются от фактических сравнительно на небольшую величину. Начиная же со 100 *м* и выше различие между ними резко увеличивается. Динамические скорости течения превышают фактические скорости в четыре раза и больше.

Заметим, что на глубине течение имеет южную составляющую и динамические скорости меньше фактических. Ближе к поверхности течение поворачивает к северу, и динамические скорости становятся больше фактических. Если ко всем динамическим скоростям прибавить вектор скорости, направленный на юг, то тем самым различия между динамическими скоростями и фактическими уменьшились бы на всех горизонтах.

Вначале за отсчетную поверхность для динамических расчетов был принят горизонт 1750 *м*. При этом динамическая скорость на глубине 1000 *м* получилась равной 11,9 *м/сек*, а на 50 *м* — 49,5 *м/сек*, т. е. динамические скорости резко отличались от фактических. При пересчете скоростей для отсчетной поверхности 2000 *м* эти различия, как видим, уменьшились. Можно предполагать, что если за отсчетную поверхность принять еще более глубокий горизонт, то различия между динамическими и фактическими скоростями, по крайней мере для нижних горизонтов, уменьшились бы до минимума. К сожалению, мы не могли проверить это предположение из-за отсутствия данных.

Проведенное сравнение показывает, что, применяя динамический метод для расчета течений в приэкваториальной части Индийского океана, при соответствующем выборе отсчетной поверхности можно получить вполне приемлемые результаты. Этот вывод не распространяется на поверхностные слои океана выше 200 *м*. Для этих горизонтов никакого сходства между рассчитанными и измеренными скоростями течений получить не удалось.

По-видимому, это объясняется влиянием внутренних волн, а также развитием здесь дрейфовых течений, которые у экватора проникают на достаточно большую глубину. Согласно теории, разработанной для однородного океана, глубина трения D равна $\sqrt{\frac{A_2}{\sin\varphi \cdot \omega}}$. В какой-то мере эта формула применима, по-видимому, и к неоднородному океану, а следовательно, слой, охватываемый дрейфовыми течениями, вследствие уменьшения φ должен увеличиваться к экватору.

Нулевая поверхность, судя по нашему примеру, должна находиться на глубинах 2000 *м* и ниже, т. е. значительно глубже, чем в экваториальной части Атлантического океана, где, согласно Дефанту, нулевая поверхность поднимается до 600—500 *м* и выше.

ABSTRACT

Current velocities observed on the dam-buoy station, performed in the 31-st cruise of the r/v Vityaz in the equatorial part of the Indian Ocean (φ = = 2°47′1 S, λ = 65°44′9 E), are compared with current velocities, computed by dynamical method. Rather a good coincidence of results is obtained for horizontal 200, 300, 800, 900, and 1000 *m*. Higher dynamical current velocities sharply differ from the observed, that is evidently explained by the influence of internal waves or by the development of drift currents here.

The paper gives some general considerations of the conditions necessary for application of the dynamical method of currents computation in the equatorial part of the Indian Ocean.

ЛИТЕРАТУРА

1. K. Hidaka. Dynamical computation of ocean currents in a vertical section occupied across the equator. Jap. Journ of Geophys., 1955, 1, No. 2.
2. Н. Н. Зубов и О. И. Мамаев. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Гидрометеоиздат, 1956.

From: *Okeanol. Issled.*, no. 4 (1961), p. 31-43

В. В. Лукьянов, Л. К. Моисеев

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В настоящей работе сделана попытка анализа материала по температуре воды северной части Индийского океана, полученного в результате работ э/с «Витязь» в 31-м рейсе. Гидрологические работы, проводившиеся со второй половины октября 1959 г. по первую половину апреля 1960 г., совпали с периодом установившегося зимнего муссона. Это обстоятельство позволяет нам до некоторой степени рассматривать температурные условия исследуемой области в пределах одного сезона. Имеющиеся работы по гидрологии Индийского океана основаны на материале отдельных экспедиций, не связанных между собой единым планом исследовательских работ и проходивших с большим разрывом во времени. Кроме того, количество наблюдений, в том числе и глубоководных, было сравнительно невелико. Все это существенно затрудняло анализ температурных условий и структуры вод этих мало исследованных районов океана [1, 2].

Вышедшая в 1959 г. работа А. М. Муромцева явилась последним сводным трудом по гидрологии Индийского океана. Но она также базировалась на далеко не полных данных экспедиций, предшествовавших работам «Витязя», и поэтому не преодолела недостатки ранее выходивших исследований.

Гидрологические условия северной части Индийского океана находятся в тесной связи с особенностями географического положения. Ограничение афро-азиатским континентом с севера близ тропика, тесный контакт с аридными областями Аравии и северной Африки порождают специфические черты муссонного климата. В результате северная часть океана почти целиком находится под влиянием муссонных ветров, которые значительно усложняют циркуляцию вод и нарушают стабильность зонального распределения гидрологических характеристик.

Южной гидрологической границей исследуемой области является зона дивергенции, пересекающая океан с запада на восток приблизительно по 8—12° ю. ш. В зимний сезон северного полушария локализованная зона дивергенции приблизительно совпадает с северной периферией тропического антициклона — предела распространения и влияния юго-восточного пассата. Эта своеобразная «жидкая» граница, как отмечалось в работе Черния и др. [2], отделяет северную часть океана, характеризующуюся сложностью и многообразием гидродинамических процессов, развивающихся в пределах муссонной области тропического пояса, от южной с присущими ей типичными океаническими чертами.

Если рассматривать температурные условия в период относительной стабилизации барического поля атмосферы и системы господствующих

течений (в данном случае берется период зимнего муссона), то в этой области океана можно выделить некоторые районы, представляющие своего рода «очаги» тепла и холода. На первое место по своему значению и масштабам влияния на температурный режим океана следует поставить район Аравийского моря — аккумулятора тепла собственных аравийских и красноморских вод. Накопление тепла в Аравийском море идет двумя путями. Летом при усиленном радиационном прогреве тепло с поверхности передается на значительные глубины в основном в процессе конвективно-турбулентного обмена в системе антициклонального круговорота вод, дополняемого сгонно-нагонными явлениями. Второй и постоянно действующий в течение года фактор — адвекция тепла глубинными течениями из Красного моря, Аденского, Персидского и Оманского заливов. В дальнейшем потоки теплых вод Аравийского моря выносятся в океан [2].

Другим источником тепла, воздействующим на температурные условия восточных областей, служит район морей материковой отмели Австрало-Азиатского архипелага. В частности, в мелководном Тиморском море в течение всего года сохраняется высокая температура (выше 28° на поверхности). Зимой северо-восточный муссон, вызывая сгонный эффект, усиливает вынос прогретых гомотермических вод в океан. В связи с ослаблением в зимний сезон холодного Западно-Австралийского течения — основного источника поступления холодной воды в этом районе — влияние теплых вод Тиморского моря становится особенно заметным.

Наряду с адвекцией тепла течениями, процессами перемешивания, сгонно-нагонными явлениями в горизонтальном и вертикальном перераспределении тепла немалое значение приобретает рельеф дна, который оказывает особенное влияние на распределение температуры в глубинных слоях океана.

ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

В результате выполненных работ по данным 200 станций нами были составлены карты распределения температуры воды на горизонтах 0, 100, 200, 500 и 1000 *м*, а также построены наиболее характерные разрезы. На карте распределения температуры воды на поверхности (рис. 1) видно, что даже в период северо-восточного муссона, т. е. зимой, на всей акватории северной части океана сохранялась высокая температура. В условиях относительно равномерного радиационного прогрева горизонтальные градиенты оказались крайне незначительными. Обширный район с максимальным значением температуры (29°,5) наблюдался в западном экваториальном районе севернее Мозамбикского пролива. К северу, на юге Аравийского моря, температура несколько понижалась, но оставалась все же выше 26°.

В противоположность относительно однородным по температуре центральным и северо-западным областям, в восточной части океана, у берегов Австралии, наблюдалось значительное понижение температуры в меридиональном направлении (от 29° у берегов Явы до 18° на 32° ю. ш.). В связи с этим большой интерес представляет изгиб изотерм, свидетельствующий о наличии течений, направленных с юга на север, у западного побережья Австралии и противотечения между 100 и 105° в. д. Во фронтальной зоне, разграничивающей противоположно направленные течения, увеличивались температурные градиенты. Выступ изотермы 28° из Тиморского моря подтверждает проникновение сюда прогретых вод внутренних морей Индонезийского архипелага. Кроме того, следует отметить асимметрию в зональном распределении температуры между востоком и западом. Асимметричность заключается в сдвиге изотерм от низких широт на востоке к более высоким на западе. Например, изотерма 28° на 8° ю. ш. у Явы, пересекая океан, поднимается у Мадагаскара до 20° ю. ш. Это явление безусловно связано,

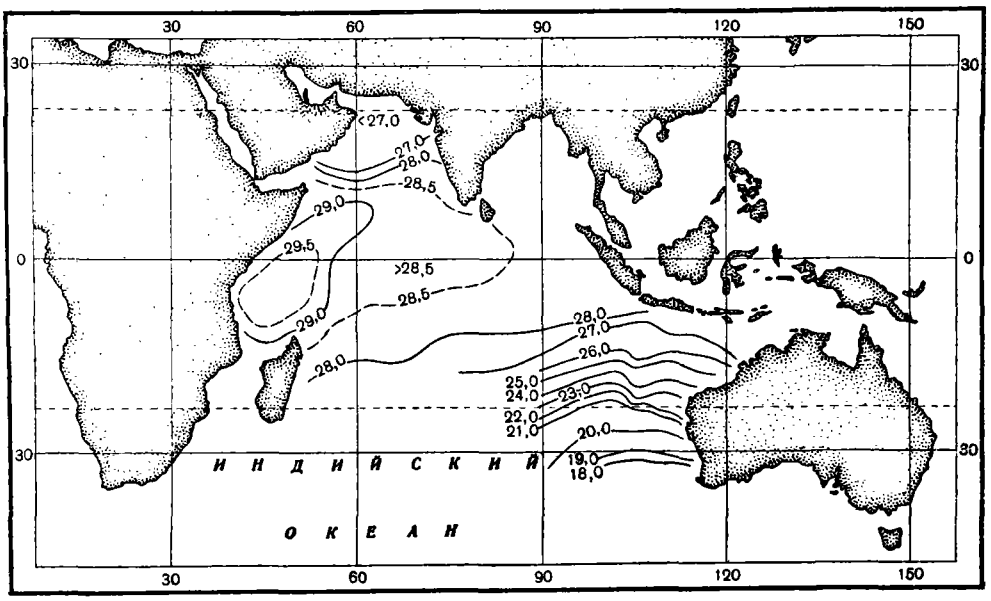


Рис. 1. Карта распределения температуры воды на поверхности

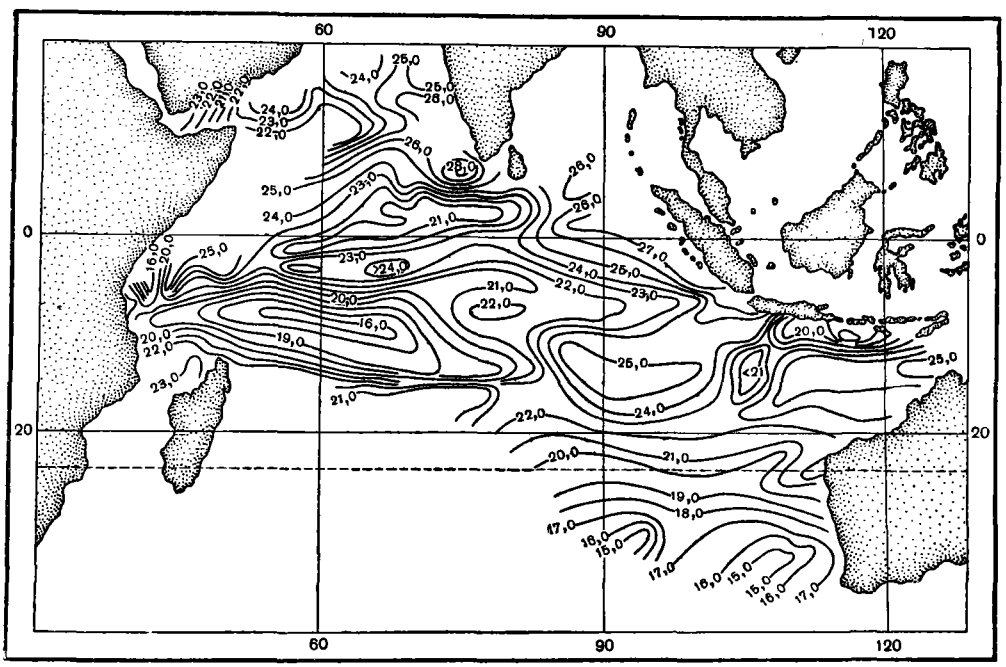


Рис. 2. Карта распределения температуры воды на горизонте 100 *м*

во-первых, с вторжением холодных вод Западно-Австралийского течения и, во-вторых, с отклонением к югу потока Южного пассатного течения при прохождении области формирования зимнего циклона юго-восточнее архипелага Чагос.

При сравнении приводимой карты с аналогичными картами Морского атласа [3] и атласа Муромцева [4] выявляется ряд существенных отличий. На названных картах распределение температуры не отражает наличия фронтальной зоны у берегов Австралии и языка теплых вод, направленного к югу от Явы и распространяющегося приблизительно по меридиану о-ва Рождества. Кроме того, на этих картах совершенно отсутствует большая область с максимальной температурой, отмеченная нами в Мозамбикском проливе.

На глубине 100 м (рис. 2) поле температуры, претерпевая изменения, значительно усложняется. В распределении тепла на поверхности океана радиационный фактор был основным. В относительно однородных климатических условиях тропического пояса его действие сказывалось в уничтожении горизонтальных градиентов, что в итоге приводило к нивелированию температурных контрастов. Но уже на глубине 100 *м* влияние радиационного фактора в значительной степени ослабляется и отступает на второй план. При этом начинают превалировать многообразные по природе динамические процессы, которые, перераспределяя накопленное в поверхностном слое тепло, формируют температурные условия «активной» зоны океана. Их действие находит свое отражение в общем возрастании горизонтальных градиентов и возникновении аномалий. В целом на всей акватории температура колебалась от 25—28° на северо-западе до 15—17° в юго-восточной части. Общий характер расположения изотерм на юго-востоке оставался примерно тем же, что и на поверхности, но увеличение градиентов и более резкий изгиб изотерм свидетельствовали об усилении Западно-Австралийского течения и теплого встречного противотечения. Обострение фронтальной зоны в этом районе, кроме того, подтверждалось резким увеличением биомассы планктона до 15 *мг/м*^{3}.

В Тиморском море сохранялось движение теплых вод в западном направлении, но этот поток был более узким, чем на поверхности, и прижимался к австралийскому побережью. Южнее о-ва Ява появились пятна холодных вод. Поднятия относительно холодных вод вызваны взаимодействием ряда причин. Происхождение холодного пятна у о-ва Ява, по-видимому, можно объяснить тем, что в этом районе происходит разветвление Западно-Австралийского течения, что в свою очередь вызывает подъем глубинных вод с минимальной температурой около 18°.

Второе пятно с низкими температурами, расположенное к юго-западу от первого, между 11—17° ю. ш. и 105—108° в. д., на наш взгляд формируется подъемом холодных вод в районе расхождения крайней северной ветви Западно-Австралийского течения, направленной в Тиморское море, и восточной ветви Южного пассатного течения, идущей на северо-северо-запад. Здесь также наблюдалось значительное увеличение концентрации планктона.

Повышение температуры до 27° у берегов Суматры и Явы, по-видимому, обусловлено погружением поверхностных водных масс, сформированных в экваториальных областях западной и центральной части океана, в результате подпора вод у индонезийского побережья под действием Экваториального противотечения. Одновременно с опусканием происходил отток вод на юг и юго-запад, о чем свидетельствует изгиб изотерм. В своем дальнейшем движении поток соединялся с Южным пассатным течением.

Южнее экватора, между 6 и 15° ю. ш., располагалась обширная область поднятия подповерхностных вод. Она прослеживалась от берегов Африки до

100° в. д. В западном секторе (до меридиана Цейлона) область вертикального вторжения характеризовалась понижением температуры от 24 до 16° и ростом горизонтальных градиентов, особенно во фронтальной зоне вдоль 16-й параллели, на стыке основных потоков — Южного пассатного течения и Экваториального противотечения. Примерно между 65 и 80° в. д. горизонтальный градиент составлял около 0,8—1°,0 на 10 миль расстояния. Причины, порождающие южную тропическую дивергенцию, сложны и нуждаются в специальном изучении. Наши предварительные соображения о происхождении вертикальной циркуляции в этой зоне в общих чертах сводятся к следующему.

Юго-восточнее архипелага Чагос под влиянием устанавливающегося в январе—феврале центра низкого атмосферного давления происходит разделение Южного пассатного течения на две ветви. Северная ветвь почти не меняет западного направления, в то время как основной южный поток, приближаясь к Мадагаскару, все более отклоняется к югу. Возможно, что динамический эффект разветвления Южного пассатного течения усиливается влиянием орографии западного сектора, где южный поток наталкивается на естественную преграду Маскаренского хребта на юге и Сейшельского островного поднятия на севере. Таким образом, южная тропическая дивергенция приурочена к зоне расхождения потоков Южного пассатного течения.

П. Черния, А. Лакомб и П. Гибу [2] проследили зону дивергенции до меридиана Цейлона, т. е. до гидрологической границы между западным и восточным секторами северной части океана. Что же касается восточного сектора, то из-за недостатка наблюдений им не удалось установить восточного предела распространения дивергенции. Наблюдения «Витязя» показали, что зона вертикального подъема вод не ограничивается меридианом Цейлона, а доходит до 100° в. д., где, постепенно выклиниваясь, сменяется областью опускания вод у берегов Суматры. На востоке зона южной тропической дивергенции была менее выражена и «ось» минимальной температуры (21—22°) смещалась к экватору (5—8° ю. ш.). Сдвиг изотерм к югу на 85° в. д., отражающий смещение дивергенции, как указывалось выше, очевидно, находится в прямой зависимости от воздействия барического поля низкого давления, приводящего к увеличению зональной составляющей скорости Экваториального противотечения. На контакте с более слабым Южным пассатным течением южнее Чагоса последнее резко отклоняется на юго-запад. Как следствие усиления Экваториального противотечения, а также погружения прогретых поверхностных вод у Суматры, воды зоны дивергенции восточнее меридиана Цейлона были на 5° теплее, чем на западе.

К северу от экватора (между 56 и 80° в. д.) температура повысилась до 24°, что указывало на опускание поверхностных вод.

Конвергенция отделяла южную тропическую дивергенцию от экваториальной дивергенции (термины «южная тропическая» и «экваториальная» введены в работе в целях разграничения зон по признаку их географического положения). Ось минимальной температуры (21°) в области экваториальной дивергенции располагалась на западе у 58° в. д. несколько южнее экватора, а на востоке (80° в. д.) поднималась до 2° ю. ш. Подъем вод, вероятно, обусловлен системой циркуляции, образованной Муссонным течением на севере и Экваториальным противотечением на юге.

Представляет интерес пространственное совпадение гидрологической конвергенции с атмосферной конвергенцией тропического фронта. Летом при перестройке барического поля над океаном, которая приводит к смене направления Муссонного течения и ослаблению Экваториального противотечения, зоны конвергенции и экваториальной дивергенции должны исчезать.

На общем фоне высокой температуры подповерхностного слоя на востоке Аравийского моря, юго-западнее Индостана, происходило ее дальнейшее

повышение до 28°. Причины этого необычного явления, по всей видимости, кроются в специфике циркуляции вод: на интенсивный радиационный прогрев накладываются вертикальные нисходящие потоки нагретых вод на стыке встречных течений — одного из Аравийского моря с южной составляющей и зонального потока Муссонного течения. В этой связи предположения, выдвинутые Муромцевым [5], что в зимний период у восточных склонов Аравийского моря должны развиваться восходящие потоки, вызванные сгонно-нагонным влиянием муссонных ветров, не находят подтверждения и даже противоречат реальной картине распределения гидрологических характеристик. Зимой явление сгона действительно имеет место, но в ряде определяющих циркуляционных и радиационных факторов оно имеет подчиненное значение, которое находит свое выражение в усилении ветрового перемешивания.

Наши выводы подкрепляются тем, что на всех станциях на разрезе Кочин—Мальдивские острова наблюдалась устойчивая инверсия температуры, вызванная скорее нисходящими движениями вод с более высокой температурой, чем обратным процессом. По аналогии с районом океана возле Суматры планктонологи зафиксировали на этом разрезе также значительное уменьшение концентрации планктона.

Недостаточная гидрологическая освещенность района западнее меридиана 55° не дает возможности в настоящей работе вскрыть причины понижения температуры у африканского континента. Можно лишь предположить, что воды северного происхождения (22°), распространяющиеся из Аравийского моря и Аденского залива, у африканского побережья выносятся восходящими токами к поверхности. Как указывается в работе [2], воды Аравийского моря не распространяются южнее 6° ю. ш., за исключением Мозамбикского пролива, где они прослеживаются до 20° ю. ш.

Что касается наблюдавшейся у Занзибара отрицательной аномалии, то она обязана своим происхождением главным образом вертикальной циркуляции, возникающей в процессе формирования Экваториального противотечения.

Сравнение с аналогичной картой, приводимой в Атласе Муромцева, прежде всего выявляет несоответствие значений максимальной температуры. Отклонение от средних многолетних величин на 4—5° (на карте Муромцева максимальная температура не превышает 23°), возможно, обусловливается аномальными метеорологическими условиями, сложившимися зимой 1959/60 г. Некоторое сходство обнаруживается в пространственном распределении температуры зон южной тропической дивергенции и холодных пятен у Явы. Не вдаваясь в частности, следует сказать, что привлечение не всегда равноценных данных многолетних наблюдений для построения карт Атласа привело к тому, что на них совершенно отсутствуют зоны конвергенции, экваториальной дивергенции и области подъема глубинных вод в прибрежном районе западного сектора. Под равноценностью в данном случае понимается прежде всего не качественная сторона наблюдений — ее трудно оценить,— а принцип синхронности, который в известной степени был нарушен при подборе и систематизации материала, положенного в основу составления карт. Сравнительно небольшие контрасты температуры приводят этот метод к искажению не только температурного режима, но и гидрологических условий океана в целом.

На глубине 200 *м* распределение температуры в основном носило тот же характер, что и на 100 *м*. У берегов Явы сохранялись холодные пятна. Южная тропическая дивергенция локализировалась в западном секторе и не наблюдалась восточнее 80° в. д. Зоны конвергенции и экваториальной дивергенции хотя и сохранялись, но горизонтальные градиенты значительно уменьшились. Южнее фронта, отделяющего Южное пассатное течение от Экваториального противотечения, температура достигала максимального

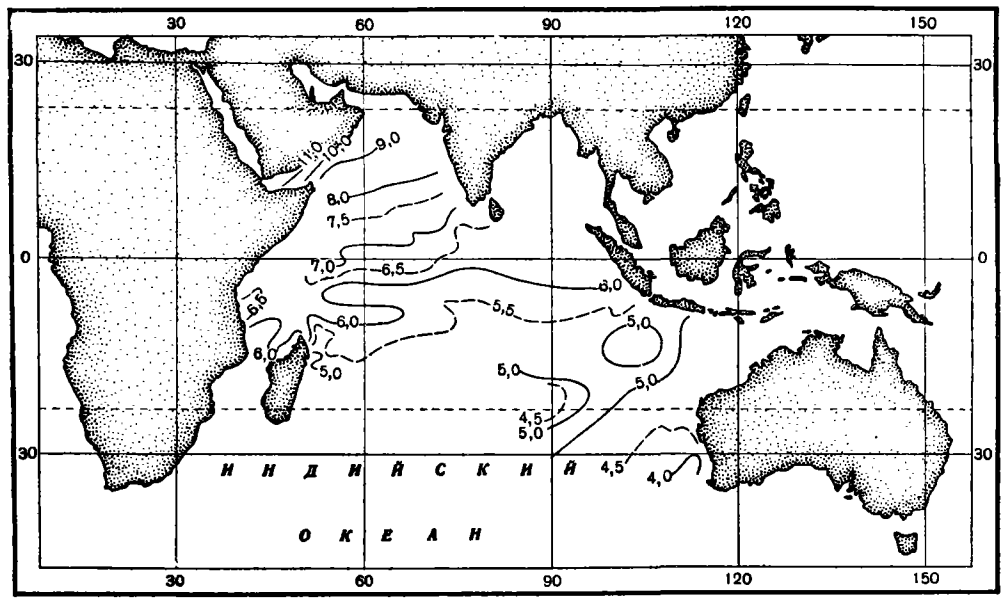


Рис. 3. Карта распределения температуры воды на горизонте 1000 *м*

значения (19°). Эти теплые воды северной ветви тропического антициклонального круговорота узким поясом распространялись от Австралии до Мадагаскара. В центральных частях Аравийского моря наблюдалась температура около 16—18°. Показателен тот факт, что вертикальная зимняя циркуляция, развивающаяся в Аравийском море, ограничивается глубиной 150 *м*. Уже на глубине 200 *м* температура не только не меньше, но превышает средние величины температуры прилегающей части океана.

На глубине 500 *м* было отмечено дальнейшее выравнивание температурных характеристик между основными очагами тепла и холода. В открытой части океана температура удерживалась в пределах 9—11° и лишь в Аравийском море у входа в Аденский залив повышалась до 13°. Как и в вышележащих слоях, имела место вертикальная циркуляция вод в зоне южной тропической дивергенции, границы которой еще достаточно четко определялись положением изотермы 9°.

К югу от Коморских островов прослеживался язык теплых вод с температурой выше 11°. Причины повышения температуры в этом районе еще недостаточно ясны. Можно предположить, что южнее о-ва Занзибар течение, направленное к северу вдоль африканского побережья, сталкивается со встречным потоком аравийских вод. При столкновении происходит опускание трансформированных, относительно теплых вод на глубину.

На горизонте 1000 *м* (рис. 3) дивергенции уже не прослеживались. Южная тропическая дивергенция сменяется областью с признаками опускания вод. Необходимо отметить стабильность пятна холодных вод в районе Кокосовых островов и о-ва Рождества, расположенного в границах максимальных глубин Индийско-Австралийской котловины (свыше 6000 *м*). Это позволяет нам сделать вывод, что здесь расположен район застойных вод, обмен которого с соседними районами затруднен. Температурные значения и характер их изменения ниже 500 *м* обнаруживают близкое сходство с распределением средних многолетних величин. Это обстоятельство подтверждает замечание Муромцева о том, что сфера действия сезонных процессов в основном ограничена поверхностным 500-метровым слоем.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

Для анализа вертикального распределения температуры нами были построены следующие разрезы:

1) меридиональный разрез I по 105° в. д., проходящий близ о-ва Рождества (рис. 4);

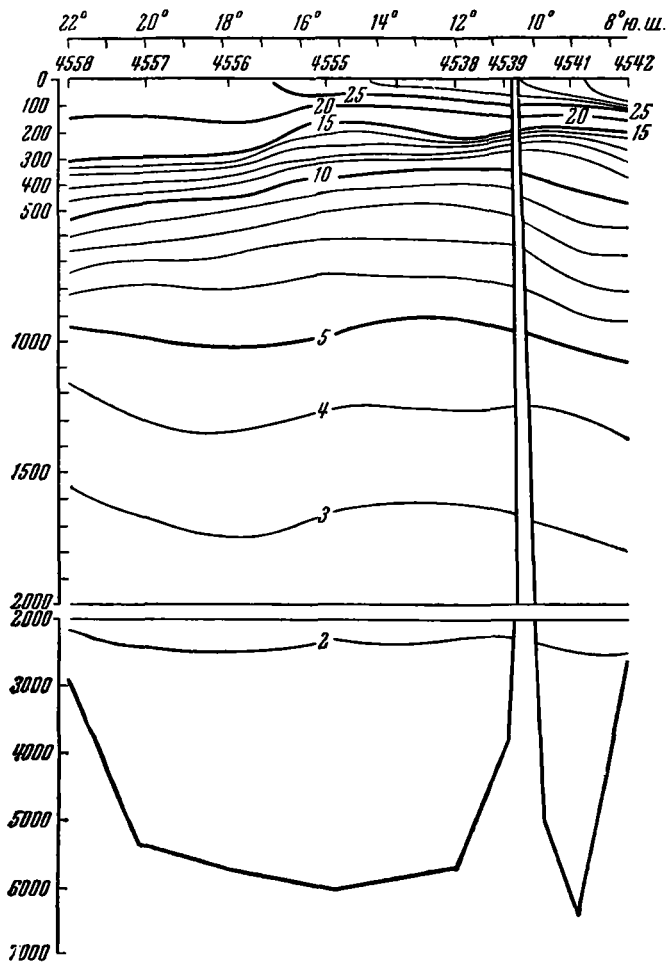


Рис. 4. Распределение температуры воды на разрезе по 105° в. д.

2) меридиональный разрез II по 87—90° в. д. (рис. 5);

3) меридиональный разрез III, проходящий приблизительно по 52° в. д. от 16° ю. ш. до склона о-ва Альфонс (рис. 6);

4) разрез IV от архипелага Сейшельских островов до Бомбея (рис. 7);

5) меридиональный разрез V по 68° в. д. от 4° с. ш. до 16° ю. ш. (в работе не приводится);

6) разрез VI от о-ва Занзибар до Сейшельских островов (в работе также не представлен).

На разрезе по 105° в. д. (рис. 4) мы видим, что у яванского побережья происходит погружение теплых вод на глубину. Если температура 10° на ст. 4542 отмечалась на глубине 475 *м*, то на центральных станциях разреза она прослеживалась на глубинах 350—400 *м* (ст. 4538, 4555);

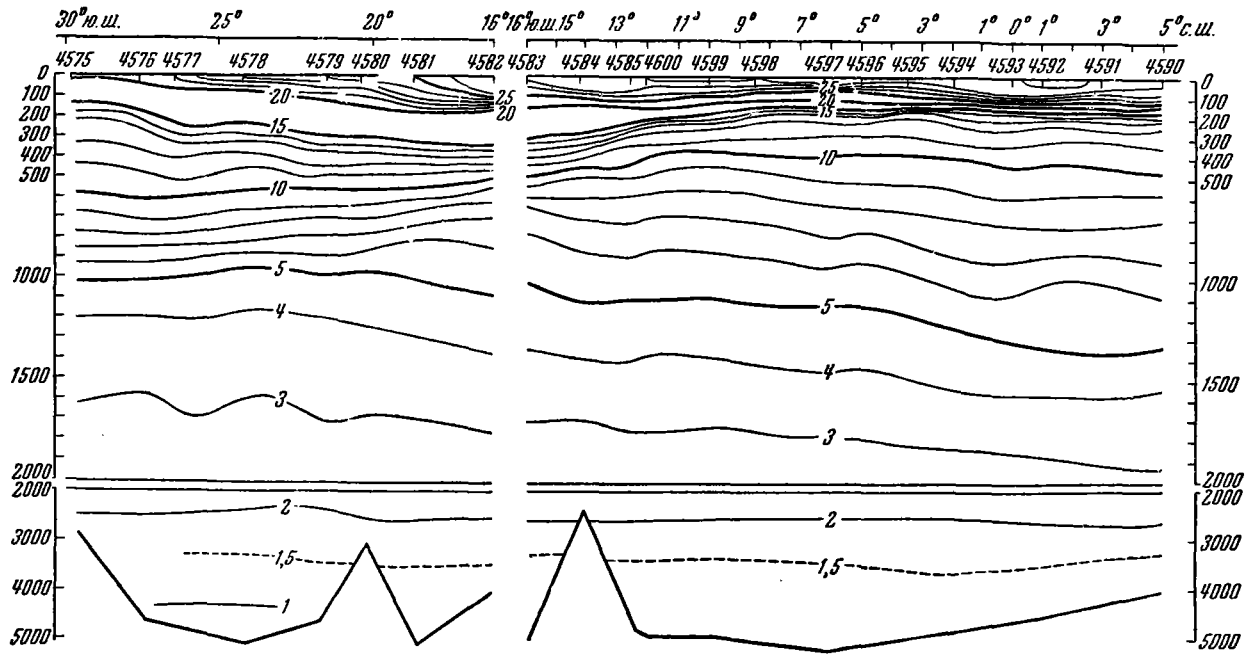


Рис. 5. Распределение температуры воды на разрезе по 87—90° в. д.

изотерма 3° на ст. 4542 проходит на глубине 1800 *м*, а на ст. 4538 — на глубине 1600 *м*.

У о-ва Рождества происходила обратная картина — подъем глубинных вод. На разрезе четко выражен изгиб изотерм, соответствующий холодному

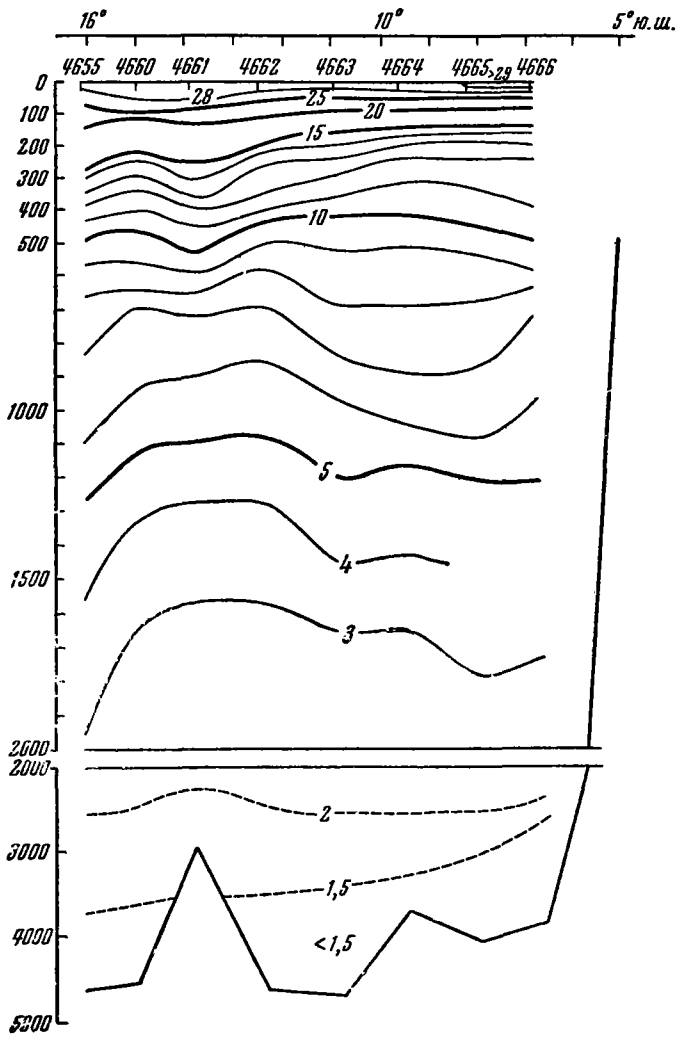


Рис. 6. Распределение температуры воды на разрезе по 52° в. д.

пятну (ст. 4538 и 4555), сформированному глубинными водами над центральной частью Индийско-Австралийской котловины.

Представленные в общих чертах разрезы подтверждают наши выводы в отношении структуры водных масс и формирований очагов тепла и холода в период зимнего муссона.

На всех меридиональных разрезах четко прослеживался наклон изотерм с севера на юг. Особенно ярко наклон проявился в слое с температурой от 8 до 2°. Глубже 2000 *м* температура, как правило, не поднималась выше 2°,5, а в придонном слое удерживалась в пределах 1,5—1°,6. Интересно отметить зоны наибольшего прогрева, располагавшиеся симметрично относительно экватора, а именно: между 2—8° с. ш. на севере и 2—8° ю. ш. на юге. Поверхностная температура зон максимального прогрева была выше 29°.

На разрезах III и IV (рис. 6, 7) на крайних южных станциях между 3 и 14° ю. ш. происходил значительный подъем глубинных вод, сопровождавшийся увеличением вертикальных градиентов в подповерхностном слое. Это явление с достаточной очевидностью отражает дивергенцию вод в данном районе. На разрезе II по 87—90° в. д. (рис. 5) аналогичная вертикальная циркуляция прослеживалась севернее, между 2 и 8° с. ш., но она была

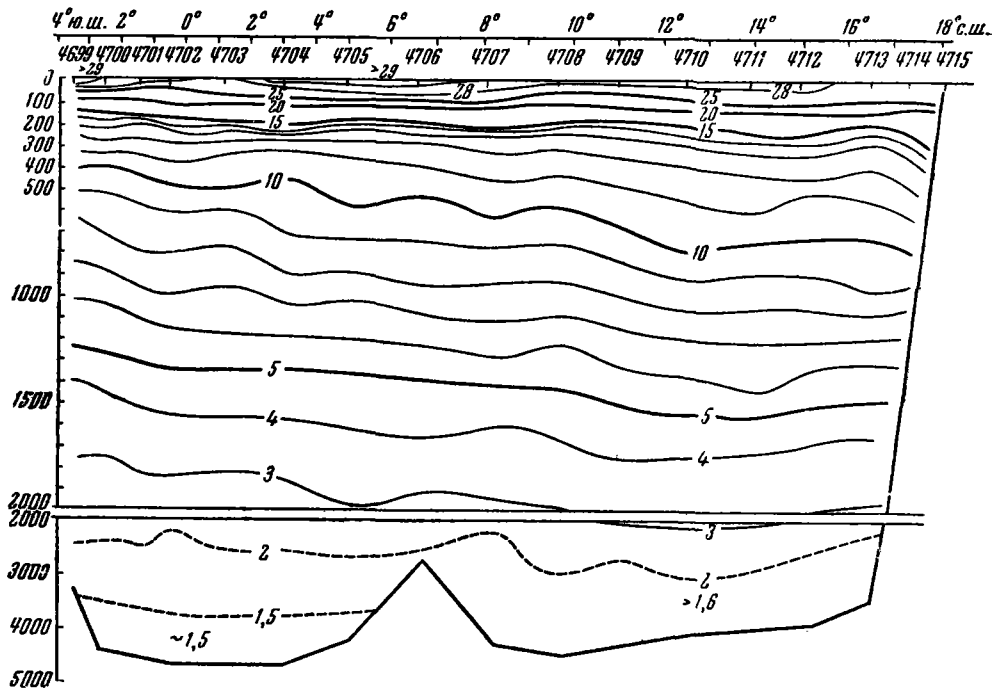


Рис. 7. Распределение температуры воды на разрезе от Сейшельских островов до Бомбея

менее выражена и распространялась только в 150-метровом подповерхностном слое. Погружение теплых вод до больших глубин (1700—1800 *м*) отмечалось к северу от экватора (0—4° с. ш.). Проникновение теплых подповерхностных вод на значительные глубины (200—1200 *м*) хорошо иллюстрируется ходом изотерм на разрезе IV (рис. 7). Еще более значительный вертикальный перенос тепла на глубину наблюдался на крайних южных станциях меридионального разреза по 52° в. д. (рис. 6), где теплые воды опускались до 1800 *м*.

На разрезе Занзибар — Сейшельские острова, в его западной прибрежной части, в слое до 750 *м* низкие температуры и большие вертикальные градиенты соответствовали восходящим потокам, возникшим в условиях формирования Экваториального противотечения, о чем мы говорили выше.

На рис. 8 представлены кривые вертикального распределения температуры по некоторым наиболее показательным станциям. Распределение температуры на ст. 4522 характерно для крайнего восточного сектора океана, где сказывается влияние вод Тиморского моря. Ст. 4535 отражает распределение температуры в глубоководной Яванской впадине. Кривая распределения температуры на ст. 4570 взята для района распространения холодных вод Западно-Австралийского течения. Ст. 4593 типична для экваториальных областей восточного сектора.

Распределение температуры на ст. 4602 отражает структуру переходной зоны между западной и восточной частями океана. Ст. 4640 характеризует район южной тропической дивергенции, где вертикальные градиенты температуры очень велики. Ст. 4694 показывает распределение температуры в приэкваториальных областях западной части океана. Ст. 4721 — распределение температуры в центральной части Аравийского моря.

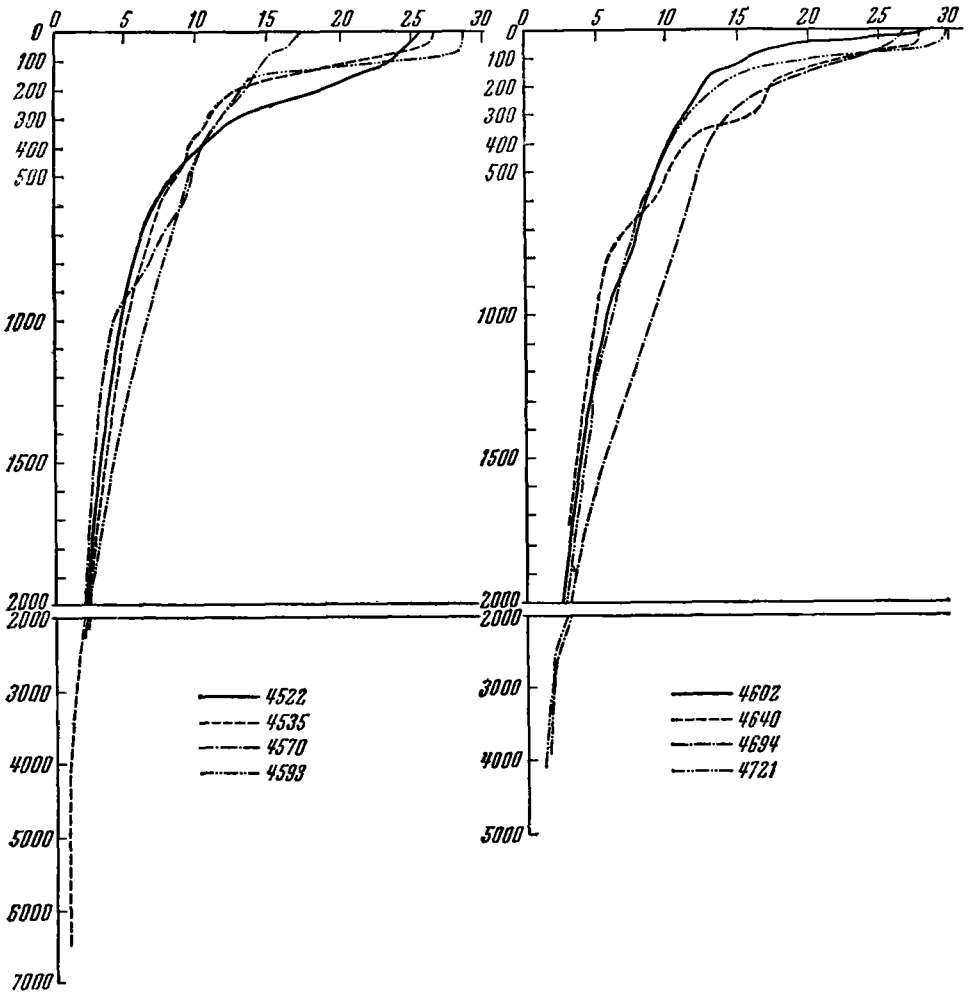


Рис. 8. Кривые вертикального распределения температуры воды на некоторых станциях в Индийском океане

Большой интерес вызывают инверсии температуры, т. е. повышения температуры с глубиной, отмеченные нами в некоторых районах. Чаще всего подобное явление отмечалось в районах стыка течений, у островных поднятий и в областях с ярко выраженными приливными течениями. Появление инверсии температуры наблюдалось на 14 гидрологических станциях, из которых восемь располагались вблизи островов, две—в районе сложной системы течений несколько севернее Мозамбикского пролива и две — в открытой части океана.

Инверсия наблюдалась на разных глубинах, от 75 *м* на ст. 4620 до 700 *м* на ст. 4695. Причины, вызывающие инверсию, различны по своей природе и нуждаются в особом исследовании.

Проведенный анализ распределения температуры в северной части Индийского океана в период зимнего муссона недостаточно полон и его следует рассматривать как предварительный.

ABSTRACT

The paper gives a preliminary report summarising the data of water temperature on 200 hydrological stations obtained during the 31-st cruise of the r/v «Vityaz». The works of «Vityaz» coincided with the period of a set in winter monsoon. This circumstance made it possible for the authors to consider the temperature conditions of the investigated region within the limits of one season.

On the basis of the analysis of the maps and of the profiles of temperature distribution we may come to the following conclusions:

I. Water temperature of the given region is closely connected with the peculiarities of geographical location, namely, with the limitation of African-Asian continental barrier and with the close contact with the wast arid regions of the North-West.

II. The northern part of the ocean is almost completely under the influence of monsoons, determining to a considerable degree the main features of the temperature water regime.

III. The applied maps quite evidently testify to the fact that currents play an active role in the distribution of temperature.

IV. Alongside with the advection of the heat by currents, by processes of turbulent and convective exchange the submarine relief has essential significance in horizontal and vertical redistribution of heat (stable cold spot within the limits of Indian-Australian hollow).

ЛИТЕРАТУРА

1. H. V. Sverdrup, H. W. Johnson, R. H. Fleming. The oceans. N. Y., 1949
2. P. Therni a, H. Lacomberet P. Guibout. Sur quelques nouvelles observations hydrologiques relatives à la region équatoriale de l'océan Indien. Bull. d'inform. Comité central d'Océanogr. et d'Etudes des Côtes, Année III, 1951, No. 10.
3. Морской атлас, т. I, навигационно-географический, 1950; т. 2, физико-географический, 1953. Изд-во Морск. ген. штаба Министерства Военно-Морского флота СССР.
4. А. М. Муромцев. Основные черты гидрологии Индийского океана . Приложение II. Атлас вертикальных разрезов и карт температуры, солености, плотности и содержания кислорода, 1959.
5. А. М. Муромцев. Основные черты гидрологии Индийского океана, 1959.
6. J. Le Floch. Hydrologie et circulation de quelques masses d'eaux de l'océan Indien. Bull. d'inform. Comité central d'Océanogr. et d'Etudes des Côtes, Année III, 1951, No. 10.
7. G. Schott. Geographic des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 1935.
8. P. Therni a. La structure hydrologique de l'océan Indien d'après les observations faites à bord du «Commandant Charcot» en 1949 et 1950. Bull. d'inform. Comité central d'Océanogr. et d'Etudes des Côtes, Année III, 1951, No. 10.

From: Okeanol. Issled., no. 4 (1961), p. 44-49

В. М. Павлов

ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСНОВНЫХ ВОДНЫХ МАСС СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Проведенные в последних рейсах э/с «Витязь» гидрооптические исследования показали, что лучшим оптическим индикатором водных масс является прозрачность воды. Обычно водные массы, различающиеся по гидрологическим характеристикам, обладают и различными средними значениями прозрачности, причем зачастую различия в прозрачности водных масс весьма велики. Иллюстрацией этому может служить сопоставление данных по прозрачности вод Курильского течения и Куро-сио, проведенное по результатам измерений в 30-м рейсе э/с «Витязь», которое показало, что воды холодного Курильского течения отличаются значительно большей мутностью по сравнению с водами Куро-сио.

Однако может быть и такое положение, когда граничащие друг с другом водные массы, сильно различающиеся по основным гидрологическим показателям, таким, как температура, соленость и плотность, в отношении прозрачности воды могут оказаться схожими. Это особенно относится к глубинным водным массам и водным массам тропических районов, которые часто характеризуются весьма высокой прозрачностью вод. Поэтому многие исследователи, занимающиеся изучением различных проблем гидрооптики, работают в направлении поисков дополнительных индикаторов для выделения водных масс по оптическим характеристикам. Так, например, французский физик Иванов, работающий в области оптики моря, предложил для выделения водных масс строить диаграммы по прозрачности воды и степени поляризации света в ней, аналогичные *TS*-кривым. Его исследования дали обнадеживающие результаты. Такие же опыты должны были быть проделаны в 31-м рейсе э/с «Витязь», однако по ряду причин технического порядка определений поляризационных характеристик воды в этом районе произвести не удалось. Отсутствие данных по поляризации света в море не позволило в свою очередь провести работу по выяснению возможности использования поляризационных характеристик в качестве дополнительных индикаторов при анализе водных масс. Поэтому в качестве основного критерия при попытке выделить водные массы северной части Индийского океана по их оптическим характеристикам была принята прозрачность воды.

Необходимо отметить, что при анализе прозрачности различных вод, имевшем целью выделить водные массы северной части Индийского океана, помимо трудностей методического характера, встретилось весьма существенное препятствие, заключавшееся в том, что основные водные массы этого района, весьма заметно различающиеся по температуре и солености, оказались схожими по прозрачности, значения которой к тому же весьма высоки.

Основными источниками данных явились разрезы прозрачности, выполненные по 90, 76 и 68° в. д., с привлечением материалов и других разрезов.

При рассмотрении разрезов (рис. 1, 2 и 3) очень ярко выявляется характерная черта поля оптических характеристик, уже отмечавшаяся ранее на базе гидрооптических измерений, проведенных нашими исследователями в Тихом океане. Оказывается, даже схожие по оптическим характеристикам водные массы на границах соприкосновения, т. е. в зоне трансформации, имеют полосу помутнения разной интенсивности. Причины этого явления

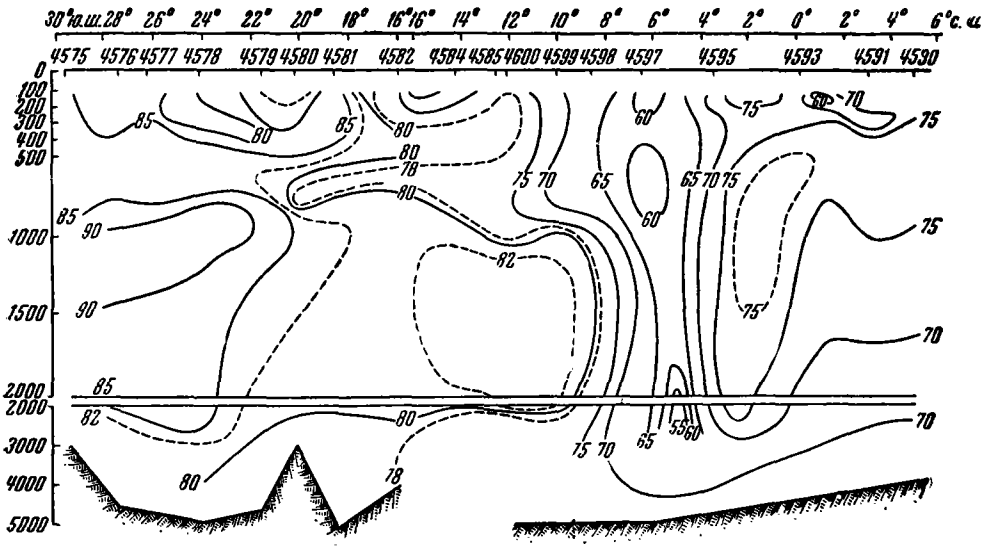


Рис. 1. Разрез прозрачности по меридиану 90° в. д. (прозрачность в процентах)

могут быть различными, но основное, на наш взгляд, то, что в зонах трансформации, характеризующихся повышенными градиентами гидрологических элементов, может скапливаться органическая и неорганическая взвесь. В зонах дивергенции, кроме того, дополнительным фактором, обусловливающим помутнение на границах водных масс, является подъем глубинных вод, богатых биогенными элементами, что стимулирует развитие в этой зоне фито- и зоопланктона.

Явление помутнения на границах различных вод сделало возможным достаточно точное разграничение основных водных масс рассматриваемого района, что было бы трудно сделать при сходных высоких значениях прозрачности, которыми эти водные массы характеризуются.

Рассмотрим разрезы прозрачности. На трех разрезах по 90, 76 и 68-му меридианам (рис. 1, 2, 3) достаточно четко различаются четыре основные водные массы. В южной части разрезов видны вторгающиеся в северном направлении области воды повышенной прозрачности, разделенные несколько более помутненной зоной. Верхняя область повышенной прозрачности, залегающая на глубине до 300—400 *м*, несомненно, сформирована обладающей повышенной соленостью центральной индийской водой, которая опускается в районе 30° ю. ш. под поверхностные экваториальные воды. В дальнейшем для краткости мы будем обозначать эту водную массу сокращенно ИЦВ (индийская центральная вода). На разрезе по 90° в. д. (рис. 1) отчетливо видно опускание этой воды из поверхностных субтропических осолоненных областей океана в полосе 25—30° ю. ш. Продвижение ее на север ограничено зоной дивергенции между Южным экваториальным

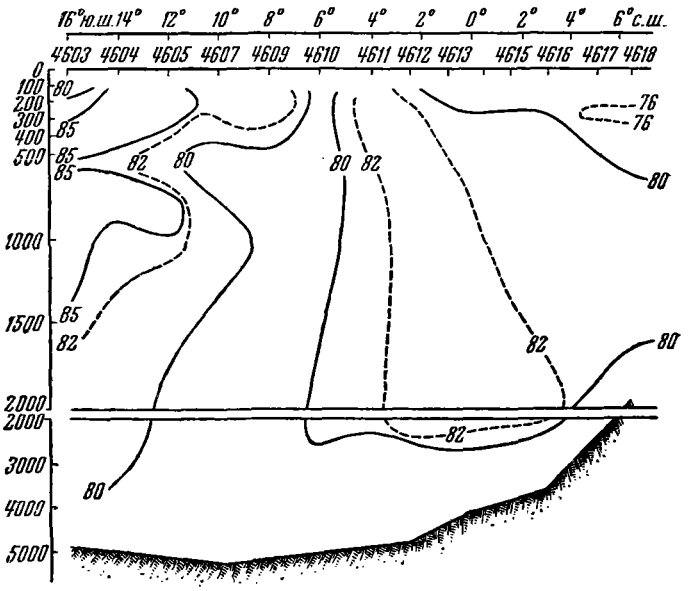


Рис. 2. Разрез прозрачности по меридиану 76° в. д.

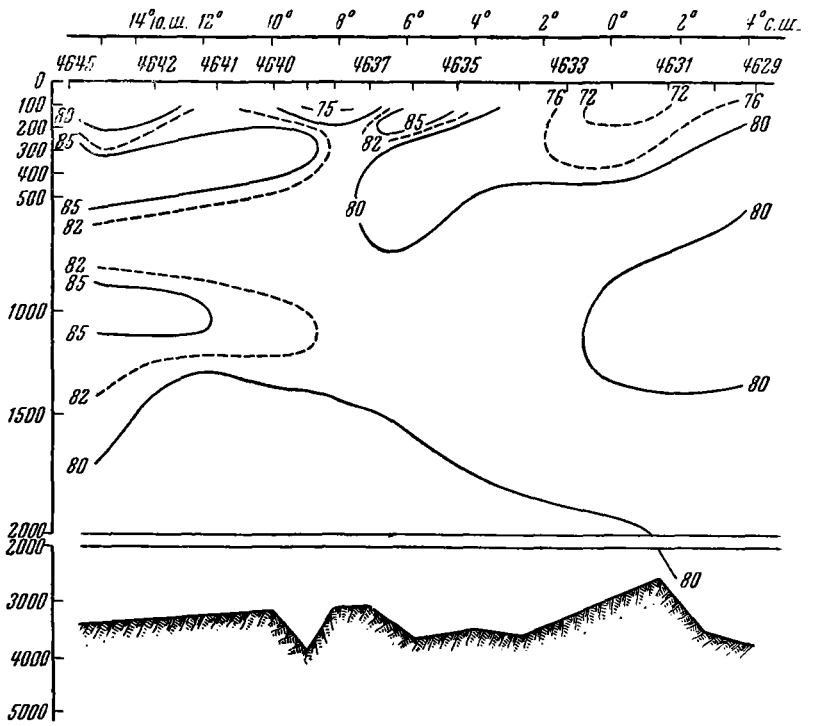


Рис. 3. Разрез прозрачности по меридиану 68° в. д.

течением и Экваториальным противотечением, которая располагается в районе 7—8° ю. ш. в западной части океана и 11—12° ю. ш. в его восточной части. Это хорошо выявляется на всех разрезах. Полученные данные полностью согласуются с данными гидрологических наблюдений и с выводами других авторов [1].

Что касается абсолютных величин значений прозрачности ИЦВ, то можно считать их лежащими в пределах 0,83—0,85 с постепенным, но незначительным понижением в направлении с юга на север.

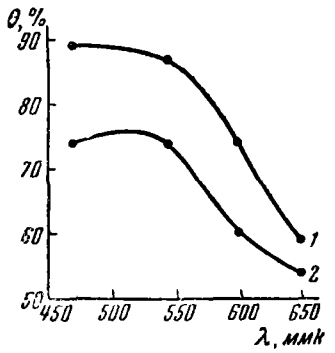


Рис. 4. График спектрального распределения прозрачности:

1 — для антарктической промежуточной воды; *2* — для поверхности экваториальной воды

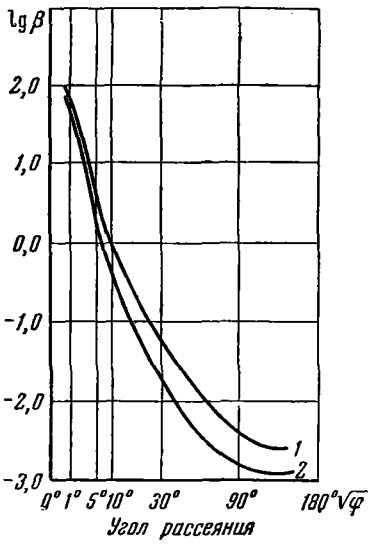


Рис. 5. Индикатрисы рассеяния света в морской воде:

1 — для поверхностной экваториальной воды; *2* — для центральной индийской воды

Вторая область повышенной прозрачности, хорошо заметная в южной части трех рассматриваемых разрезов, располагается на глубинах 800—1000 *м*. Сопоставление с данными гидрологических наблюдений говорит о том, что это область антарктической промежуточной воды (АПВ). Абсолютные значения прозрачности этой воды близки к значениям прозрачности ИЦВ. Средняя прозрачность АПВ близка к 0,85. Причина такой высокой прозрачности АПВ не совсем ясна, однако данные по планктону указывают на обедненность этой водной массы планктонными организмами.

При своем движении на север АПВ встречается с глубинной водой Аравийского моря (ВАМ), обладающей повышенной соленостью. Воды этой последней водной массы хотя и обладают большой прозрачностью, все же несколько менее прозрачны, чем ИЦВ и АПВ, что так же видно на разрезах, где глубинная аравийская вода заметно выделяется в северной части, располагаясь ниже 200—300 *м*, вплоть до весьма значительных глубин. Средние значения прозрачности ВАМ близки к 0,80.

Зона трансформации между АПВ и глубинной аравийской на разрезах по 76 и 68° в. д. (рис. 2 и 3) очень расплывчата, отличается малыми градиентами прозрачности, в то время как граница между этими водными массами на разрезе по 90° в. д. характеризуется очень ярко выраженной зоной помутнения. Это объясняется, по-видимому, большим развитием в районе 90° в. д. зоны дивергенции, в которой происходит подъем глубинных богатых биогенными элементами вод, что обусловливает интенсивное развитие здесь различных видов планктонных организмов. Результаты лова в этой зоне (4—8° ю. ш.) действительно указывают на богатство здешних вод планктоном.

Выше глубинной аравийской воды располагается поверхностная экваториальная вода, обладающая наиболее низкой прозрачностью по сравнению с другими рассмотренными водными массами (средние значения прозрачности лежат в пределах 0,74—0,75). Пониженная прозрачность этой водной массы объясняется, по-видимому, большими градиентами солености в ее пределах, что обусловливает скопление здесь органической и неорганической взвеси. Кроме того, эти воды обогащены планктоном, наличие которого, естественно, снижает прозрачность воды.

Различия в прозрачности, свойственные разным водным массам, определяют различия и в других оптических характеристиках вод. Так, если рассмотреть график спектрального распределения прозрачности (рис. 4), то легко можно увидеть разницу между кривыми для прозрачной АПВ и более мутной поверхностной экваториальной воды. Как видно, первая кривая лежит значительно выше, что соответствует большей прозрачности воды для лучей различных областей спектра. К тому же первая кривая имеет максимум в сине-фиолетовой, т. е. более коротковолновой, области спектра, в то время как максимум второй кривой заметно сдвинут в сторону сине-зеленой, т. е. более длинноволновой, области спектра. Положение максимума кривой спектрального распределения прозрачности — весьма характерный оптический показатель различных водных масс.

Характеристики рассеяния света в морской воде также дают различные картины для разных водных масс. На рис. 5 в качестве примера приведены две индикатрисы рассеяния, верхняя из которых характеризует относительно менее прозрачную поверхностную экваториальную воду, а нижняя — прозрачную центральную индийскую воду. Действительно, менее прозрачные воды сильнее рассеивают свет, что показывают более высокие значения логарифма показателя яркости β рассеянного света для кривой, характеризующей поверхностную экваториальную воду.

ВЫВОДЫ

1. Основные водные массы северной части Индийского океана отличаются высокими средними значениями прозрачности воды, колеблющимися в пределах 0,75—0,85.

2. Границы даже между схожими по прозрачности водными массами в большинстве случаев достаточно ярко выражены благодаря более или менее интенсивным областям помутнения, приуроченным к зонам трансформации, что объясняется, по-видимому, накоплением органической и неорганической взвеси в этих зонах, характеризующихся обычно повышенными градиентами гидрологических элементов. Если границы водных масс совпадают с зоной дивергенции, то дополнительным фактором, обусловливающим помутнение, может служить интенсивное развитие планктона, связанное с выносом в более высокие слои глубинных вод, богатых биогенными элементами.

3. Прозрачность воды может служить дополнительным чувствительным индикатором для выделения водных масс, в пользу чего свидетельствует совпадение разделения водных масс по оптическим характеристикам с разделением их по гидрологическим, планктонным и другим данным.

4. Другие оптические характеристики, такие, как спектральная прозрачность, показатели рассеяния и, по-видимому, степень поляризации света в воде, так же могут быть использованы для определения границ распространения водных масс.

ABSTRACT

Water transparence was taken for the main optical characteristics of water masses. Water masses of the northern part of the Indian Ocean are characterized by high absolute values of transparence (75—85% on the average). The isolation of water masses in spite of a small difference among them in absolute values of transparence is facilitated by the presence of silt charge zones, displaying themselves to this or that degree on the borders of water masses. The existence of such silt charge is evidently caused by the accumulation of organic and inorganic suspension in the zones of water transformation due to increased gradients of hydrological elements in these zones, that usually takes place here.

Other optical parameters such as spectral transparence of sea water and characteristics of light diffusion in it are also different for different waters.

Hydrooptical characteristics are good indices for isolation of water masses.

ЛИТЕРАТУРА

1. P. Tchernia, H. Lacombe et P. Guibout. Bull. d'inform. Comité central d'Océanogr. et d'Etudes des Côtes, Année X, 1958, No. 3, p. 115—143.

From: *Okeanol. Issled.*, no. 4 (1961), p. 50-61

В. В. Мокиевская

НЕКОТОРЫЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Экспедиция Института океанологии АН СССР работала в Индийском океане с сентября 1959 г. по апрель 1960 г. на э/с «Витязь» (31-й рейс). В связи с задержкой развития летнего муссона вся работа экспедиции уложилась в осенне-зимний сезон. Маршрут экспедиции охватывал северную часть Индийского океана с небольшим выходом в южное полушарие до 34° ю. ш. Гидрохимические исследования производились на 202 станциях, из которых на 54 пробы морской воды собирались от поверхности до дна, на остальных — до глубины 2000 *м*, исключая мелководные.

Морская вода подвергалась химическому анализу для определения растворенного кислорода, фосфатов, нитритов, кремнекислоты, концентрации водородных ионов — pH и щелочности.

В настоящей работе мы считаем возможным использовать классификацию водных масс Индийского океана, предложенную Свердрупом [1]. По Свердрупу, в Индийском океане существуют следующие основные водные массы: а) центральная; б) экваториальная; в) вода Красного моря; г) глубинная вода.

Не останавливаясь на детальном очерчивании границ водных масс, на вопросах их происхождения, отметим лишь некоторые черты распределения химических элементов, наиболее четко выступающие при анализе полученного материала.

КИСЛОРОД

Для всего поверхностного слоя экваториальной зоны Индийского океана содержание кислорода составляет почти постоянную величину, равную 4,6 *мл/л*, и только к югу от 20° ю. ш. в субтропическом районе оно повышается до 5,4 *мл/л* на поверхности, что связано с понижением температуры от 27—28° в экваториальной части океана до 18—20° в субтропической.

Вертикальное распределение кислорода представлено на двух разрезах, идущих в меридиональном направлении с юга на север (рис. 1, 2). По этим разрезам можно четко проследить существование двух водных масс с индивидуальным характером распределения кислорода в каждой из них.

На глубине от 300 до 800 *м*, а иногда 1000 *м* в южной части Индийского океана располагаются воды с высоким содержанием кислорода — до 5 *мл/л*. Эти воды прослеживаются до 14° ю. ш. на востоке и до 10° ю. ш. на западе. По Свердрупу, это центральная водная масса Индийского океана, образующаяся на поверхности океана в районе 34° ю. ш. Центральная водная масса, имеющая высокую соленость (до 35,5‰) и высокое содержание кисло-

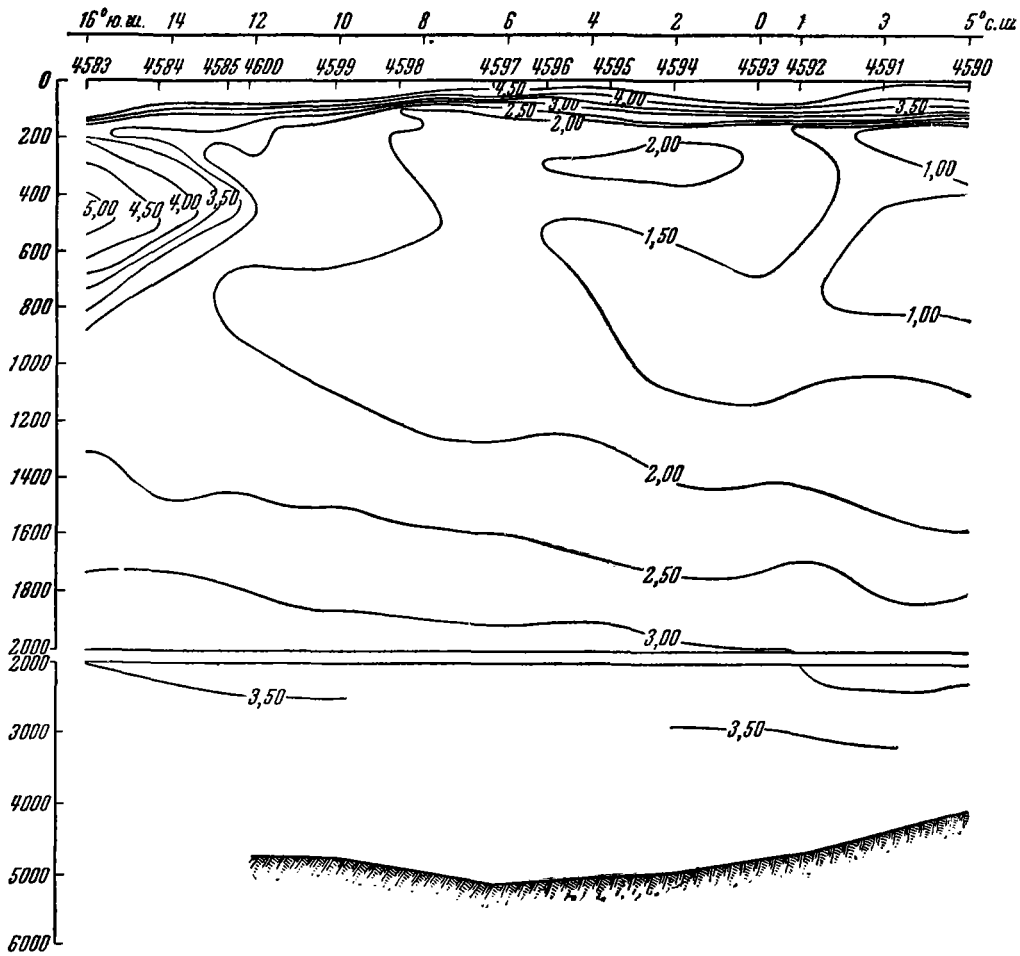


Рис. 1. Вертикальное распределение кислорода (в *мл/л*) на разрезе по меридиану 86° в. д

рода (5 *мл/л*, ст. 4666—4676), двигаясь с юга на север, в районе 25° ю. ш. погружается в подповерхностные слои. Как было сказано выше, в погруженном состоянии она прослеживается только до 14—10° ю. ш.; севернее этой границы она трансформируется и меняет свои характеристики (содержание кислорода падает до 4—3,5 *мл/л*). Опускание центральной водной массы на широте около 25° ю. ш. носит устойчивый характер. Об этом свидетельствует распределение кислорода на разрезе море Дейвиса — мыс Гвардафуй, выполненном в мае — июне 1956 г. на э/с «Обь» [2]. Концентрация кислорода в этой водной массе остается практически неизменной благодаря сравнительно небольшому расстоянию от места погружения до выклинивания, а также в результате слабого развития фитопланктона в субтропической зоне Индийского океана, где его биомасса меньше 25 *мг/м*^{3}. Последнее обстоятельство особенно важно в том отношении, что количество поступающего детрита, образующегося в результате отмирания фитопланктона, оказывает существенное влияние на степень развития окислительных процессов, которые в свою очередь в подповерхностных слоях определяют расход кислорода.

В северной части рассматриваемых разрезов высокое содержание кислорода (до 4,5 *мл/л*) наблюдается в слое 150—200 *м* от поверхности. Этот

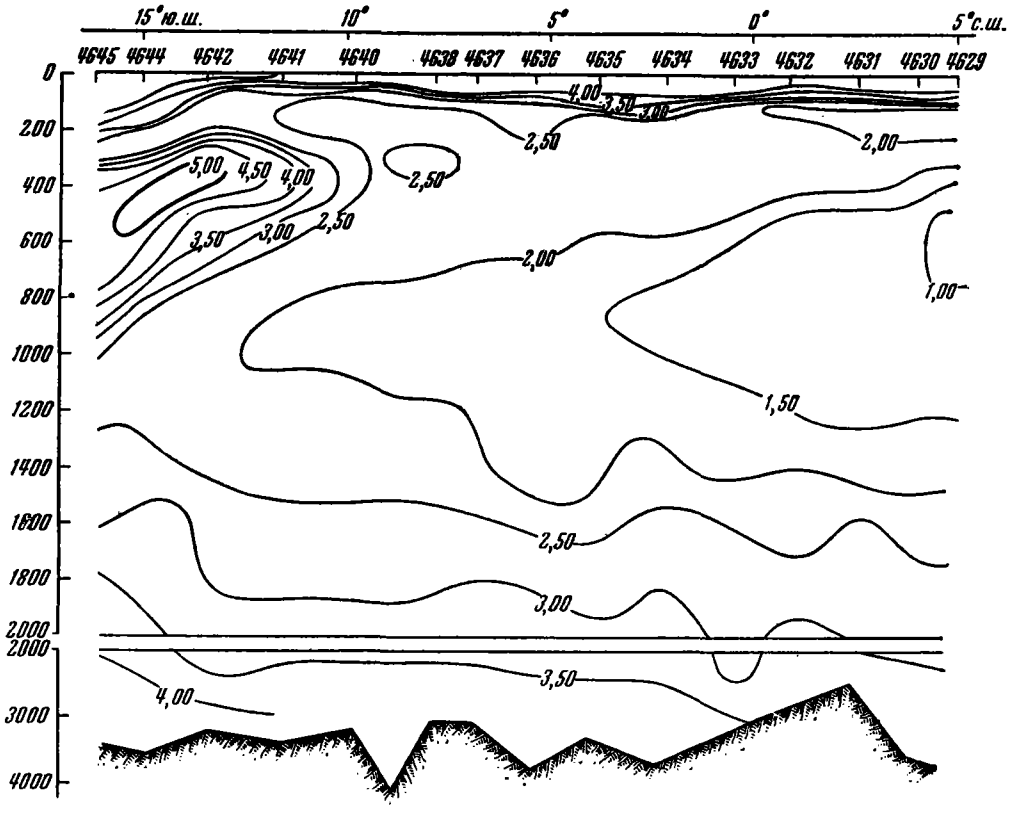


Рис. 2. Вертикальное распределение кислорода (в *мл/л*) на разрезе по меридиану 68° в. д.

близкий к поверхности слой воды, хорошо аэрируемый за счет ветрового перемешивания, представляет собой также слой активного фотосинтеза живых организмов, что способствует сохранению высокой концентрации кислорода, достигающей иногда 100—102% насыщения на глубине 50—75 *м*.

Глубже 150—200 *м* содержание кислорода быстро понижается; начинается мощный слой низкого кислородного содержания до 2 *мл/л* с верхней границей залегания около 200 *м* и нижней около 1000 *м* на востоке и около 2000 *м* на западе.

В меридиональном направлении слой низкого кислородного содержания достигает приблизительно 10° ю. ш. на востоке и 5—8° ю. ш. на западе. На разрезе по 86° в. д. (рис. 1) слой низкого содержания кислорода, ограниченный изооксигеной 2 *мл/л*, совпадает с изохалиной 34,8‰.

По направлению к северо-западу содержание кислорода продолжает снижаться, и концентрация его падает до 0,5 *мл/л*. Основное ядро кислородного минимума в этом районе расположено на глубине около 500 *м*.

Воды северной части Индийского океана с минимумом кислорода берут свое начало в Аравийском море, где содержание кислорода достигает 0,1 *мл/л* (рис. 3).

Таким образом, в подповерхностных слоях экваториальной части Индийского океана наблюдаются две водные массы, отличные по содержанию кислорода. На юге до 14° ю. ш. существует центральная водная масса с высоким содержанием кислорода (до 5 *мл/л*) и на севере до 10° ю. ш.— аравийская водная масса с четко выраженным минимумом кислорода. Рис. 4 показывает границы распространения этих вод на глубине около 400 *м*. В про-

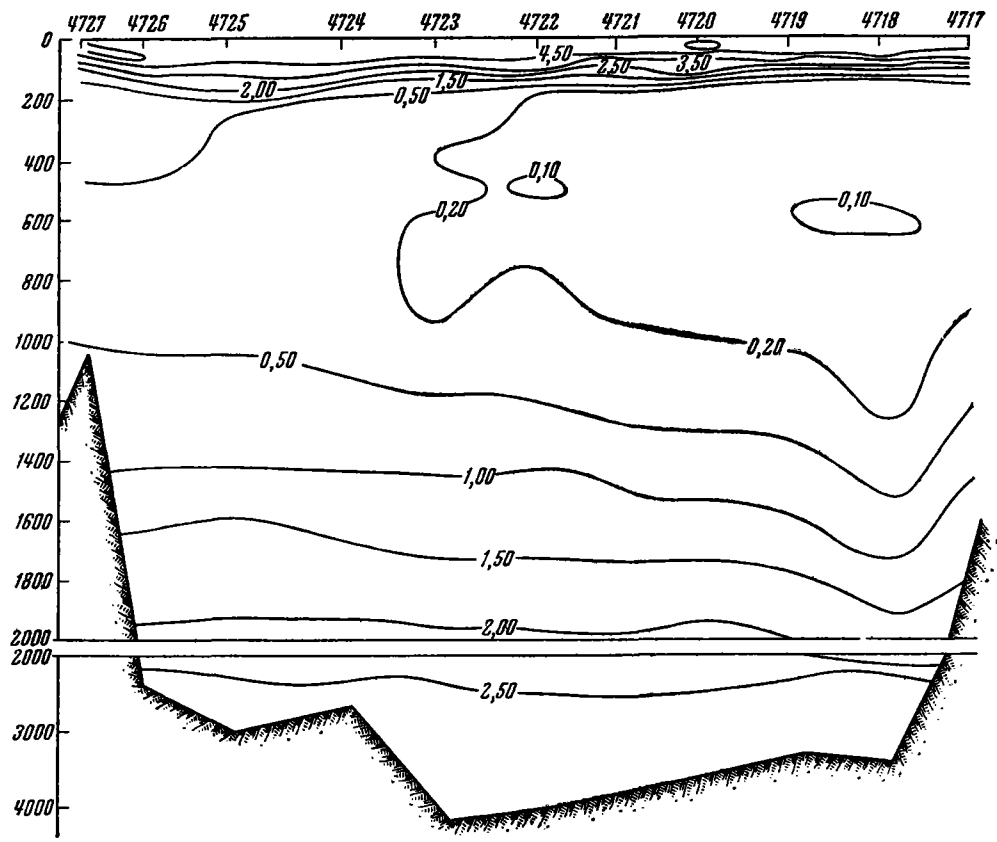


Рис. 3. Вертикальное распределение кислорода (в *мл/л*) на разрезе от Бомбея до мыса Гвардафуй (Аравийское море)

межутке между ними (от 14 до 10° ю. ш.) находится вода со смешанными характеристиками. Содержание кислорода здесь около 3,5 *мл/л*.

Воды аравийского происхождения с четко выраженным кислородным минимумом, двигаясь на юг и на юго-восток, постепенно трансформируются, обогащаясь кислородом за счет слоев, лежащих выше и ниже и более богатых кислородом.

Так, по направлению к Мозамбикскому проливу (в районе Сомалийской котловины), на разрезе от Сейшельских островов к Бомбею, отчетливо заметно изменение содержания кислорода на глубине 1000 *м* (нижняя граница слоя кислородного минимума): на самой северной ст. 4715 содержание кислорода достигало лишь 0,5 *мл/л*, а на самой южной ст. 4699 концентрация кислорода на этой же глубине поднялась до 1,73 *мл/л*. Такое же увеличение содержания кислорода в слое кислородного минимума можно проследить и в направлении на юго-восток.

Для этой цели приведем данные по содержанию кислорода на станциях, расположенных по 5° с. ш. с запада на восток:

Станция	Глубина, *м*	Содержание O_2, *мл/л*
4708	270	0,33
4621	234	0,46
4618	258	1,99
4591	260	1,06

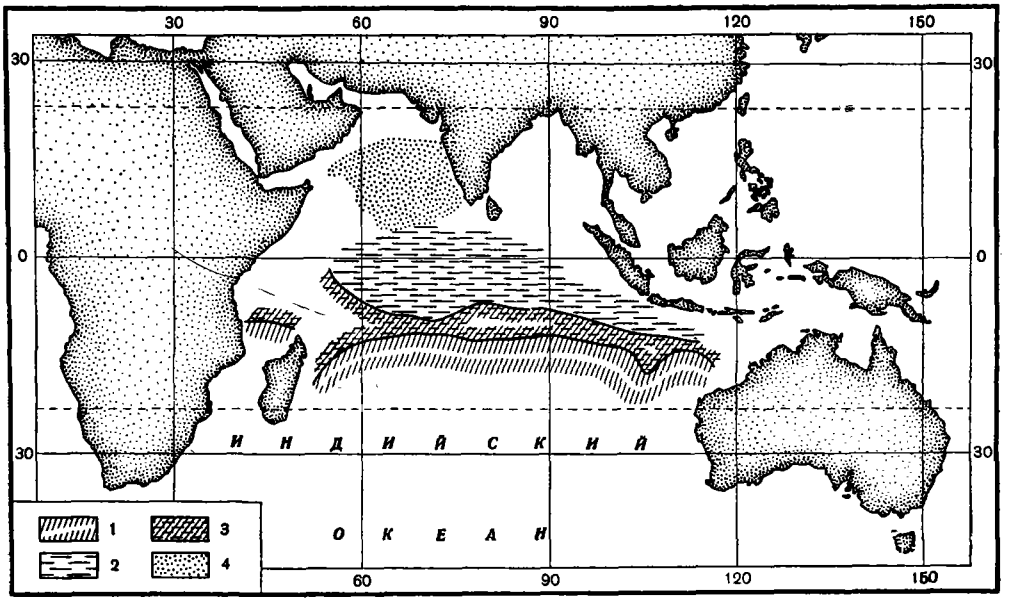


Рис. 4. Карта, показывающая границы распространения центральной и аравийской водных масс на глубине 400 *м*:

1 — центральная водная масса; *2* — аравийская водная масса; *3* — промежуточная (экваториальная) вода; *4* — аравийская вода с глубоким кислородным минимумом

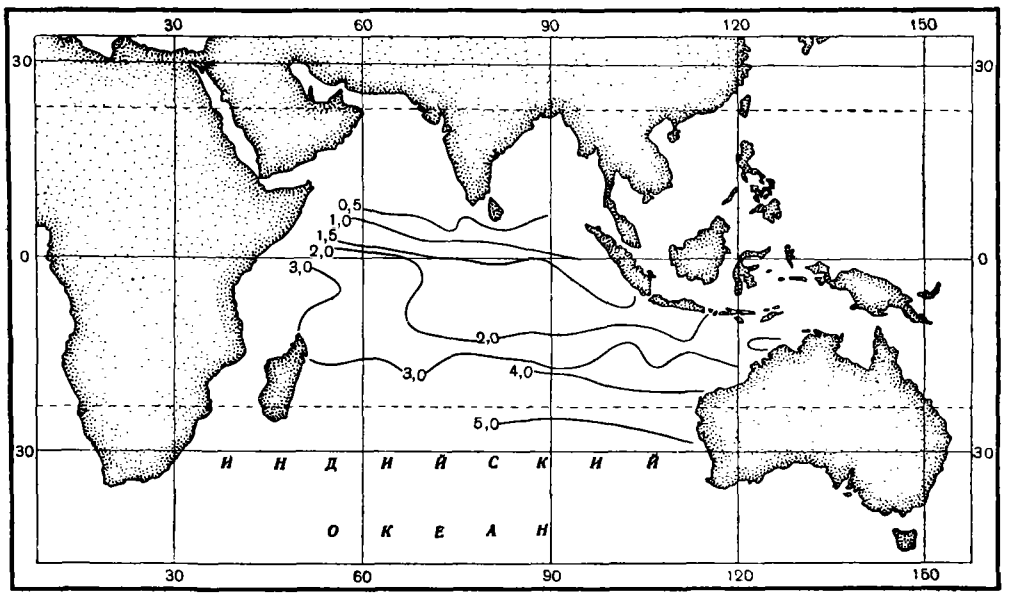


Рис. 5. Карта распределения кислорода (в *мл/л*) в слое кислородного минимума

На рис. 5 представлена карта распределения кислорода в слое кислородного минимума для всего района плавания. Сейвел, Свердруп, Ваттенберг считают, что возникновение кислородного минимума происходит вследствие превышения расхода кислорода на окислительные процессы над скоростью его пополнения при горизонтальном и вертикальном перемешиваниях. Этот общий закон вполне приложим к частному случаю образования минимума кислорода в Аравийском море. Высокая продуктивность этого района (биомасса более 100 *мг/м*^{3}) определяет возможность большой интенсивности процессов окисления в подповерхностных водах, имеющих к тому же высокую температуру (16°).

Об этом же свидетельствует высокая окисляемость морской воды на ст. 4721, данные о которой приведены ниже.

Глубина, *м*	Окисляемость, *мг* O_2/*л*
0	1,43
101	0,89
252	0,81
1005	0,96
2115	0,81
3095	0,14
3835	0,17

В слое кислородного минимума окислительно-восстановительный потенциал падает с 0,47 *в* на поверхности до 0,34 *в* на глубине 250—500 *м*. По-видимому, окислительные процессы особенно интенсивно протекают у верхней границы кислородного минимума, на глубине около 200 *м*.

Существование слоя скачка плотности (100—125 *м* от поверхности) затрудняет проникновение кислорода в подповерхностные слои и этим не только способствует сохранению минимума, но и понижает в нем концентрацию кислорода.

Подъем глубинных вод вдоль побережья Сомали и южной Аравии, у берегов Бомбея и Цейлона сопровождается изменением верхней границы слоя кислородного минимума. Это явление имеет сезонный характер, зависящий от направления ветра.

У берегов Сомали, южной Аравии и Цейлона подъем слоя кислородного минимума к поверхности наблюдался во время юго-западных муссонов, а у берегов Индии близ Бомбея—во время северо-восточных. Подъем слоя кислородного минимума к поверхности, а у континентального шельфа выход его на поверхность сопровождаются гибелью организмов, живущих в верхних слоях воды.

В работе Карутерса и др. [5] указывается, что в южной части Аравийского моря в области между 60—65 и 6—12° наблюдались случаи массовой гибели пелагических рыб, по-видимому, именно в связи с подъемом к поверхности слоя кислородного минимума. В октябре — ноябре 1958 г. это же явление и связанное с ним изменение биологии наблюдалось и изучалось у берегов Бомбея. Вопрос о происхождении кислородного минимума очень сложный и требует дальнейшего тщательного изучения.

На глубине от 1000 *м* и до дна в экваториальной зоне происходит постепенное увеличение концентрации кислорода от 2,5 до 4 *мл/л*.

Для промежуточных антарктических вод в экваториальной зоне на глубине от 1000 до 2500 *м* четкой границы по содержанию кислорода проследить не удалось. В придонной антарктической воде количество кислорода достигает 4 *мл/л* и наблюдается на всех станциях глубже 2500—3000 *м*. Придонная антарктическая вода, образовавшаяся в поверхностном слое у берегов Антарктиды, вследствие большой плотности опускается в зимний период

ко дну и движется с юга на север. На больших глубинах расход кислорода на окисление органического вещества невелик, поэтому концентрация кислорода на всем протяжении от Антарктиды до берегов Индии сохраняется достаточно высокой.

КОНЦЕНТРАЦИЯ ВОДОРОДНЫХ ИОНОВ — pH

Величина pH определяется в основном соотношением концентрации гидрокарбонатных и карбонатных ионов, с одной стороны, и концентрацией свободной CO_2 — с другой [3].

В настоящее время в Советском Союзе принято выражать истинную величину pH по Буху (pH_B), внося поправку на температуру воды. Величина pH_B в поверхностном слое экваториальной части Индийского океана равна 8,14. С глубиной величина pH_B уменьшается, образуя слой минимума, оконтуренный изолинией 7,75, и затем снова повышается по направлению ко дну. На рис. 6 представлен разрез по 86° в. д. Отметим одну особенность изменения pH_B в подповерхностных водах: в центральной водной массе (к югу от 14° ю. ш.) слой скачка pH_B расположен на глубине около 500 *м*, по направлению к северу этот слой поднимается к поверхности и в северных районах Индийского океана (от 10° ю. ш. до 20° с. ш.) обнаружи-

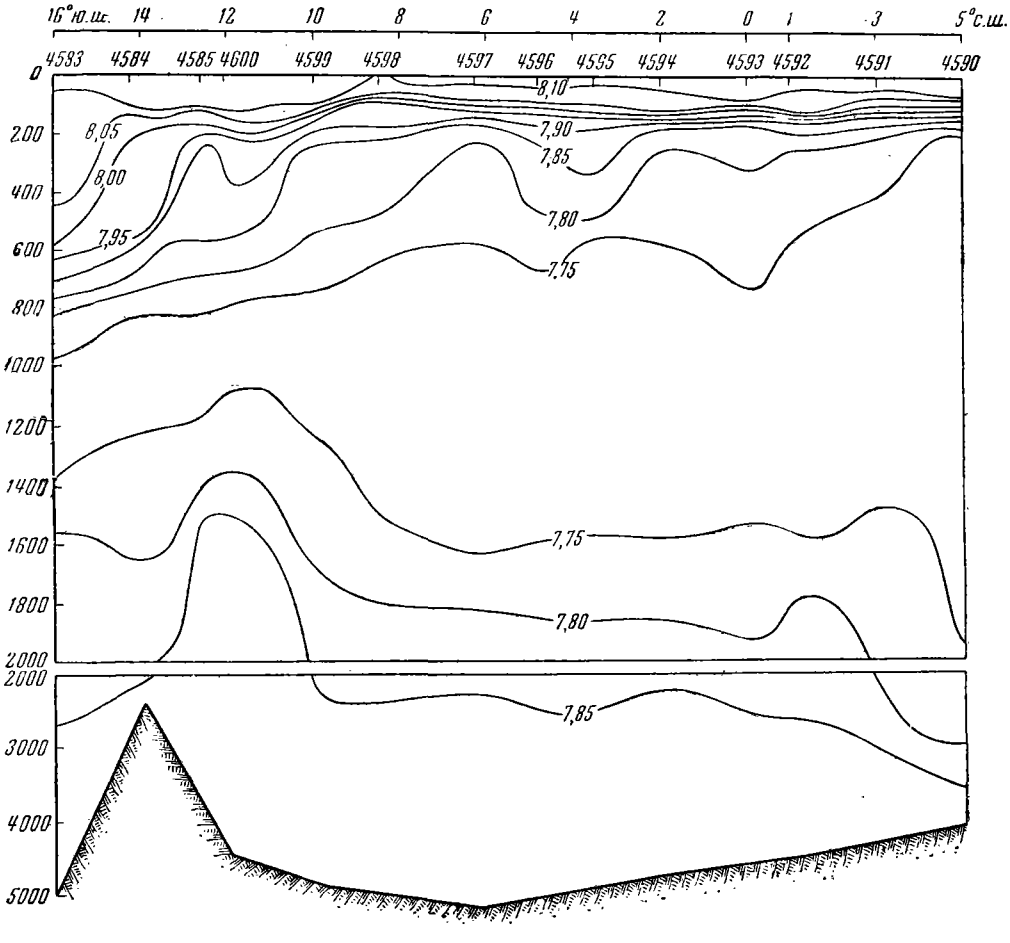


Рис. 6. Вертикальное распределение pH_B на разрезе по меридиану 86° в. д.

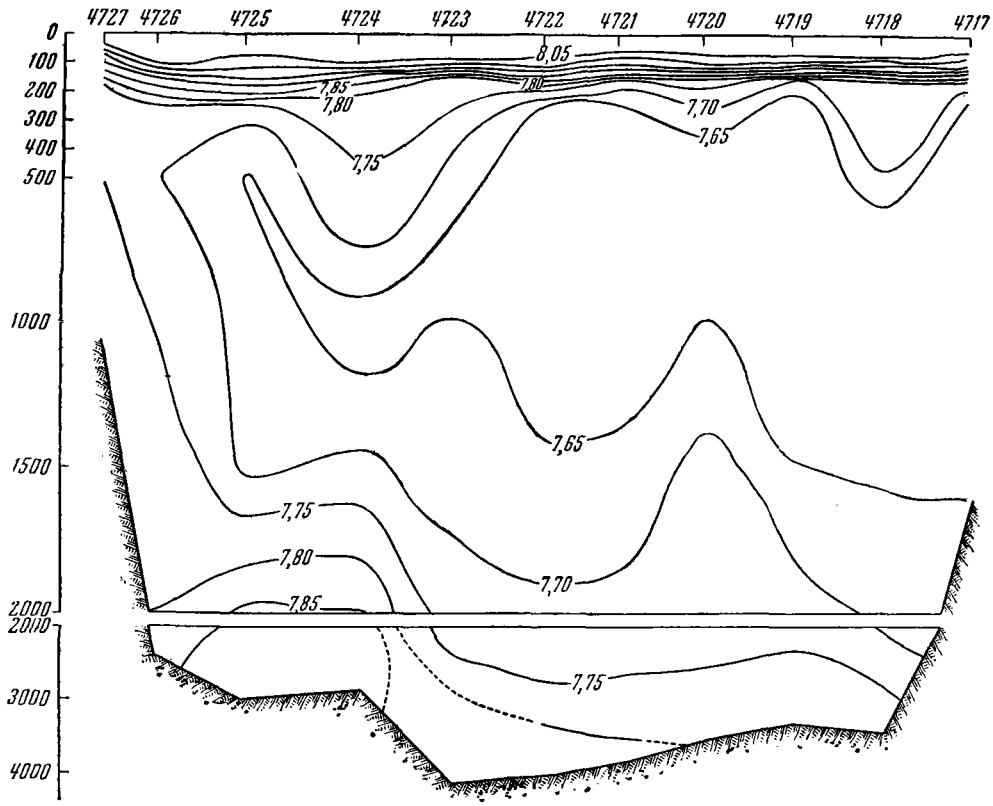


Рис. 7. Вертикальное распределение pH_B на разрезе от Бомбея до мыса Гвардафуй (Аравийское море)

вается на глубине 75—100, а иногда 50 *м* от поверхности (аравийская водная масса). В районе между 10 и 14° ю. ш. слой скачка pH_B занимает промежуточное положение — около 200 *м*.

Причиной этому, по-видимому, может служить разница в продуктивности указанных двух районов. В южной части Индийского океана биомасса фитопланктона составляет менее 25 *мг/м*^{3}, т. е. воды этой части океана обеднены фитопланктоном; следовательно, количество детрита невелико, окислительные процессы протекают с меньшей интенсивностью (сохраняется высокое содержание O_2), поэтому величина pH_B изменяется медленно и на глубине 500 *м* остается равной 8,03—8,05. В северных районах Индийского океана биомасса фитопланктона повышается до 50—100 *мг/м*^{3}. Это связано с увеличением количества детрита, образующегося за счет отмирающего фитопланктона.

Высокая температура воды (до 27—28°) способствует интенсивности процессов окисления, поэтому слой скачка pH поднимается ближе к поверхности, и уже на глубине 75—100 *м* величина pH_B уменьшается от 8,01—8,07 до 7,90—7,97. Как можно заметить, границы распространения водных масс с различной глубиной залегания слоя скачка pH совпадают с намеченными выше границами распространения центральных и аравийских вод (рис. 4). Слой минимума pH, оконтуренный изолинией 7,75 на разрезе через Аравийское море (рис. 7), совпадает со слоем минимума кислорода, что вполне согласуется с природой минимума pH. Верхняя граница минимума кислорода лежит выше верхней границы минимума pH.

В районе Мозамбикского пролива от ст. 4770 до ст. 4776 слой скачка появляется на глубине 500 *м*, в то время как несколько севернее (от ст. 4777) слой скачка pH_B поднимается к 100 *м* от поверхности, что соответствует водам аравийского происхождения. От нижней границы слоя минимума pH (1500 *м*) в глубинных и придонных слоях воды величина pH повышается под совокупным влиянием двух причин: в результате меньшего окисления органического вещества в единицу времени и за счет растворения карбонатов, показателем чего может служить увеличение щелочности.

ФОСФАТЫ

На поверхности экваториальной части Индийского океана наблюдается низкое содержание фосфатов — около 4—6 *мкг* Р/*л*. Нами отмечено изменение глубины залегания слоя скачка фосфатов в меридиональном направлении, при этом границей раздела служит 14° ю. ш. Севернее 14° ю. ш.

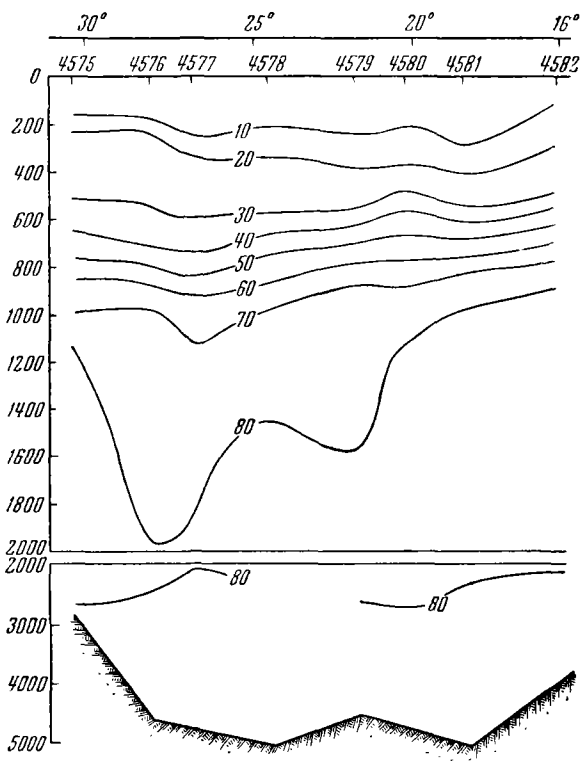


Рис. 8. Вертикальное распределение фосфатов (в *мкг* Р/*л*) на разрезе по меридиану 90° в. д.

в зоне влияния аравийских вод слой скачка фосфатов наблюдается на глубине 75—100 *м*. В этом районе сказывается более интенсивное развитие фитопланктона, поглощающего фосфаты из поверхностных слоев, но обогащающего после своей гибели и минерализации органического вещества подповерхностные слои водной толщи. Южнее 14° ю. ш. слой скачка фосфатов расположен на глубине до 400 *м*, что свидетельствует, как мы уже отмечали, о меньшей продуктивности этого района. Глубина слоя скачка определяется здесь местом прохождения глубинных антарктических вод, более богатых фосфором.

Слой максимума фосфатов прослеживается на разрезе по 90° в. д. (рис. 8), где концентрация фосфатов достигает 85 *мкг* Р/*л*; на двух более западных разрезах по 86 и 68° в. д. слой максимума фосфатов образует отдельные небольшие пятна, но концентрация фосфатов в них выше — до 90 *мкг* Р/*л*.

Верхняя граница слоя максимума фосфатов находится на глубине около 1000 *м*, нижняя — около 2000—3000 *м*.

В Аравийском море слой максимума фосфатов расположен под слоем минимума кислорода. Концентрация фосфатов в слое максимума достигает 95—100 *мкг* Р/*л*. Образование слоя максимума фосфатов в Аравийском море зависит от нескольких причин: высокой продуктивности этого района, большой скорости минерализации органического вещества и превалирования прихода фосфатов над их расходом — во время подъема глубинных вод в поверхностные слои.

В придонном слое воды (ниже 3000 *м*) количество фосфатов незначительно уменьшается — до 75—78 *мкг* Р/*л*.

КРЕМНЕКИСЛОТА

Кремнекислота определялась по методу Динера — Ванденбульке с введением изменений, предложенных А. Б. Исаевой. Стандартом служил силикат натрия, приготовленный на морской воде с возможно меньшим количеством кремния, сводившимся методом очистки почти к нулю. Приготовлением стандартного раствора на морской воде исключалась солевая ошибка.

Кремний находится в морской воде в виде ионов метакремневой кислоты в коллоидном и нерастворенном состоянии. Применяемая в гидрохимии методика позволяет определять лишь растворенную кремнекислоту [3].

Для всей экваториальной зоны Индийского океана характерно низкое содержание кремнекислоты в поверхностном слое (около 100 *мкг* Si/*л*).

Распределение кремнекислоты в меридиональном направлении подчинено той же закономерности, что и распределение фосфатов. Слой скачка кремнекислоты в аравийской воде расположен на глубине 100—150 *м*, в то время как южнее 14° ю. ш. в центральной воде Индийского океана он опускается на глубину до 400—500 *м*.

Трудно объяснить это различной скоростью растворения раковин диатомей, так как они растворяются крайне медленно и почти полностью опускаются на дно, образуя диатомовые илы. В этом случае, по-видимому, играют роль какие-то другие факторы, в настоящее время для нас еще не ясные.

В глубинных и придонных водах концентрация кремнекислоты постепенно без образования максимумов нарастает по направлению ко дну до 3500—4000 *мкг* Si/*л*.

НИТРИТЫ

Как правило, нитриты отсутствуют в поверхностном, глубинном и придонном слоях водной толщи, появляясь только на глубине 50—100 *м*. Индийский океан не представляет собой исключения из общего правила: максимум нитритов существует здесь на глубине 75—100 *м*. В восточной части океана максимум расположен глубже, чем в западной.

Наибольшие величины нитритов в восточной части океана были отмечены в районе Яванской впадины. На глубине 100 *м* они достигают 26—29 *мкг* N/*л*.

В северо-западной части океана максимальное содержание нитритов обнаружено на нескольких станциях (4712—4722) в слое кислородного минимума, а также в Аравийском море, где концентрация нитритов повышалась

до 40—50 *мкг* N/*л*. На востоке Аравийского моря на глубине около 1000 *м* существует второй максимум нитритов, но количество их здесь во много раз меньше — около 4 *мкг* N/*л*.

ЩЕЛОЧНОСТЬ И ЩЕЛОЧНЫЙ КОЭФФИЦИЕНТ

В экваториальном районе щелочность на поверхности океана колеблется в широких пределах от 2,300 до 2,400 *мг-экв/л*, щелочно-хлорный коэффициент (удельная щелочность) — соответственно от 0,120 до 0,123.

Наиболее низкая щелочность обнаружена у берегов Индонезии (2,276 *мг-экв/л*, ст. 4547), в прибрежном районе Цейлона (2,223 *мг-экв/л*, ст. 4586), у берегов Южной Индии (2,183 *мг-экв/л*, ст. 4621) и у Мальдивских островов (2,262 *мг-экв/л*, ст. 4622).

Все эти станции находятся вблизи берегов с коралловыми рифами, поэтому понижение щелочности может быть вызвано поглощением кальция организмами.

Щелочность и щелочно-хлорный коэффициент повышаются с глубиной и в среднем характеризуются у дна соответственно следующими величинами: 2,490 *мг-экв/л* и 0,130.

Ф. Косци [4] считает средней величиной щелочно-хлорного коэффициента для тропических районов Индийского океана 0,120; по нашим данным он несколько выше и составляет 0,122. В Аравийском море на ст. 4721 была обнаружена аномально низкая величина щелочно-хлорного коэффициента (0,110), в то время как на других станциях щелочно-хлорный коэффициент равнялся 0,120—0,123.

ВЫВОДЫ

К особенностям гидрохимического облика экваториальной части Индийского океана нужно отнести существование двух резко отличных подповерхностных водных масс — центральной и аравийской, сохраняющих свою индивидуальность до границы раздела. Центральная водная масса обладает большим запасом кислорода, отличается малой продуктивностью и глубоко расположенным слоем скачка pH, фосфатов и кремнекислоты. Глубина залегания скачка около 400—500 *м*. Центральная водная масса прослеживается на юге до 14—10° ю. ш.

Аравийская водная масса, существующая к северу от 10—8° ю. ш., характеризуется наличием слоя кислородного минимума, с особенно резким уменьшением кислорода в восточной части Аравийского моря (до 0,1 *мл/л*), высоко поднятым к поверхности слоем скачка pH, фосфатов и кремнекислоты (до 50—100 *м*), образованием слоя максимума фосфатов (до 90 *мкг* P/*л*) под слоем кислородного минимума и высокой продуктивностью.

Промежуточная антарктическая водная масса особыми признаками не отличается. Придонная антарктическая вода характеризуется более высоким содержанием кислорода, несколько пониженным содержанием фосфатов и высокой концентрацией кремнекислоты.

ABSTRACT

The paper gives the data of hydrochemical researches, carried out in 1959—1960 on the r/v «Vityaz» in the Indian Ocean. Hydrochemical studies included determination of dissolved oxygen, phosphates, nitrites, silicon acid, pH and alkalinity.

According to hydrochemical data we mark out two different subsurface water masses in the equatorial part of the Indian Ocean: the Central and the Arabian. These waters retain their individuality up to the borders of the divi-

sion. The central water mass is characterized by a great amount of oxygen, low productivity and by deeply located layer of pH, phosphates and silicon acid (400—500 *m*). The central water mass is observed in the South up to 14°—10° S. The Arabian water mass located northward from 10—8° S is characterized by the layer of oxygen minimum (the content of oxygen falls to 0.1 *ml/l*) by the layer of pH, phosphates and silicon acid ascended high to the surface (to 50—100 *m*), by the formation of phosphate maximum layer (to 90 *mkg* P/*l*) under the oxygen minimum layer and by high productivity.

ЛИТЕРАТУРА

1. H. U. Sverdrup a. oth. The oceans. N. Y., 1942.
2. В. Н. Иваненков, Ф. А. Губин. Водные массы и гидрохимия западной и южной частей Индийского океана. Рукопись. 1960.
3. С. В. Бруевич. Методика химической океанографии. Изд. ЦУГГМС СССР, 1933.
4. F. F. Koszy. The specific alkalinity. Deep-Sea Res., 1956, 3, № 4.
5. J. N. Carruthers a. oth. Shorewards upslope of the layer of minimum oxygen of Bombay, its influence on marine biology, especially on fisheries. Nature, 1959, 183, 1084—1087.

From: Okeanol. Issled., no. 4 (1961), p. 62-65

В. Г. Нейман

О ПРИЧИНАХ ОБРАЗОВАНИЯ МИНИМУМА КИСЛОРОДА В ПОДПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ АРАВИЙСКОГО МОРЯ

Одна из наиболее примечательных особенностей Аравийского моря — существование здесь ярко выраженного подповерхностного слоя вод с минимальным содержанием растворенного кислорода [1]. Неоднородный в пространственном отношении по своей толщине и величине минимума, этот слой прослеживается почти повсеместно, начиная от шельфа до значительных расстояний от побережья Западного Индостана. Слой минимума достаточно четко выражен на разрезе, идущем от Бомбея до Аденского залива, выполненном на э/с «Витязь» в апреле 1960 г. Верхняя граница слоя очерчивается резко и располагается обычно под нижней границей скачка плотности.

По мере удаления от указанного побережья толщина слоя минимума кислорода постепенно увеличивается, достигая нескольких сот метров, причем верхний его предел опускается, следуя за перемещающейся нижней границей скачка плотности. В некоторых местах у побережья Западного Индостана, например несколько южнее Бомбея, слой минимума достигает мелководья и занимает непосредственно придонные воды. По имеющимся отдельным данным [1], содержание кислорода здесь на глубине около 40 *м* не превышает 0,45 *мл/л*. По данным 31-го рейса э/с «Витязь», в мористой части разреза наименьшая величина содержания кислорода отмечается на глубине нескольких сот метров и составляет всего 0,10 *мл/л*.

Наличие подповерхностных вод, обедненных кислородом,—особенность, характерная не только лишь для Аравийского моря. Подобное явление прослеживается также на многих разрезах, выполненных в тропических зонах Атлантики и Тихого океана. В Аравийском море обедненный кислородом подповерхностный слой, который в центральной части моря распространяется на значительную глубину, имеет непосредственную связь с климатическими и гидрологическими условиями в районах формирования глубинных вод. Как показывают карты распределения основных гидрологических характеристик [2], такими районами, вероятнее всего, являются Аденский и Персидский заливы. Повышенная температура и значительная соленость поверхностных вод, опускающихся здесь вследствие своей повышенной плотности на глубину, и есть основная причина пониженного содержания кислорода в глубинных водах Аравийского моря.

Анализ некоторых гидрохимических данных (рис. 1) показывает, что в глубинных слоях Аравийского моря вообще повсеместно существует по-

[1] Здесь и далее речь идет только о кислороде, растворенном в морской воде, поэтому определение «растворенный» мы будем опускать.

ниженное содержание кислорода, величина которого в среднем не превышает 1 *мл/л*. Тем не менее даже такое незначительное содержание кислорода при условии определенного его постоянства вполне достаточно для нормального хода всех биологических процессов, протекающих в море [3]. Однако в некоторых местах у побережья, в частности на восточной окраине моря, наличие слоя минимума кислорода связывается с отдельными случаями массовой гибели рыб и других животных организмов. Наиболее вероятная причина этих заморов — значительное уменьшение содержания кислорода, которое может возникать вследствие ряда причин в отдельных областях побережья.

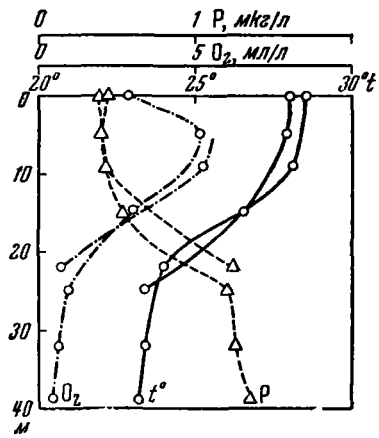


Рис. 1. Распределение температуры, кислорода и фосфатов на станции, выполненной вблизи Бомбея (по Каррутерсу)

Понижение содержания кислорода в первую очередь тесно связано с динамикой вод прибрежных районов. В зимний период северного полушария достаточно устойчивые по силе и направлению муссонные ветры приводят к образованию сгонных течений у Западного Индостана, переносящих распресненные подповерхностные воды в сторону открытого моря. Это в свою очередь приводит к подъему обедненных кислородом и богатых биогенными элементами подповерхностных вод, устремляющихся в прибрежные районы для компенсации создающегося оттока. В силу закона неразрывности и достаточно большого масштаба явления, не ограничивающегося только узкой прибрежной полосой, в восходящее движение вовлекаются значительные массы подповерхностных вод, приносящих с собой необходимые для развития фитопланктона биогенные элементы. Наличие этих вод достаточно четко прослеживается на кривых распределения температуры, кислорода и фосфатов на станциях, выполненных в районе Бомбея (рис. 2).

Кроме того, химические и биологические наблюдения, выполненные в Аравийском море во время 31-го рейса э/с «Витязь», показывают, что подповерхностные и поверхностные воды здесь исключительно богаты биогенными элементами даже на значительном удалении от побережья Западного Индостана, что приводит к бурному развитию фитопланктона, стимулирующего резкое увеличение количества животного планктона. Сохранение слоя скачка плотности в прибрежных районах благодаря поступлению более холодных вод снизу, в определенные периоды связанное с прекращением сгонного ветра, может привести к полному исчезновению кислорода из подповерхностного слоя вследствие интенсивного потребления его животными организмами, а также в ходе окислительных процессов.

Местоположение районов, в которых может произойти резкое уменьшение содержания кислорода, в основном будет связано с конфигурацией береговой линии, предопределяющей направление сгонного ветра. Однако в отдельных местах поднявшиеся воды, достигая зоны приливного перемешивания, выходят на поверхность, где они обогащаются кислородом и дают начало бурному развитию растительного и животного планктона. Такие районы — настоящие пастбища для рыб; они хорошо известны индийским рыбакам, промышляющим у западного побережья Индостана. В дальнейшем эти богатые биогенными элементами трансформированные воды переносятся сгонными течениями и прослеживаются на поверхности

на больших расстояниях от берегов. Этот факт полностью подтверждается оптическими и химическими определениями, а также планктонными сборами 31-го рейса э/с «Витязь».

Значительная часть глубинных вод, участвующих в восходящем движении, при достижении края шельфа в своих наиболее близких к поверхности слоях увлекается стоковым течением. Эти поднявшиеся в подповерхностный слой глубинные воды, обладающие пониженной температурой, и являются причиной сохранения резкого слоя скачка плотности в восточной части Аравийского моря. Бедные кислородом, эти воды теряют почти полностью его небольшие запасы вследствие активно развивающихся биологических и химических процессов, давая начало образованию подповерхностного минимума кислорода в открытой части моря. Увеличение толщины этого слоя по мере продвижения на запад объясняется постепенным опусканием подповерхностных вод вследствие их большей плотности по отношению к лежащим ниже водам. Об этом также говорит постепенное увеличение содержания кислорода в слое минимума, свидетельствующее о перемешивании подповерхностных вод с более богатыми кислородом глубинными водами.

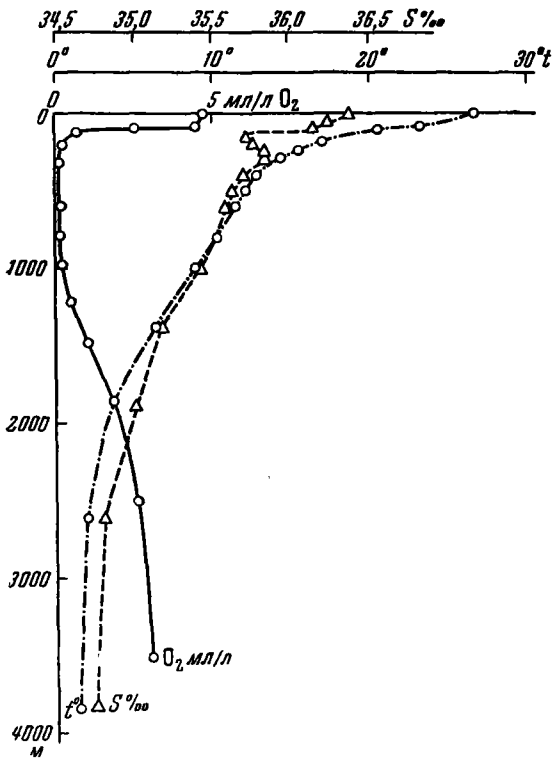


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры, солености и кислорода на ст. 4721 э/с «Витязь» в открытой части Аравийского моря

Таковы в основном общие соображения о причинах, приводящих к образованию подповерхностного минимума кислорода в Аравийском море. Нужно еще раз подчеркнуть, что по имеющимся у нас данным образование указанного слоя у западного побережья Индостана может происходить только в период действия северо-восточного муссона, приводящего к возникновению здесь сгонных течений. В летний период северного полушария подобное явление, по всей вероятности, может наблюдаться у западных берегов Аравийского моря вследствие тех же причин, о которых говорилось выше. Вынос промежуточных вод из Аравийского моря несомненно должен привести, при наличии прочих условий, к образованию подповерхностных относительных минимумов кислорода в некоторых районах северо-западной части Индийского океана.

ABSTRACT

The subsurface minimum of dissolved oxygen is one of the peculiarities of hydrological conditions of the Arabian Sea. In certain periods oxygen minimum near Hindustan coast leads to the mass loss of fish to the so-called «emaciations». The main reasons of formation of such a minimum lie in the clima-

tic and hydrological peculiarities of the regions of formation of deep water and also in a high intensification of biological and chemical processes in the Arabian Sea. Driven by the wind currents occurring near the western coast of Hindustan lead to an increase of oxygen minimum during winter monsoon. The same phenomena must evidently take place in the western part of the sea during summer monsoon as well.

ЛИТЕРАТУРА

1. R. Jayaraman a. S. S. Gogate. Salinity and temperature variations in surface waters of the Arabian Sea off the Bombay and Saurashatra. Proc. Indian Acad. Sci., 1957, 45.
2. А. М. Муромцев. Основные черты гидрологии Индийского океана. Л., Гидрометеоиздат, 1959.
3. С. А. Зернов. Общая гидробиология. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.
4. E. C. La Fond. On upwelling and sinking off the coast of India. Andhra Univ. Mem. Oceanogr., 1954.

Доклады Академии наук СССР
1961. Том 136, № 2

ГЕОГРАФИЯ

С. В. БРУЕВИЧ и С. В. ЛЮЦАРЕВ

О СОДЕРЖАНИИ CO_2 В АТМОСФЕРЕ НАД ТИХИМ И ИНДИЙСКИМ ОКЕАНАМИ И В РАЙОНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

(Представлено академиком А. П. Виноградовым 23 VII 1960)

Геофизическая роль изменения содержания CO_2 в атмосфере, определившаяся еще в середине 19 века в работах Тиндаля ([4]), привлекала в дальнейшем все возрастающее внимание. С 1954 г. начались регулярные определения содержания CO_2 в районе Скандинавии и Финляндии. Значительно активизировались эти работы в период Международного геофизического года (1957—1958 гг.) Характер, а частично и результаты этих работ уже получили отражение в литературе ([2]).

В связи с тем, что судьба атмосферной CO_2 тесно связана с регулирующей ролью Мирового Океана, особенный интерес среди океанографов вызвал вопрос о судьбах свободной CO_2, накапливающейся в атмосфере при сжигании промышленного топлива. В СССР определения CO_2 в атмосфере над океанами и в приморских районах производятся также химиками-океанографами — в химическом отделе Института океанологии АН СССР.

Все определения производились химическим методом — поглощением CO_2 $Ba(OH)_2$ с последующим титрованием остатка барита соляной кислотой.

Определения двуокиси углерода в атмосферном воздухе выражались в миллионных долях объема и отнесены к абсолютно сухому воздуху.

При сравнении содержания CO_2 в атмосфере и верхнем слое океанской воды вычислялось парциальное давление p_{CO_2} в миллионных долях атмосферы (при воздухе, насыщенном водяным паром).

При определении CO_2 в экспедициях на «Витязе» пробы воздуха брались на высоте 4 м над уровнем воды.

Ниже приводим средние величины содержания двуокиси углерода, определенные в различных экспедициях Институтом океанологии.

Аналитические определения производились на «Витязе» С. В. Люцаревым, на Черноморской экспериментальной станции Института океанологии близ Геленджика — В. А. Егоровой и Е. А. Водолазовой.

Материалы 27-го рейса «Витязя»; март — июнь 1958 г., западная часть Тихого океана, к востоку от Японских, Филиппинских и Молуккских островов, преимущественно между 130° и 152° в. д. и к югу, до Новой Гвинеи; всего 56 определений CO_2, не считая параллельных.

Определения производились с помощью газового титриметра ТГ-5М с двумя последовательно расположенными поглотительными камерами. Полнота поглощения CO_2 в первой камере — около 98—99% CO_2. Объем воздуха 200 мл. Концентрация барита и соляной кислоты 0,02 N. Индикатор фенолфталеин. Объем барита в поглотителе 5 мл. Воздух нагнетался в резиновый шар и оттуда поступал в анализатор. Среднее содержание CO_2 выводилось из 2—3 и более параллельных определений. Среднее из максимальных разниц между параллельными определениями (при 3—5 параллельных) составляет 4,7%.

Среднее содержание CO_2 в различных широтных поясах было следующее:

0—10° с. ш.	$352 \cdot 10^{-6}$	(29 определений)
10—20° » »	$362 \cdot 10^{-6}$	(20 »)
20—25° » »	$342 \cdot 10^{-6}$	(7 »)
Среднее. . .	$354 \cdot 10^{-6}$	(56 определений)

Наблюдения в 27-м рейсе показали: а) ясное увеличение содержания CO_2 в низких широтах над океанами по сравнению с средними и высокими широтами; б) уменьшение содержания CO_2 в воздухе при прохождении фронтов воздушных масс и резком изменении направления ветров. Это можно объяснить повышенным содержанием CO_2 в низких широтах в приводном слое по сравнению с содержанием ее в более высоких слоях атмосферы; в) сравнительное постоянство содержания CO_2 внутри данной воздушной массы. Различие (2—3%) не превышает ошибки анализа.

Материалы 31-го рейса «Витязя»: октябрь 1959 г.— апрель 1960 г.; Индийский океан, к северу от 16° ю. ш.; всего 129 определений, не считая параллельных.

Метод определения CO_2 был также химическим, но пропускание воздуха в поглотитель с баритом производилось через пористую стеклянную пластинку. Конструкция аппарата позволяла повторное пропускание воздуха через один и тот же поглотитель. Титрование барита (объем 0,5 мл) производилось 0,1 *N* соляной кислотой из ультрамикробюретки объемом 0,1 мл. Полнота поглощения 100%. Совпадение повторных определений — в пределах 1—2%. Результаты определений сводятся в основном к следующему: а) различные воздушные массы над Индийским океаном характеризуются различным содержанием CO_2 — тропический воздух северного полушария содержит в среднем $354 \cdot 10^{-6}$ долей CO_2 (среднее из 40 проб); южная тропическая масса воздуха содержит значительно меньше CO_2 — в среднем $329 \cdot 10^{-6}$ атм. (среднее из 89 проб); б) общее среднее содержание CO_2 в среднем из 129 проб $337 \cdot 10^{-6}$ долей (парциальное давление во влажном воздухе $326 \cdot 10^{-6}$ атм).

Таким образом, как эти данные, так и данные по Тихому океану подтверждают общие соображения К. Буха о повышенном содержании CO_2 в низких широтах по сравнению со средними и арктическими широтами ([1]).

В низких широтах Индийского океана парциальное давление CO_2 в поверхностном слое океанской воды $418 \cdot 10^{-6}$ атм., т. е. значительно выше, чем в атмосфере, вследствие чего в этих широтах происходит выделение CO_2 из океана в атмосферу.

Наблюдения на восточном берегу Черного моря: март — сентябрь 1959 г.; близ г. Геленджика, в 13 м от моря; всего 46 определений.

Определения CO_2, производимые также по химической методике, дали следующие результаты: а) концентрация CO_2 в воздухе за это время колебалась от 240 до $380 \cdot 10^{-6}$ долей. б) среднее содержание CO_2 за весь период наблюдений равно $324 \cdot 10^{-6}$.

Таким образом, среднее содержание CO_2 в воздухе близ Геленджика практически совпадает с содержанием CO_2 в Скандинавских странах — по данным последних лет (1955—1960 гг.).

Наблюдения вокруг северной половины Черного моря: июль — август 1959 г.; автомобильная экспедиция совместно с Радиевым институтом АН СССР от Геленджика до р. Дунай; 33 определения.

По меридиану в период прямого и обратного пути были захвачены районы от г. Запорожье на р. Днепр до горного хребта Яйла в Крыму. Крайние пределы колебания содержания CO_2 от $272 \cdot 10^{-6}$ у гор. Измаила, на р. Дунай (22,5°; 753 мм рт. ст.) до $390 \cdot 10^{-6}$ в нижнем течении р. Кубани, у с. Троицкого (31°; период устойчивой очень жаркой погоды; 748 мм рт. ст.).

Среднее содержание CO_2 во всех 33 пробах $326 \cdot 10^{-6}$. Среднее содержание в пробах воздуха возможно морского происхождения 315 (11 проб), то же — при штилевых погодах 329 (6 проб), то же — в континентальном воздухе $334 \cdot 10^{-6}$ (15 проб).

Среднее из 4 проб, взятых на г. Ай-Петри (хребет Яйла, Крым) 25—26 VIII 1959 г., равно $320 \cdot 10^{-6}$.

Таким образом, средние величины содержания CO_2 в атмосферном воздухе в районе Причерноморья, в обширном районе от р. Кубани до р. Дуная, $326 \cdot 10^{-6}$, почти точно равно среднему содержанию CO_2 у берега моря близ Геленджика $324 \cdot 10^{-6}$. Эти величины практически совпадают со средними годовыми величинами для Скандинавии (1955 г. 329; 1956 г. 322; 1957 г. 323; 1958 г. $315 \cdot 10^{-6}$).

Наши наблюдения, произведенные с помощью химической методики, будучи в полном соответствии с аналогичными определениями в Скандинавии (Стокгольм и Хельсинки), а также данными других исследователей, пользовавшихся прямыми химическими определениями, находятся в то же время в значительном противоречии с результатами определений CO_2, произведенных с помощью инфракрасных анализаторов. Последние наблюдения, проводившиеся американскими океанографами, показали меньшие абсолютные величины и ничтожные различия в содержании CO_2 в атмосферном воздухе как в очень большом диапазоне широт от Антарктики до Аляски, так и по временам года [3]. Содержание CO_2 в «Маленькой Америке» (Антарктика), Гавайских островах и в районе Аляски весною находилось в пределах $313—315 \cdot 10^{-6}$, поздним летом и осенью — в пределах 310—$313 \cdot 10^{-6}$, и только в Северном Ледовитом океане падало до $307 \cdot 10^{-6}$.

Наблюдения Вудсхольского океанографического института показали заметные изменения в содержании CO_2 по высоте (Атлантика, район Массачузетса) — в среднем около $10 \cdot 10^{-6}$ и нередко выше. Минимум CO_2 часто наблюдался между 300 и 1000 м по высоте над морем. В то же время в работах Вудсхольского института не было обнаружено корреляции между содержанием CO_2 и характером воздушных масс, что находится в противоречии с нашими наблюдениями.

Институт океанологии
Академии наук СССР

Поступило
22 VII 1960

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] K. Buch, Geophysica, Helsinki, 3, 63 (1948). [2] St. Fonselius, F. Koroleff, Tellus, 7—12 (1955—1960). [3] Status of Special Studies in Meteorology, Trans. Am. Geophys. Union, 40b, № 1 (1959). [4] J. Tyndall, Phyl. Mag., 22, ser. 4, 169, 273 (1861).

ОКЕАНОЛОГИЯ

т. I 1961 вып. 3

В. Н. ИВАНЕНКОВ, А. Г. РОЗАНОВ

СЕРОВОДОРОДНОЕ ЗАРАЖЕНИЕ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ СЛОЕВ АРАВИЙСКОГО МОРЯ И БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА

Институт океанологии АН СССР

Сероводород в Аравийском море впервые был обнаружен англо-египетской экспедицией на «Мобахис» в 1934 г. Максимальное его количество было найдено у восточной оконечности Аравийского полуострова в районе мыса Рас-эль-Хадд в придонной мутной пробе с глубины 420 *м* и равнялось 29 *мг/л* [2, 4, 5]. Герхард Шотт [5] писал, что сероводород распространяется в незначительном количестве в Аравийском море в слое от 100 до 1200 *м*. К сожалению, эти сведения стали нам известны уже после того, как были закончены работы в Аравийском море.

Предположение о наличии сероводорода в водах Аравийского моря у нас возникло при объяснении возможных причин появления второго слоя повышеного содержания нитритов, обнаруженного нами в Аденском заливе и западной части Аравийского моря, где их количество достигало местами 1,0—1,5 *мг-ат/л*. Несколько ранее (апрель 1960 г., 31-й рейс э/с «Витязь») в восточной части Аравийского моря был обнаружен второй слой повышенного содержания нитритов с максимальной концентрацией 2—4 *мг-ат/л*.

Второй слой повышенного содержания нитритов мог появиться только в результате восстановления нитратов, а если восстанавливаются нитраты, то одновременно могут восстанавливаться и сульфаты, в результате чего в воде может появиться сероводород. Наличие восстановленных соединений азота и серы ведет к увеличению дефицита кислорода, а последнее способствует еще большему появлению этих восстановленных соединений.

Ожидать присутствия сероводорода можно было только в тех районах, где второй слой повышенного содержания нитритов наиболее развит. Поэтому определения сероводорода[1] начались только в северо-восточной части Аравийского моря на тех горизонтах, где был или мог быть второй максимум нитритов. На суточной станции 4854 сероводород определялся трижды. Кроме того в конце станции, когда на борт были подняты вертушки, их рамы были покрыты черным слоем сульфида железа, что является дополнительным доказательством присутствия в воде сероводорода.

В табл. 1 представлен фактический материал о содержании сероводорода в воде северо-восточной части Аравийского моря.

Из табл. 1 видно, что в северо-восточной части Аравийского моря сероводород находится в слое от 125—300 *м* до 400—1000 *м*.

[1] Сероводород определялся согласно «Руководству по морским гидрохимическим исследованиям» [1]. Отбор проб производился в мерные колбы объемом 250 *мл*, заполненные CO_2. Перед отбором проб в колбы отмеривалось калиброванной пипеткой 1 *мл* 0.02 н раствора йода в йодистом калии и 1 *мл* HCl (1 : 1). Титрование производилось сразу после отбора проб 0,02 н раствором тиосульфата натрия. Расчет производился по формуле, приведенной в упомянутом «Руководстве».

Рассмотрим химическую характеристику района распространения сероводорода. Сероводородный слой находится в слое минимальных концентраций кислорода 15—10 *мг-ат/л* (3—2%), доходящих на отдельных станциях (ст. 4859 и 4861) до нуля. Типичное распределение содержания кислорода в воде Аравийского моря показано на разрезе по 66° в. д. (рис. 3). В сероводородном слое наблюдается промежуточный минимум нитратов, совпадающий со вторым максимумом нитритов, о чем дает представление распределение указанных элементов на типичной для всего района станции 4859 (табл. 2).

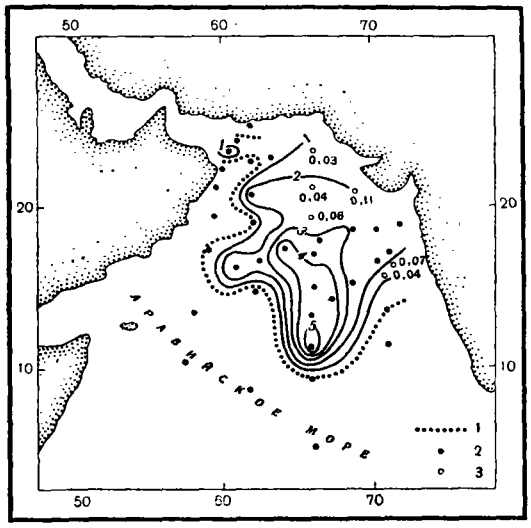


Рис. 1. Распределение максимума сероводорода и нитритов в слое их второго максимума в Аравийском море (XI—XII 1960 г.)

1 — ориентировочная граница сероводородной зоны; *2* — станции, на которых определялись нитриты; *3* — станции, на которых определялись нитриты и сероводород (NO_2 — в *мг-ат* N/*л*, H_2S — в *мл/л*)

О распределении нитритов в центральной и восточной частях Аравийского моря можно судить по рис. 2.

Изменение окислительно-восстановительного потенциала воды с глубиной в рассматриваемом районе, по определениям А. А. Железновой, имеет следующий характер. На глубине 0 и 25 *м* (ст. 4864) окислительно-восстановительный потенциал был равен +415,5 *мв* и на глубине 350 *м* составлял +330,5 *мв*. Аналогичные результаты были получены В. В. Мокиевской в апреле 1960 г. [3]. Такой ход изменения окислительно-восстановительного потенциала с глубиной указывает на тенденцию к созданию восстановленной среды.

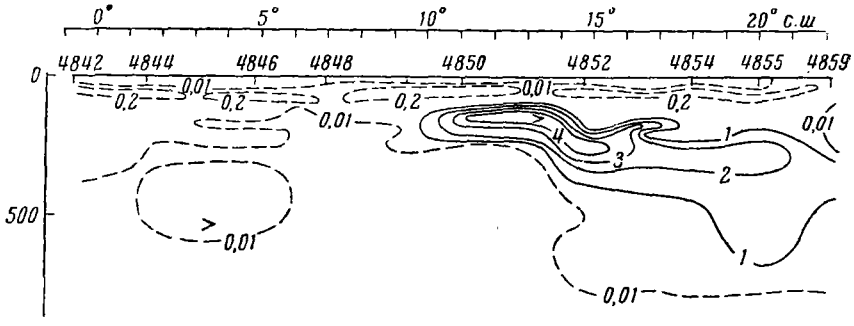


Рис. 2. Распределение нитритов в Аравийском море на разрезе по 66° в. д. 18—29 ноября г. (в *мг-ат* N/*л*)

Весьма показательным является распределение степени насыщения воды кислородом на поверхности и по вертикали в тех районах, где распространяется сероводород. К востоку от 62° в. д. и к северу от 12° с. ш. вплоть до шельфа у Индийского побережья, т. е. в том районе, где от-

Таблица 1

Содержание сероводорода (*мл/л*) в воде Аравийского моря

Горизонт, *м*	Ст. 4854 * 26.XI—1960 г. φ=19°15′ с. ш. λ=65°56′ в. д. глуб. 3150 *м*	Ст. 4855 27.XI—1960 г. φ=21°11′ с. ш. λ=65°52′ в. д. глуб. 2710 *м*	Ст. 4859 29.XI—1960 г. φ=23°20′ с. ш. λ=66°04′ в. д. глуб. 1240 *м*	Ст. 4861 30.XI—1960 г. φ=20°43′ с. ш. λ=69°08′ в. д. глуб. 823—998 *м*	Ст. 4864 7.XII—1960 г. φ=16°16′ с. ш. λ=71°26′ в. д. глуб. 2116 *м*	Ст. 4865 8.XII—1960 г.. φ=15°19′ с. ш λ=70°58′ в. д. глуб. 2579 *м*
0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
125	0,01	—	—	—	—	—
150	—**	0,04	—	—	0,04	0,04
200	—	0,04	—	—	0,07	—
250	0,05	—	—	0,00	—	0,02
300	0,02	0,03	0,00	0,02	0,03	0,03
400	0,01	—	0,01	0,03	0,03	0,03
500	—	—	0,03	0,09	0,01	0,04
600	—	—	0,02	0,10	0,03	0,03
800	—	—	0,00	0,04	0,01	0,03
1000	—	—	0,00		0,01	0,03
1200	—	—	—		0.00	0,00

* На станции 4854 на рамах вертушек, которые были опущены на 250 и 500 *м*, обнаружен черный налет сульфида железа.

** Прочерк означает, что определения сероводорода не производились.

Таблица 2

Вертикальное распределение сероводорода, растворенного кислорода, нитритного и нитратного азота на ст. 4859

(29 . XI—1960 г. φ=23° 20′ с. ш. λ = 66°04′ в. д.)

Горизонт, *м*	H_2S *мл/л*	O_2		NO_2—N	NO_3—N	Горизонт, *м*	H_2S *мл/л*	O_2		NO_2—N	NO_3—N
		мг-ат/л	%	*мг-ат/л*	*мг-ат/л*			*мг-ат/л*	%	*мг-ат/л*	*мг-ат/л*
0	0,00	382	93,2	0,05	0,04	300	0,00	11	2,3	0,93	20,7
50	—	363	88,5	0,07	0,7	400	0,01	12	2,4	1,43	21,4
100	—	121	27,6	0,01	13,6	500	0,03	10	1,9	0,56	21,4
150	—	8	1,8	0,01	25,0	600	0,02	10	1,9	0,55	23,6
175	—	0	0	0,01	--	800	0,00	10	1,9	0,01	22,8
200	—	11	2,4	0,01	23,4	1000	0,00	12	2,1	0,01	23,6
250	—	15	3,1	0,01	—						

мечено наличие сероводорода в подповерхностных слоях, степень насыщения воды кислородом на поверхности ниже 100%, причем в северо-восточном углу моря дефицит кислорода достигает 10%. Кроме того, в этом же районе отсутствует обычное для остальных районов повышение концентрации кислорода в зоне фотосинтеза. Все это указывает на поступление сероводорода при турбулентном перемешивании в самые верхние слои моря.

Присутствие сероводорода в промежуточном слое моря сказывается на количестве зоопланктона, что видно из табл. 3.

Как видно из табл. 3, различие в биомассе зоопланктона между районами с наличием сероводорода и без него сказывается во всем столбе воды 0—500 *м*, но в наибольшей степени — в слое 200—500 *м*, где находится максимальное количество сероводорода (табл. 1).

Имеется удовлетворительная зависимость между положением звуко-

Таблица 3

Биомасса зоопланктона (*г/м*³, сырой вес) по данным Л.А. Пономаревой (33-й рейс э/с «Витязь»)

№№ станций Слой, *м*	Ст. 4803 * 3.XI—1960 г. φ=15°23′ с. ш. λ=58°25′ в. д. глуб. 4100 *м*	Ст. 4805 * 4.XI—1960 г. φ = 19°27′ с. ш. λ = 59°25′ в. д. глуб. 3327 *м*	Ст. 4854 26.XI—1960 г. φ = 19°15′ с. ш. λ = 65°56′ в. д. глуб. 3150 *м*	Ст. 4855 27.XI—1960 г. φ = 21°11′ с. ш. λ = 65°52′ в. д. глуб. 2710 *м*
0—25	1,200	очень много	0,200	0,200
25—50	0,340	0,400	0,100	0,140
50—100	0,160	0,110	0,050	0,086
100—200	0,020	0,037	0,002	0,017
200—500	0,044	0,038	0,002	0,002

* Сероводородное заражение в слое 100—500 *м* отсутствует.

рассеивающих слоев и сероводородного слоя. Звукорассеивающие слои, как правило, находились выше сероводородного слоя, и иногда ниже него. Был отмечен только один случай, когда нижняя граница звукорассеивающего слоя находилась в середине сероводородного слоя.

Для уверенного определения границ распространения сероводородного заражения в Аравийском море одних наших данных по сероводороду недостаточно. Но можно привлечь косвенные показатели, такие, как черный налет сульфида железа на рамах вертушек, мертвые рыбы и донные организмы, большие величины второго максимума нитритов (более 0,5 *μг-ат* N/*л*), степень насыщения воды кислородом на поверхности (менее 100%). По совокупности вышеперечисленных признаков была проведена ориентировочная граница распространения сероводорода в промежуточных слоях Аравийского моря, которая показана на рис. 1.

Рассмотрим черты сходства и различия в распределении сероводорода в Аравийском море, свободно сообщающемся с открытыми частями Индийского океана, и в Черном море.

Сероводородный слой в Аравийском море напоминает слой совместного существования кислорода и сероводорода на глубинах 125—200 *м* в Черном море. Коренное отличие в характере распределения сероводорода в Аравийском и Черном морях состоит в том, что в Черном море максимальное количество сероводорода находится у дна, а в Аравийском море, в районах с глубинами более 1000—1500 *м*,— в промежуточных слоях. Во всех районах Аравийского моря с глубинами более 1000—1500 *м* сероводородное заражение не распространяется до дна, так как в нижележащих слоях имеется достаточный приток кислорода, связанный с водами антарктического происхождения.

О характере распределения сероводорода в Аравийском море вблизи берегов, в районах с глубинами менее 1000 *м*, можно пока судить по материалам только двух станций — ст. 4861 и станции «Мобахис» у мыса Рас-эль-Хадд.

На ст. 4861 самая нижняя проба была взята с горизонта 832 *м*, но ее нельзя считать придонной, так как глубина на станции изменялась от 832 до 998 *м*. Распределение сероводорода и кислорода на этой станции несколько похоже на черноморское. Кислород отсутствует от 250 *м* до 832 *м*, а максимальное количество сероводорода (0,09—0,10 *мл/л*) было вблизи дна, на глубинах 500—600 *м*.

На станции «Мобахис» у мыса Рас-эль-Хадд проба была придонной, и даже мутной, с глубины 420 *м*. Количество сероводорода в пробе было равно 29 *мг/л* [2], т. е. в четыре раза больше, чем максимальное содержание сероводорода в Черном море, причем, как и в Черном море, мак-

симальное количество сероводорода находилось у дна. По-видимому, механизм образования сероводорода в мелководных районах Аравийского моря, куда не проникает вода антарктического происхождения с большим содержанием кислорода, таков же, как и в Черном море.

Появление сероводорода в промежуточных слоях Аравийского моря обусловливается дефицитом кислорода на этих глубинах, равного

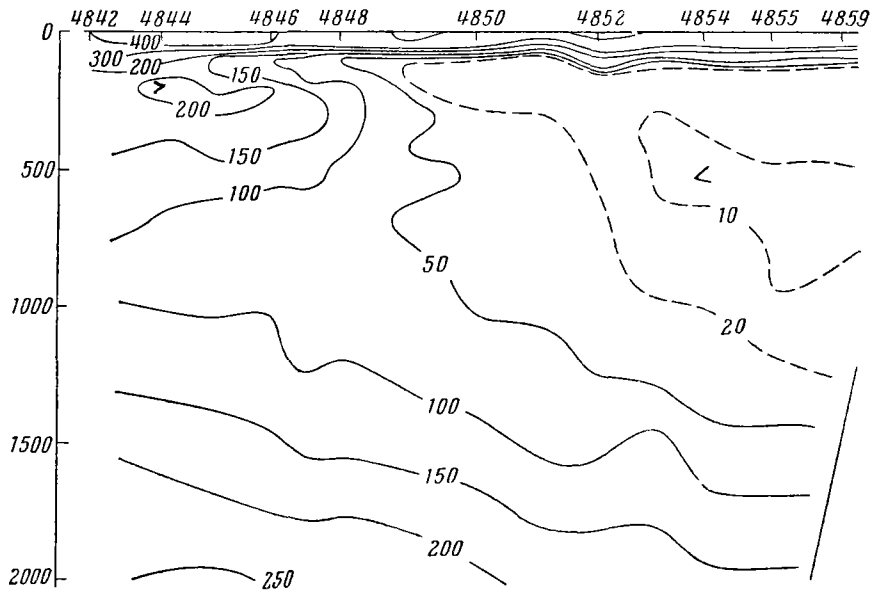


Рис. 3. Распределение кислорода в Аравийском море на разрезе по 66° в. д. 18—29 ноября 1961 г. (в *мг-ат/л*)

97—98%, что является следствием специфических гидрологических условий и относительно большого поступления органического вещества в подповерхностные слои.

Специфичность гидрологических условий Аравийского моря заключается в следующем. Наличие двух, а иногда и трех скачков плотности до глубины 150—250 *м* с довольно большими градиентами плотности в них (1—2, 10^{-7} *г/см*^{3}*/см*) в значительной степени затрудняет поступление кислорода в подповерхностные слои. Зимняя конвекция может распространяться максимум до 100—125 *м*. Антициклональные круговороты и зоны конвергенций очень незначительны. Усиление вертикального перемешивания вблизи берегов проникает на глубину максимум до 250—300 *м*. Все это приводит к тому, что основной путь поступления кислорода в подповерхностные слои — с поверхности — в Аравийском море незначителен по своим масштабам. Второй путь поступления кислорода в подповерхностные слои — поступление вод, обогащенных кислородом, из более южных районов Индийского океана — также мал по своим масштабам из-за наличия двух зон дивергенции по северную и южную сторону от восточной ветви Сомалийского течения.

Предварительная оценка количества органического вещества по величинам первичной продукции и биомассы зоопланктона указывает на то, что количество органического вещества относительно большое (точные данные по количеству органического вещества будут получены позднее после обработки проб на органический углерод).

Необходимо учитывать, что температура воды на промежуточных глубинах очень высока 20° — 10°, что ускоряет окисление органического вещества.

Все это приводит к тому, что на подповерхностных и промежуточных глубинах создается почти полностью анаэробная среда, которая сама по себе является достаточным условием для развития восстановительных процессов, в результате которых появляются и сероводород и нитриты. Исчезновение сероводорода и нитритов на глубинах более

Таблица 4

Содержание сероводорода (*мл/л*) в воде Бенгальского залива

Горизонт, *м*	Ст. 4925* 27.I—1961 г. φ=11° 48′ с. ш. λ=82°49′ в. д. глуб. 3471 *м*	Ст. 4926 28.I—1961 г. φ=13°18′ с. ш. λ=83°03′ в. д. глуб. 3351 *м*	Ст. 4927 28.I—1961 г. φ=14°11′ с. ш. λ=82°54′ в. д. глуб. 3191 *м*	Ст. 4928 30.I—1961 г. φ=16°05′ с. ш. λ=83°14′ в. д. глуб. 2839 *м*	Ст. 4929 30.I—1961 г. φ=16°57′ с. ш. λ=83°14′ в. д. глуб. 623 *м*
0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
75	—	—	—	0,04	0,00
100	—	—	0,02	0,02	0,00
125	—	0,03	0,01	—	—
150	0,02	0,04	0,00	0,02	0,00
200	—	0,05	0,03	0,01	0,04
250	0,02	—	—	0,00	0,01
300	—	—	0,01	0,00	0,03
400	0,02	0,06	0,00	—	0,00
500	0,03	0,06	0,00	0,00	0,04
600	—	—	—	0,00	—
800	—	0,05	—	0,00	—
1000	—	—	—	0,01	—

* На ст. 4925 на рамах вертушек был обнаружен черный налет сульфида железа. То же самое было и на ст.4962, но сероводород на этой станции не определялся.

1000—1200 *м* связано с повышением концентрации кислорода под влиянием поступления вод антарктического происхождения.

Рассмотренную выше схему образования сероводородной зоны в промежуточных слоях можно считать основной для открытых частей Аравийского моря с глубинами более 1000—1500 *м*. Кроме того, в некоторых прибрежных районах с относительно малыми глубинами (менее 600—800 *м*) возможно или непосредственное поступление сероводорода в воду из сероводородных источников, или поступление органических соединений типа нефти, которые, разлагаясь в анаэробных, или почти анаэробных условиях, служат дополнительным источником сероводорода. Такими районами могут являться Персидский и Оманский заливы. Чрезвычайно большое количество сероводорода, обнаруженное в районе мыса Рас-эль-Хадд в 1934 г. на «Мобахис» — 29 *мг/л* — в придонной мутной пробе, дает основание для такого вывода.

На основе рассмотренной выше схемы образования сероводорода на промежуточных глубинах и учитывая, что гидрологические условия в Бенгальском заливе благоприятствуют развитию большого дефицита кислорода, мы утверждали, что и в промежуточных слоях Бенгальского залива должен присутствовать сероводород. Появление черного налета сульфида железа на рамах вертушек при работах на суточных буйковых станциях в Бенгальском заливе, а также определения сероводорода полностью подтвердили наш вывод. В табл. 4 представлен фактический материал о содержании сероводорода в воде северо-западной части Бенгальского залива.

Выводы

1. В северо-восточной части Аравийского моря в слое от 125—150 до 800—1000 *м* и в северо-западной части Бенгальского залива в слое от 75—150 до 800—1000 *м* находится сероводород, причем максимальная его концентрация равна 0,04—0,10 *мл/л*.

2. Сероводородный слой находится в слое максимального дефицита кислорода и по своему положению совпадает со слоем промежуточного минимума нитратов и второго максимума нитритов.

3. Звукорассеивающие слои находятся, как правило, выше сероводородного слоя и иногда ниже него. Биомасса зоопланктона в районе распространения сероводорода понижена во всем столбе воды от поверхности до нижней границы сероводородного слоя и достигает минимальных величин в слое максимума сероводорода.

4. Основной причиной появления сероводорода на промежуточных глубинах в Аравийском море и Бенгальском заливе является 97—98%-ный дефицит кислорода, который возникает благодаря специфическим гидрологическим условиям и относительно большому количеству органического вещества, поступающего на эти глубины.

5. В некоторых прибрежных районах имеются выходы на дне сероводородных источников и нефти. Если они находятся в анаэробной зоне, то служат дополнительным источником поступления сероводорода в воду.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блинов Л. К., 1959. Руководство по морским гидрохимическим исследованиям, Гидрометеоиздат, М.
2. Зубов Н. Н., 1956. Основы учения о проливах Мирового океана, Географгиз, М.
3. Мокиевская В. В., 1960. Отчет о работе химического отряда, Отчет 31-го рейса э/с «Витязь».
4. Gardiner S., 1934. The John Murrey Expedition, Abstract from the report of Colonel R. S. Sewell, The Geographical Journal, **LXXXIII**, 2.
5. Scholl G., 1935. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans.

Поступила в редакцию
21.III.1961

Reprinted from the *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, vol. 12, no. 2, 1961, p. 129-149

HYDROLOGY OF THE INDIAN OCEAN

I. THE WATER MASSES IN INTERMEDIATE DEPTHS OF THE SOUTH-EAST INDIAN OCEAN

By D. J. ROCHFORD*

[*Manuscript received July* 6, 1961]

Summary

Three water masses have been identified from maxima and minima in temperature–salinity diagrams for intermediate depths of the south-east Indian Ocean.

(1) The Antarctic Intermediate occurred as a salinity minimum within the density range of 27·00–27·28 σ_t.

(2) The North-West Indian Intermediate was found as a salinity maximum within the σ_t range 27·20–27·50.

(3) The Banda Intermediate, lying below the North-West Indian Intermediate, had the characteristic of a salinity minimum within the σ_t range of 27·28–27·59.

Preformed phosphate has been found useful as a third conservative property for the identification of major paths of spreading. The distribution and paths of spreading of the three water masses are shown in charts of the Indian Ocean east of 90° E.

I. INTRODUCTION

Hydrological data collected east of 90° E. in the Indian Ocean before 1958 were few in number and very irregularly spaced in time and location. They were used (Rochford 1958) to examine the circulation on the 27·20 σ_t surface, but only the very broad features of the water masses involved, and their circulation, could be determined.

Using data from similar sources, Wyrtki (1961*b*), in his study of the physical oceanography of south-east Asian waters, examined the various core layers of the northern Indian Ocean east of 90° E. More recently Tchernia and Lizeray (1960) examined the hydrological structure and circulation along a section, worked during the early autumn of 1958, from north-west Australia to the Sunda Strait. These authors suggested that Pacific water moves through the Banda Sea into the Indian Ocean.

Six cruises have been made by H.M.A.S. *Diamantina* since the end of 1959 to explore in detail the hydrological structure of the eastern Indian Ocean. The exploratory phase has been completed and in this paper, the first of a series discussing the results, consideration is given to the intermediate depth circulation.

II. MATERIALS AND METHODS

The data used in this paper are published in C.S.I.R.O. Aust. (1961*a*, 1961*b*, 1961*c*, 1961*d*). All phosphate data have been corrected for salt error by multiplying the results by 1·1. The depth of the core layer (Wüst 1935) and the values of the

* Division of Fisheries and Oceanography, C.S.I.R.O., Cronulla, N.S.W.

identifying properties used have, in most cases, been determined from smoothed vertical profiles.

Figure 1 shows the positions of the stations used.

III. Salinity–Temperature Relations of Intermediate Depth Waters

A symmetrical T–S curve around the intermediate salinity minimum of Antarctic origin was found only towards the southern limit of the region (Station Dm 1/47/60, Fig. 2). Elsewhere the symmetry of this T–S relation was distorted

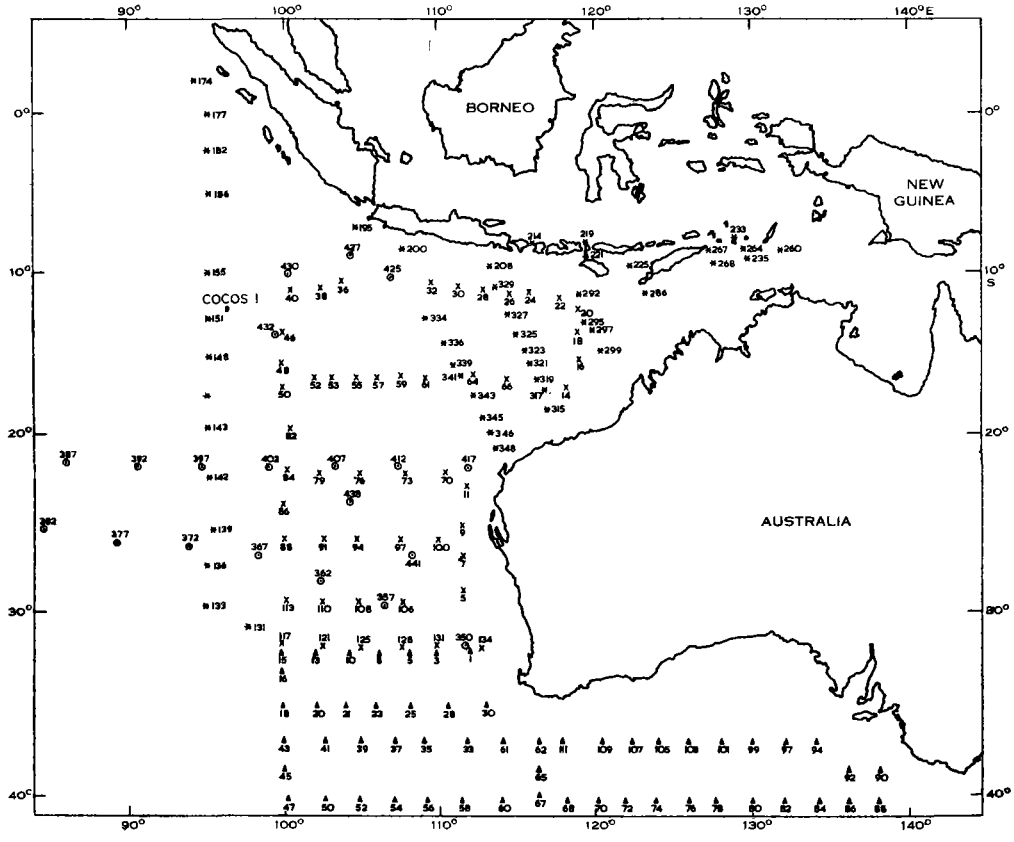


Fig. 1.—Chart showing *Diamantina* stations. ×, Cruise Dm 2/59; ▲, Cruise Dm 1/60; *, Cruise Dm 2/60; ⊙, Cruise Dm 3/60.

by a series of minor maxima and minima of salinity. The maxima were associated with the spreading of a high salinity North-West Indian Intermediate water mass, presumably of Red Sea origin (Wyrtki 1961*a*), and can be readily identified on the T–S curve as far south as Station Dm 1/79/60 (Fig. 2) in latitude 22° S. and with less certainty to about 32° S. (see also Section V). The minima were associated with the drift of a low salinity water from the Banda Sea (see Section VI) and could be detected in the T–S curves to about 22° S. (Station Dm 2/79/59, Fig. 2).

Throughout its distribution the Antarctic Intermediate water mass possessed a higher temperature at comparable salinities than the other two intermediate water masses (Fig. 3) and therefore had the lowest density range (σ_t 27·00–27·28). The North-West Indian Intermediate had a density range of σ_t 27·20–27·50 and the Banda of σ_t 27·28–27·59. At lower temperatures (*F* and *G* in Fig. 3) the North-West Indian Intermediate and the Banda water masses were strongly influenced by the deep salinity maximum, but the Antarctic Intermediate was not influenced at any stage.

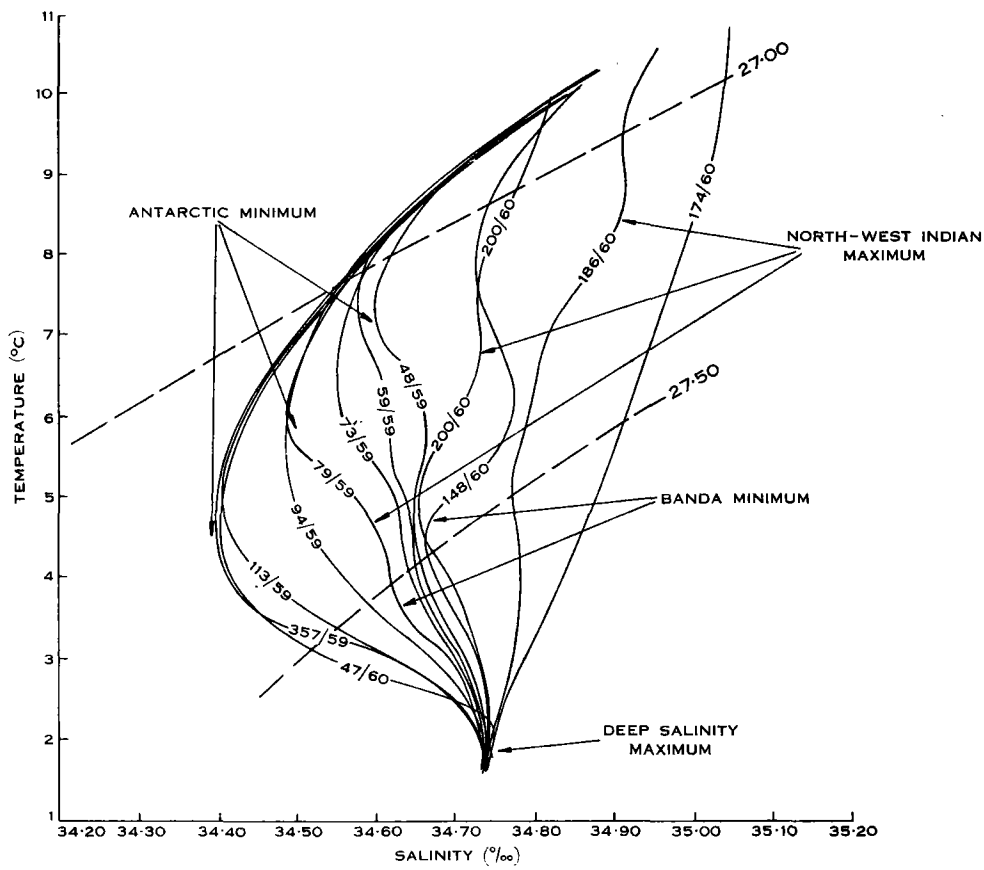


Fig. 2.—Selected *T*–*S* curves within the temperature and salinity limits of the intermediate circulation of the south-east Indian Ocean.

IV. Distribution of the Core Layer of the Antarctic Intermediate Water Mass

North of 35° S. this core layer was always deeper to the west of the 105° E. meridian (Fig. 4). Within the whole region north of 35° S. its depth decreased from about 1100 m in the south to 500 m in the north. South of 35° S. only small variations were noted in its depth of occurrence. The lowest salinity (34·38‰) of this layer occurred in the south of the region (Fig. 5); salinity then increased slowly

with distance to the north, as far as 25° S. Northwards from this latitude the zonal gradients of salinity became more pronounced, with the highest salinities (34·70–34·72‰) in the western side only. Wyrtki (1961*a*) from a study of the dynamic topography, considered that the change in meridional salinity gradients at about 25° S. marked the boundary to the south of which actual movements, and to the north of which horizontal mixing within the intermediate depth waters are more pronounced.

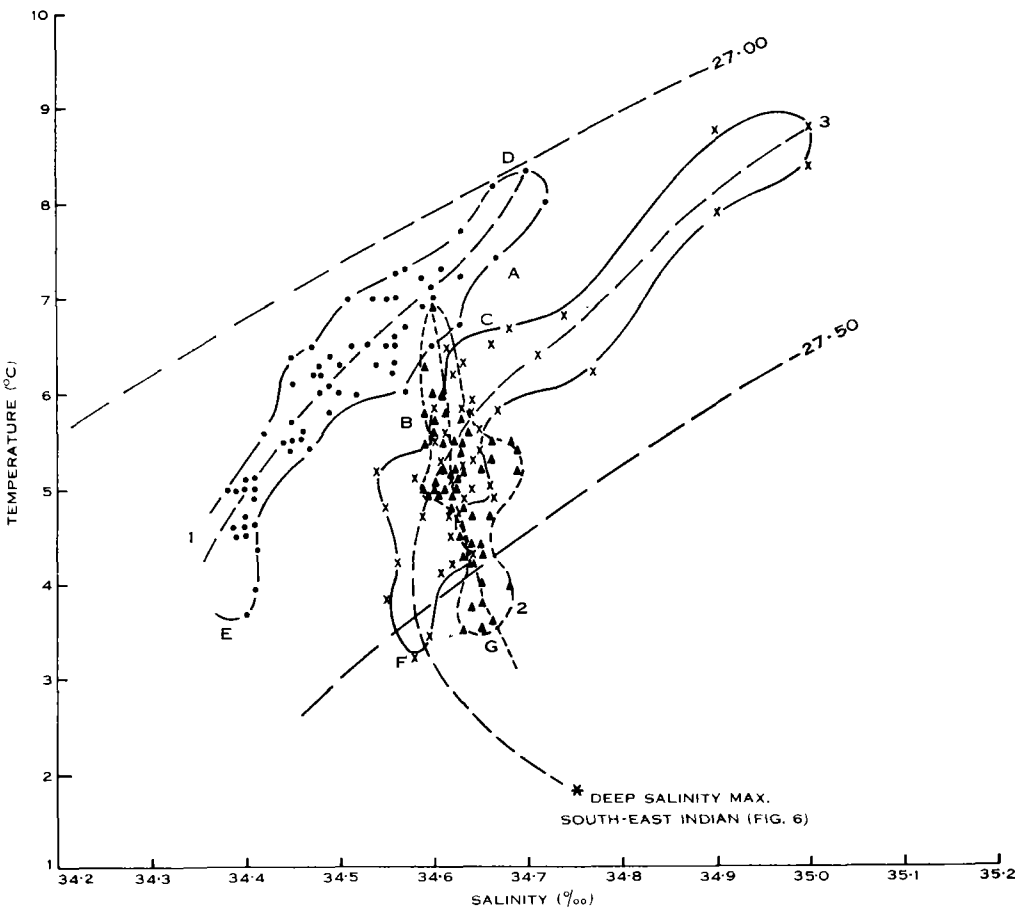


Fig. 3.—The temperature–salinity limits of the water masses of the intermediate circulation. ●, Antarctic Intermediate with entry properties at *1*; ×, North-West Indian Intermediate with entry properties at *3*;, ▲ Banda Intermediate with entry properties at *2*. The isopycnal surfaces, 27·00 and 27·50 σ_t, have been entered. The letters refer to mixing regions.

Because the zonal gradients in salinity within this layer were small (Fig. 5), it was difficult to determine from salinity data alone the paths of northward spreading of Antarctic waters. Figure 6 shows that a preformed phosphate P (Redfield 1942) value of 0·90 μg-atom/l or more was found only within the Antarctic Intermediate water mass and the deep southern limit of the North-West Indian Intermediate water mass. Within the core layer of the former water mass, waters with

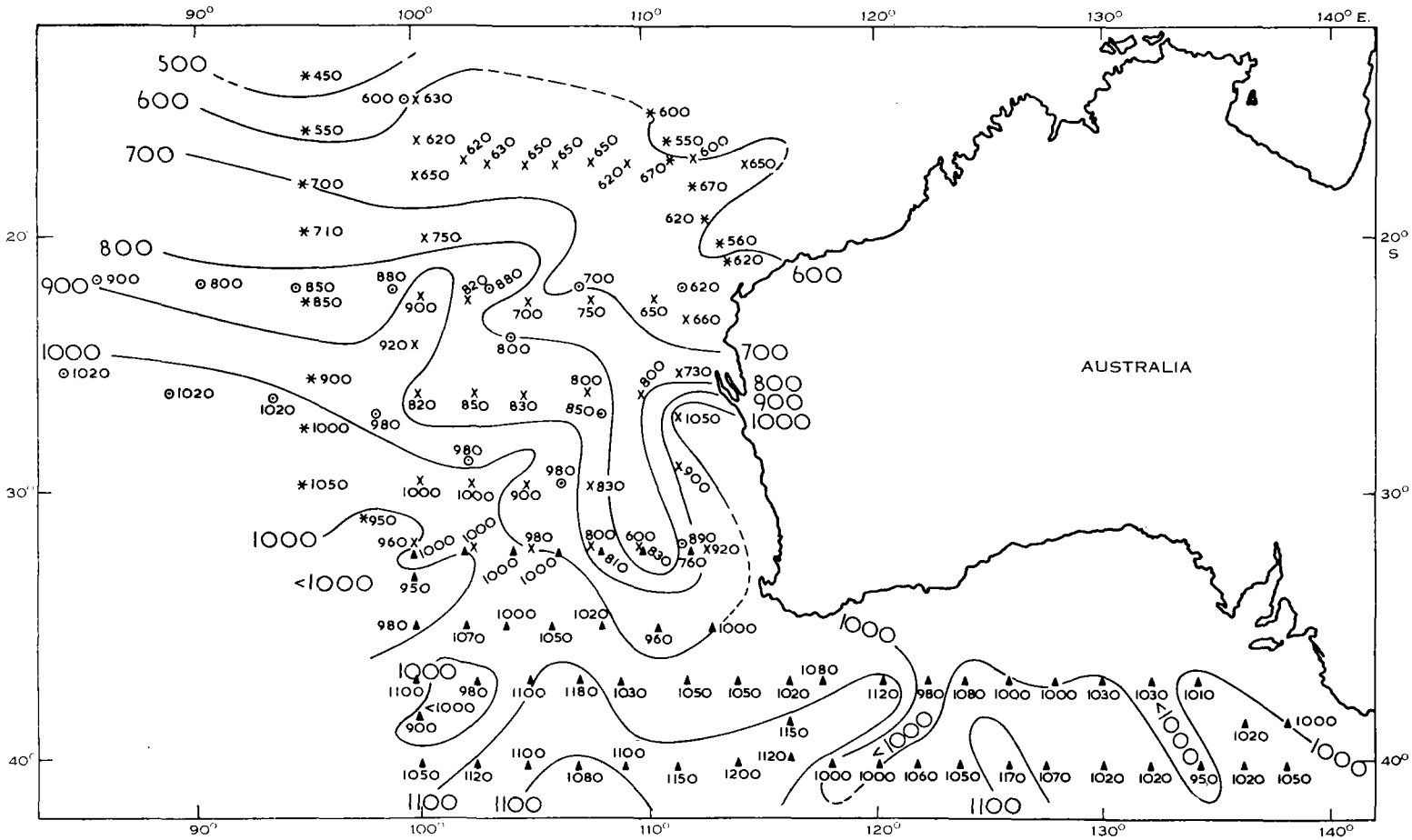


Fig. 4.—The depth (m) of the Antarctic Intermediate water mass.

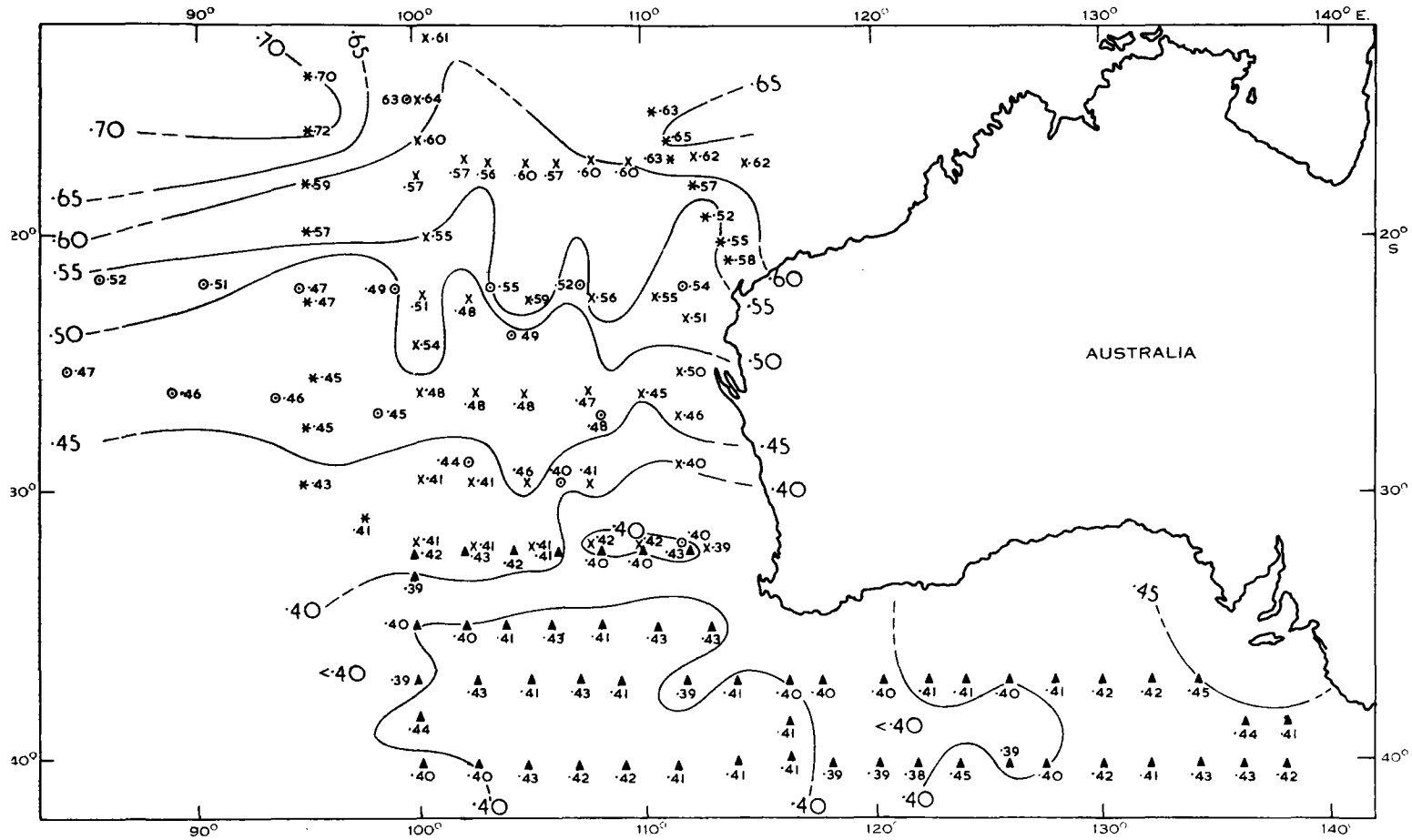


Fig. 5.—The salinity of the Antarctic Intermediate water mass. 34·00 should be added to the values to obtain the actual salinity.

a preformed phosphate P content of 0·90 μg-atom/l or more must be associated principally with horizontal spreading of the Antarctic Intermediate water mass,

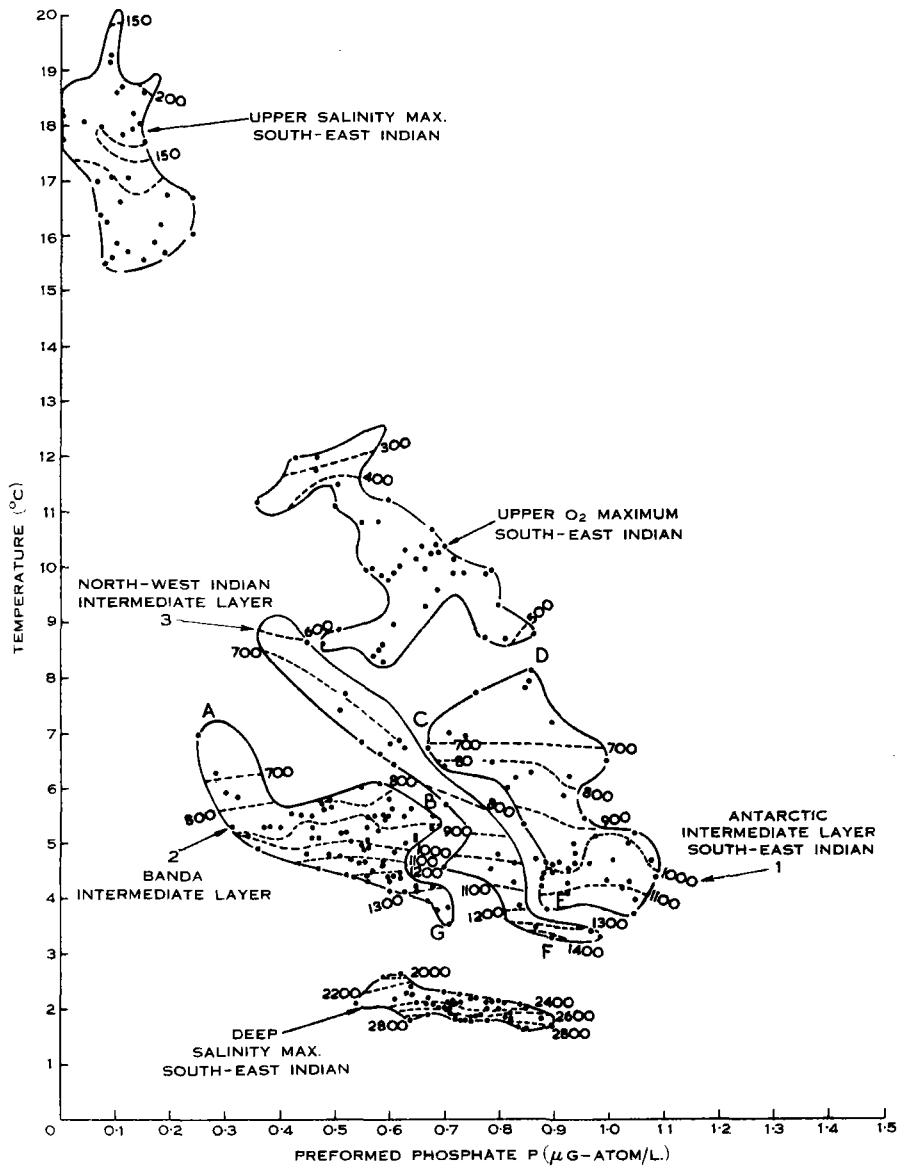


Fig. 6.—The temperature–preformed phosphate limits of the major water masses of the south-east Indian Ocean. Numbers refer to entry properties of the three intermediate water masses (Fig. 3) and letters to the mixing regions of the intermediate circulation (Fig. 3).

and with vertical mixing only to a very limited extent in the southern part of the region. Waters with these high preformed phosphate values were found north of

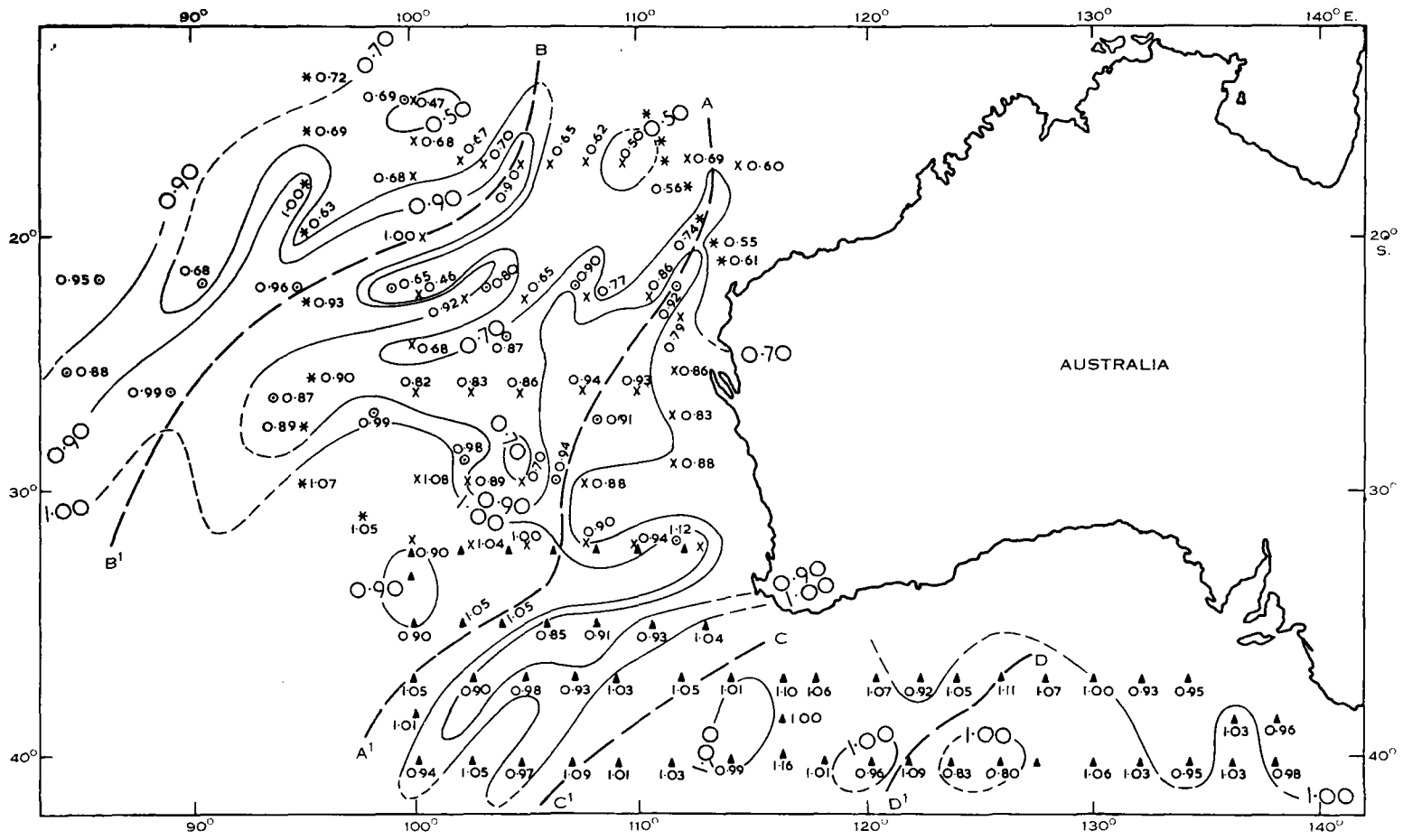


Fig. 7.—The preformed phosphate P(μg-atom/l) of the Antarctic Intermediate water mass. AA^1, BB^1, CC^1, DD^1 denote regions of maximum values.

25° S. (*A* and *B* in Fig. 7), and the paths (AA^1 and BB^1 in Fig. 7) were considered the major routes for the northward spreading of the Antarctic Intermediate water mass. These two paths can be associated with two much less recognizable northern extensions of low salinity water within this core layer (Fig. 5). To the south of Australia the distribution of salinity (Fig. 5) and preformed phosphate (Fig. 7)

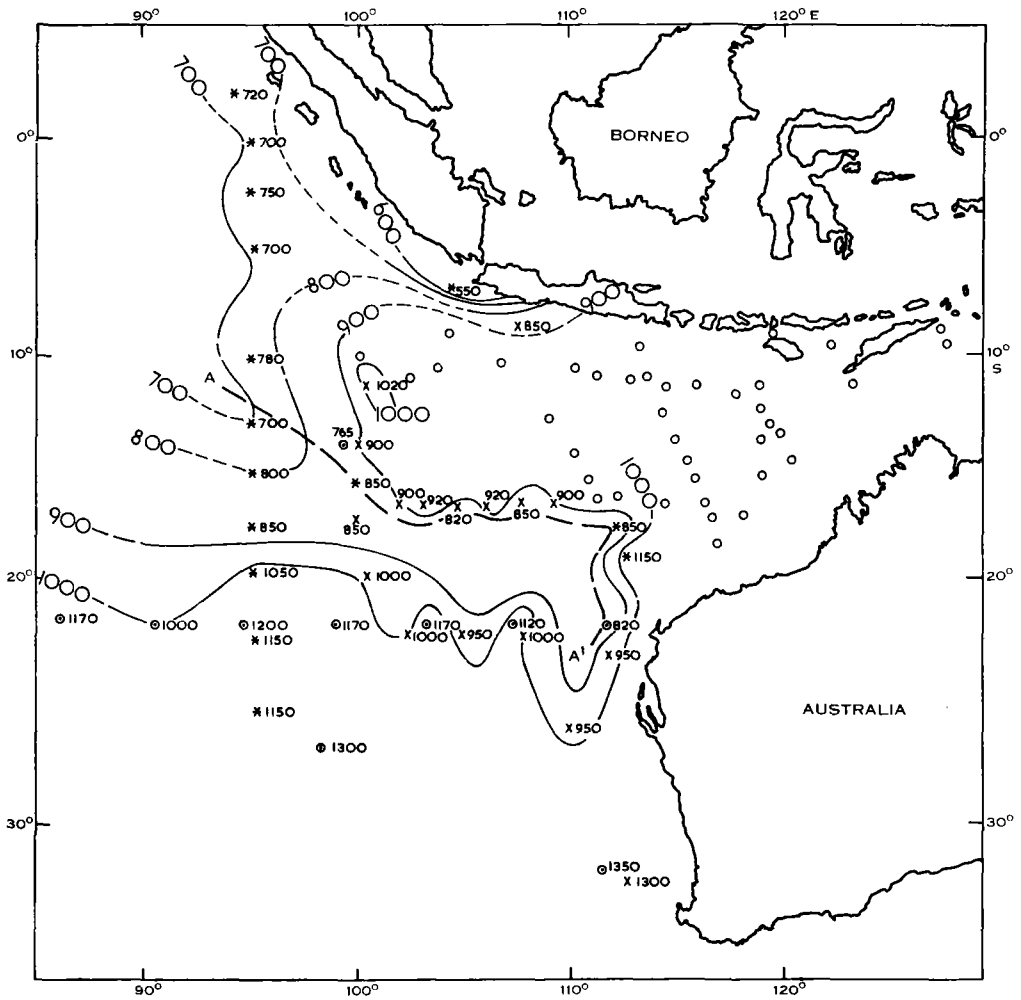


Fig. 8.—Depth (m) of the North-West Indian Intermediate water mass. AA^1, Region of minimum depth; ○, station where this water mass could not be detected.

were not consistent with one another, and the salinity gradients were too small to indicate the direction of movement of the Antarctic Intermediate water mass. From preformed phosphate values, however, two paths of movement (CC^1 and DD^1 in Fig. 7) have been selected.

V. Distribution of the Core Layer of the North-West Indian Intermediate Water Mass

The depth of this water mass varied from about 700 m in the north-west of the region (Fig. 8) to 1300–1400 m in the south at a latitude of about 30° S. A region of comparative shallowness (AA^1 in Fig. 8) was found between latitude 15° and 20° S. The salinity of this core layer varied from 34·56 to 35·00‰

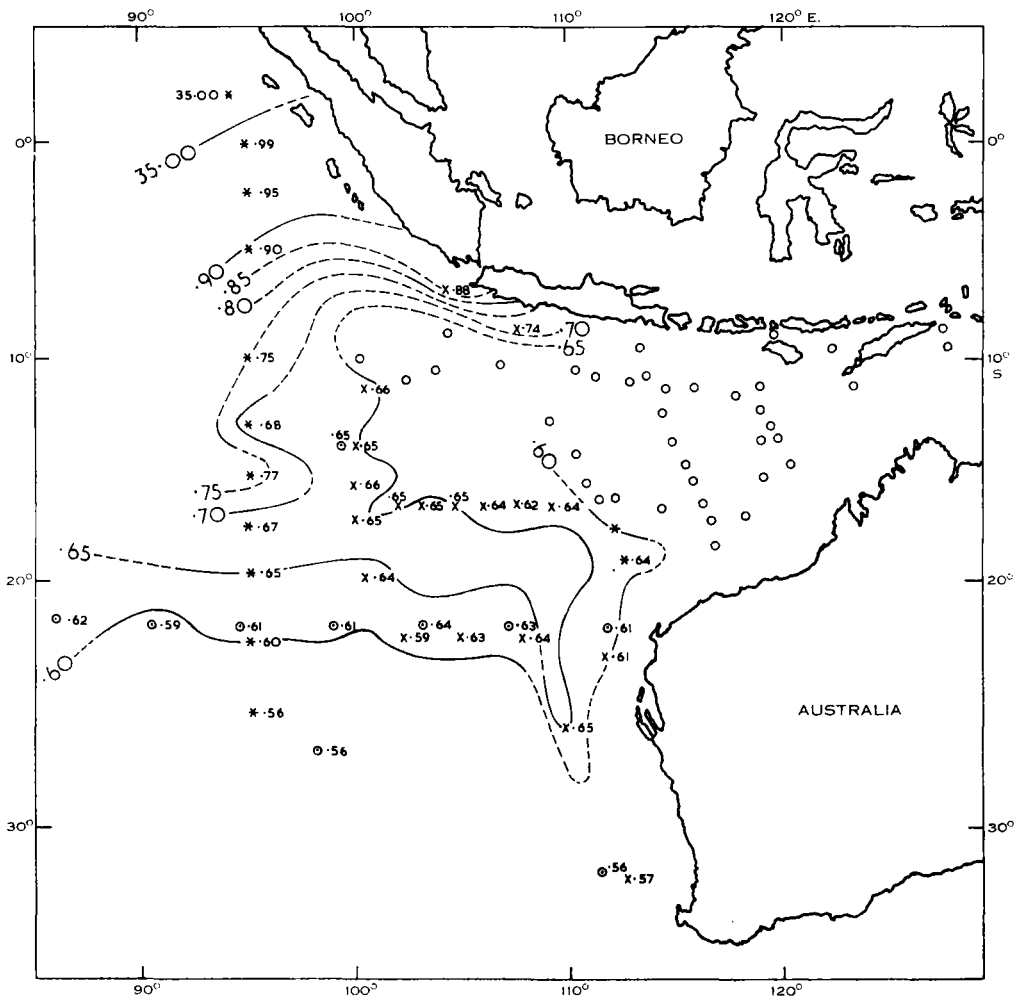


Fig. 9.—Salinity of the North-West Indian Intermediate water mass. 34·00 should be added to the values to obtain the actual salinity. ○, Station where this water mass could not be detected.

(Fig. 9) with the highest salinities along the north-west limit of the region, and extending eastwards along the southern coast of Sumatra and Java, and along the 20° S. parallel. The highest salinities within this core layer (Fig. 9) were associated with the lowest preformed phosphate (Fig. 10) at the north-west limit of the region. Elsewhere decreasing salinity values were paralleled by increasing

preformed phosphate values, but the tongue of high salinity water at about 20° S. was not reflected in the preformed phosphate distribution.

At most stations where the North-West Indian Intermediate water mass can be clearly distinguished as a salinity maximum on the temperature–salinity curve (Fig. 2), its depth of occurrence differed by less than 100 m from that of the major

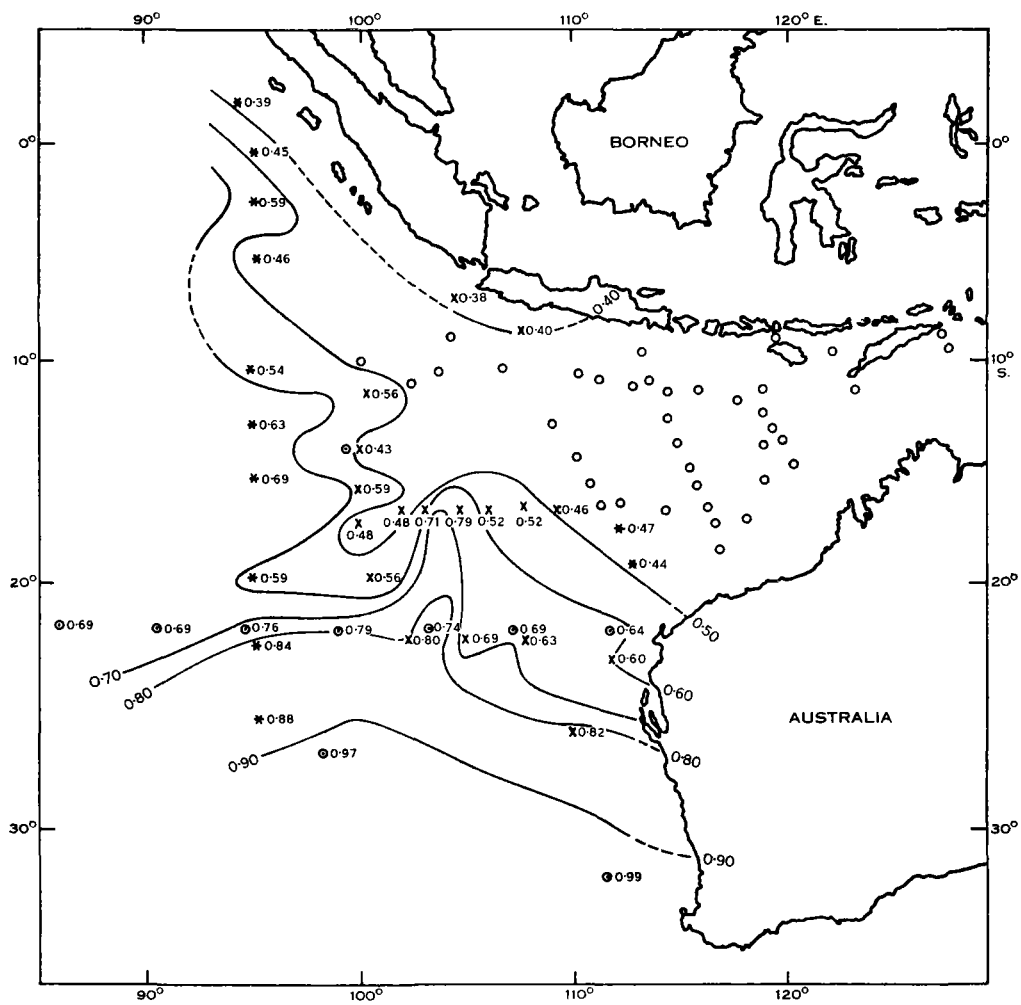


Fig. 10.—Preformed phosphate P (μg-atom/l) of the North-West Indian Intermediate water mass. ○, Station where this water mass could not be detected.

oxygen minimum. This close correspondence in depth can be seen in Figures 11 and 12 compiled from charts in C.S.I.R.O. Aust. (1961*a*, 1961*b*, 1961*c*, 1961*d*). It is, therefore, considered probable that the major oxygen minimum layer throughout this region is associated with the spreading of the North-West Indian Intermediate water mass. On this assumption, the distribution of oxygen on this oxygen minimum layer (Fig. 13) shows that this water mass spreads further to the south off

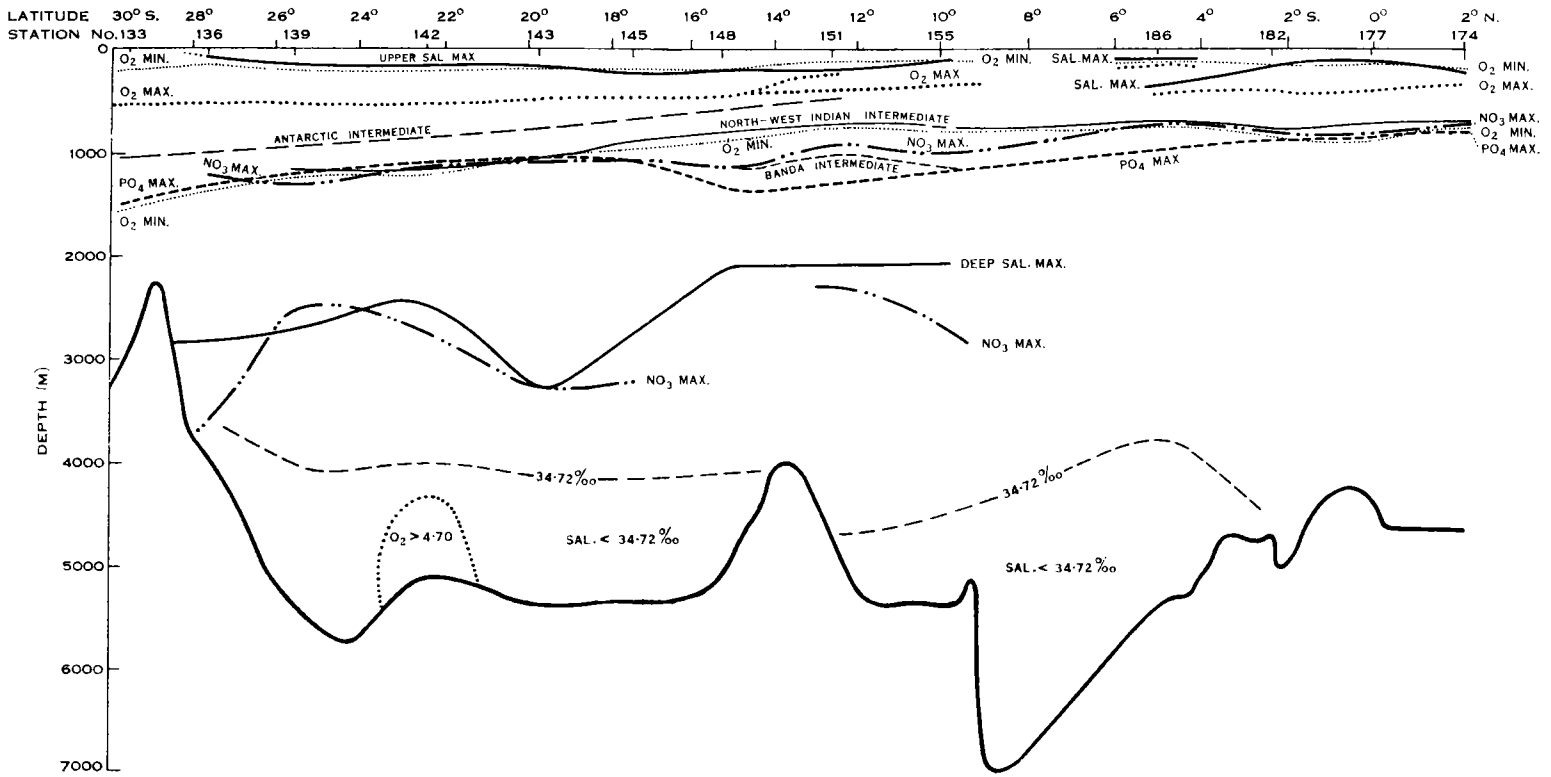


Fig. 11.—Section along the 95° E. meridian showing the depth of the major maximum and minimum layers of salinity, oxygen, phosphate, and nitrate, and of the intermediate water masses.

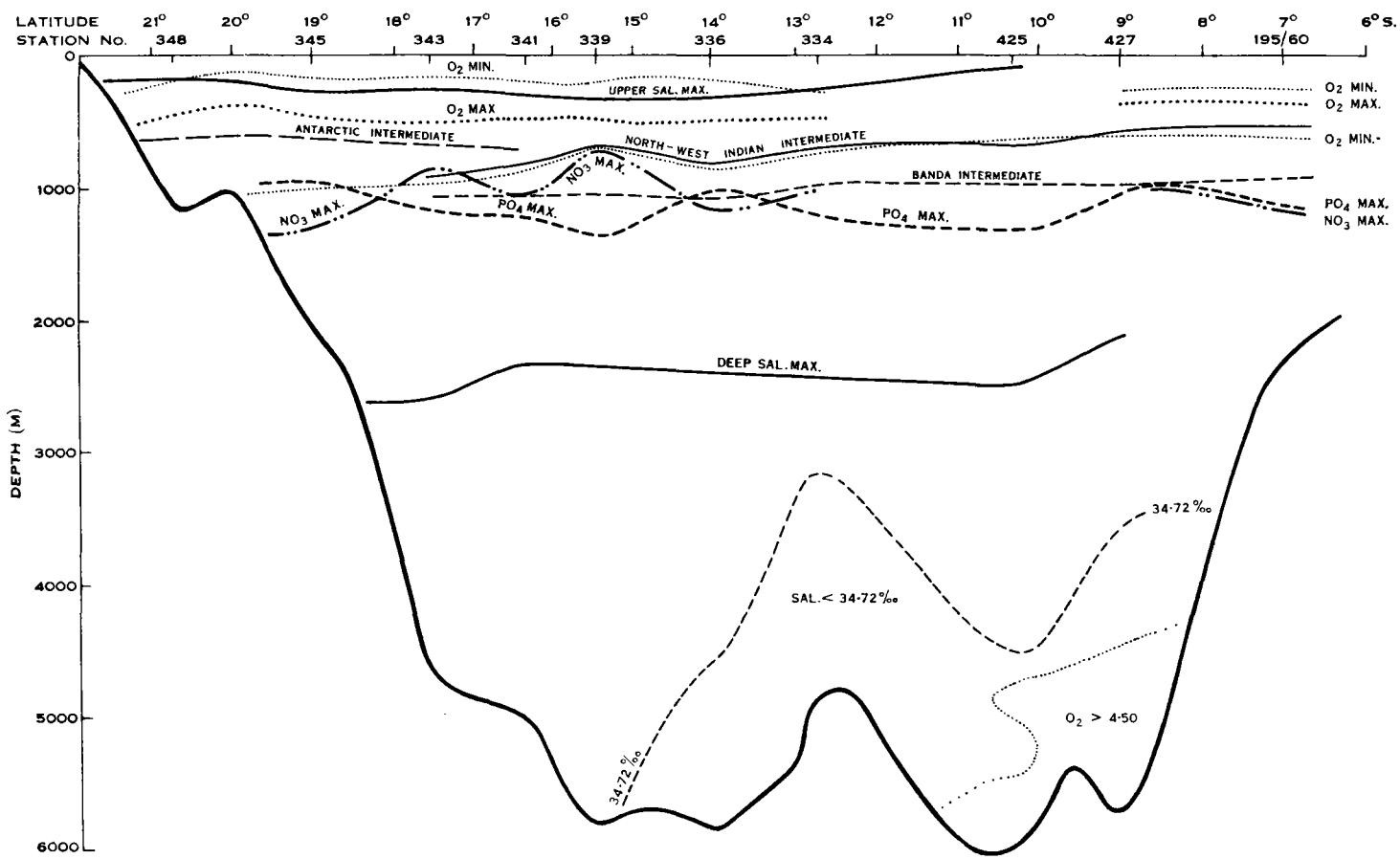


Fig. 12.—A section from north-west Australia to Western Java, showing depths of the layers of Figure 11.

Western Australia than the salinity (Fig. 9) would indicate. The paths of minimum oxygen content of this layer (AA^1 in Fig. 13) and of its branches (A^1A^2, A^1A^3, and A^1A^4 in Fig. 13) were situated in comparatively shallow regions (Fig. 14), and because of vertical separation were less affected by mixing with the oxygen-richer waters of the deep salinity maximum below (Fig. 11). The distribution of this

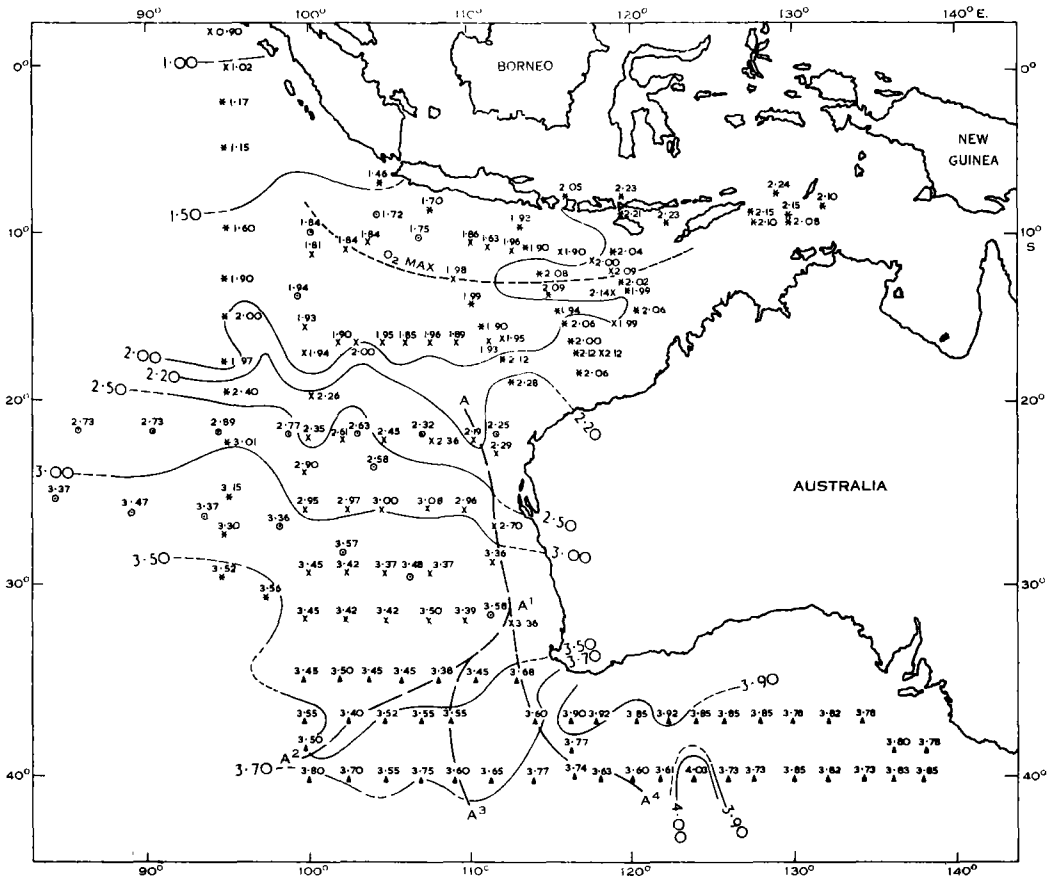


Fig. 13.—The oxygen values (ml/l) along the oxygen minimum layer. A–$A^1A^2A^3A^4$, Regions of lowest oxygen values south of 20° S.

oxygen minimum layer is also considered to be partly controlled by local biochemical processes (Wyrtki 1961*b*), and the dynamical interpretation of its distribution could, in some cases, be quite erroneous.

VI. Distribution of the Core Layer of the Banda Intermediate Water Mass

This water mass was found throughout the region north of 25° S. at about 800–1400 m (Fig. 15). From about 800 m in the north-east it deepened to 1000 m for the greater part of its distribution north of 20° S., and then to 1300–1400 m south of this latitude. The Banda Intermediate water mass is of relatively low

salinity (Fig. 3), and the distribution of low salinity waters along its core layer (Fig. 16) shows its direction of spreading (AA^1, AA^2, and AA^3 in Fig. 16). The zonal paths terminating at A^1 and A^2 (Fig. 16) occurred at depths of about 1000 m (Fig. 15), but any spreading to the south (paths terminating at A^3 in Fig. 16) was followed by deepening to 1300–1400 m (Fig. 15) because of mixing with the deep salinity maximum layer (Fig. 6).

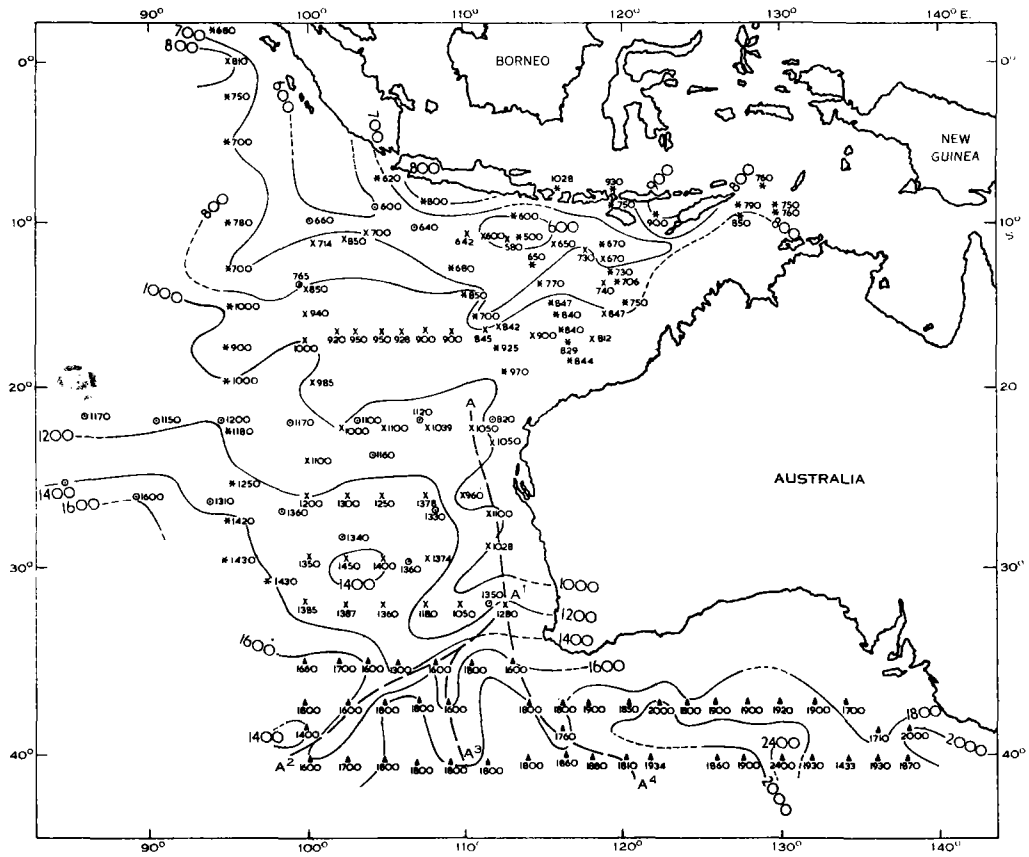


Fig. 14.—The depth (m) of the oxygen minimum layer. A–$A^1A^2A^3A^4$, Regions of lowest oxygen values south of 20° S. (see Fig. 13).

Along the direction of the path (AA^1 in Fig. 16) of the Banda Intermediate water mass higher oxygen values were found on the oxygen minimum surface (Fig. 13). This minor oxygen maximum shows up clearly in the vertical profile of oxygen in this region (Fig. 13). At station Dm 2/233/60, lying within the Banda Sea, the oxygen content at 900–1000 m was similar to that at Dm 2/208/60, and higher than that of other stations at the same depth (Fig. 17). This water of higher oxygen value is carried into the Indian Ocean by the spreading of the Banda Intermediate water mass above it.

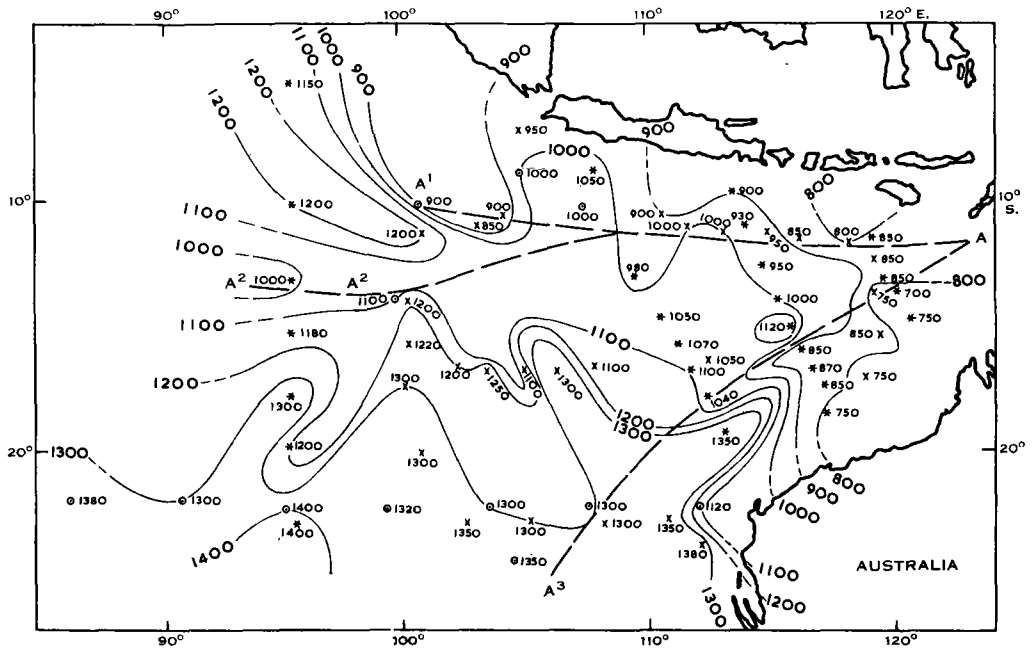


Fig. 15.—The depth (m) of the Banda Intermediate water mass. A–$A^1A^2A^3$, Regions of lowest salinity (see Fig. 16).

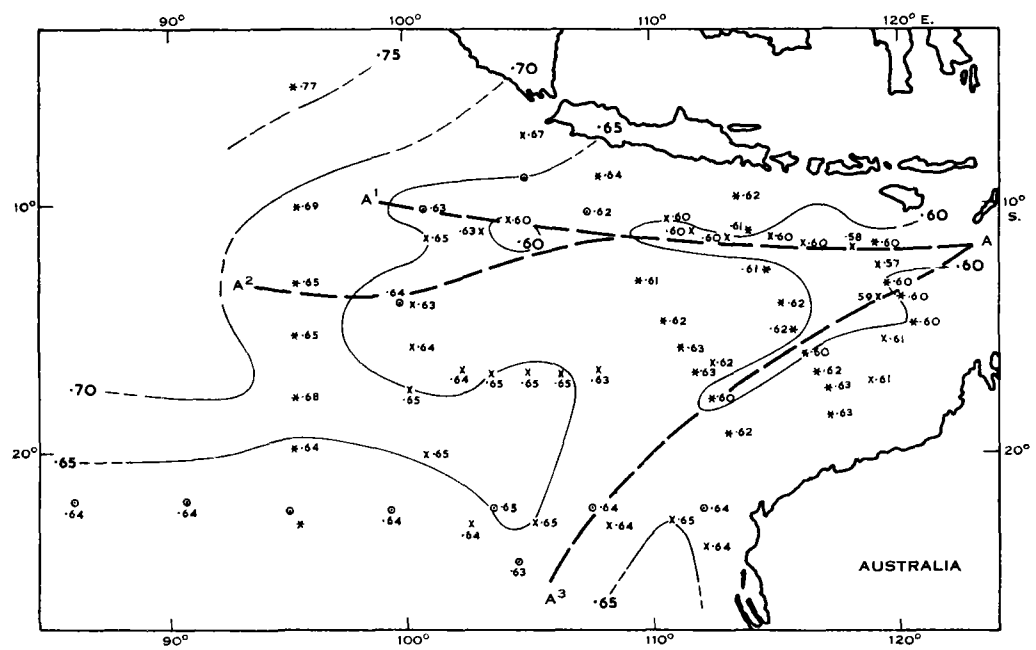


Fig. 16.—The salinity of the Banda Intermediate water mass. A–$A^1A^2A^3$, Regions of lowest salinity. 34·00 should be added to the values to obtain the actual salinity.

The preformed phosphate P distribution (Fig. 18) shows tongues of low values (less than 0·50 μg-atom/l) extending from the Timor Sea westwards to about 100° E., and south-westwards to about 20° S. These waters with low preformed phosphate correspond generally to the lowest salinity waters of Figure 16.

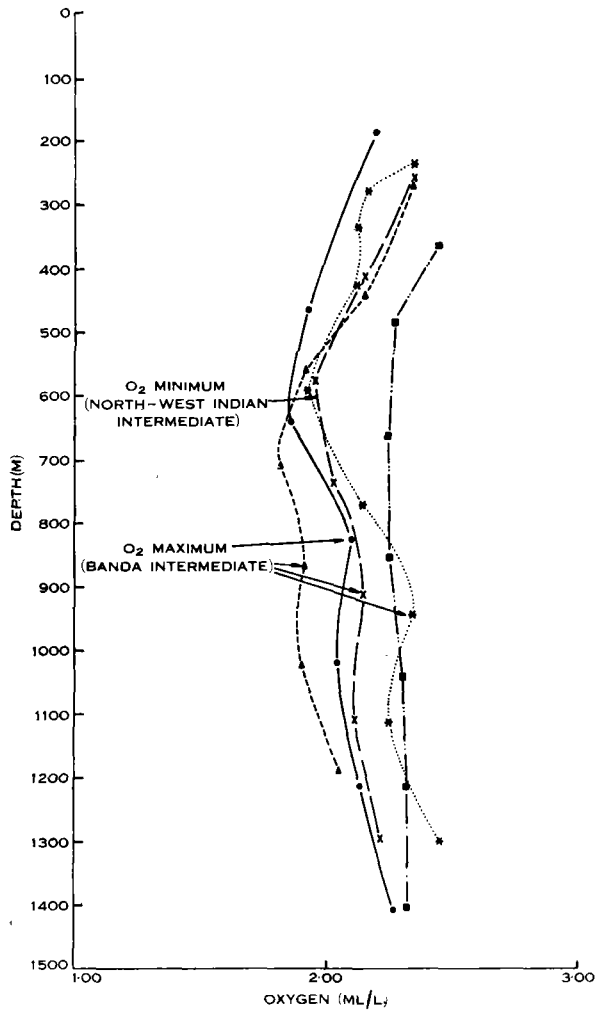


Fig. 17.—Oxygen (ml/l) profiles of selected stations. ●, Dm 2/32/59; ×, Dm 2/28/59; ▲, Dm 2/40/59; *, Dm 2/208/60; ■, Dm 2/233/60.

VII. Mixing Processes within the Intermediate Circulation

From its initial characteristically low salinity and high preformed phosphate (*1* in Figs. 3 and 6), the Antarctic Intermediate water mass increases in salinity and decreases in preformed phosphate as it mixes with the southern portions of

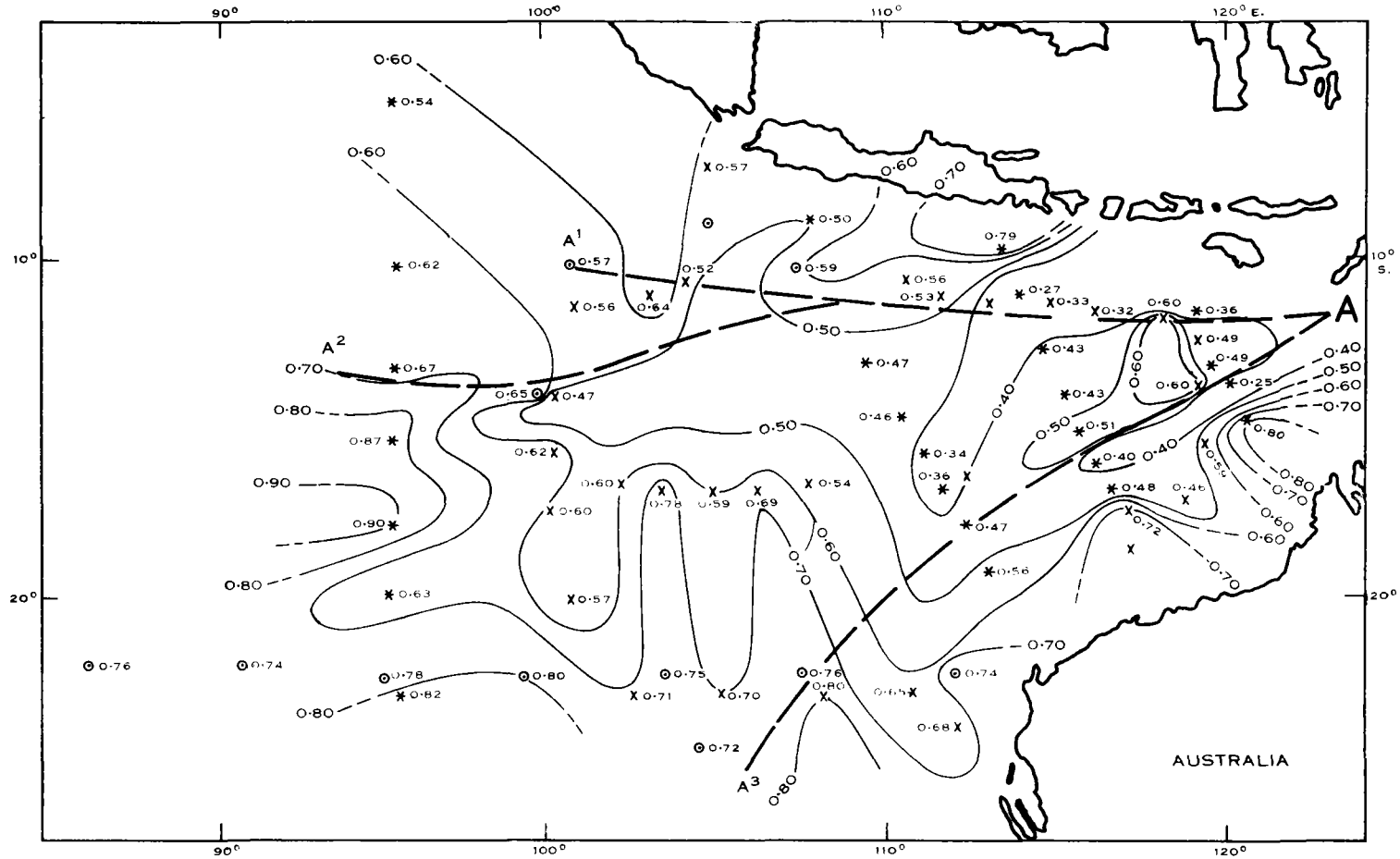


Fig. 18.—Preformed phosphate P (μg-atom/l) of the Banda Intermediate water mass. A–$A^1A^2A^3$, Regions of lowest salinity (see Fig. 16).

the North-West Indian Intermediate water mass below it (*E* in Figs. 3 and 6). There is also horizontal mixing at about 700–800 m with the North-West Indian Intermediate water mass to the north (*C* in Figs. 3 and 6), and finally mixing with water of the upper oxygen maximum above it (*D* in Figs. 3 and 6).

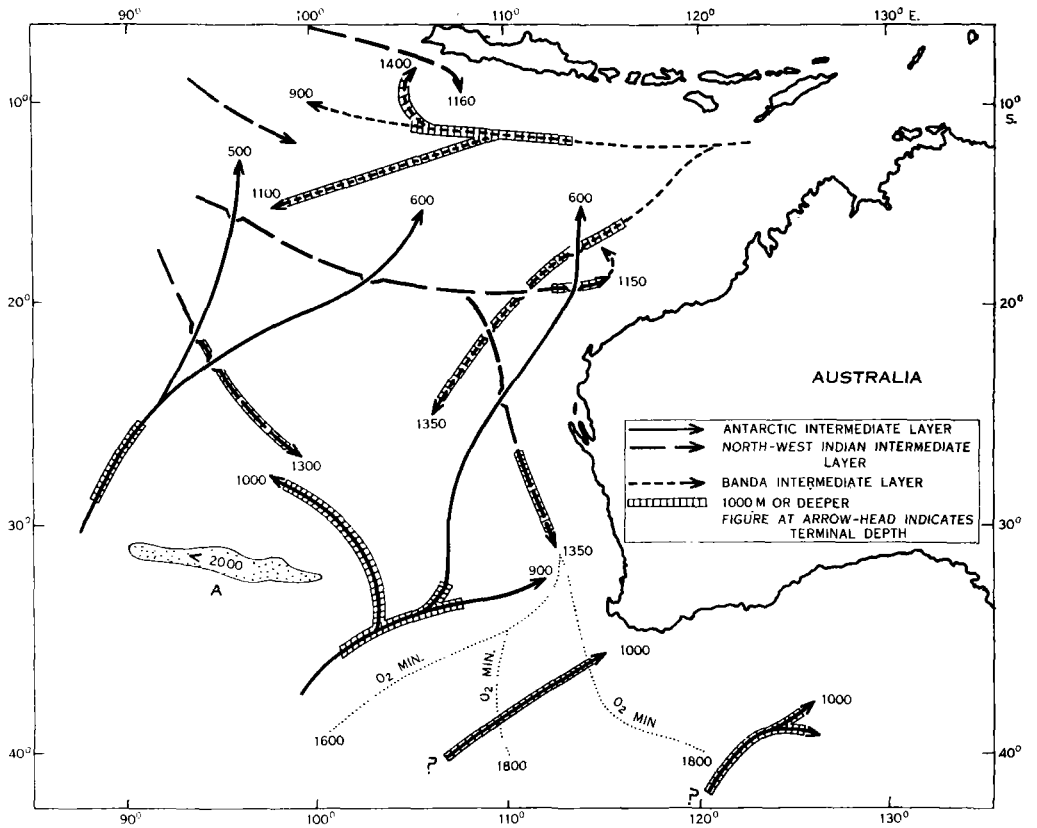


Fig. 19.—General features of the intermediate circulation of the south-east Indian Ocean.

The Banda Intermediate water mass initially has a characteristically low salinity and preformed phosphate (*2* in Figs. 3 and 6). During its spreading to the south, it mixes with the waters above it, to the south of Indonesia (*A* in Figs. 3 and 6), which are of low salinity and low preformed phosphate. There is also horizontal mixing with the North-West Indian Intermediate water mass at about 800–900 m (*B* in Figs. 3 and 6), and finally incorporation into deep waters (*G* in Figs. 3 and 6).

The North-West Indian Intermediate water mass initially has high salinity and low preformed phosphate (*3* in Figs. 3 and 6). For the greater part of its movement, during which it loses its salinity identification, it mixes horizontally with both the Antarctic and Banda Intermediate water masses (*B* and *C* in Figs. 3 and 6), and finally is incorporated into the deeper waters (*F* in Figs. 3 and 6).

VIII. Discussion and Conclusions

Wyrtki (1961*a*), using data from *Dana* stations (Carlsberg Foundation, Copenhagen 1937) worked during October 1929 and *Albatross* stations (Bruneau, Yerlov, and Koczy 1953) worked during March 1948, was able to identify three water masses in the intermediate circulation south of Indonesia to about 10° S. These correspond in temperature and salinity with the three water masses discussed here. However, because of lack of data, Wyrtki was able to give only a limited account of their distribution. Recently Tchernia and Lizeray (1960) could identify only an Antarctic and a high salinity intermediate water mass in a section from north-western Australia to western Java during March, 1958. This apparent absence of the Banda Intermediate water mass may have been caused by a seasonal diminution of the outflow from the Banda sea at intermediate depths (Wyrtki 1961*a*). However, insufficient sampling at depths between 700 and 1500 m may have been responsible for the failure to identify this water mass in the 1958 data.

The major paths of spreading and the depths of the three intermediate depth water masses of the south-east Indian Ocean are summarized in Figure 19. The Banda Intermediate water mass, entering at about 800 m in the north-east, spreads to the west and south always at depths 200–500 m deeper than the other intermediate water masses above it. It loses its identifiable character (Fig. 2) at about 1200 miles from its region of entry. The North-West Indian Intermediate water mass spreads between the other two along several paths directed to the east, of which the most important occurs at about 20° S. From oxygen values on the oxygen minimum surface it is concluded that this water mass could spread to the south of Australia well beyond the geographical limits of its detection on temperature–salinity curves. West of Australia the Antarctic Intermediate water mass spreads northwards along two main paths; the eastern one terminates at about 15° S., and the western at about 12° S. It is probable that the submarine elevation to less than 2000 m (*A* in Fig. 19) is responsible for this bifurcation. Both branches terminate in waters of the upper oxygen maximum (*D* in Fig. 6). South of Australia spreading of this water mass could occur along two paths extending to the north-west. Because of the small gradients in salinity (Fig. 5) and in preformed phosphate (Fig. 7), the interpretation of data from this region is much less exact than elsewhere.

IX. References

Bruneau, L., Jerlov, N. G., and Koczy, F. F. (1953).—Physical and chemical methods. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped.* **3**(4): 99–112.

Carlsberg Foundation, Copenhagen (1937).—Hydrographical observations made during the *Dana* expedition, 1928–30, with an introduction by Helge Thomson. *Dana Rep.* **2**(12).

C.S.I.R.O. Aust. (1961*a*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1959. H.M.A.S. *Diamantina*, Cruise Dm 1/59. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **1** (in press).

C.S.I.R.O. Aust. (1961*b*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina*, Cruise Dm 1/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **2** (in press).

C.S.I.R.O. Aust. (1961*c*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina*, Cruise Dm 2/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **3** (in press).

C.S.I.R.O. Aust. (1961*d*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina*, Cruise Dm 3/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **4** (in press).

REDFIELD, A. C. (1942).—The processes determining the concentration of oxygen, phosphate and other organic derivatives within the depths of the Atlantic Ocean. *Pap. Phys. Oceanogr.* **9**(2).

ROCHFORD, D. J. (1958).—Characteristics and flow paths of the intermediate depth waters of the south-east Indian Ocean. *J. Mar. Res.* **17**: 483–504.

TCHERNIA, P., and LIZERAY, J. C. (1960).—Océan Indien. Observations relatives à l'hydrologie du Bassin Nord-Australien. *Cah. Océanogr. C.O.E.C.* **12**(6): 371–88.

WÜST, G. (1935).—Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Stratosphäre. *Wiss. Ergebn. dtsch. atlant. Exped. 'Meteor'* **6**: 109–288.

WYRTKI, K. (1957).—The water exchange between the Pacific and the Indian Oceans in relation to upwelling processes. *Proc. 9th Pacif. Sci. Congr.* **16**: 61–6.

WYRTKI, K. (1961*a*).—"The Physical Oceanography of Southeast Asian Waters." (Los Angeles University of California Press.) (In press.)

WYRTKI, K. (1961*b*).—The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Res.* (In press.)

Reprinted from the *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, vol. 13, no. 3, December 1962, p. 226-251

HYDROLOGY OF THE INDIAN OCEAN

II. THE SURFACE WATERS OF THE SOUTH-EAST INDIAN OCEAN AND ARAFURA SEA IN THE SPRING AND SUMMER

By D. J. ROCHFORD*

[*Manuscript received May* 1, 1962]

Summary

The hydrological properties of five major surface zones in the south-east Indian Ocean are discussed. These are the Subantarctic, the Subtropical, the Tropical, and two transition zones separating them. Two regions of upwelled water are described.

The Subantarctic Zone lies south of the 35·00‰ isohaline and has an inorganic phosphate P content between 0·30 and 0·60 μg-atom/l.

The Subtropical Zone lies between the 35·80‰ isohaline in the south and the 35·50‰ isohaline in the north and has an inorganic phosphate P content between 0·10 and 0·15 μg-atom/l. For this zone waters with salinity greater than 36·00‰ in the south-east Indian Ocean and greater than 36·30‰ in the Great Australian Bight constitute the major source regions of high salinity water. Both of these, but particularly the latter, are very low in phosphate.

The Tropical Zone lies between the south equatorial salinity minimum (34·26‰) and the Monsoon Current (salinity 34·10‰), at about 2° N. Four hydrological regions have been distinguished in this zone. From north to south these are (1) the Monsoon Current with low salinity (34·10‰), high temperature (28·9°C), and low phosphate P (0·12 μg-atom/l.); (2) the Equatorial Counter-Current with moderately high salinity (34·50‰), high temperature (28·7°C), and high phosphate (0·21 μg-atom/l.); (3) the South Equatorial Divergence with moderately high salinity (34·48–34·55‰), moderate temperature (26–27·5°C), and high phosphate (0·20–0·30 μg-atom/l.); (4) the South Equatorial Current with waters at its core of salinity 34·26–34·31‰, temperature 26–27°C, and phosphate 0·20–0·25 μg-atom/l.

In the transitional zone between the Subantarctic and the Subtropical Zones salinity changes rapidly with latitude. The centre of the zone is marked by the position of the 35·40‰ isohaline. The centre of the transitional zone between the Subtropical and the Tropical Zones is marked by the position of the 34·90‰ isohaline.

Two regions of upwelled water were found: (1) along the shelf and slope regions of north-west Australia south of Timor, distinguished by high phosphate P (0·20–0·30 μg-atom/l.) and a maximum upwelling occurring before September; (2) along the shelf and slope region of the eastern Arafura Sea, from the Aroe Islands to the Gulf of Carpentaria, where the highest surface phosphate values in oceanic waters of Australia were found (0·66 μg-atom/l.), and a maximum upwelling probably occurring before August.

I. INTRODUCTION

The surface salinity and temperature characteristics of Indonesian and adjoining Indian Ocean waters have been well described (Visser 1938; Veen 1953; Soeriaatmadja 1956*a*, 1956*b*; Wyrtki 1957, 1961). Prior to 1959, however, hydrological data were insufficient to indicate the meridional and zonal gradients of

* Division of Fisheries and Oceanography, C.S.I.R.O., Cronulla, N.S.W.

hydrological properties in the surface (0–50 m) waters of the south-east Indian Ocean proper. The 1959–1961 cruises of H.M.A.S. *Diamantina* were planned to meet this need. Data from these cruises are sufficient to show the basic hydrological zonation and to specify areas and problems of special interest in future hydrological cruises.

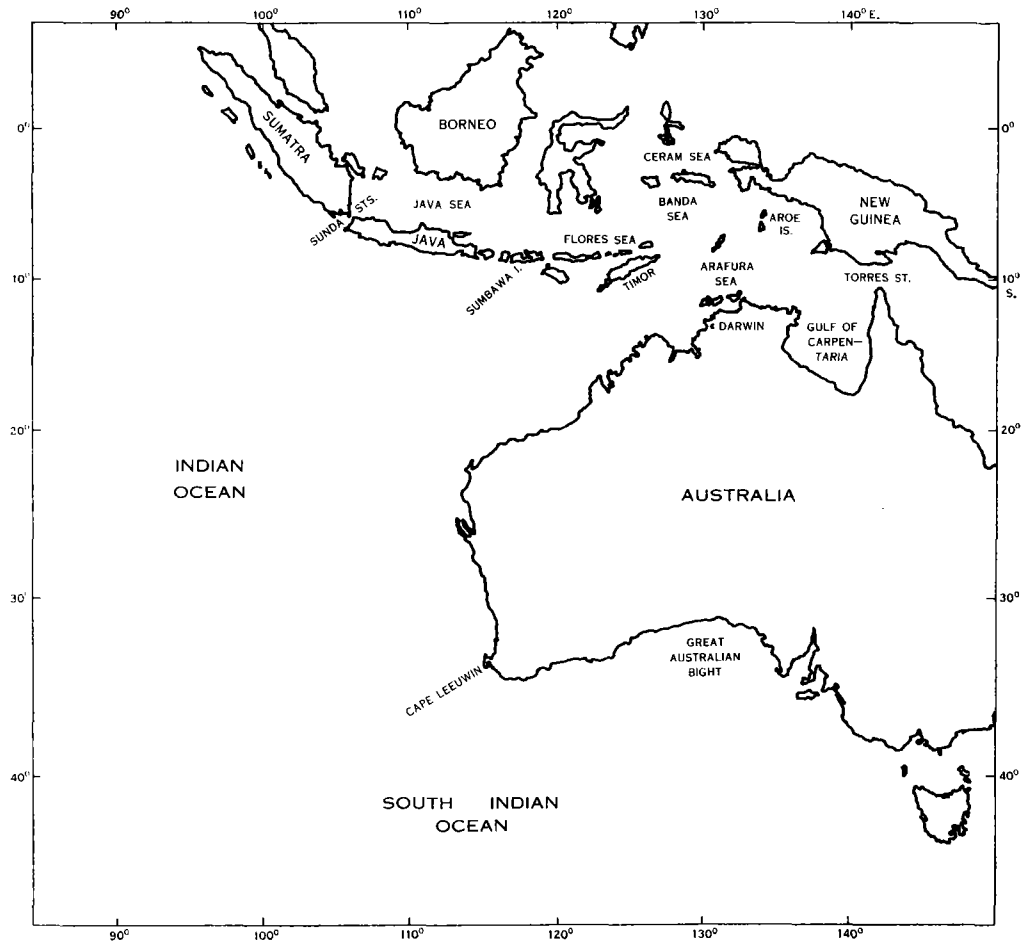


Fig. 1.—Chart of area.

II. Material and Method

The data used in this paper are published in C.S.I.R.O. Aust. (1962*a*–*h*). Place names are shown in Figure 1 and the locations of stations are given in Figure 2. All phosphate data have been corrected for salt error by multiplying the values quoted above by 1·1. The stations north of line AA^1 (Fig. 2) were occupied during July–November, which is late winter and early spring, whilst those to the south of this line were occupied during February–March, which is summer in the southern hemisphere. Salinity (e.g. Fig. 3) and phosphate (e.g. Fig. 4) values were contoured across this line without any adjustment for seasonal change.

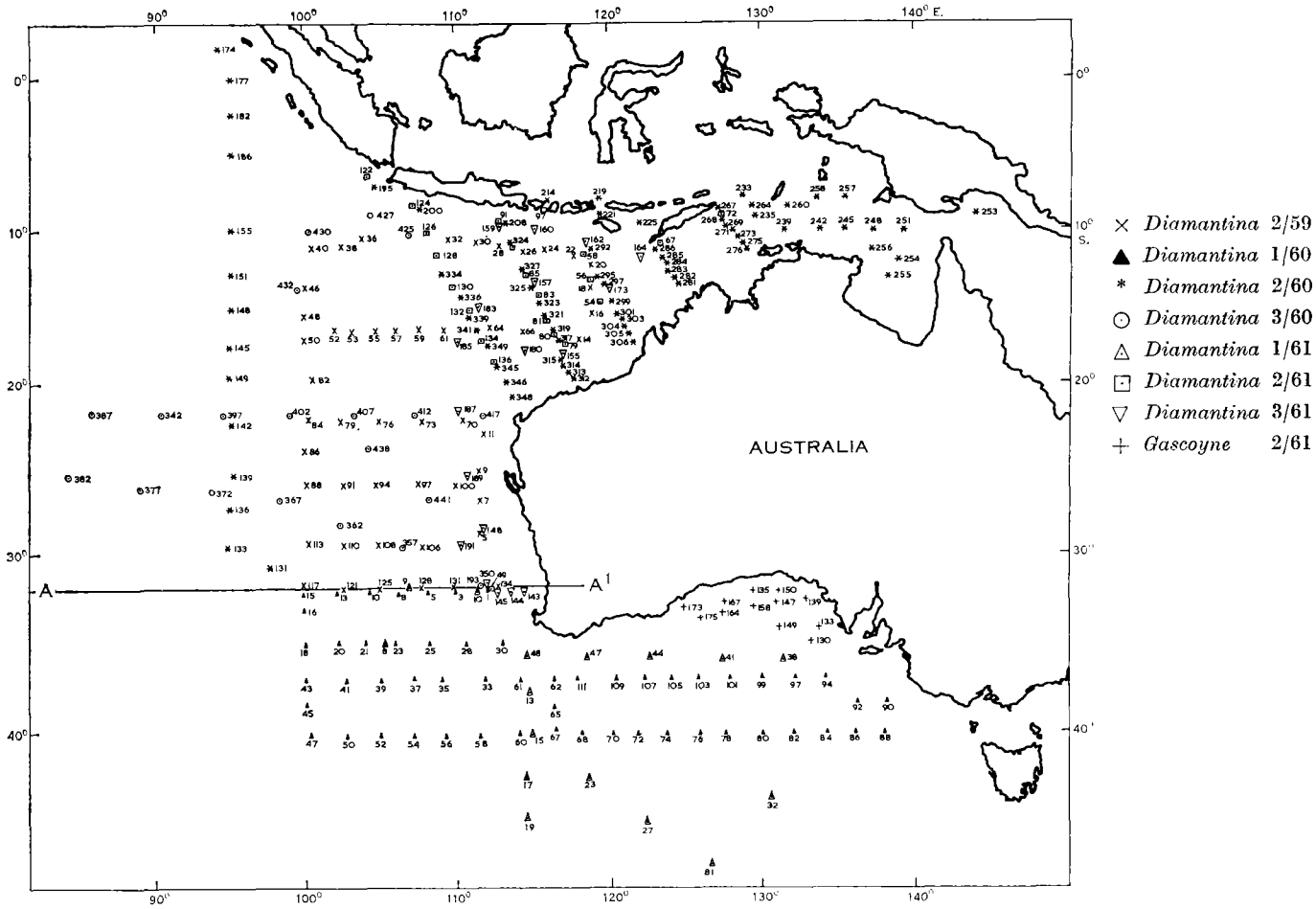


Fig. 2.—Chart showing the positions of the stations.

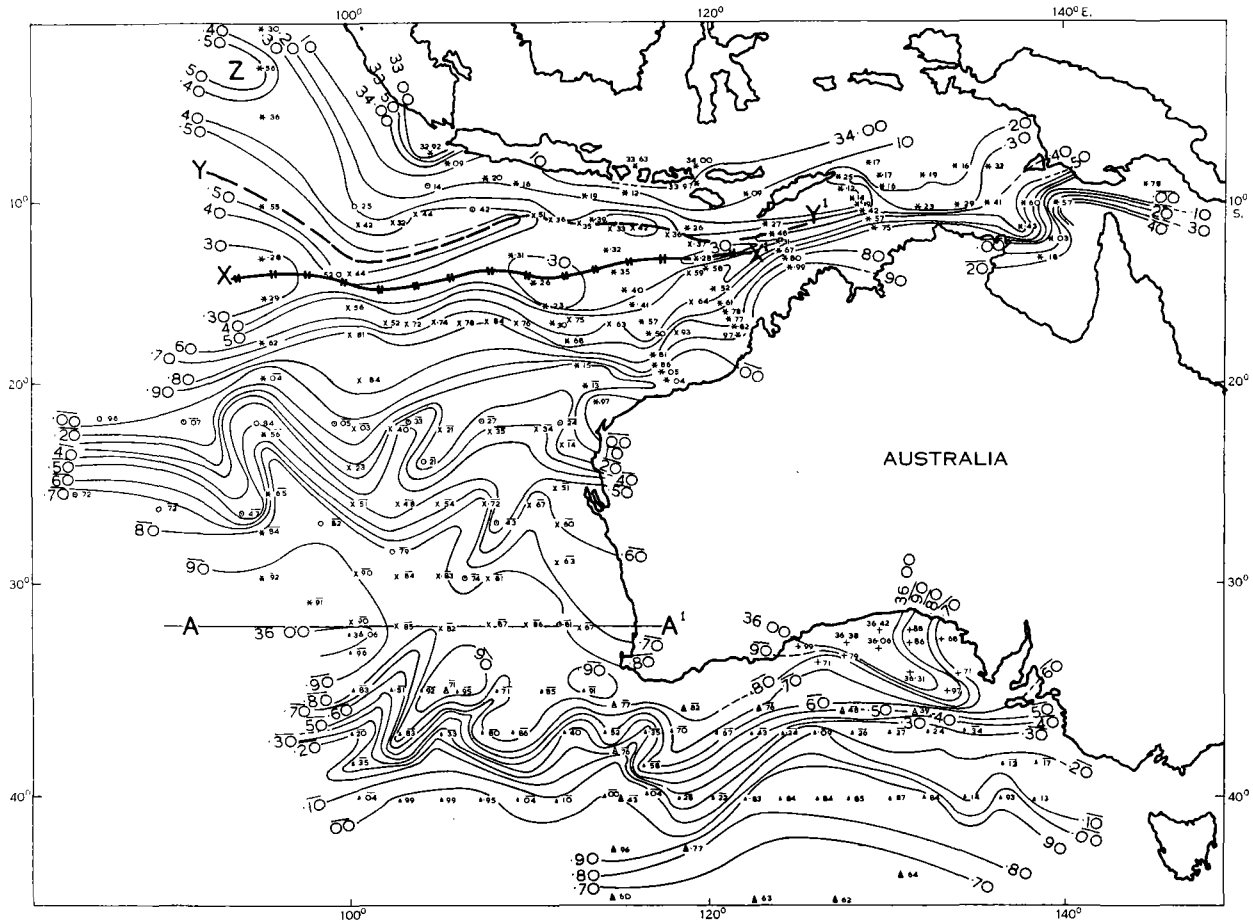


Fig. 3.—Salinity (‰) at 0 m. Values greater than 35·99 or less than 34·00‰ expressed in full, between 35·00 and 35·99‰ as the difference between 35·00‰ and the observed value (barred figures), and between 34·00 and 34·99‰ as the difference between 34·00‰ and the observed value.

This introduces an error into the contour pattern of the region. This is believed to be small in view of the general homogeneity of salinity (Fig. 3) and phosphate (Fig. 4) in the vicinity of line AA1. When referring to the various seas around Indonesia the nomenclature adopted by the International Hydrographic Bureau (Special Publication No. 23) has been followed.

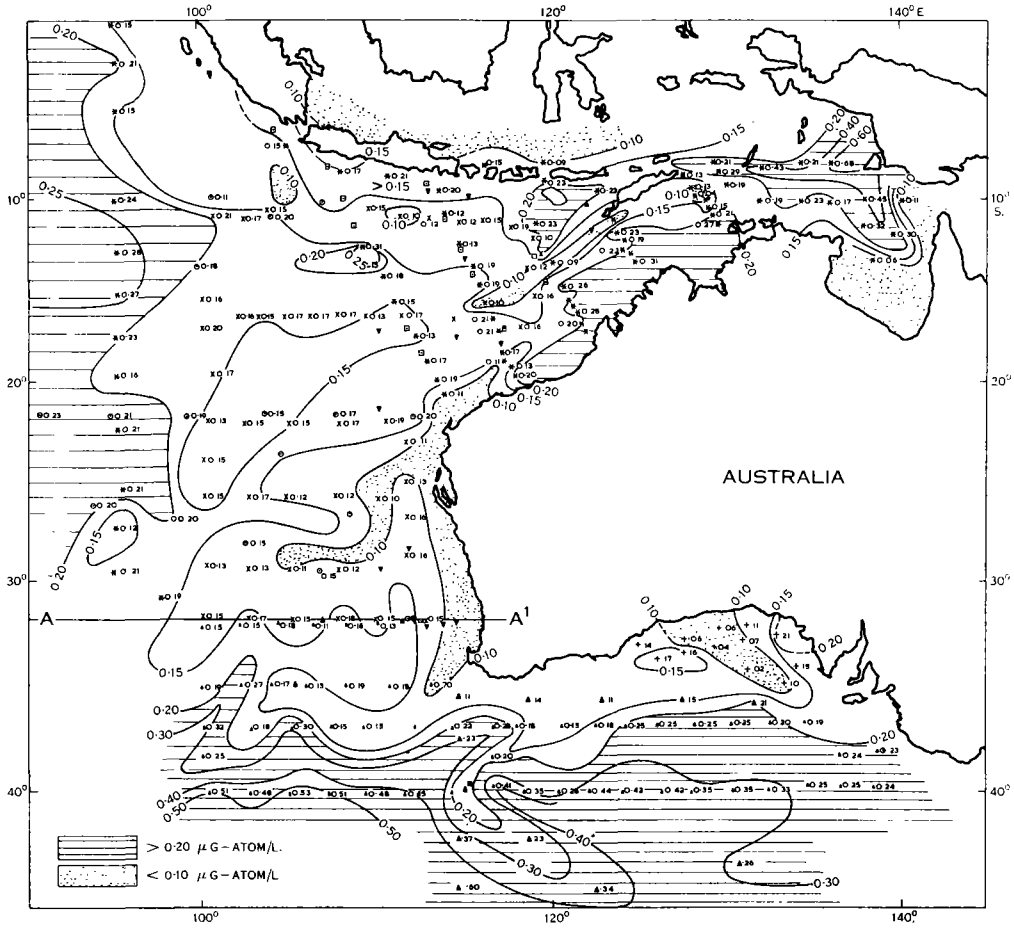


Fig. 4.—Inorganic phosphate P (μg-atom/l.) at 0 m.

III. Distribution of Properties

(a) *At the Surface*

(i) *Salinity.*—Water of salinity greater than 36·00‰ was found in two places, west of 100° E. between 30° and 35° S., and in the Great Australian Bight (Fig. 3). Water in the first of these regions is part of the central South Indian Ocean high salinity water (Schott 1935), and that of the second region is of separate origin, probably from within the Bight itself.

The strong meridional gradients in salinity at about 36–40° S. to the south-west of Australia delineate the southern limit of spreading of the high salinity water

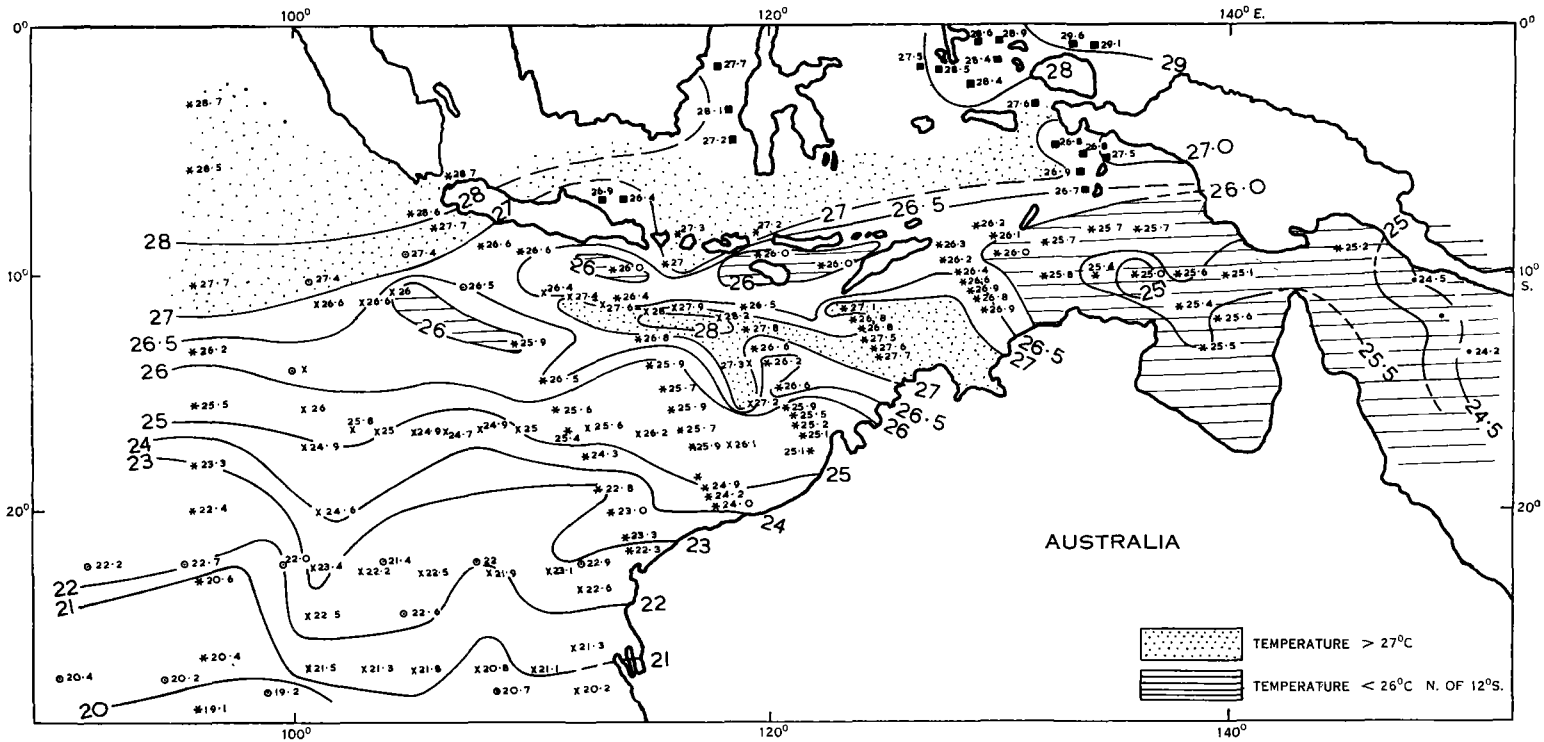


Fig. 5.—Temperatures (°C) at 0 m north of 28° S. during July–October. ■, *Snellius* values (August–October 1929–1930).

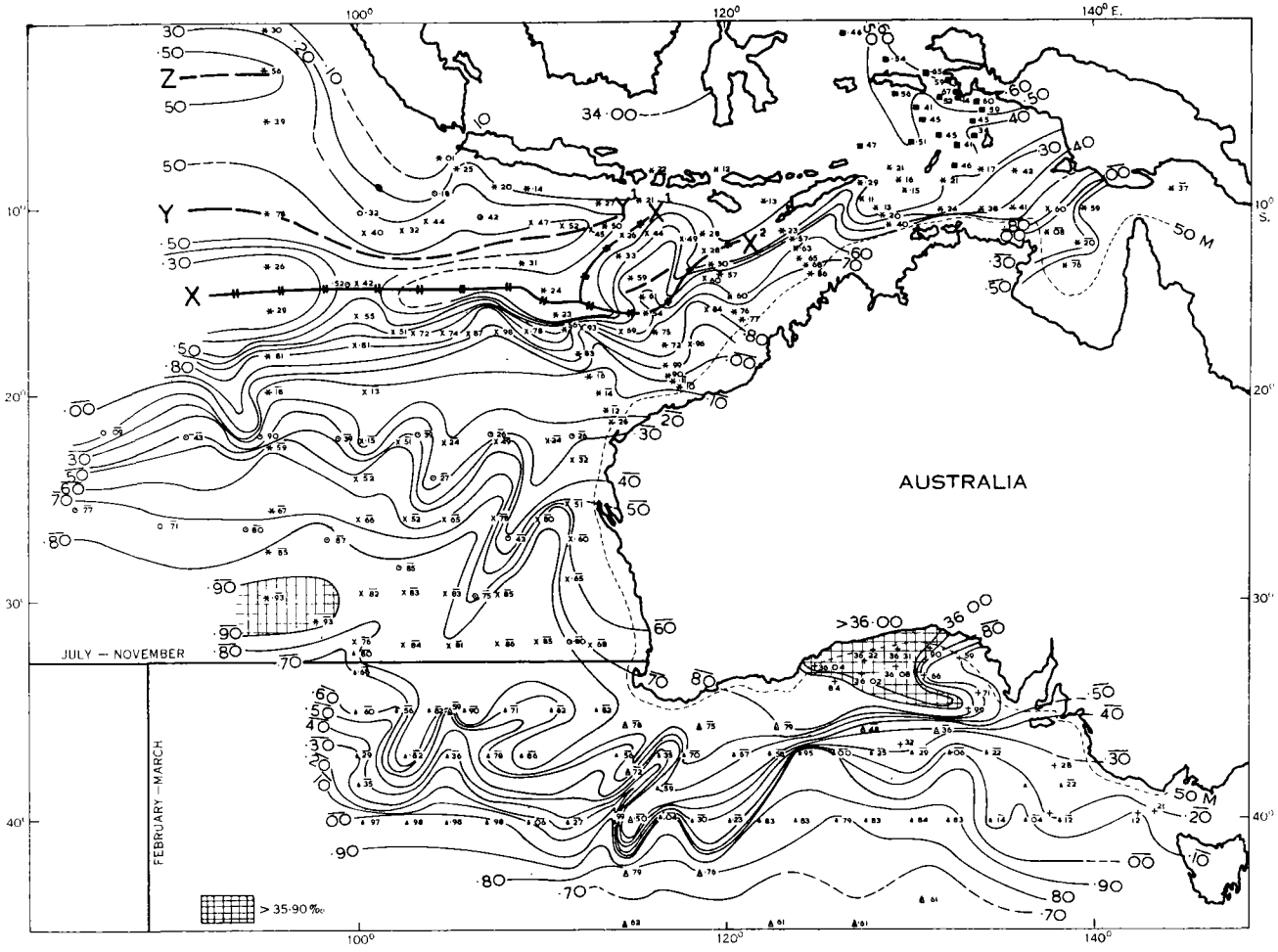


Fig. 6.—Salinity (‰) at 50 m. Values coded as in Figure 2.

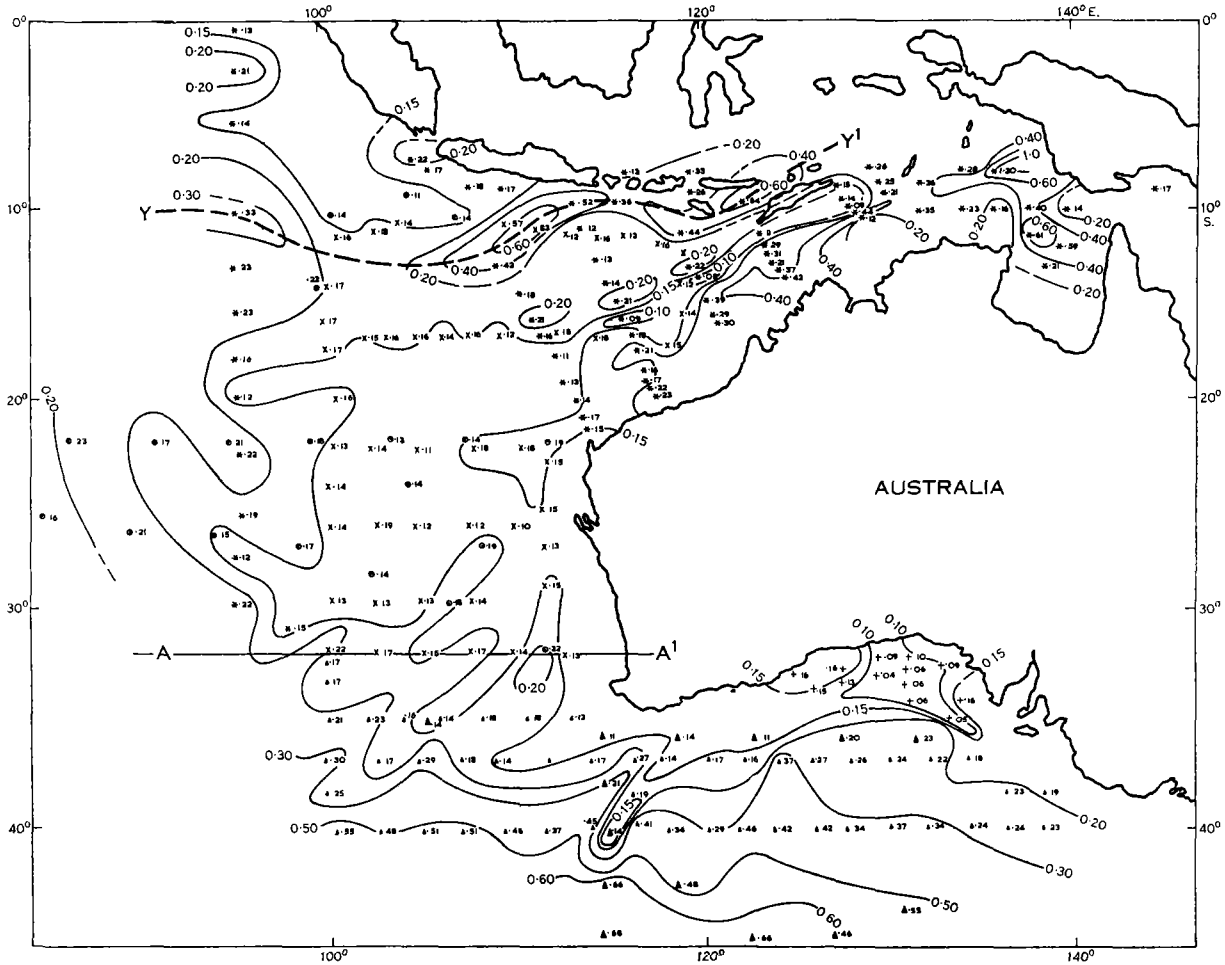


Fig. 7.—Inorganic phosphates (μg-atom/l.) at 50 m.

of the Central Indian Ocean. Those at latitude about 35° S. in the southern Bight indicate the limit of the high salinity water of the northern Bight.

South of 40° S. the greatest salinity was found between 115 and 120° E. (Fig. 3) and could be of northern Bight origin (Section V(vii)). At about latitude 25° S. strong meridional gradients in the western half of the south-east Indian Ocean indicate the northern limit of surface spreading of the high salinity water of the central Indian Ocean. In the eastern half these gradients were much weaker, which could have been because of the stronger and more persistent meridional circulation in this region during most of the year (Deutsches Hydrographisches Institut 1960). The lowest salinities (less than 33·00‰) were found in the Sunda Straits corresponding to those usually found in the Java Sea. Southward from these low salinity waters salinities increased to a maximum (34·40–34·55‰, YY^1, Fig. 3) in about latitude 12° S., and to another maximum (35·57‰) in the eastern Arafura Sea (Fig. 3). Southward again from the first maximum (YY^1, Fig. 3) salinities decreased to a minimum (34·20–34·30‰, XX^1, Fig. 3) at about 15° S. before increasing continuously to the south. West of Sumatra an isolated region of relatively high salinity (Z, Fig. 3) was found.

(ii) *Temperature* (north of 22° S.).—North of 22° S. the temperature distribution (Fig. 5) shows a tongue of relatively low temperature waters (25·9–26°C) along the course of the salinity maximum (YY^1, Fig. 3) coinciding with the position of the phosphate-rich waters north-west of Timor and south of Java (Section III(*a*)(iii)). The high salinity waters (Fig. 3), very rich in phosphate, of the Arafura Sea also were of relatively low temperature (Section III(*a*)(iii)). Both of these waters were colder than waters of a similar latitude in the Indian Ocean (Fig. 5). A region of comparatively high temperature (27–28·2°C) extended westward from north-west Australia at about latitude 12° S.

(iii) *Inorganic Phosphate.*—Low values, less than 0·10 μg-atom/l. of phosphate P, were found in the offshore waters along the West Australian coast between 20–35° S., within the Great Australian Bight, in the Gulf of Carpentaria, and at all stations within the Flores and Java Seas (Fig. 4). Smaller regions of isolated occurrences of the same order occurred in the northern part of the region. The lowest values, 0·02–0·06 μg-atom/l., were found in the Great Australian Bight (Fig. 4). The highest value for the tropics, 0·60 μg-atom/l., was found at about 10° S. to the west of New Guinea (Fig. 4). A zone of high values, greater than 0·20 μg-atom/l., extended westward from this New Guinea region to the north of Timor and along the southern coast of Sumbawa Island. Another zone of high values, 0·20–0·25 μg-atom/l., was found in the tropics in latitude 12° S., between 95 and 110° E. In the southern portion of the region, in the vicinity of the salinity gradient south-west of Australia, phosphate values increased rapidly to a value of about 0·40 μg-atom/l. In the zone of high salinity between 30° and 35° S. the phosphate values were between 0·10–0·20 μg-atom/l. (Fig. 4). In general, phosphate values were much lower to the south-east than to the south-west of Cape Leeuwin.

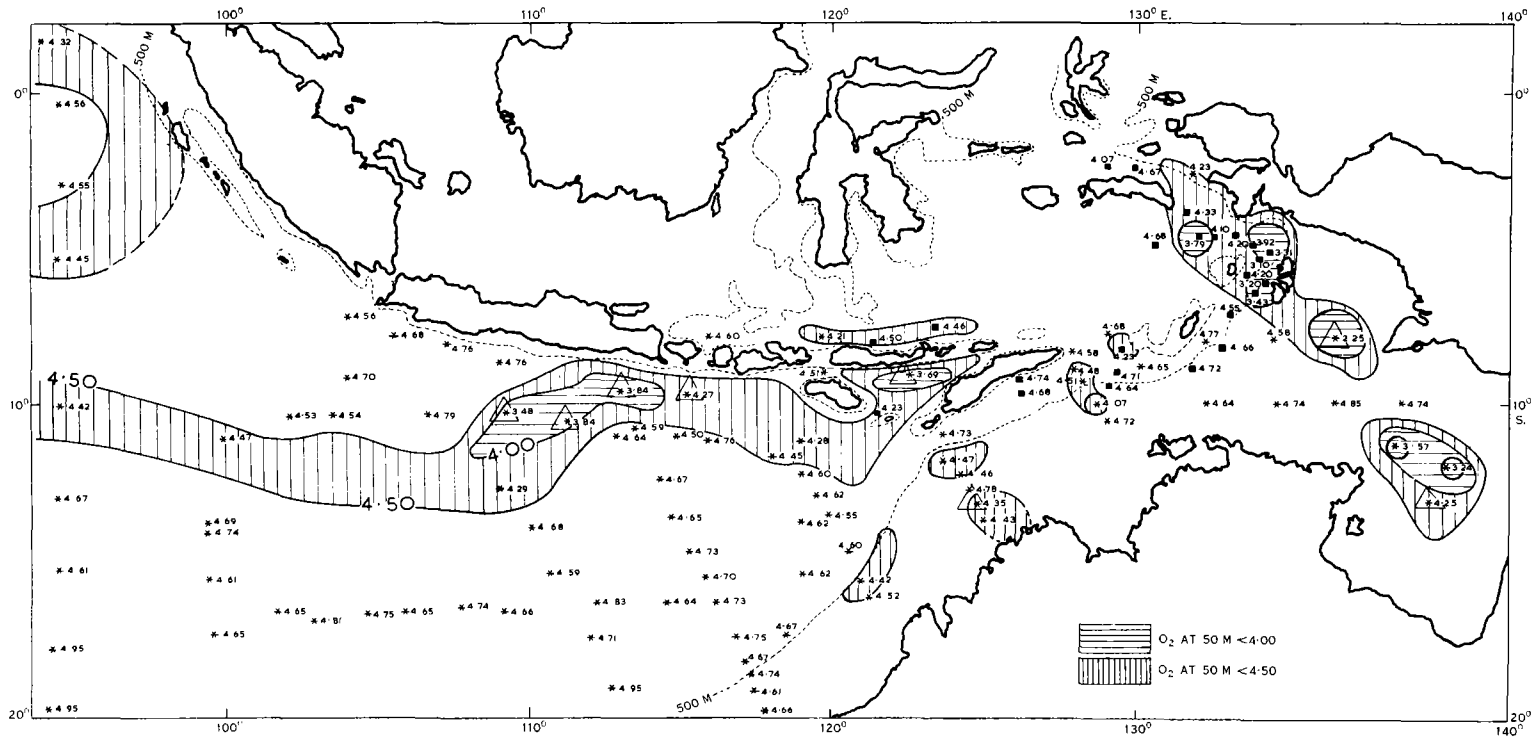


Fig. 8.—Oxygen (ml/l.) at 50 m north of 20° S. on *Diamantina* cruises 2/59 and 2/60. ■, Selected *Snellius* stations August–October 1929–1930. Large triangles: stations of group *A* (Fig. 10). Large circles: stations of group *B* (Fig. 10).

(*b*) *At 50 m*

(i) *Salinity.*—Waters with salinity greater than 35·90‰ were found in the same two regions (Fig. 6) as those in which surface salinities were also high (Fig. 3). South of 35° S. the meridional gradients of salinity at 50 m were weaker than those at the surface in the western side of the region, but in the eastern side they were stronger at 50 m than at the surface (Figs. 3 and 6). This could imply that on the western side more general spreading to the north occurred at 50 m than at the surface, and on the eastern side more occurred at the surface than at 50 m, but this salinity configuration could also be accepted as evidence of local eddy displacement. North of 35° S. meridional gradients were stronger in the western than in the eastern half at about latitude 22° S., but further to the north at about 15° S. the opposite situation was observed.

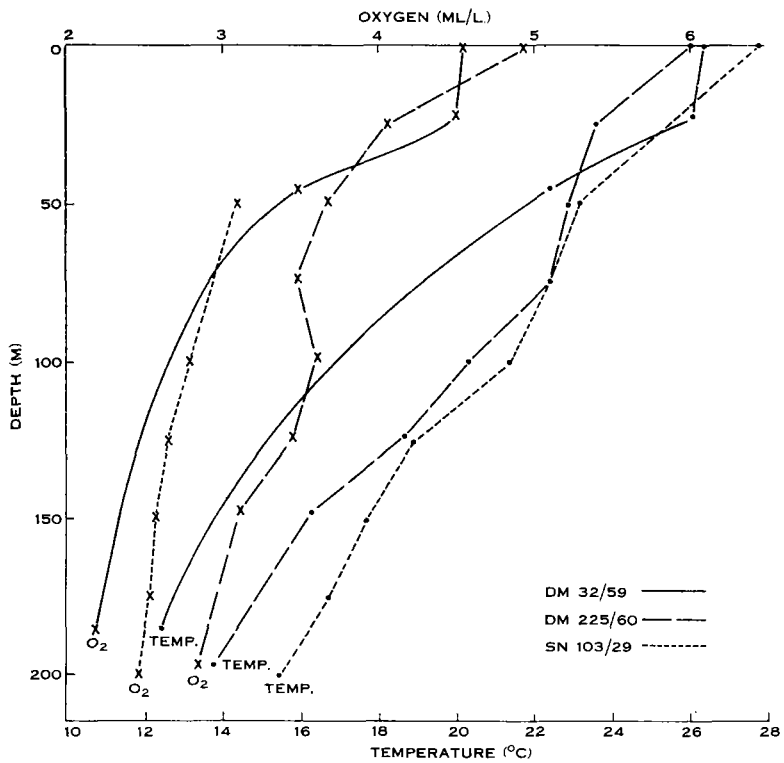


Fig. 9.—The vertical profiles of oxygen and temperature (0–200 m) at selected *Diamantina* and *Snellius* stations.

At about 15° S. a region of low salinity was found (X–X^1–X^2, Fig. 6). Along the northern margin of this region a belt of comparatively high salinity (Y–Y^1, Fig. 6) was found. To the north of this region salinities decreased to values of less than 34·10‰, except westward of Sumatra (Z, Fig. 6). In the Timor Sea salinities were low (less than 34·30‰), but, in the Arafura Sea, values increased rapidly to 35·76‰ in the Gulf of Carpentaria and 35·59‰ in the western end of Torres Strait. Northward from Timor in the Banda Sea, salinities increased to 34·65–34·75‰ (*Snellius* values August 1929 to October 1930).

(ii) *Inorganic Phosphate.*—From phosphate P values of 0·50–0·70 μg-atom/l., south of 40° S., inorganic phosphate values decreased northward (Fig. 7). The minimum value, 0·04 μg-atom/l., was found at the head of the Great Australian Bight (Fig. 7). Elsewhere low values, 0·11–0·13 μg-atom/l., were found at about latitude 20° S. North of 20° S. high values, up to 0·83 μg-atom/l., were found along a zonal belt (Y–Y[1], Fig. 6). Northward again values decreased to 0·13–0·15 μg-atom/l. Along the shelf and slope regions of north-west Australia to the south of Timor high values were found. The highest value, 0·44 μg-atom/l., for this particular region was found to the north-west of Darwin (Fig. 7). In the eastern Arafura Sea very high values up to 1·30 μg-atom/l. were observed (Fig. 7). South of Cape Leeuwin waters of low phosphate content extended further to the south than elsewhere. These low values were in water of high salinity (Fig. 6).

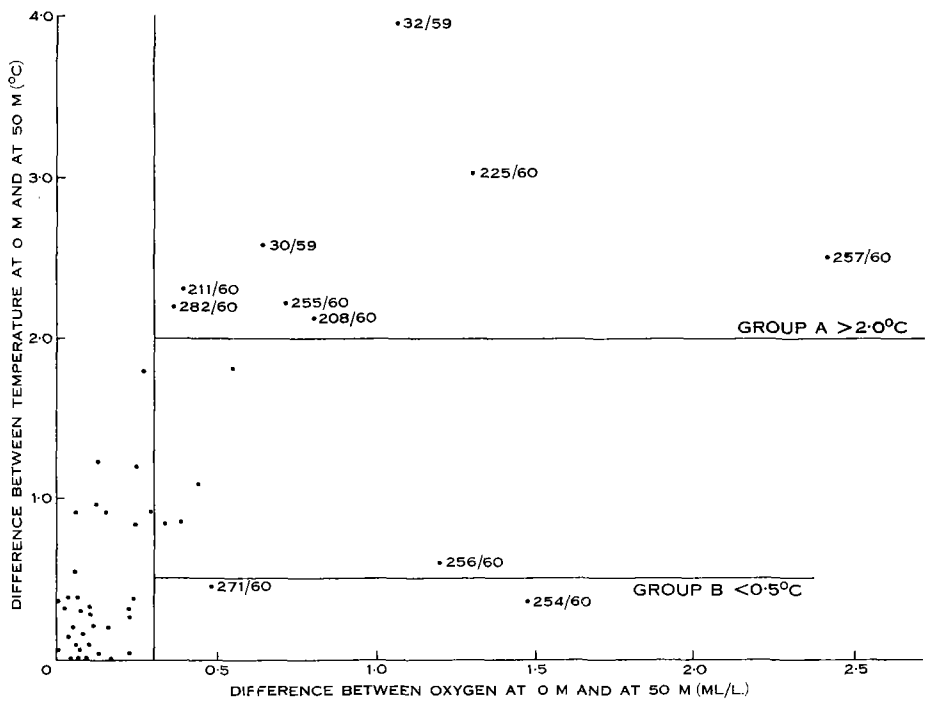


Fig. 10.—The relation between the oxygen and temperature differences at 0 and 50 m at *Diamantina* stations north of 20° S. on cruises 2/59 and 2/60. The numbers on certain values are station numbers for these cruises.

(iii) *Oxygen* (north of 20° S.).—North of 20° S. oxygen values at 50 m were less than 4·50 ml/l. within a zonal belt around 10° S. (Fig. 8) in the eastern Arafura Sea, Gulf of Carpentaria, and along the north-west coast of Australia. Much lower values (less than 4·00 ml/l.) were found south of Java, north-west of Timor, in the eastern Arafura Sea, and in the Gulf of Carpentaria (Fig. 8). Within the region north of 20° S., the oxygen content decreased with depth (Fig. 9) to a pronounced minimum around 200 m. Any doming or upwelling of waters from these depths would decrease the oxygen content at 50 m. However, if such physical processes were involved, the temperature at 50 m should also be lowered because of the marked

temperature gradient in the upper 200 m (Fig. 9). The extent of lowering of the oxygen at 50 m (difference of the 0 and 50 m values) relative to the extent of lowering of temperature at 50 m (difference of the 0 and 50 m values) has been used to identify those stations where such physical processes are involved and those where such processes cannot be of importance and where *in situ* biological processes must be largely responsible for any oxygen lowering at 50 m. Values in Figure 10 have been arbitrarily divided into two groups (*A*) with temperature differences greater than 2°C (*B*) with temperature differences less than 0·5°C. To eliminate oxygen differences which might be caused by photosynthetic increase in surface waters rather than physical or biological processes at 50 m, only oxygen differences greater than 0·30 ml/l. have been included in these groups. At stations within group *A*, physical

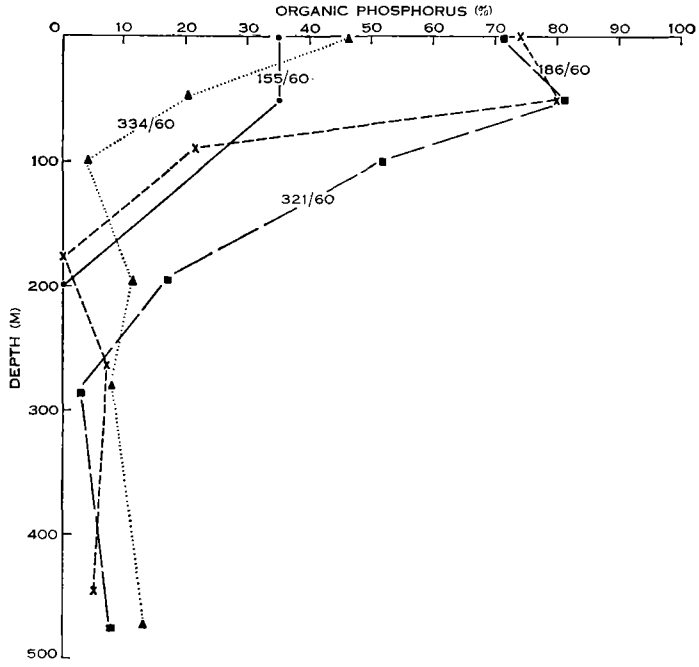


Fig. 11.—Percentages of total phosphorus in the organic form at various stations and depths.

processes as well as biological processes can be responsible for any lowering of oxygen content at 50 m. However, at stations within group *B*, *in situ* biological processes alone can be responsible. Stations of group *A* were situated (triangle values, Fig. 8) along a zone westward from Timor to the 108° E. meridian, off the north-west coastal region of Australia and in the eastern Arafura Sea and Gulf of Carpentaria. Surface oxygen values were not available at the *Snellius* stations around the Aroe Islands and in the Ceram Sea to show whether upwelling was partly responsible for the low oxygen values at 50 m (Fig. 8) but Wyrtki (1961) has shown that uplift of deeper waters should occur in this region during August–September. Stations of group *B* were found in the Gulf of Carpentaria and north-west of Darwin (Fig. 8).

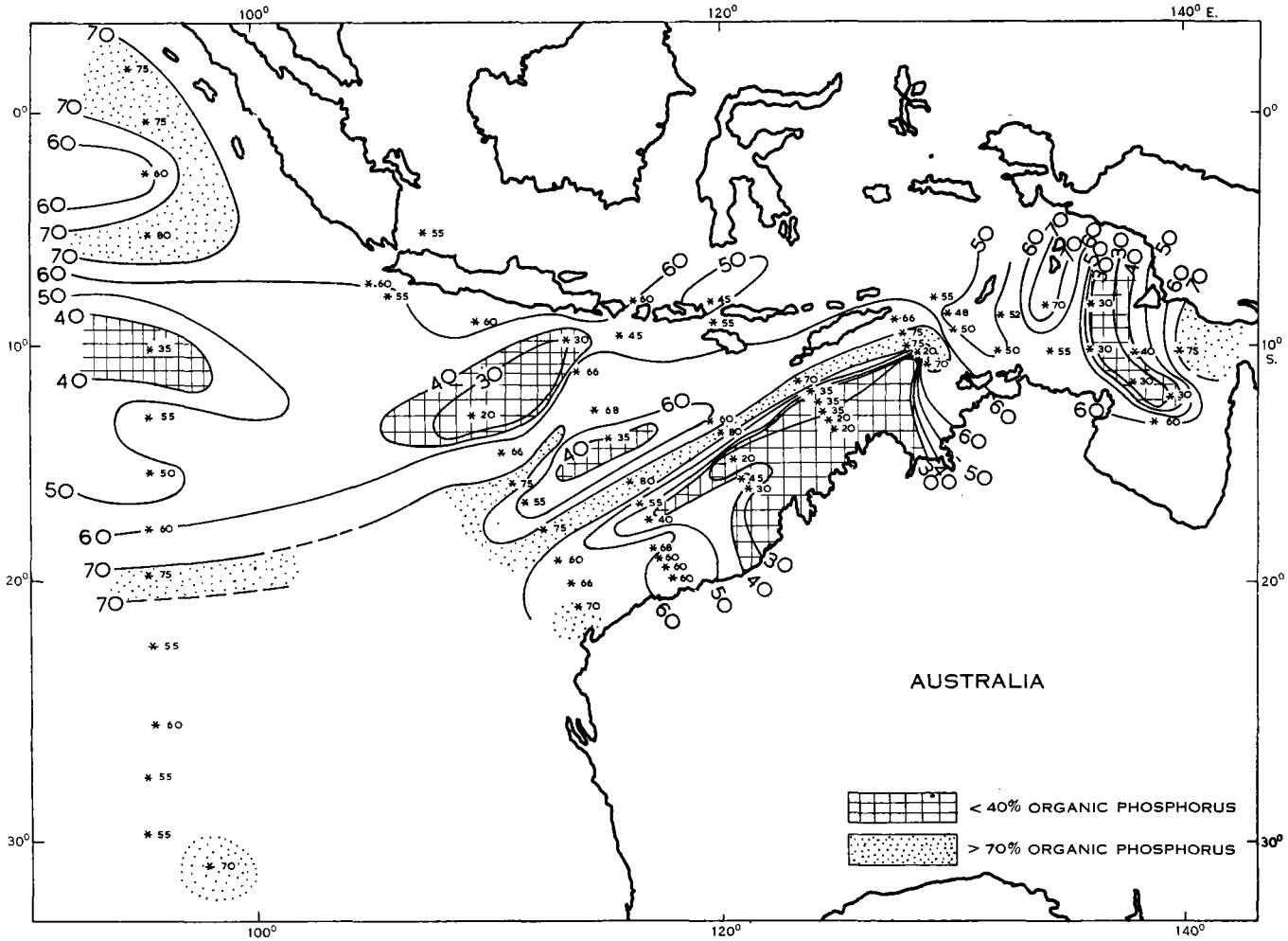


Fig. 12.—The distribution of organic phosphorus at 50 m, as a percentage of the total, during *Diamantina* cruise 2/60.

(iv) *Percentage of Total Phosphorus in the Organic Form.*—Organic phosphorus decreases rapidly with depth (Fig. 11) until at about 200 m only about 5–10% of the total phosphorus is not in the inorganic form. It is assumed that, in the euphotic biologically active zone, the synthesis of inorganic into organic forms of phosphorus is much faster than the opposing decay of organic to inorganic phosphate. This leads to an accumulation of the organic form within the euphotic layer. In the layers below the euphotic zone, however, the decay cycle is much faster than the relatively small bacterial synthesis of inorganic into organic forms of phosphorus. Such biologically inactive waters are characterized by a low percentage of organic phosphorus. Regions in which descending motion or deep overturn of surface waters occurs would have a much higher percentage of organic phosphorus at corresponding depths than those in which ascending motion was a feature.

Total phosphorus values from *Diamantina* cruise Dm2/60 were used to calculate the percentage of the total phosphorus in the organic form at 50 m (Fig. 12). Low percentage values (less than 40%), consistent with upwelling, were found in regions of lowered oxygen concentration (Fig. 8) along the divergence at the northern limit of the South Equatorial Current (Section IV). The high percentage values (greater than 70%) were found in the salinity discontinuity along the southern boundary of the South Equatorial Current or within the Monsoon Current (Section IV).

IV. Hydrological Structure of the South Equatorial Current

The South Equatorial Current and its associated counter-current control to a large extent the hydrological conditions in the upper 50 m of the northern part of the region. Several meridional sections worked on cruise Dm2/60 illustrate this.

(i) *Section 95° E.* (July 1960).—The meridional discontinuity in salinity at the surface (Fig. 3) and 50 m (Fig. 6) continued northwards to 13° S. as a halocline at depths of about 100 m (Fig. 13). North of 13° S. the halocline approached the surface to form the salinity maximum in latitude about 10° S. (Fig. 3). This halocline is maintained at depths of about 100 m by mixing between the high salinity waters of the upper salinity maximum layer below and the low salinity core waters of the South Equatorial Current above (Fig. 13). The flow of these waters was predominantly to the west, but probably some at least of the high salinity waters spread to the north.

To the north of this surface salinity maximum, between 5–10° S., salinities at all depths decreased (Fig. 13). North of this latitude salinities at the surface increased to a maximum in the Equatorial Counter-Current at about 2° S. and then decreased sharply to less than 34·10‰ within the Monsoon Current at about 2° N. (Fig. 13). Below the Equatorial Counter-Current an upper salinity maximum separated from that to the south was found at about 150 m (Fig. 13). This salinity maximum had much lower oxygen and higher phosphate values than its counterpart south of 10° S.

(ii) *Section from North-West Australia to South-East Java* (August–September 1960).—The hydrological structure of this section (Fig. 14) and the previous one (Fig. 13) were very similar in the region to the south of 10° S. A strongly developed surface salinity discontinuity was found in this section at about 18° S. (Fig. 14). Northward between 18–20° S. this discontinuity was found at about 100–200 m as a

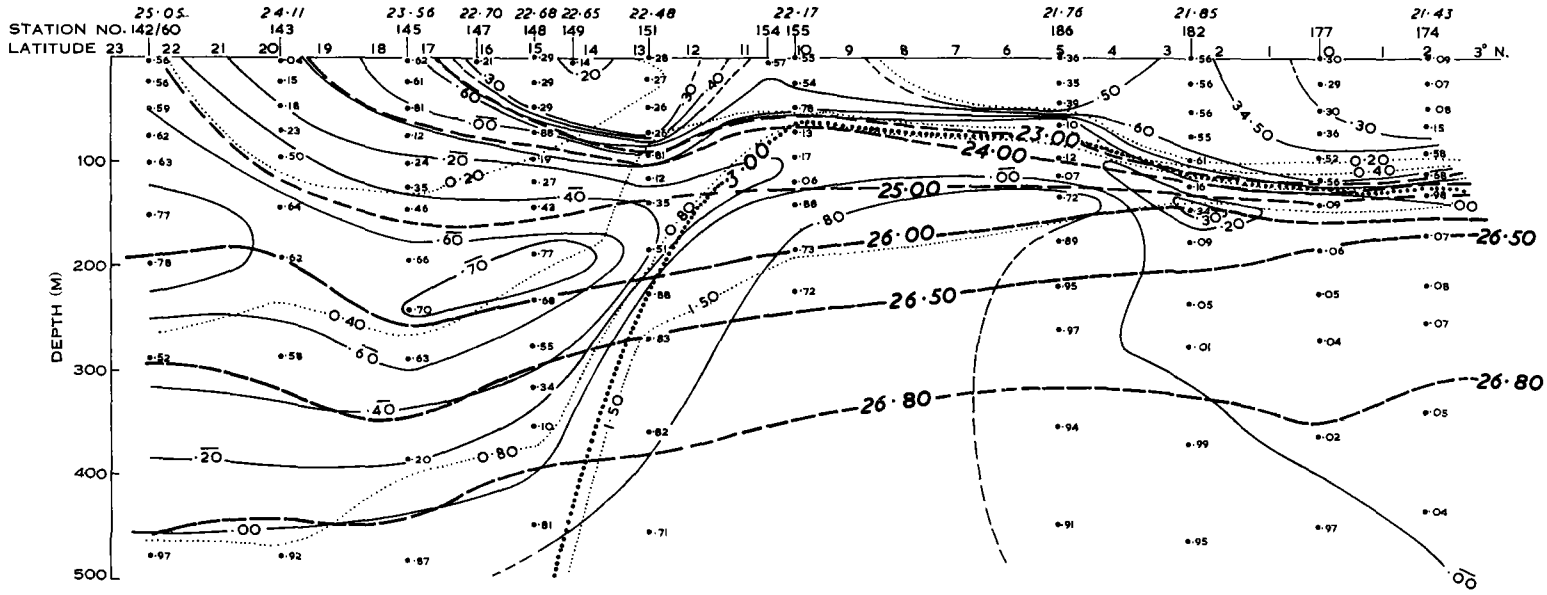


Fig. 13.—The distribution of hydrological properties along a 95° E. meridional section to 500 m in July 1960. ———, Salinity (add 35·00‰ to barred values); — — — —, σ_t; ...., inorganic phosphate P (μg-atom/l.); ●●●, oxygen (ml/l.).

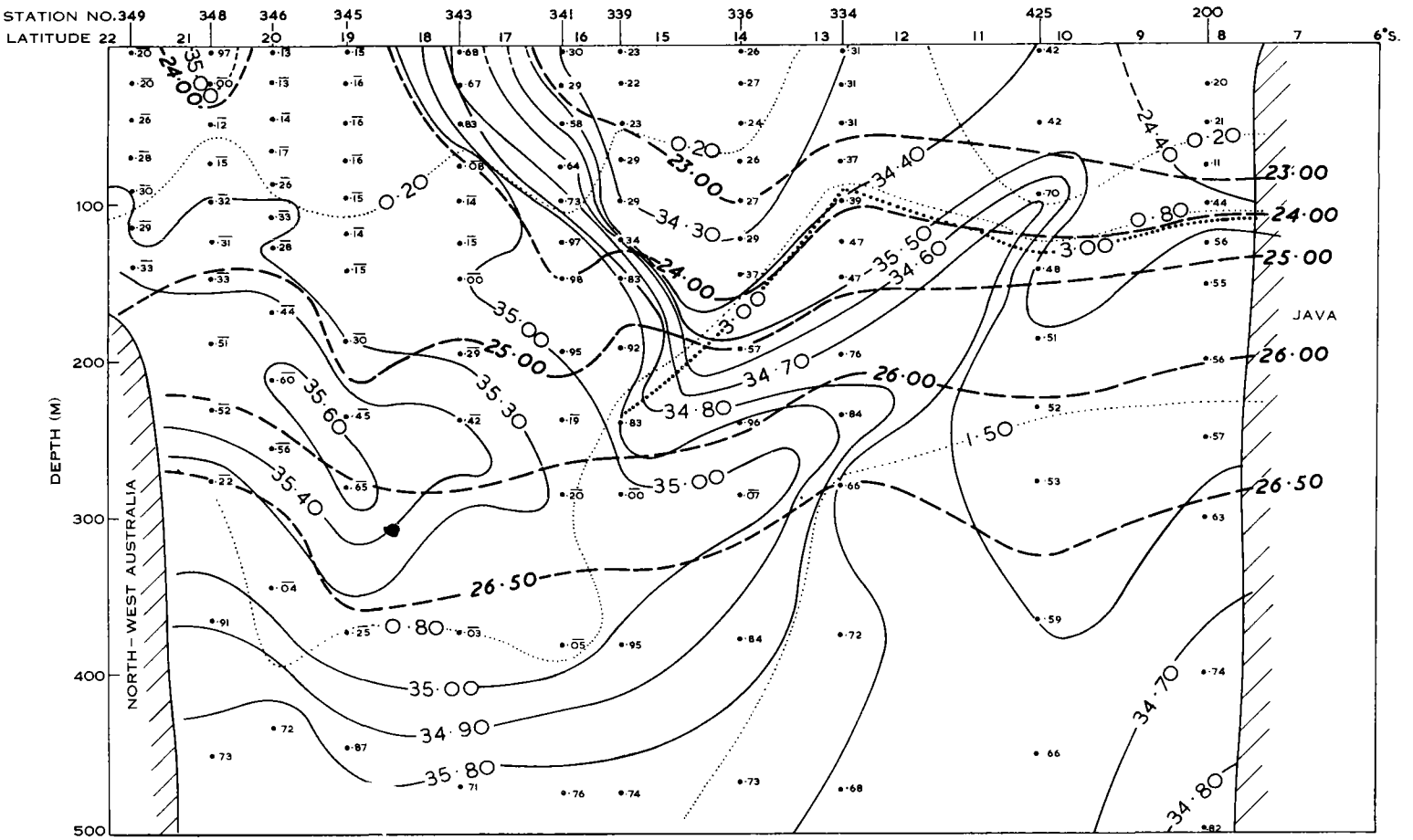


Fig. 14.—The distribution of hydrological properties along a section to 500 m from North-West Cape, Australia, to Java in September 1960. Symbols as in Figure 13.

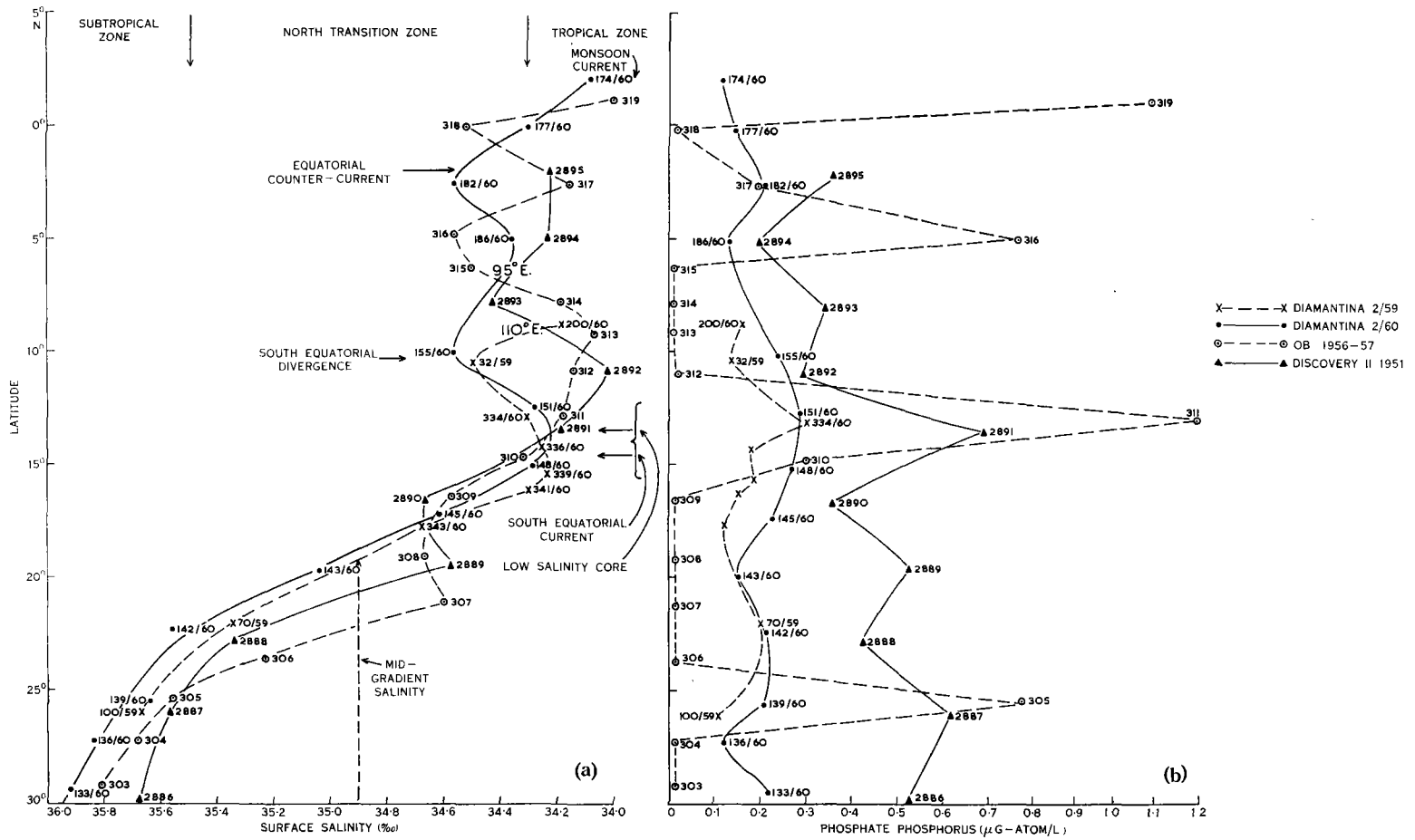


Fig. 15.—Change in (*a*) surface salinity and (*b*) surface inorganic phosphate with latitude between 5° N. and 30° S.

halocline above the core of the upper salinity maximum situated at about 300 m. These high salinity waters occurred at much shallower depths (75–100 m) in the region of the surface salinity maximum at about 10° S. (Fig. 14). This uplift was accompanied by doming of waters rich in phosphate but poor in oxygen at station Dm2/334/60, 150 miles to the south.

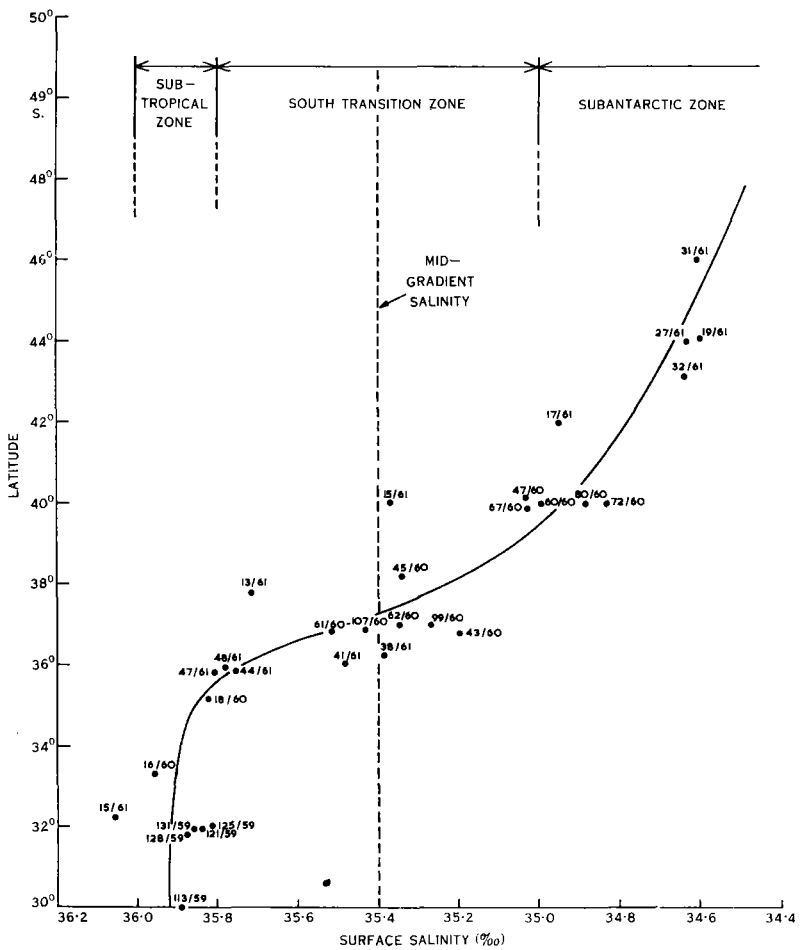


Fig. 16.—Change in surface salinity with latitude between 30° and 48° S.; based upon *Diamantina* data.

Below the subsurface salinity maximum at Station Dm3/425/60 (Fig. 14) salinities on this section were low. This was also the case on the previous section (Fig. 13). Possibly these mid depth low salinity waters were originally continuous with the low salinity waters at the surface (Station Dm2/339/60, Fig. 14) at about the same latitude further east, but have become separated into two parts and displaced in position by the northward spreading of the waters of the upper salinity maximum at about 200 m.

Meridional variations in surface salinity and inorganic phosphate along 95° E. closely corresponded to those along 110° E. (Fig. 15). However, a *Discovery II*

section (along 90° E.) in October 1951 and an *Ob* section (along 97° E. south of 14° S. and then along 88° E. (Fig. 2)) in May 1957 showed a 5° displacement to the north of the surface salinity features (Fig. 15). This displacement is in agreement with the seasonal changes in position of the South Equatorial Current, derived by Wyrtki (1957) from surface currents. For surface phosphate, however, no consistent agreement was found between the *Diamantina*, *Discovery II*, and *Ob* values (Fig. 15).

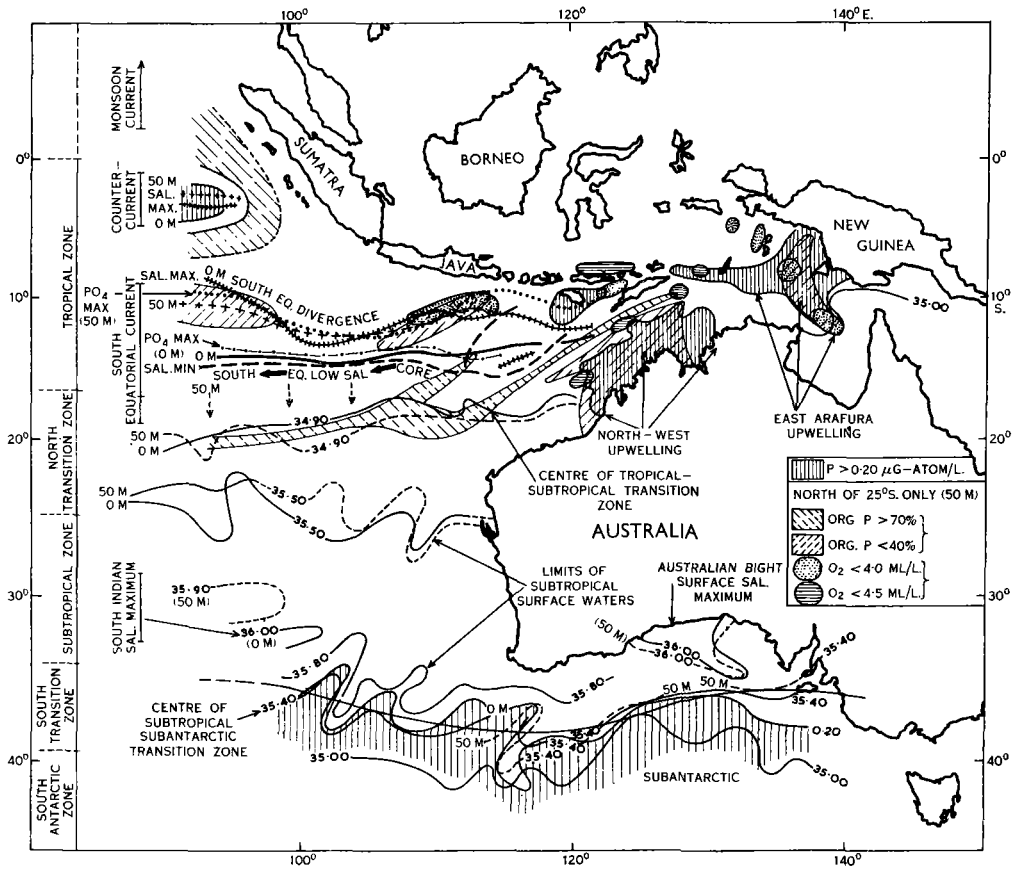


Fig. 17.—Chart of the positions of the hydrological zones of Table 1, and of the principal features associated with them. Organic phosphate values from Figure 12, oxygen values from Figure 8.

Thus, although a phosphate maximum was found along each of the four sections at about 13° S. (Fig. 15), the phosphate P values at this maximum ranged from about 0·30 to 1·20 μg-atom/l. Northward from about 12° S. *Diamantina* and *Discovery II* surface phosphate values agreed (Fig. 15) but *Ob* values fluctuated from 0·03 to 1·10 μg-atom/l. Southward from 12° S. all values disagreed (Fig. 15). It is not considered possible for the surface phosphates in this region to vary as much as these results indicate. Some at least of the phosphate values must be in error but without a full comparison of the methods used by the three vessels it is not possible to decide which values must be rejected.

UNESCO ARCHIVES

V. Principal Surface Hydrological Features of the South-East Indian Ocean

As previously noted (Section III) strong meridional gradients of salinity were found at about 15–22° S. and at about 36–40° S. In relation to the surface hydrological structure, these gradients form a transition zone between Subtropical and Tropical Waters and between Subtropical and Subantarctic Waters respectively (Figs. 15 and 16). The vertical hydrological structure along the 95° E. meridian (Fig. 13) suggested that the southern boundary of the South Equatorial Current was near 16–18° S.;

Table 1

SURFACE HYDROLOGICAL FEATURES OF SOUTH-EAST INDIAN OCEAN

Zone (Period of Sampling)	Region	Range of Properties		
		Temperature (°C)	Salinity (‰)	Inorganic Phosphate P (μg-atom/l.)
Tropical (July–Sept.)	Monsoon Current*	28·9	34·10	0·12
	Equatorial Counter-Current*	28·7	34·56	0·21
	South Equatorial Divergence	26–27·5	34·48–34·55	0·20–0·30
	South Equatorial low salinity core	26–27	34·26–34·31	0·20–0·25
Tropical–Subtropical Transition (July–Sept.)		24–25·5	34·90†	0·15–0·20
Subtropical (Feb.–Mar.)	South-east Indian surface salinity maximum	20–21	36·00–36·10	0·10–0·15
	Australian Bight salinity maximum	21·5–22·3	36·30–36·50	0·20–0·06
Subtropical Subantarctic Transition (Feb.–Mar.)		16–17·5	35·40†	0·20–0·30
Subantarctic (Feb.–Mar.)		<15·5	<35·00	>0·30

* Based upon one station only. † This salinity by definition.

current observations are needed to substantiate this. Since salinities within the transition zones vary regularly with latitude (Figs. 15 and 16), it is probable that their magnitudes are determined largely by horizontal mixing. Under these circumstances the salinity at the middle of the transition zone would be formed by mixing of equal amounts of the two waters involved. The distribution of these mid-gradient salinities would therefore indicate the limit of influence of the various waters spreading to the north or south. The properties of these mid-gradient waters have been listed in Table 1 and their positions determined (Fig. 17). Within two of the zones

listed certain hydrological regions have been identified for July–November north of 32° S., and February–March south of 32° S. In order of occurrence from north to south these are:

(i) *Monsoon Current Region.*—The low salinity, high temperature waters north of the Equator and to the west of Sumatra (Figs. 3 and 4) were part of the Monsoon Current which flows during July to the south-east (Wyrtki 1957). On the evidence of only one station it was concluded that these waters curved to the west at about 5° S. (Fig. 17). The fact that nearly all the phosphorus at 50 m was organic (Fig. 17) showed that either these waters had been isolated from deeper waters for a considerable time or that the rate of accumulation of organic phosphorus was greater than could be offset by vertical mixing.

(ii) *Equatorial Counter-Current Region.*—The relatively high salinity waters at Station Dm2/182/60 (Fig. 15) have been considered part of the Equatorial Counter-Current which flows eastward just south of the Equator in July (Wyrtki 1957). These waters, for their latitude, have a relatively high phosphate content at the surface (Fig. 15) and at 50 m the phosphorus is mainly inorganic (Fig. 12). This implies that the counter-current derives some of its water from deeper layers.

(iii) *South Equatorial Divergence Region.*—This region has been identified by a salinity maximum (Section IV) and was found from 95° to 110° E. (Fig. 3). Further to the east small regions of divergence were identified by low oxygen values at 50 m. The presence of this divergence (Section III(*b*)(iii)) could not be confirmed by increased salinities as is the case to the west. It is noteworthy that no phosphate maximum was observed at its surface (Fig. 4), despite the intensity of the upward movement of deeper waters as evidenced by the low oxygen, the percentage of organic phosphorus at 50 m, and the lowered temperatures at the surface (Figs. 12 and 5), particularly at the eastern end. These low phosphate values could be attributed to intense local biological utilization, the organic products of which are carried south and accumulate along the region of high percentages of organic phosphorus (Fig. 12).

(iv) *South Equatorial Low Salinity Region.*—This region has been previously considered (Section IV) to be the core of the South Equatorial Current. It is marked at both 0 and 50 m by a salinity minimum which extends from at least 95° E. to 110° E. before merging into the various low salinity waters of the Timor and Banda Seas (Fig. 3). Along most of this region a phosphate maximum was found at the surface (Fig. 5). The existence of these low salinity waters between higher salinity waters to the south and north indicates that the source of south equatorial waters must be in a region of low salinity (Fig. 3). Because upwelled water would have a salinity greater than the range observed in this region (Table 1), large quantities of upwelled water cannot be involved in the formation of the South Equatorial Current. On present evidence the low salinity source of the South Equatorial Current would appear to be the western Arafura and the eastern Banda Seas, which during the north-west monsoon have very low salinity values (Wyrtki 1961).

(v) *Tropical–Subtropical Transition Zone.*—The position of the 34·90‰ isohaline (Fig. 17) shows that the middle of this zone was situated at about 18–19° S., where the water at 50 m had most of its phosphorus in the organic form (Fig. 12).

(vi) *South-East Indian Ocean Surface Salinity Maximum.*—In the summer, waters with salinities greater than 36·00‰ were found westward of about 100° E. (Fig. 3). Salinities within the region 95–115° E. bounded to the north by the 35·50‰ isohaline (Fig. 17) and to the south by the 35·80‰ isohaline (Fig. 17) were largely determined by the eastward spreading of these high salinity waters. This high salinity belt has been designated the Subtropical Zone.

(vii) *Australian Bight Salinity Maximum.*—The very high salinity value (Fig. 3) and lowest phosphate values ever recorded for the open ocean around Australia (Fig. 4) clearly identify the waters of this region. This high salinity and low phosphate could be maintained only if the extent of mixing with surrounding waters of much lower salinity and higher phosphate was very small for considerable periods of time. On the basis of an evaporation excess of about 50 in. per annum for this region

TABLE 2

SURFACE HYDROLOGICAL CHARACTERISTICS OF COASTAL UPWELLING REGIONS

Region	Season	Range of Properties		
		Temperature (°C)	Salinity (‰)	Inorganic Phosphate P (μg-atom/l.)
North-West Australia	September	25–27·7	34·50–35·00	0·20–0·30
East Arafura Sea	August	25·5–26·0	34·10–35·00	0·22–0·66

(Commonwealth Bureau of Meteorology 1954), a column of water 50 m deep would have to be completely isolated for at least a year to change in salinity from 35·50 to 36·50‰. The residence time for these Bight waters would by this estimate be more than one year. Isolation is also indicated by the higher temperature within this region compared to those in the south Indian surface salinity maximum region (Table 1). Probably salinities at the surface and to 50 m eastward of about 115° E. are more strongly influenced by waters of this high salinity region than by those of the south Indian surface salinity maximum region.

(viii) *Subtropical–Subantarctic Transition Zone.*—The middle of this transition zone, which is indicated by the position of the 35·40‰ isohaline, occurred between 36 and 38° S. (Fig. 17). South of this region inorganic phosphate at the surface increased rapidly (Fig. 4) as more subantarctic water mixed with it.

(ix) *Subantarctic Zone.*—Only the northern limiting properties of this zone in February–March are available (Table 1). The northern salinity limit (35·00‰) of this zone was found at lower latitudes in the region south of Australia than elsewhere (Fig. 17).

VI. Coastal Upwelling Regions

Two extensive regions of coastal upwelling were found, one off north-west Australia, another in the east Arafura Sea. Within each of these regions, inorganic phosphate P was greater than 0·20 μg-atom/l. The salinity and temperature of these waters were very variable (Table 2) and gave no indication of the manner of origin of these waters rich in phosphate. However, the cumulative evidence seems to indicate upwelling.

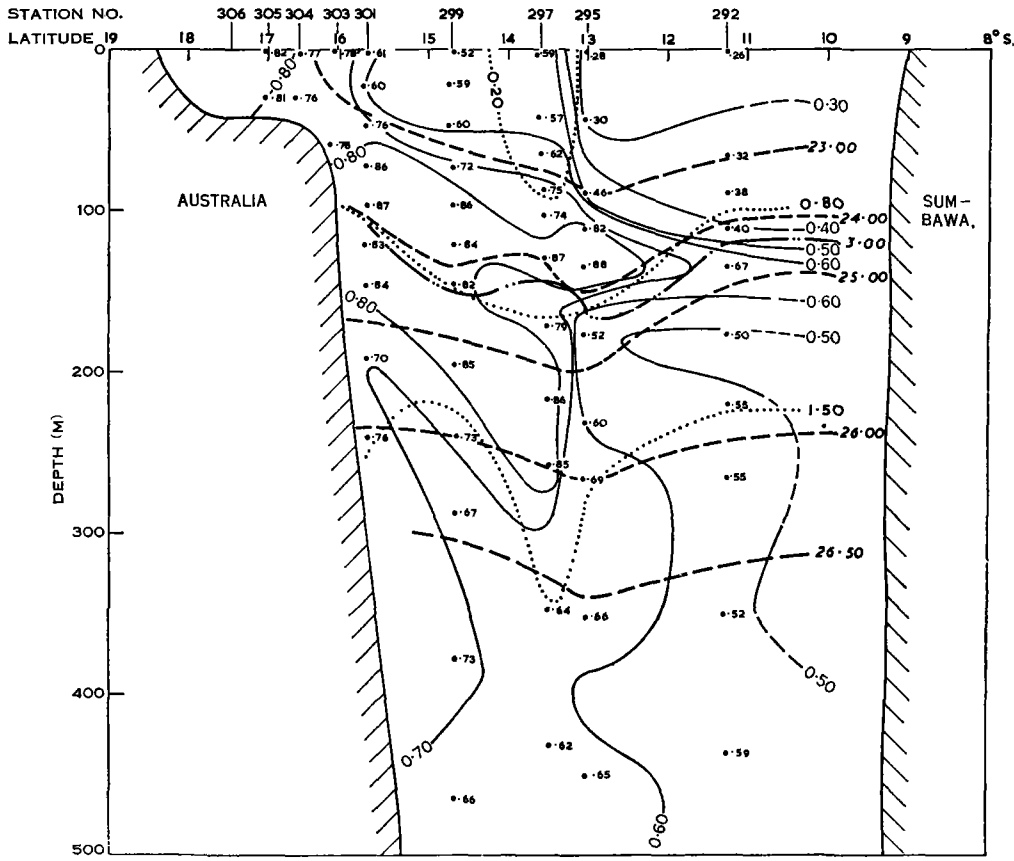


Fig. 18.—A hydrological section to 500 m from Australia (19° S., 122° E.) to south of Sumbawa in September 1960. Symbols as in Figure 13.

(i) *North-West Australia Upwelling Region.*—Between 18·5 and 11·5° S. along the continental shelf of north-west Australia the surface inorganic phosphate P increased from 0·10 to 0·30 μg-atom/l. (Fig. 4); along the continental slope of this area oxygen concentrations were below 4·50 ml/l. (Fig. 8). At a depth of 50 m only a small percentage (20–35%) of the total phosphorus of this area was organic (Fig. 12). These features can be explained only by upwelling. The meridional section through the middle of the region shows (Fig. 18) that there was no large-scale upwelling in September 1960, although increased densities of the shelf and upper slope waters are further evidence that it had occurred.

(ii) *East Arafura Sea Upwelling Region.*—In this region the inorganic phosphate P values at the surface were very high (0·34–0·66 μg-atom/l.) (Fig. 4) and together with the very low oxygen values of uplift origin (2·25–3·57 ml/l.) (Fig. 8) and low (30%) percentages of organic phosphate at 50 m (Fig. 12) can be explained only by upwelling. The salinity and temperature conditions within the region (Table 2) varied and showed that considerable mixing had occurred since the initial upwelling. No indication can be given of the date of maximum upwelling.

VII. Conclusions

Within the upper 50 m of the south-east Indian Ocean, to the east of 95° E., the zone between 25 and 35° S. has subtropical characteristics with quite low phosphate P (0·10–0·15 μg-atom/l.). North and south of this are transition zones, identified by strong salinity gradients which separated the predominantly meridional flow of subtropical from the westerly flow of tropical and easterly flow of subantarctic waters respectively. Within the tropical zone, the westerly flow of the South Equatorial Current creates enough uplift along its northern boundary to increase surface phosphate to a value about double that within the Subtropical Zone. Outside these regions of dynamic uplift the tropical waters of the open seas are as low in phosphate as the Subtropical. Within the Subantarctic Zone, the strong easterly flow forms eddies along the northern boundary at about 38° S. and these mix deeper waters of high phosphate into surface layers. Phosphate values of the northern Subantarctic Zone are on an average 4–5 times higher than those of the Subtropical Zone.

During the period of the south-east trade winds, enough uplift of deeper water occurs along the north-west coast of Australia to increase the surface phosphate content of these coastal waters to about three times that of the surrounding areas. During the same period, phosphate values of surface waters in the eastern Arafura Sea increased to about six times that of the surrounding areas.

In the Great Australian Bight phosphate values were only about one-quarter to one-half of those in subtropical waters elsewhere. This has been attributed to continued isolation from the waters of higher phosphate content to the south. Based upon salinity a residence time of at least 1–2 years seems likely.

VIII. References

Commonwealth Bureau of Meteorology (1954).—Evaporation Map. No. N MO-53/130-15. (Govt. Printer: Melbourne.)

C.S.I.R.O. Aust. (1962*a*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1959. H.M.A.S. *Diamantina* Cruises Dm1/59 and Dm2/59. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **1**.

C.S.I.R.O. Aust. (1962*b*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm1/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **2**.

C.S.I.R.O. Aust. (1962*c*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm2/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **3** (in press).

C.S.I.R.O. Aust. (1962*d*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm3/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **4**.

C.S.I.R.O. Aust. (1962*e*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1961. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm1/61. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **7** (in press).

C.S.I.R.O. AUST. (1962*f*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1961. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm2/61. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **9** (in press).

C.S.I.R.O. AUST. (1962*g*).—Oceanographical observations in the southern Indian Ocean in 1961. H.M.A.S. *Gascoyne* Cruise G2/61. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **10** (in press).

C.S.I.R.O. AUST. (1962*h*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1961. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm3/61. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **11** (in press).

DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT (1960).—Monatskarten für den Indischen Ozean. (Hamburg.)

ROCHFORD, D. J. (1961).—Hydrology of the Indian Ocean. I. The water masses in intermediate depths of the south-east Indian Ocean. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.* **12**: 129–49.

SCHOTT, G. (1935).—"Geographie des Indischen und Stillen Ozeans." (C. Boysen: Hamburg.)

SOERIAATMADJA, R. E. (1956*a*).—Seasonal fluctuations in the surface salinity off the north coast of Java. *Mar. Res. Indonesia* **1**: 1–19.

SOERIAATMADJA, R. E. (1956*b*).—Surface salinities in the Strait of Malacca. *Mar. Res. Indonesia* **2**: 27–55.

VEEN, P. C. (1953).—Preliminary charts of the mean salinity of the Indonesian Archipelago and adjacent waters. Org. Sci. Res. Indonesia. Bull. No. 17.

VISSER, S. W. (1938).—Surface observations, temperature, salinity, density. *Snellius-Exped.* **2**(4): 1–61.

WYRTKI, K. (1956).—The water exchange between the Pacific and the Indian Oceans in relation to upwelling processes. *Proc. 9th Pacif. Sci. Congr.* **16**: 61–6.

WYRTKI, K. (1957).—Die Zirkulation an der Oberfläche der südostasiatischen Gewässer. *Dtsch. Hydrogr. Z.* **10**: 1–13.

WYRTKI, K. (1961).—"The Physical Oceanography of Southeast Asian Waters." Naga-Report, Vol. 2. (University of California Press.)

Reprinted from the *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, vol. 13, no. 1, 1962, p. 1-17

GEOPOTENTIAL TOPOGRAPHIES AND ASSOCIATED CIRCULATION IN THE SOUTH-EASTERN INDIAN OCEAN

By K. Wyrtki*

[*Manuscript received October* 12, 1961]

Summary

Geopotential topographies of the surface and several subsurface depths are drawn from the observations on three cruises of H.M.A.S. *Diamantina* in the waters to the west and south of Australia in 1959 and 1960. The associated circulation is discussed. Surface circulation is found to be in general agreement with the observed surface currents. The subsurface flow between 300 and 1200 m depth indicates an entry of water from the south across 32° S. which turns to the west south of 20° S. Transports in certain current systems and eddies are calculated. The importance of internal waves in the south-west of the region, having amplitudes of more than 100 m, is discussed.

I. Introduction

In 1959 and 1960 the oceanographical frigate H.M.A.S. *Diamantina* made several cruises into the south-eastern Indian Ocean, covering the area east of 95° E. between Indonesia and 40° S. The data from the first three of these cruises, Dm 2/59, 1/60, and 2/60 (C.S.I.R.O. Aust. 1962*a*, 1962*b*, 1962*c*) are used to calculate the geopotential anomalies at various surfaces and to derive the associated circulation pattern. The standard procedure has been used to calculate the geopotential anomalies.

II. The Selection of a Reference Level

In order to convert the geopotential anomalies into geopotential topographies for the discussion of geostrophic currents it is necessary to choose a reference level or a surface of no motion. For the Atlantic Ocean, Defant (1941) has suggested a method to determine such a surface with some degree of confidence, and Wüst (1957) has shown that, with the adoption of this reference level, a reasonable estimate of the circulation below that reference level can also be obtained. Defant's method gives a position of the reference level at 600–800 m in equatorial regions and a deep position below 2000 m south of 40° S. Although such a method can be applied to an entire ocean and can give good results, the determination of such a sloping surface would be difficult in a restricted area. Therefore, the constant depth of 1750 m is used as reference level for the south-eastern Indian Ocean. This level corresponds fairly well to the centre of the layer of reduced oxygen content which extends between 300 and 3000 m in the equatorial parts and between 1200 and 2400 m in the southern parts of the region. The actual oxygen minimum lies slightly higher, near 800 m in the equatorial parts and near 1700 m in the southern part of the region (Rochford 1961). In a discussion of the relation of the oxygen minimum layer to circulation,

* Division of Fisheries and Oceanography, C.S.I.R.O., Cronulla, N.S.W.

Wyrtki (1962) demonstrates that in ocean-wide processes the oxygen minimum layer indicates a layer of smallest advection. Consequently it comes close to the position of the layer of no horizontal motion. It would have been possible to take the oxygen minimum itself as reference level, giving a topography of the reference level similar to that in the Atlantic Ocean. But this would have caused little change in the circulation pattern compared with that derived from a reference level at a constant depth, as will be shown later.

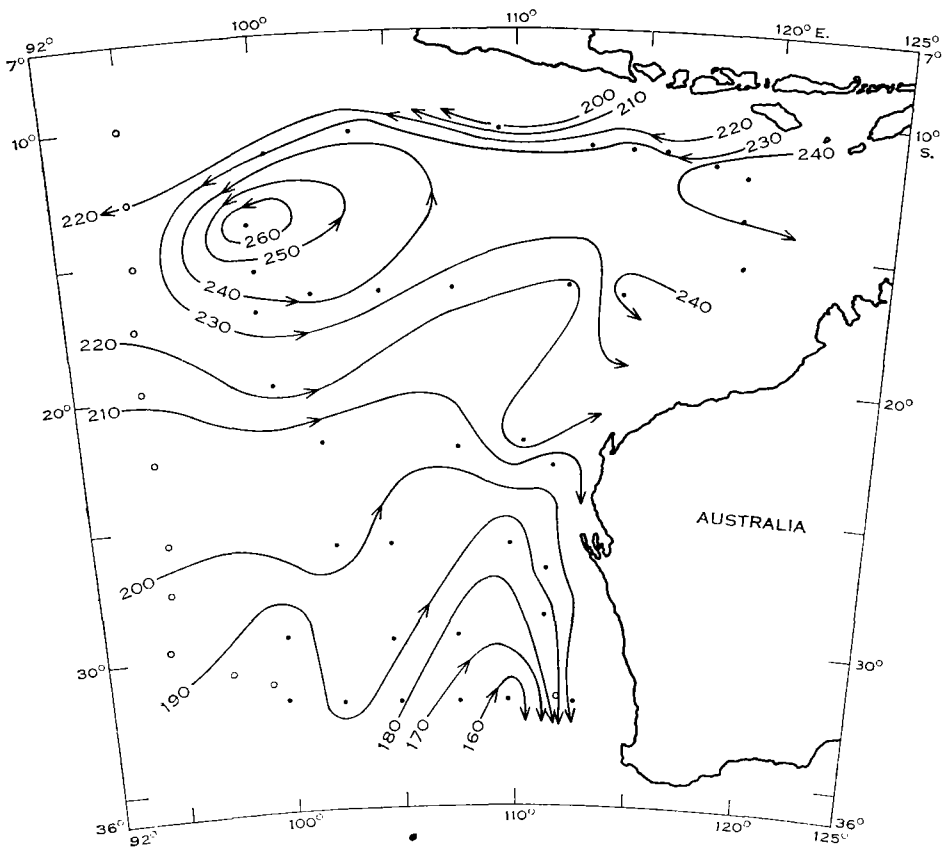


Fig. 1.—Geopotential topography of the sea surface relative to 1750 db in the waters west of Australia, in dynamical cm. ● Dm 2/59, ○ Dm 2/60.

III. The Geopotential Topography of the Surface

The topography of the sea surface relative to 1750 db to the west of Australia is shown in Figure 1. This is drawn from observations on cruise Dm 2/59 in October–November 1959 and from observations along a section at 95° E. on cruise Dm 2/60 in July 1960. South of Java the South Equatorial Current is indicated by the strong concentration of isobars near 10° S. This flow is slightly meandering and south of the Sunda Strait, near 104° E., it turns south-west. The velocity of the geostrophic current at the surface in the axis of the South Equatorial Current is more than

50 cm/sec. The observations on cruise Dm 2/59 indicate a high at 14° S., 100° E., whence a ridge extends to the east along 13° S. The observations on cruise Dm 2/60, on the other hand, show that this ridge does not extend to the west in a similar way, but that an eddy is developed around the position of that high. It cannot be stated whether or not this high is a permanent feature of the circulation, but it coincides closely with a point shown in the current charts drawn by Wyrtki (1957), where the north-east flow between Australia and that high turns sharply to the west.

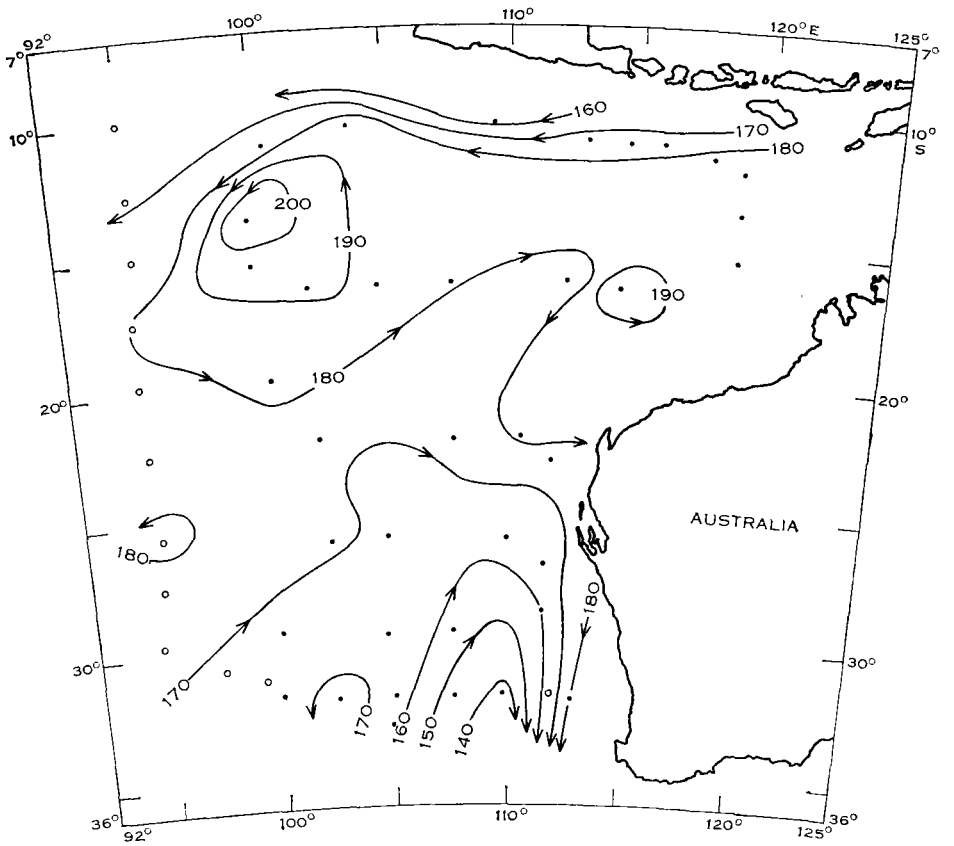


Fig. 2.—Geopotential topography of the 100 db surface relative to the 1750 db surface in the waters west of Australia, in dynamical cm.

South of 15° S. the geostrophic flow is in general to the east. But this does not agree completely with the observations shown in current atlases (Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut 1949; Deutsches Hydrographisches Institut 1960). According to these atlases, currents to the east are observed only south of 20° S. It is, therefore, likely that the surface currents shown in the above atlases, in the area between 15° and 20° S. and 95° to 105° E. are determined by the prevailing south-east wind, which blows there almost in the opposite direction to the indicated geostrophic flow.

West of Perth, part of another eddy is found with a cyclonic circulation. Its centre is situated at 32° S., 110° E. One part of this eddy is a strong current to the south along the Australian coast. Although this eddy seems to be a permanent feature, it must have been particularly strongly developed during this cruise because it is much weaker during cruise Dm 1/60 (Fig. 7(*a*)), and it is also not shown in the current atlases to such an extent. In these atlases the cyclonic circulation west of Perth does not reach north of 30° S. and is also much weaker.

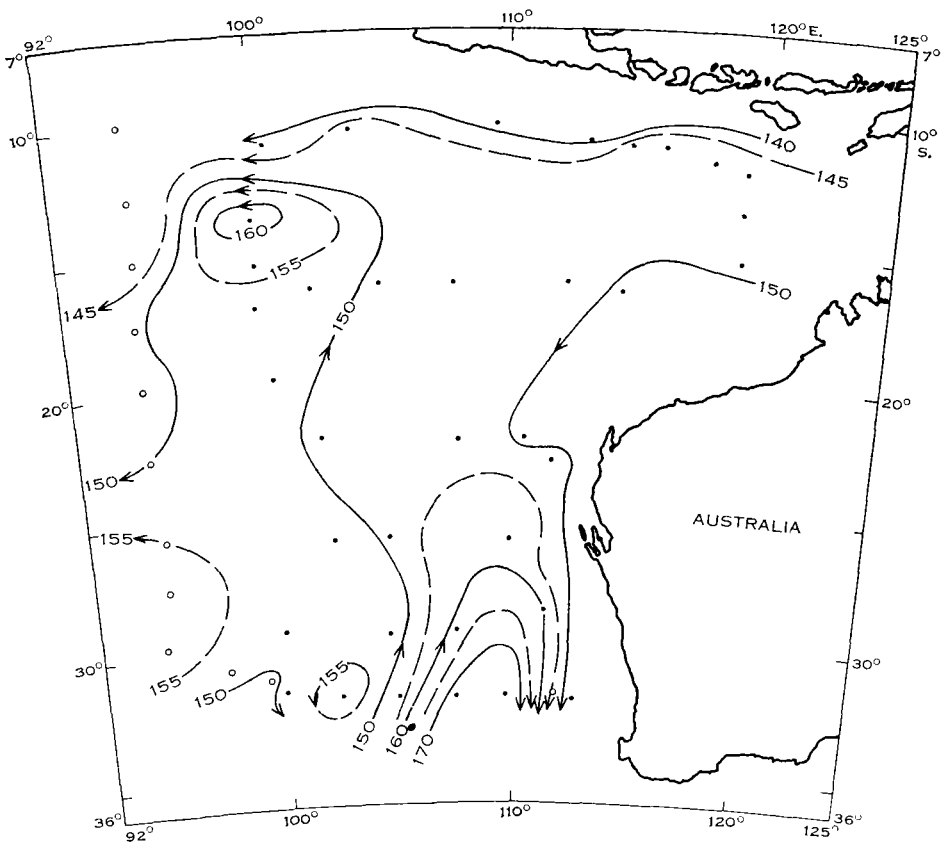


Fig. 3.—Geopotential topography of the 200 db surface relative to the 1750 db surface in the waters west of Australia, in dynamical cm

To the south and south-west of Australia, the geopotential topography of the sea surface, as drawn from observations during cruise Dm 1/60 in February–March, 1960 (Fig. 7(*a*)) shows a general flow to the east, which is only interspersed by some smaller eddies. West of Perth a cyclonic eddy is situated at almost the same position as in November 1959.

IV. The Geostrophic Flow in Subsurface Layers

The flow pattern at 100 m depth (Figs. 2 and 7(*b*)) resembles very closely that at the surface, but the geostrophic velocities are smaller. The flow to the east across

100° E. between 15° and 30° S. is especially weakened. It disappears completely at 200 m depth (Fig. 3), and the flow across 95° E. at this depth is even to the west. The anticyclonic eddy at 14° S., 100° E. is also much weakened and disappears completely at 400 m (Fig. 4). At this depth also, the South Equatorial Current finds its lower limit and is just indicated by the isobar of 110 dyn cm. In general, the topography to the north-west of Australia is very smooth, indicating the absence of a distinctive circulation at 400 m.

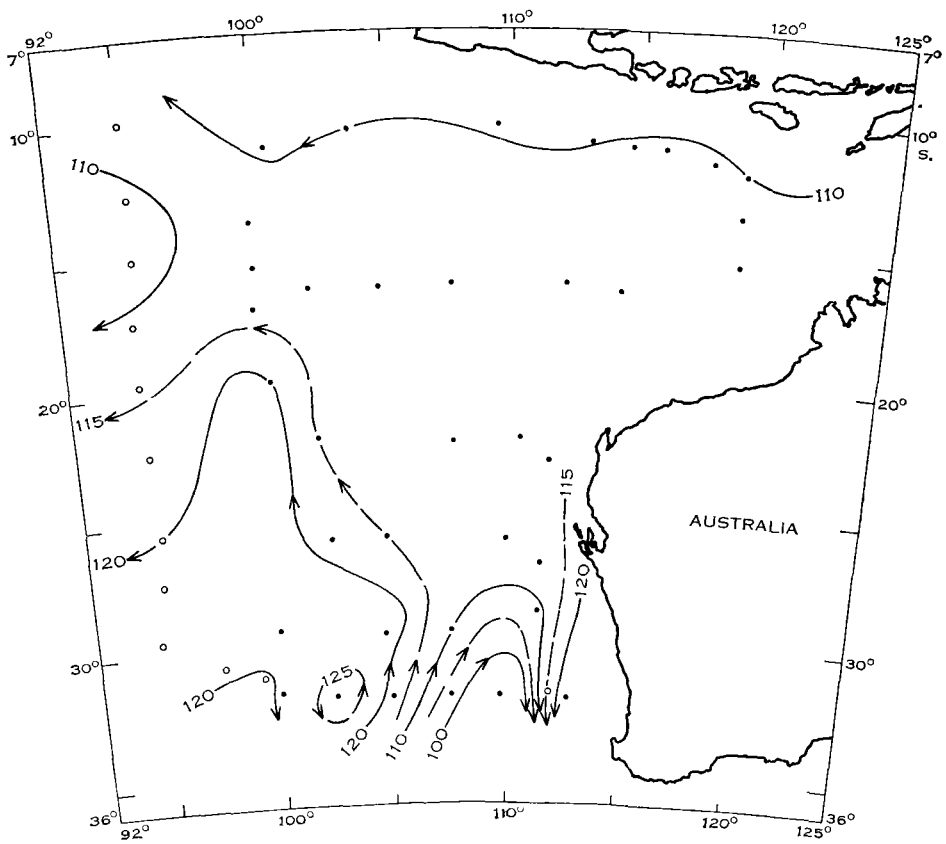


Fig. 4.—Geopotential topography of the 400 db surface relative to the 1750 db surface in the waters west of Australia, in dynamical cm.

The eddy west of Perth is still remarkably well developed at 400 m. In its western part near 106° E. water from the south is carried north and turns later west into the central South Indian Ocean. In the Great Australian Bight, the eastward flow still present at 200 m has dissolved into a number of smaller eddies at 400 m (Fig. 8(*a*)).

The geopotential topographies at depths of 700 m and 1100 m are again very smooth in the region north-west of Australia. Only a very weak flow from the Timor Sea towards the south-west is indicated, and this might correspond to the spreading of the Banda Sea Water in these depths (Rochford 1961; Wyrtki 1961). The eddy

west of Perth is still present and seems to govern the flow of the Antarctic Intermediate Water in this area. The comparatively strong flow across 32° S. between 102° and 109° E. carries this water to the north. Part of this water turns east between 25° and 30° S. and flows south again along the Australian coast off Perth. The other part flows further to the north, reaches 20° S., and then turns to the west. North of these positions the spreading of the Antarctic Intermediate Water must be chiefly effected by lateral mixing. This agrees well with the observation that north of these

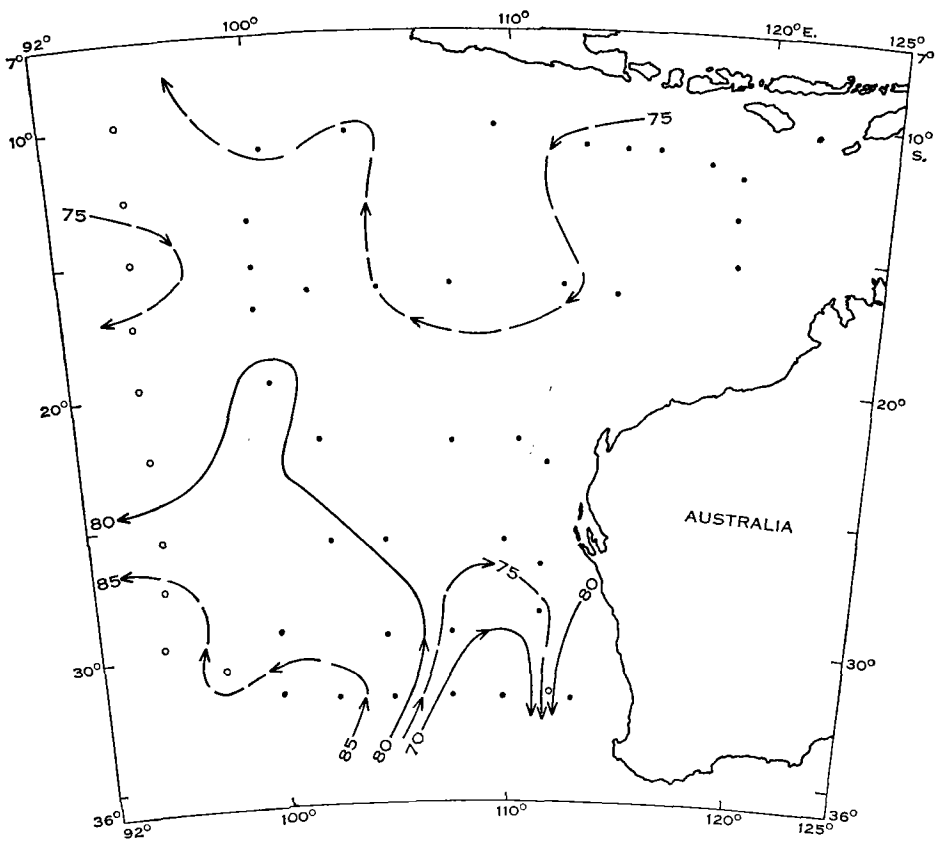


Fig. 5.—Geopotential topography of the 700 db surface relative to the 1750 db surface in the waters west of Australia, in dynamical cm.

positions the core layer of the salinity minimum rises considerably and, as shown by Rochford (1961), the salinity gradients become much more pronounced. His presentation of the salinity in the salinity minimum shows also that in the range of the eddy west of Perth the salinity is almost constant. (See Figs. 5 and 6.)

In the Great Australian Bight at 700 m depth no consistent flow pattern can be derived and only a few weak eddies occur (Fig. 8(*b*)). At 1100 m, however, a slight flow to the west seems to be indicated between 35° and 40° S. (Fig. 8(*c*)). These weak water movements are reflected in a uniform salinity in the salinity minimum.

V. Geopotential Topographies below the Reference Level

For a discussion of the geostrophic flow in depths of 2500 and 3500 m the results of all three cruises have been combined (Figs. 9 and 10). By using a reference level at the constant depth of 1750 m a consistent flow pattern can be derived for both depths, showing the same general features. North of 20° S. there is a weak flow to the north-east.

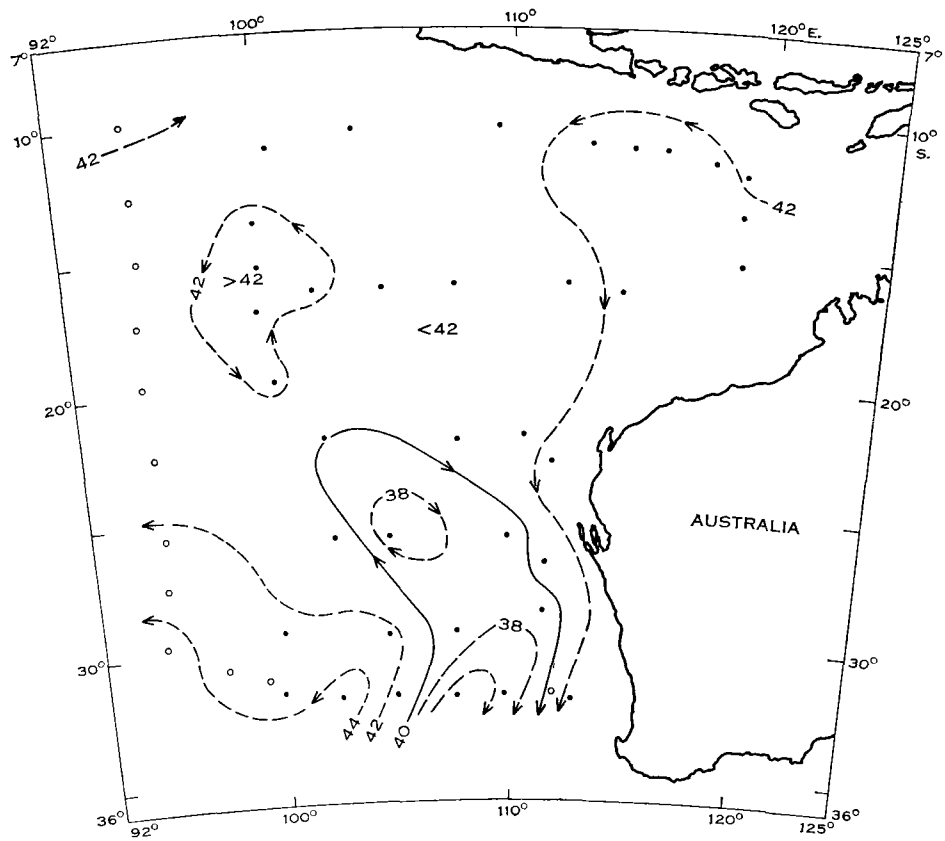


Fig. 6.—Geopotential topography of the 1100 db surface relative to the 1750 db surface in the waters west of Australia, in dynamical cm.

A large eddy with an anticyclonic circulation is situated off the coast of Western Australia. This is opposite to the circulation in the layers above the reference level. The circulation in this eddy is stronger at 3500 m than it is at 2500. This indicates that such an anticyclonic movement would be present in the deepest layers, even if the depth of the reference level were changed appreciably. South of Australia the flow is irregular but a weak component to the west seems to dominate. Only in the south-west of the region and in 3500 m depth is there a comparatively strong flow to the west indicating the flow of Bottom Water from the South Australian to the South-East Indian Basin. This flow enters the area of observation near 40° S., 115° E.,

flows first north and then west. There appears to be no direct flow from the South-East Indian Basin to the West Australian Basin, although the deep eddy off Perth seems to effect considerable mixing across the rise dividing the two basins.

The extent of the dependence of the circulation pattern on the choice of the reference level will now be discussed. A generally deeper position of the reference

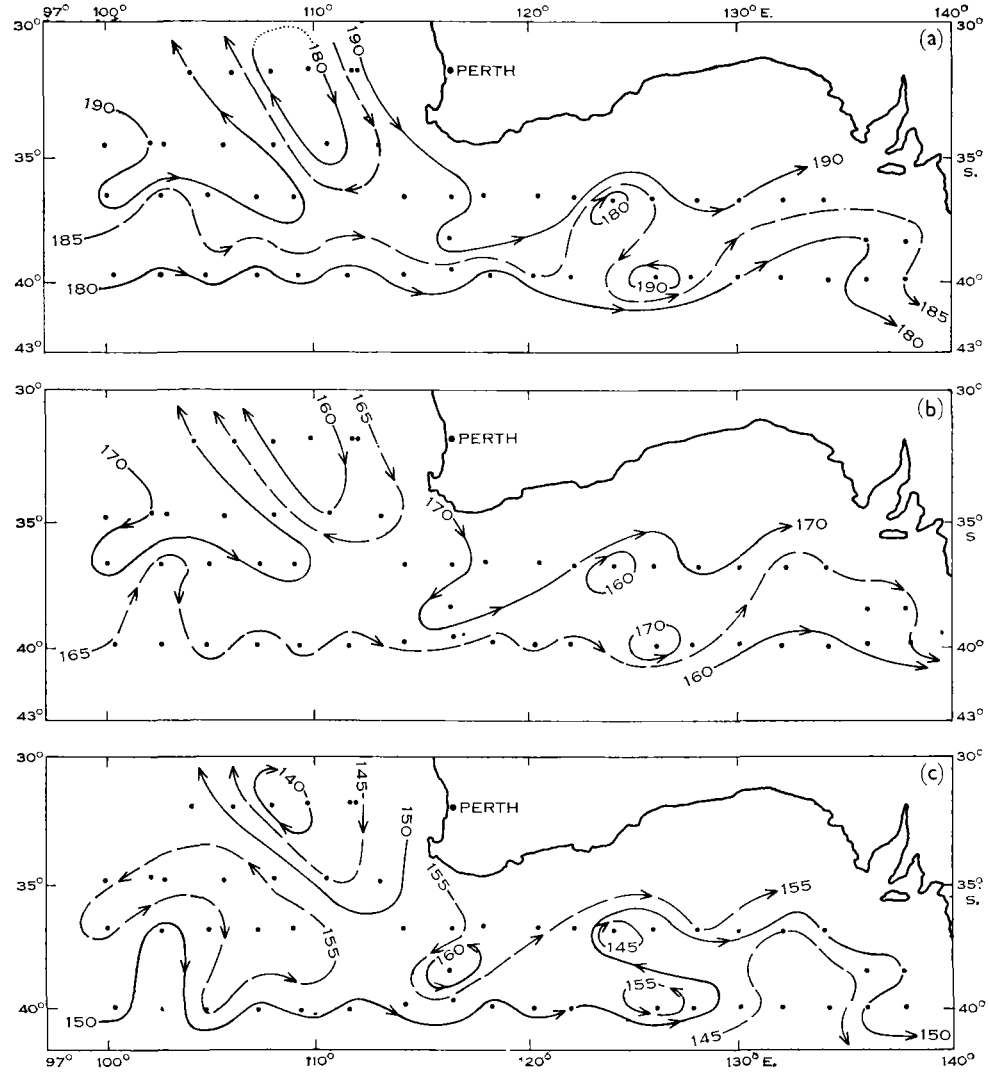


Fig. 7.—Geopotential topographies of (*a*) the sea surface, (*b*) the 100 db, and (*c*) the 200 db surface relative to the 1750 db surface in the waters south and south-west of Australia, in dynamical cm.

level would not affect the pattern of the circulation below it, but the strength of the circulation would decrease. Close to the reference level the changes would be most pronounced. If, for instance, 2500 m had been chosen as reference level, Figure 9 would show the circulation at 1750 m depth, but the arrows would need to be reversed. In the upper layers no appreciable deviation of the circulation pattern would result

from such a change of the reference level. On the other hand, the choice of a reference level of variable depth, which would be much higher in tropical regions, would also not seriously change the circulation pattern, because the geopotential topographies of all surfaces between 1750 and 400 m depth are very smooth everywhere north of 20° S.

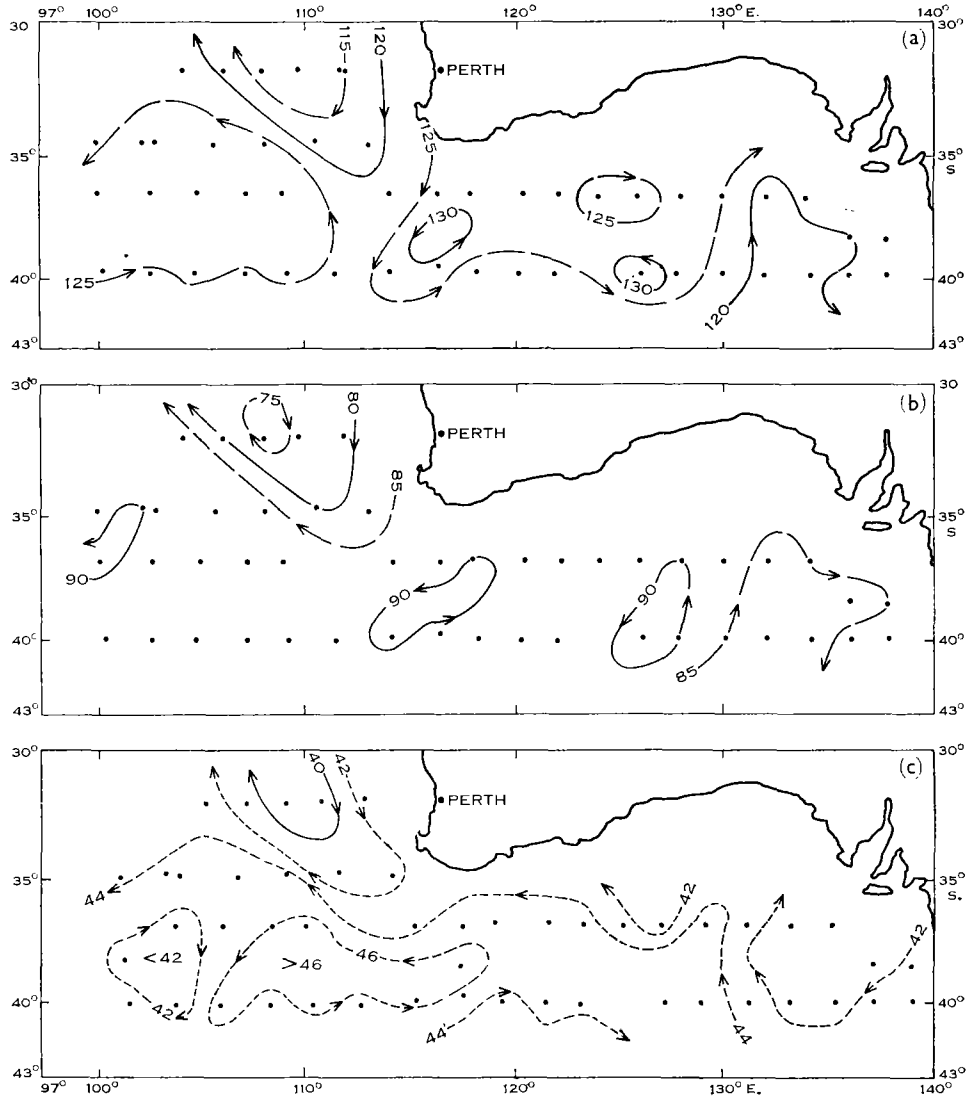


Fig. 8.—Geopotential topographies of (*a*) the 400, (*b*) the 700, and (*c*) the 1100 db surface relative to the 1750 db surface in the waters south and south-west of Australia, in dynamical cm.

VI. The Vertical Distribution of Currents and Water Transports

A north–south section of geopotential topographies across the eddy at 14° S., 100° E. is shown in Figure 11. The currents in the surface layer north of station Dm 2/46/59 flow to the west, and south of this station to the east. They are as strong

as 40–50 cm/sec at the surface and at 100 m in depth, but decrease rapidly below this depth. At 400 and 700 m there is a general flow to the west with velocities of less than 5 cm/sec. Thus, the eddy is practically restricted to the upper layer above about 400 m and must be considered as a feature of the surface circulation. All the geopotential surfaces between 1100 and 1750 m are almost horizontal, and no appreciable circulation exists in these depths. The transports in this eddy between the surface and 400 m are between 30 and 35 million m^3/sec for the eastward and westward flow respectively.

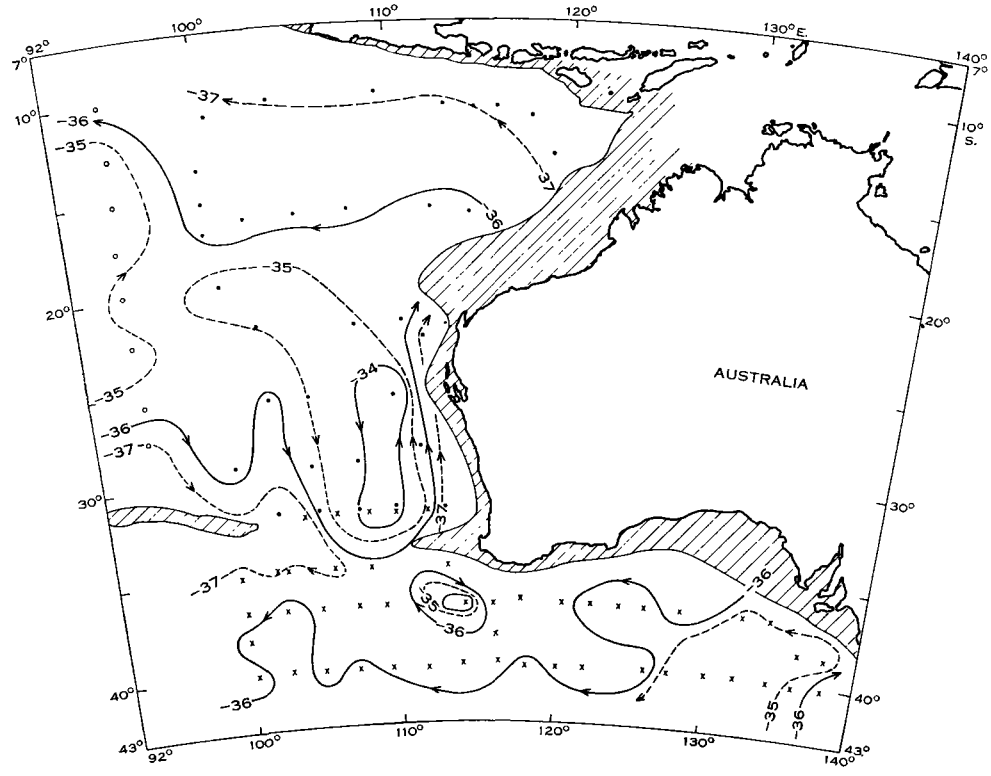


Fig. 9.—Geopotential topography of the 2500 db surface relative to the 1750 db surface in the waters south and west of Australia, in dynamical cm. Shaded area less than 2500 m deep. ● Dm 2/59, × Dm 1/60, ○ Dm 2/60.

The geopotential topographies along a section at 32° S. across the strong eddy off Perth are given in Figure 12. The surface velocities are more than 20 cm/sec in the south-flowing branch off the coast, but only 10 cm/sec in the north-flowing branch in the western part of the eddy. The penetration of this eddy is deep, in contrast to that in the South Equatorial Current discussed above. The velocities are almost the same between the surface and 400 m depth. Below that depth the velocities decrease only slowly, and the eddy is still well developed at 1100 m depth. Below the reference level an eddy with a circulation in the opposite direction is found.

Maximal velocities up to 4 cm/sec occur in this eddy. The transports of the eddy above the reference level are 36 million m^3/sec for the flow to the north and south respectively, and their sum is also almost zero.

In February 1960, the same section along 32° S. shows that the eddy is much weaker. Maximal surface velocities are less than 8 cm/sec, but, as in November 1959, the eddy extends beyond 1100 m depth, which indicates that it is a permanent feature of the circulation. In this case, the transports are 18 million m^3/sec to the north and only 8 million m^3/sec to the south, indicating a strong total flow to the north (Fig. 13).

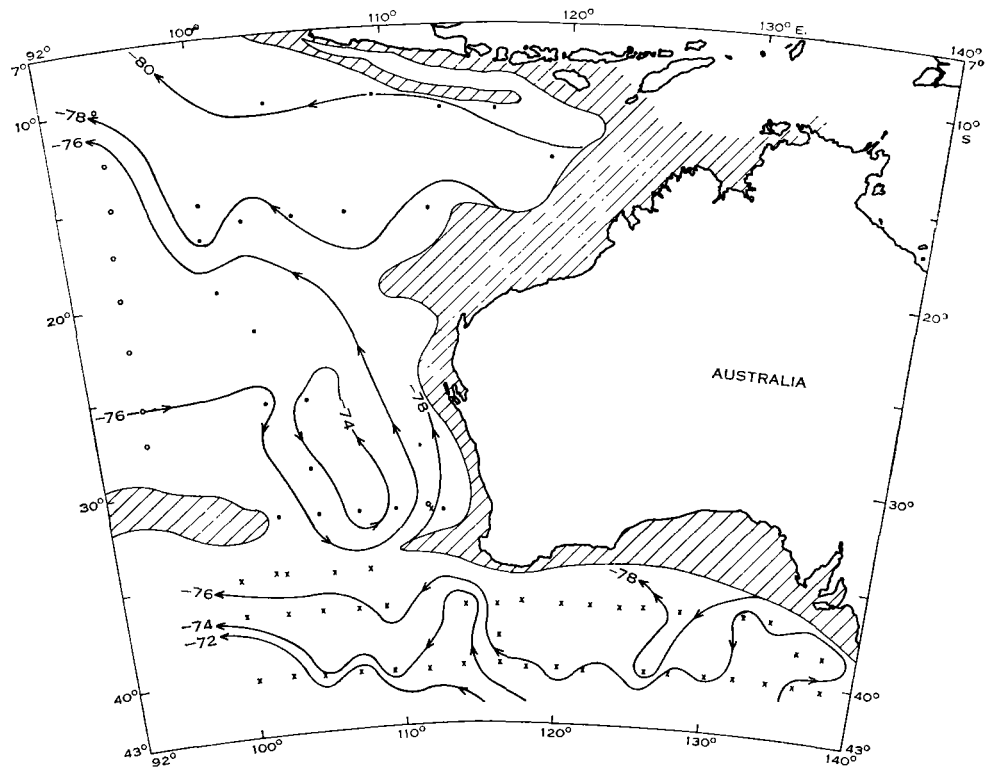


Fig. 10.—Geopotential topography of the 3500 db surface relative to the 1750 db surface in the waters south and west of Australia, in dynamical cm. Shaded area less than 3500 m deep.

The geopotential topographies along a section at 95° E. from 30° S. to 2° N. worked in July 1960 are shown in Figure 14. At the surface, the South Equatorial Current flowing west is indicated between 15° and 5° S. South of 15° S. the geostrophic flow is to the east between the surface and 100 m depth. The Equatorial Counter Current, flowing east, appears between Stations 186 and 177, extending almost to the equator. It is, however, limited to the upper 100 m. Below 100 m depth the flow across the entire section is to the west, if smaller irregularities are disregarded. This flow to the west is especially strong south of 15° S. in layers between 300 and

1100 m depth. North of 15° S. the topographies are comparatively level. Below the reference level in 1750 m, the topographies do not indicate any appreciable transport through the section.

The vertical distribution of the average flow in some currents is shown in Figure 15. The differences in geopotential anomaly between Stations 117 and 134 of the section west of Perth indicate a resultant surface flow to the south only above

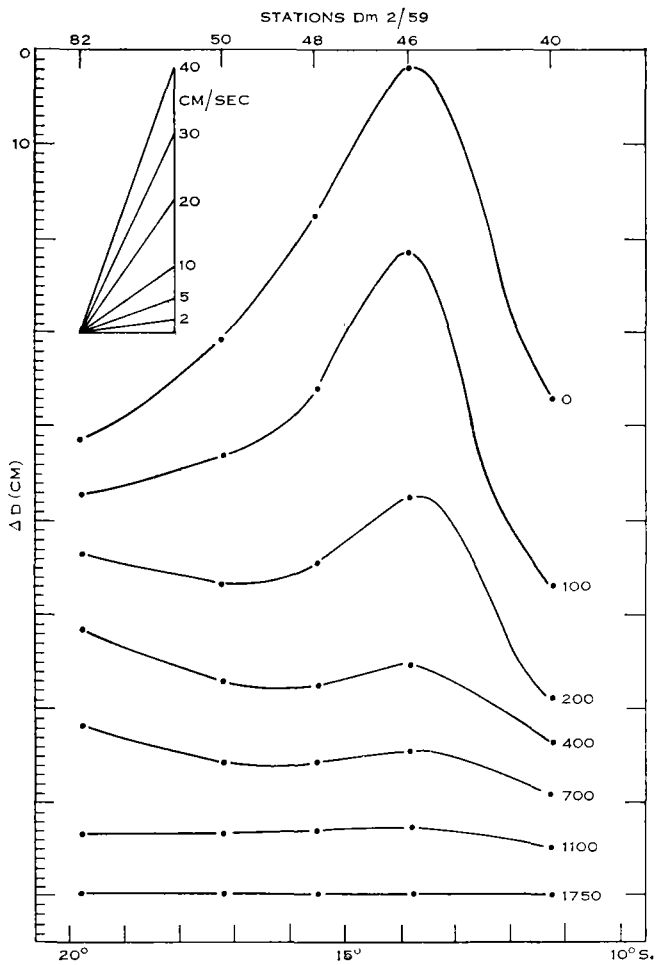


Fig. 11.—Profiles of geopotential anomalies relative to 1750 db along a section at 100° E. across an eddy in the South Equatorial Current. The geostrophic velocity can be read from the inset scale.

150 m depth (Fig. 15,*A*). Between 150 and 1300 m the flow is to the north, and in these depths water belonging to the subantarctic oxygen maximum and to the Antarctic Intermediate Water (salinity minimum) are transported to the north. The layer between 1500 and 2500 m is almost motionless. Only below 3000 m depth can a weak resultant flow to the north be detected. The total transport to the north across this section between 150 and 1300 m depth is 4 million m^3/sec. The flow

across the same section in February 1960 gives (Stations 1 and 10) a somewhat different distribution (Fig. 15,*B*). There is no resultant southward flow at the surface. The northward flow starts immediately below the surface and extends down to 1000 m. It is much stronger and the total transport across the section is about

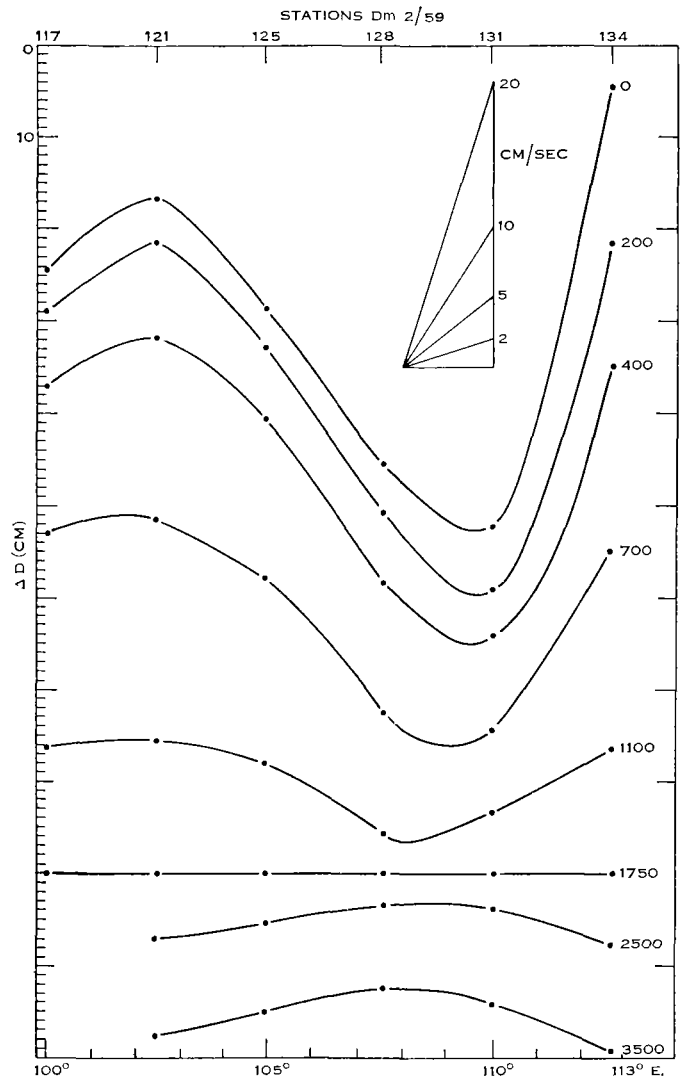


Fig. 12.—Profiles of geopotential anomalies relative to 1750 db along a section at 32° S. off Perth in November 1959. The geostrophic velocities can be read from the inset scale.

10 million m^3/sec. Below 1000 m the motion is to the south, and below 1750 m no resultant flow can be detected.

The average flow south of Java between 10° and 16° S. (Stations 32 and 59) shows the South Equatorial Current between the surface and 500 m depth flowing

west (Fig. 15,*C*). Between 600 and 1700 m the flow is very weak and to the east, and below this depth it is again to the west. The average flow between 15° and 32° S. across 100° E. (Stations 50 and 121) is shown in Figure 15,*D*. A shallow surface layer moves east above 150 m depth coinciding with the general surface circulation.

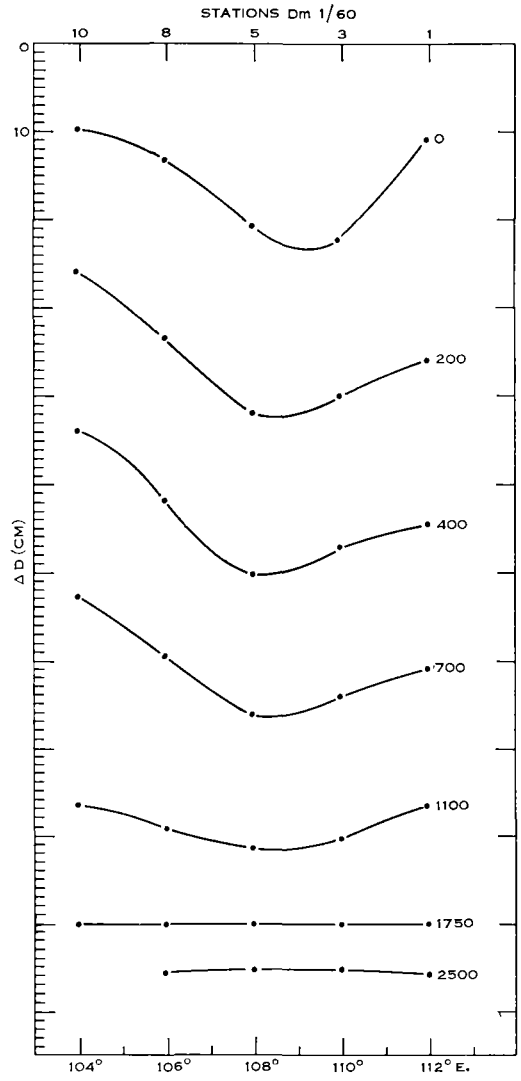


Fig. 13.—Profiles of geopotential anomalies relative to 1750 db along a section at 32° S. off Perth in February 1960.

Between 150 and 1500 m the flow is to the west with a transport of approximately 9 million m^3/sec. This indicates that the total transport to the north across 32° S. is almost completely turned to the west in lower latitudes. Below 2000 m a weak flow to the east can be noted, corresponding approximately to that to the west below the South Equatorial Current in the same depths.

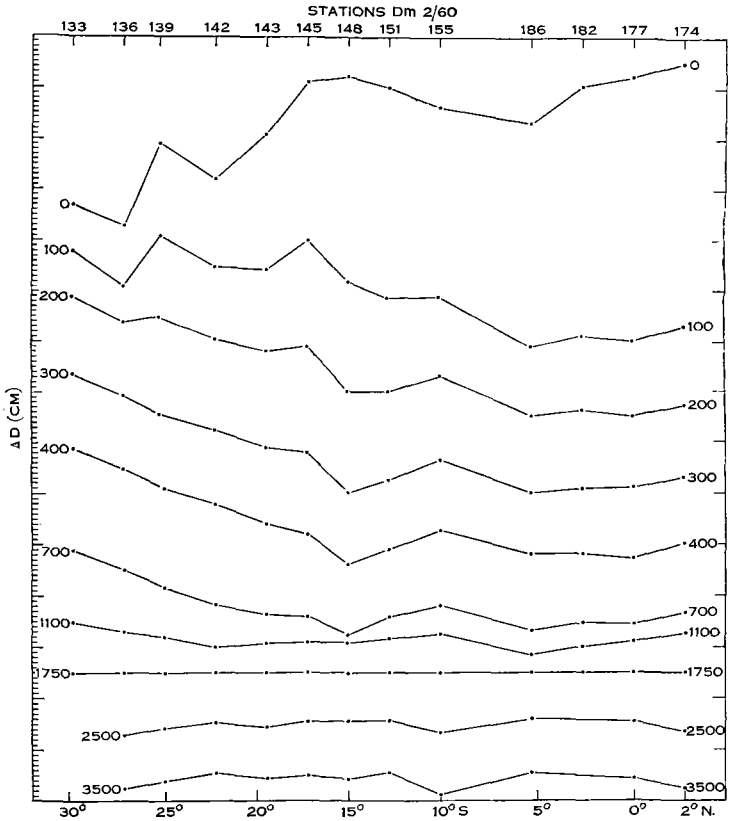


Fig. 14,—Profiles of geopotential anomalies relative to 1750 db along a section at 95° E. between 30° S. and 2° N.

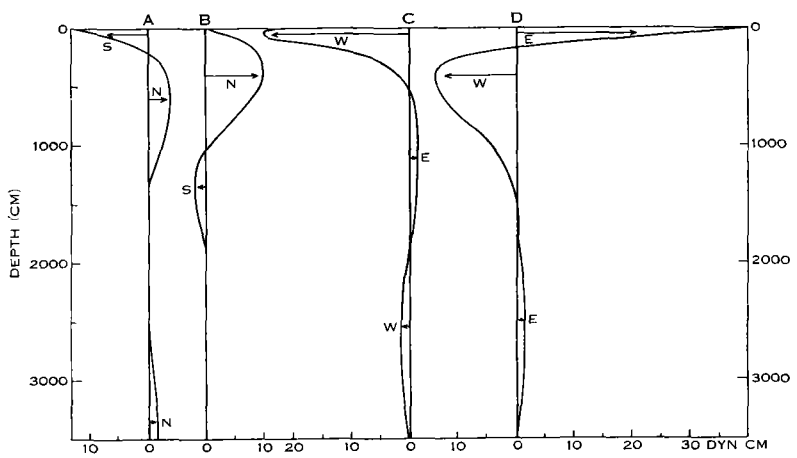


Fig. 15.—Differences of geopotential anomalies between selected pairs of stations, representing the vertical distribution of geostrophic velocity. *A*, Flow across 32° S. in November 1959 between Stations 121 and 134 on cruise Dm 2/59; *B*, flow across 32° S. in February 1960 between Stations 1 and 10 on cruise Dm 1/60; *C*, flow of the South Equatorial Current near 100° E. between Stations 32 and 59 on cruise Dm 2/59; *D*, flow across 100° E. between 15° and 32° S. Stations 50 and 121 on cruise Dm 2/59.

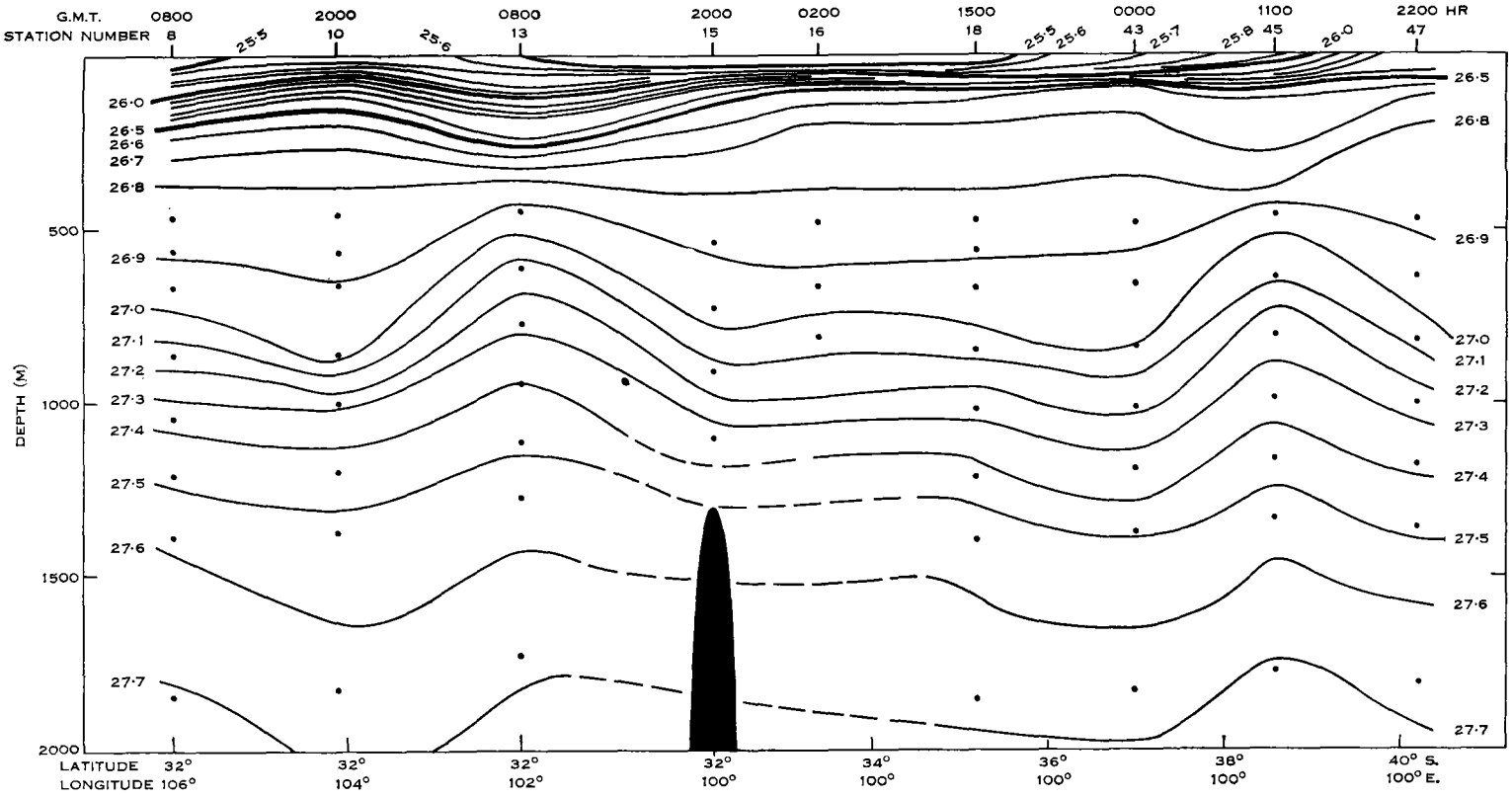


Fig. 16.—Distribution of density (σ_t) along a section south-west of Australia between the surface and 2000 m showing internal waves.

VII. The Influence of Internal Waves

During cruise Dm 1/60 strong internal waves were observed to occur south-west of Australia. Figure 16 gives the distribution of density between the surface and 2000 m depth along a section in this region. This distribution shows a strong discontinuity layer between the surface and 150 to 200 m depth, a layer with a comparable small density gradient between 300 and 700 m, and again a slightly stronger density gradient between 800 and 1300 m. The internal waves seem to affect chiefly the layer with the weak density gradient near 500 m, and cause a contraction and expansion of this layer. This is most clearly seen at Stations 13 and 45. The individual density surfaces suffer vertical displacements up to 300 m, especially in depths between 500 and 1200 m. As the stations were obtained at approximately 12 hours interval, it is likely that the waves are due to a diurnal internal tide. Because these internal waves considerably affect the hydrographic structure and consequently the calculation of geopotential anomalies, care has to be exercised in the interpretation of the geopotential topographies. In this particular case, the two Stations, 13 and 45, where the effect of internal waves is most pronounced, were disregarded when drawing Figures 7 and 8. However, internal waves of a smaller amplitude are also present at other places, and the alternately high and low geopotential anomalies at the seven stations at 40° S. between 100° and 114° E. (Fig. 7(*a*)), taken at 12 hourly intervals, indicate their presence over the whole area. Therefore, particular attention should be given to the appearance and effects of these internal waves during future hydrographic work in this area.

VIII. References

C.S.I.R.O. Aust. (1962*a*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1959. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm 1/59. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* (in press).

C.S.I.R.O. Aust. (1962*b*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm 1/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* (in press).

C.S.I.R.O. Aust. (1962*c*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm 2/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* (in press).

Defant, A. (1941).—Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und der Druckflächen sowie die Wasserbewegungen im Atlantischen Ozean. Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped. *Meteor* 1925–27. Vol. 6(2), pp. 191–260.

Deutsches Hydrographisches Institut (1960).—Monatskarten für den Indischen Ozean. (Hamburg.)

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (1949).—Sea areas round Australia, oceanographical and meteorological data. No. 124.

Rochford, D. J. (1961).—Hydrology of the Indian Ocean. I. The water masses in intermediate depths of the south-east Indian Ocean. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.* **12**: 129–49.

Wüst, G. (1957).—Quantitative Untersuchungen zur Statik und Dynamik des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergeb. Deutsch. Atlant. Exped. *Meteor* 1925–27. Vol. 6(2).

Wyrtki, K. (1957).—Die Zirkulation an der Oberfläche der südostasiatischen Gewässer. *Dtsch. Hydrogr. Z.* **10**: 1–13.

Wyrtki, K. (1961).—"Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters." Naga-Report, Vol. 2. (University of California: Berkeley.)

Wyrtki, K. (1962).—The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Res.* (in press).

Reprinted from the *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, vol. 13, no. 3, December 1962, p. 217-225

THE UPWELLING IN THE REGION BETWEEN JAVA AND AUSTRALIA DURING THE SOUTH-EAST MONSOON

By K. WYRTKI*

[*Manuscript received April 2*, 1962]

Summary

An examination of the oceanographic conditions in the region between Java and Australia during the south-east monsoon season shows that the main upwelling area in this region is situated along the coast of Java and Sumbawa, and not along the north-west Australian shelf, as was previously assumed. The amount of upwelling south of Java is estimated to contribute 2·4 million m^3/sec to the South Equatorial Current and the upwelling velocity is of the order of 50×10^{-5} cm/sec. The region is characterized by very high concentrations of inorganic phosphate at the bottom of the euphotic layer and by a high plankton biomass. The transparency of the water in the upwelling area is low, indicating a high concentration of suspended matter. The possible development of the upwelling during the north-west monsoon season is discussed.

I. INTRODUCTION

In the region between Java and the north-west coast of Australia the South Equatorial Current of the Indian Ocean is formed. As in the other oceans the formation of a zonal equatorial current should be accompanied by the development of an upwelling area along the eastern boundary of that ocean. Before 1959 only few hydrographic stations had been occupied in the region between Java and Australia, and only observations of surface currents and surface temperatures could be used for speculation about the hydrographic conditions (Schott 1933).

During the full development of the south-east monsoon over the region from May to September the surface currents indicate an anticyclonic circulation, in which water coming from the south is turned to the north-west and west, and leaves the region with the South Equatorial Current (Schott 1942; Wyrtki 1957). Off the north-west coast of Australia the flow is, in general, offshore. In addition a considerable drop in the surface temperature is noticeable along the Australian coast from April to August, which can be only partly explained by cooling due to evaporation. Therefore, Schott (1935) and Wyrtki (1961) postulated the development of an upwelling area along the north-west coast of Australia, which would contribute to the formation of the South Equatorial Current. This current undoubtedly takes most of its water from a current flowing to the north off the North-West Cape of Australia. It gets additional supply from the Timor Current and from water escaping through the passages between the Lesser Sunda Islands into the Indian Ocean. All these sources seem, however, not to be sufficient to form the strong South Equatorial Current, which leaves the area near the Christmas and Cocos Islands. Upwelling seems, therefore, a very likely additional source of supply for the South Equatorial Current, in full analogy with conditions in other oceans.

* Division of Fisheries and Oceanography, C.S.I.R.O., Cronulla, N.S.W.

II. Location of Upwelling Area

To investigate the hydrographic conditions in this region and especially to locate the upwelling area, a number of cruises have been made into these waters by H.M.A.S. *Diamantina* in 1960 and 1961 (C.S.I.R.O. Aust. 1962*a*, 1962*b*, 1962*c*). These cruises were made during the period of the full development of the south-east monsoon over this region, i.e. from May to September. Fortunately the cruises were not restricted to the area north-west of Australia, where the bulk of the upwelling was expected, but extended to Java, although the station network was less dense in the north.

The general features of the hydrographic structure, in so far as they are indicative of upwelling, can be demonstrated by the distribution of temperature at 200 m and of inorganic phosphate at 100 m (Figs. 1–6). The temperature distribution at 200 m, near the centre of the thermocline, shows a similar pattern during all three cruises. In the south-west of the region an accumulation of warm water of low phosphate content is found, indicating the spreading of subtropical water, poor in nutrients, from the south-west into the region. The area of influence of this water is given approximately by the 18° isotherm, which at some stations is found as deep as 230 m.

In contrast to the deep penetration of warm surface water in the southern parts of the region, an area of very low temperatures at 200 m exists south of Java and Sumbawa. In this area the colder water present in the thermocline, which is also rich in nutrients, as demonstrated by the distribution of phosphate, is situated much closer to the surface than in the south, and ascends to depths of less than 100 m.

The distribution of phosphate at 100 m, which is approximately the bottom of the euphotic layer, is very similar to that of temperature. The subtropical water in the south of the region is characterized by very low phosphate P concentrations of less than 0·3 μg-atom/l., while the phosphate content south off Java exceeds 0·7 μg-atom/l. over a large area, indicating an enrichment of the euphotic layer with nutrients.

Figures 1–6 demonstrate quite clearly that during the south-east monsoon the main upwelling area in this region is situated south of Java and Sumbawa, and not along the north-west coast of Australia. Thus, the upwelling occurs along the right flank of the South Equatorial Current. The south-east monsoon over this region induces wind drift to the south-west in the surface layer. Upwelling must occur between the boundary formed by Java and the Lesser Sunda Islands to the north, and the more southerly position where the wind drift is fully developed. Only when the general wind pattern deviates considerably from average conditions might upwelling be possible along the north-west coast of Australia for short periods, but this would be the exception rather than the rule.

III. Amount of Upwelling

To obtain an estimate of the amount of upwelling it is interesting to compare the distribution of temperature during cruise Dm 2/61 in May–June 1961 (Fig. 3) with that during cruise Dm 3/61 in July–August 1961 (Fig. 5), 2 months later. The

differences in temperature at 200 m, observed during these two cruises, are charted in Figure 7, which shows clearly the strong upwelling south of Java, where tempera-

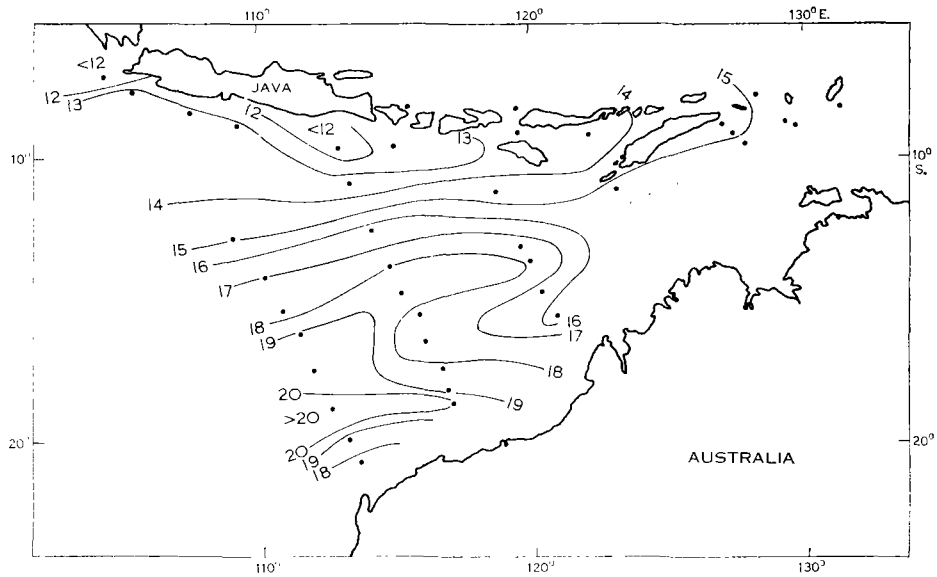


Fig. 1.—Distribution of temperature at 200 m depth in the region north-west of Australia during August–September 1960. 200-m line dotted.

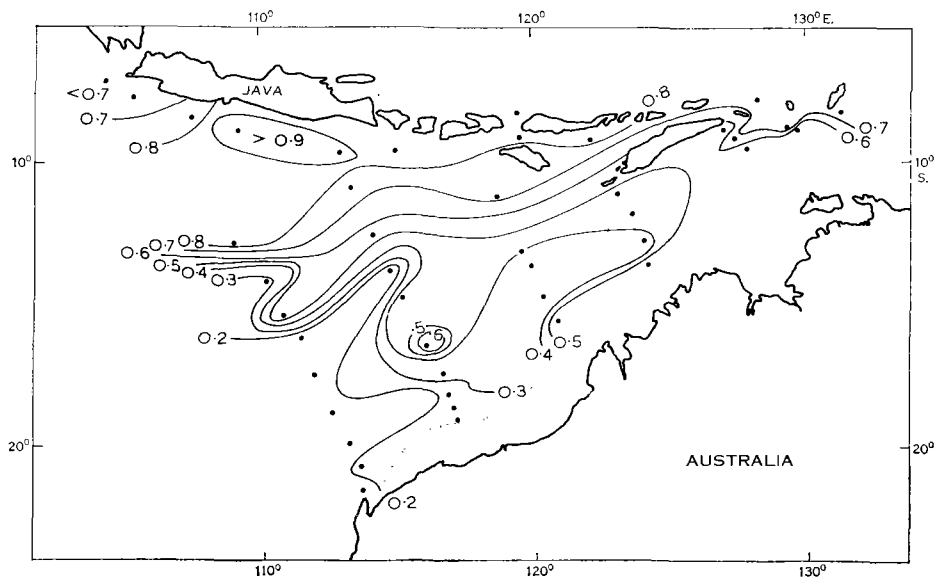


Fig. 2.—Distribution of inorganic phosphate P (μg-atom/l.) at 100 m depth in the region north-west of Australia during August-September 1960. 200-m line dotted.

ture dropped by 3°C. South of this upwelling area, between 12° and 15° S., temperature has risen a similar amount (2–3°C). However, this rise in temperature at 200 m is probably due to a displacement of the South Equatorial Current to the north,

which results in a deepening of the warm layer of subtropical water. The effect of this northward shift of the South Equatorial Current can also be seen in Figure 5 where the warm water at 200 m covers a much larger area than 2 months previously

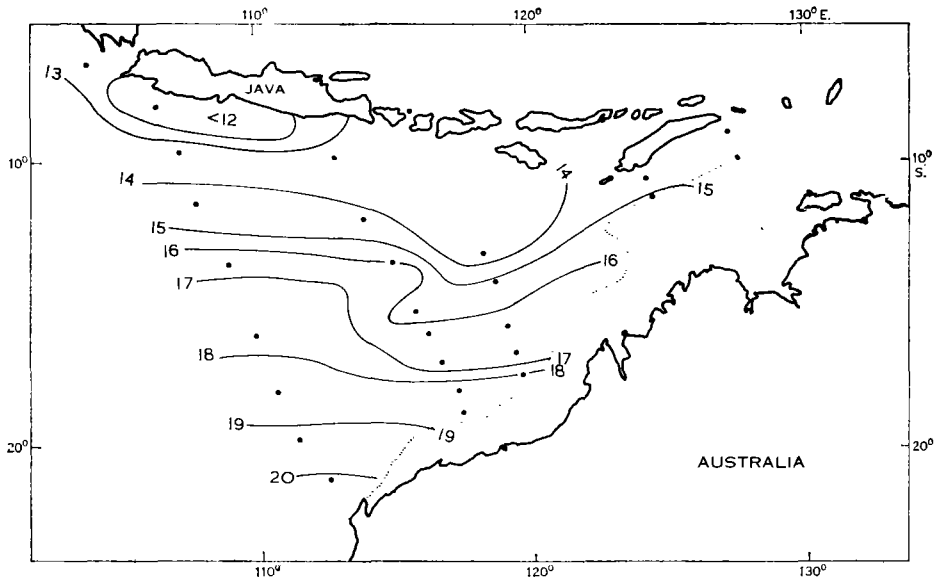


Fig. 3.—Distribution of temperature at 200 m depth in the region north-west of Australia during May–June 1961. 200-m line dotted.

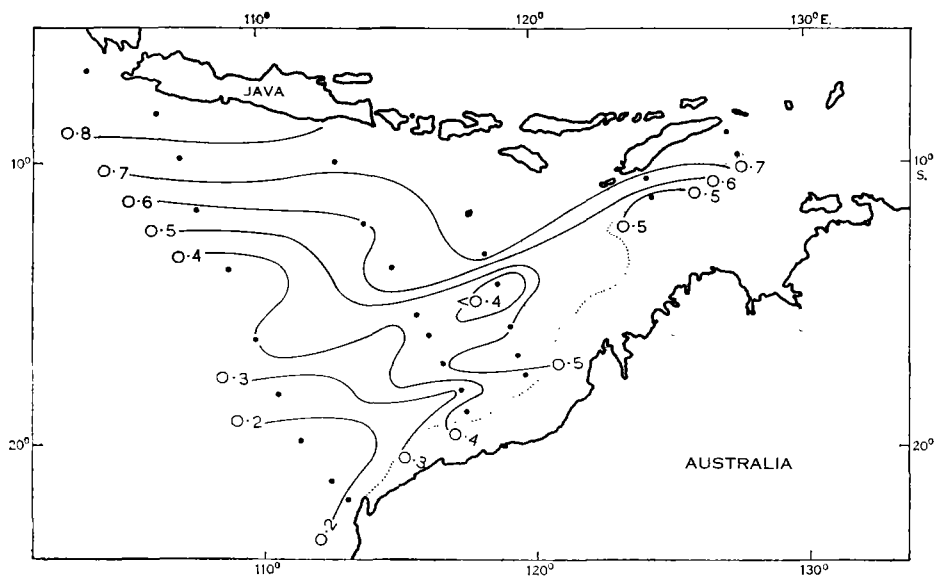


Fig. 4.—Distribution of inorganic phosphate P (μg-atom/l.) at 100 m depth in the region north-west of Australia during May–June 1961. 200-m line dotted.

(Fig. 3). Along the shelf off the north-west coast of Australia there is another area where temperature has dropped, but it cannot be decided whether this is due to upwelling or related to the northward shift of the South Equatorial Current.

Vertical curves of temperature in the upwelling area south of Java show that a temperature decrease of 2°C at 200 m is equivalent to a rise of the discontinuity layer

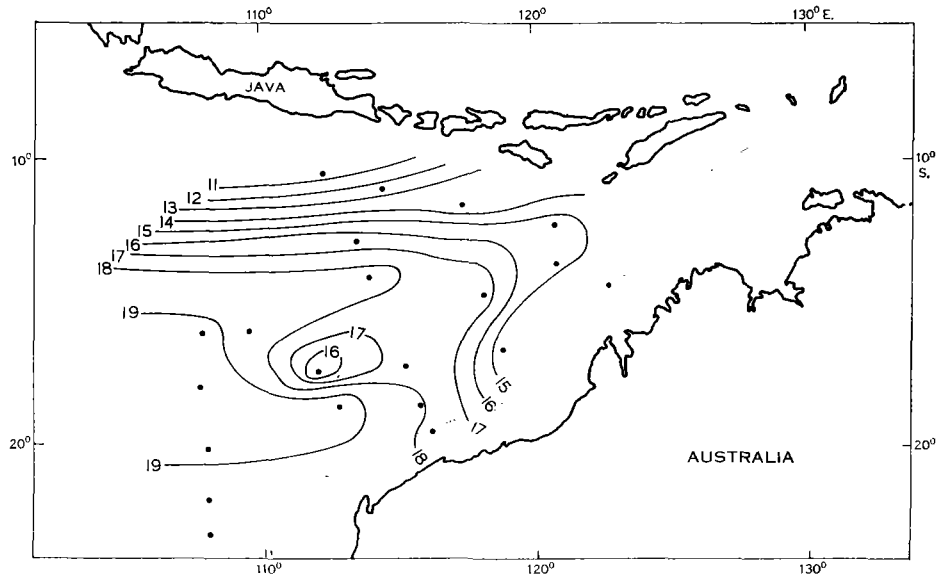


Fig. 5.—Distribution of temperature at 200 m depth in the region north-west of Australia during July–August 1961. 200-m line dotted.

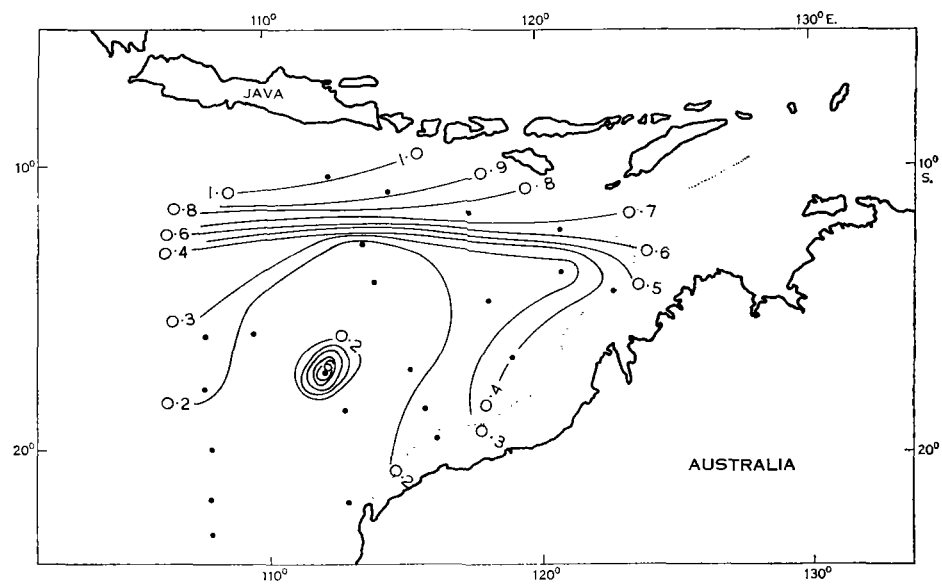


Fig. 6.—Distribution of inorganic phosphate P (μg-atom/l.) at 100 m depth in the region north-west of Australia during July–August 1961. 200-m line dotted.

by 25 m. During 2 months such a rise of the discontinuity layer implies an ascending movement with an average velocity $w = 50 \times 10^{-5}$ cm/sec. This value is almost

identical with that calculated by Wyrtki (1961) for the Banda and Arafura Sea. Considering the upwelling area to be 400 km wide and 1200 km long, this ascending movement would add 2·4 million m^3/sec to the flow of the South Equatorial Current. This value seems to be small compared with the magnitude of the horizontal circulation.

Another estimate of the upwelling can be obtained from consideration of the divergence of the Ekman wind drift. The meridional component of the Ekman flow (V) which is caused by the zonal component of the wind stress τ^x, is given by the relation $fV = \tau^x$, where f is the Coriolis parameter. When $\tau^x = 0{\cdot}5$ cm^2sec^{-2} and

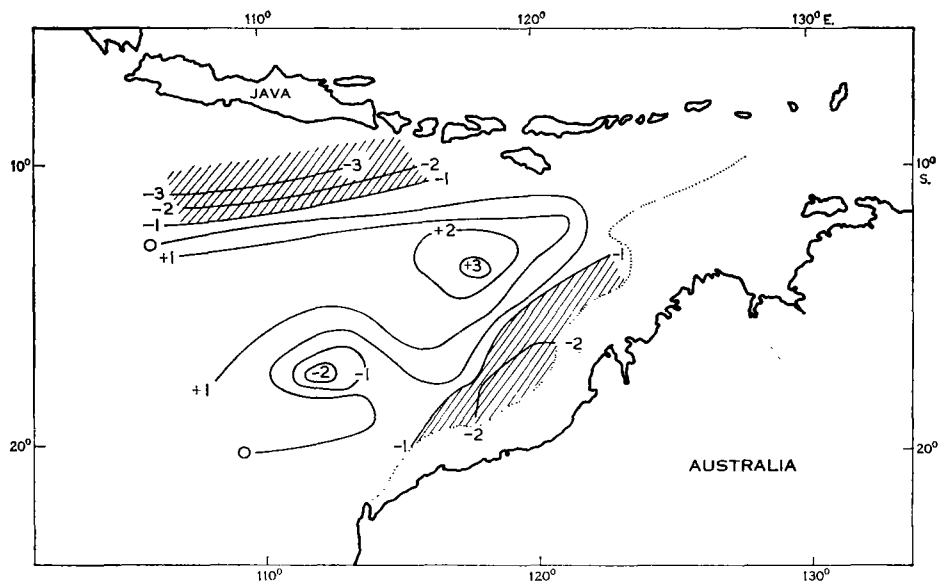


Fig. 7.—Distribution of the difference of temperature at 200 m depth between the survey in May–June 1961 and that in July–August 1961. 200-m line dotted.

$f = 0{\cdot}25 \times 10^{-4}$ sec^{-1} a value $V = 2 \times 10^4$ cm^2sec^{-1} results. If this flow is developed at some distance from the coast of Java, it must originate between the coast and the position where it is fully developed. If this distance is taken as 400 km, an ascending velocity of 50×10^{-5} cm/sec results, being the same as that estimated from the ascending of the isothermal surfaces. This value is, however, directly proportional to the wind stress, and the value quoted above is a very rough estimate. However, at least in order of magnitude, calculations and observations are in agreement.

The horizontal circulation in this region can be represented by the geopotential topography relative to 700 decibar (Fig. 8). Near 14° S. a ridge of high sea level extends approximately from west to east, as described by Wyrtki (1962). South of this ridge the flow is to the east along the north-west coast of Australia. North of this ridge the South Equatorial Current flows west. The geopotential topography does not show the anticyclonic flow obvious in charts of surface currents. Thus, the flow across the ridge, connecting the eastward flow south of the ridge with the westward flow north of the ridge, seems to be caused by the winds. A low pressure trough

is situated south of Java and coincides with the upwelling area. In the Timor Sea the weak Timor Current is also indicated by one isobar.

IV. Zooplankton Distribution

The distribution of zooplankton in this region as described by Tranter (1962) is in general agreement with the areas where nutrient enrichments can be expected. The upwelling area south of Java and Sumbawa shows high plankton catches, but also the shelf off the north-west coast of Australia is very rich in zooplankton. However,

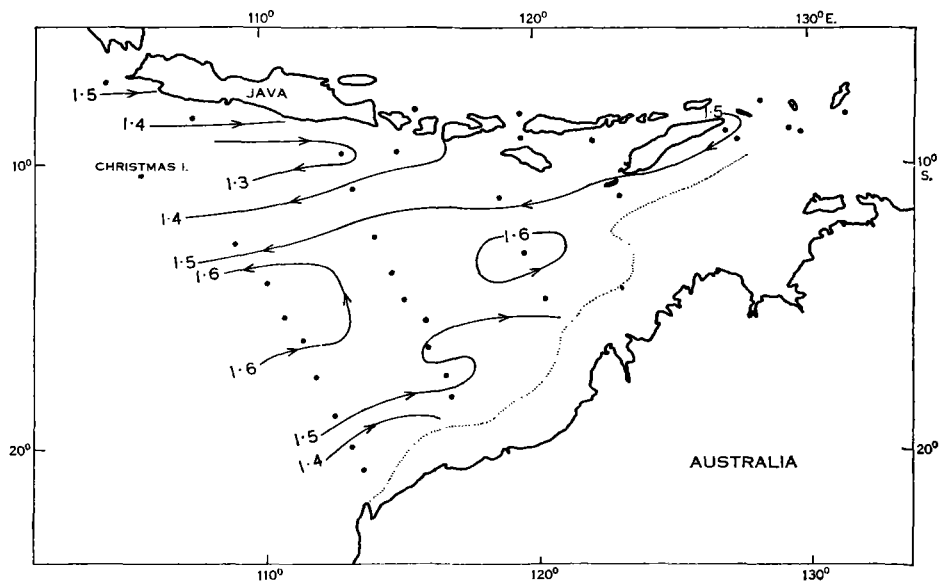


Fig. 8.—Geopotential topography of the sea surface relative to 700 decibar in the region north-west of Australia during August–September 1960. 200-m line dotted.

it is questionable whether the enrichment along the Australian coast is due to the stirring effect of the strong tidal currents there which bring material from the bottom into the euphotic layer, or whether it is due to upwelling. The first is probably the more important effect on this shelf. The observations of the *Vityaz* in this area in November 1959 (Bogorov and Vinogradov 1961) show a distribution of plankton biomass almost identical with that observed by Tranter (1962). These results demonstrate that the areas of upwelling have been properly located from the analysis of hydrographic data, and that the expected enrichment effects do occur in these areas.

Further evidence for the enrichment of the upwelling area is the distribution of transparency, which is shown in Figure 9, where the average extinction coefficient between the surface and 150 m depth in the red part of the spectrum is charted. This map shows the area of the subtropical water where the extinction coefficient is below $0{\cdot}12\ m^{-1}$; this is very close to the extinction of pure water, thus indicating the absence of suspended matter. The upwelling area south of Java has much higher extinction coefficients, indicating an abundance of particles, probably plankton.

The highest values are found off the coast of Australia, where the strong tidal currents are responsible for an enrichment of the water with particulate matter from the shelf bottom. In general the distribution of the extinction coefficient resembles very closely that of plankton biomass.

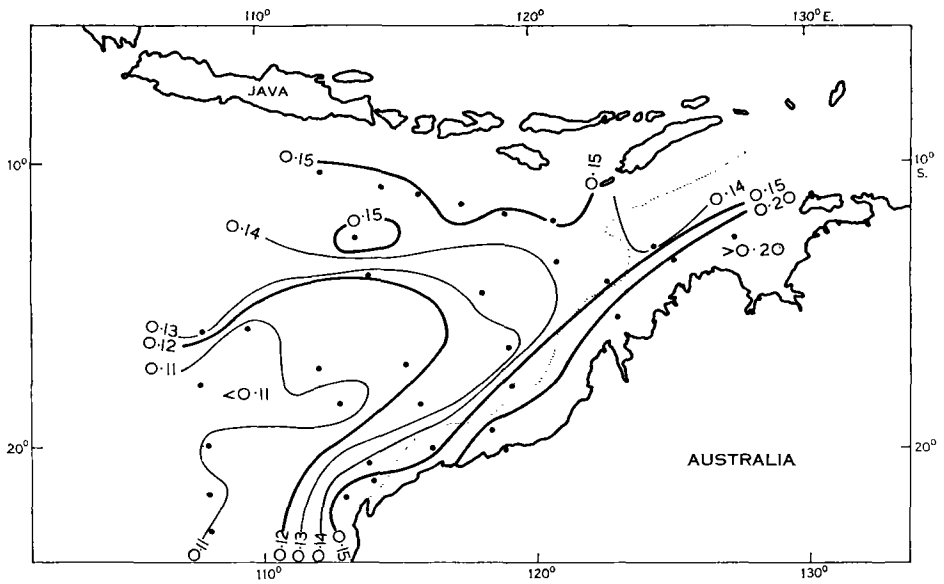


Fig. 9.—Distribution of the average extinction coefficient (m^{-1}) between the surface and 150 m depth in the region north-west of Australia, measured in the red part of the spectrum. 200-m line dotted.

V. Discussion

The three surveys mentioned above were made during the period of the south-east monsoon, when the South Equatorial Current is shifted close to the coast of Java. During this season the main upwelling region is situated south of Java and Sumbawa and extends probably to the southern entrances of the Sawu Sea. Along the edge of the continental shelf off the north-west coast of Australia upwelling may also be present under certain conditions, but its intensity is certainly not as great as that south of Java.

During the north-west monsoon over this area, when the equatorial low pressure trough lies to the south of Java, and when the Java Coastal Current, flowing east along the south coast of Java, is developed, the South Equatorial Current shifts to the south. Along the boundary of these two currents upwelling seems to develop (Soeriaatmadja 1957). This upwelling seems, however, to be weaker than that observed during the south-east monsoon, because water from the Java Coastal Current will turn south into the South Equatorial Current. During the north-west monsoon season, on the other hand, a very strongly developed divergence is shown in the charts of surface currents (Schott 1942), situated near 100° E. and extending from 26° to 17° S. Along this divergence a flow to the north off the west coast of Australia splits off, one branch turns north-west and forms the South Equatorial Current,

the other turns north-east and flows along the north-west coast of Australia. During this season upwelling should occur along this divergence, but it is questionable whether it will lead to the same enrichment processes as the upwelling south of Java, because the position of the thermocline in this area is in general much deeper than off the south coast of Java. Therefore this area should receive particular attention in future cruises during the period December to March.

VI. References

Bogorov, V. G., and Vinogradov, M. E. (1961).—Certain peculiarities of the plankton biomass distribution in the surface waters of the Indian Ocean in winter 1959/60. *U.S.S.R. Acad. Sci. Oceanol. Res.* **4**: 66–71.

C.S.I.R.O. Aust. (1962*a*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm2/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **3**.

C.S.I.R.O. Aust. (1962*b*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1961. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm2/61. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **9** (in press).

C.S.I.R.O. Aust. (1962*c*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1961. H.M.A.S. *Diamantina* Cruise Dm3/61. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **11** (in press).

Schott, G. (1933).—Auftriebwasser an den australischen Westküsten? Ja und Nein. *Ann. Hydrogr. Berl.* **61**: 225–33.

Schott, G. (1935).—"Geographie des Indischen und Stillen Ozeans." (C. Boysen: Hamburg.)

Schott, G. (1942).—Die Grundlagen einer Weltkarte der Meeresströmungen (Deutsche Admiralitätskarte 1947, Seekarte D.2802). *Ann. Hydrogr. Berl.* **70**: 329–32, and addendum **71**: 281–2.

Soeriaatmadja, R. E. (1957).—The coastal current south of Java. *Mar. Res. Indonesia* **3**: 41–55.

Tranter, D. J. (1962).—Zooplankton abundance in Australasian waters. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.* **13**: 106–42.

Wyrtki, K. (1957).—Die Zirkulation an der Oberfläche der südostasiatischen Gewässer. *Dtsch. Hydrogr. Z.* **10**: 1–13.

Wyrtki, K. (1961).—"Physical Oceanography of Southeast Asian Waters." Naga-Report, Vol. 2. (University of California Press.)

Wyrtki, K. (1962).—Geopotential topographies and associated circulation in the south-eastern Indian Ocean. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.* **13**: 1–17.

From: *Naval Research Laboratory Report*, no. 5806, 26 July 1962

Shipboard Determination of Dissolved Gases in Sea Water by Gas Chromatography

by J.W. Swinnerton, Radiation Effects Branch, Radiation Division, and J.P. Sullivan, U.S. Navy Hydrographic Office

CONTENTS

Abstract	ii
Problem Status	ii
Authorization	ii
INTRODUCTION	1
SAMPLING PROCEDURE	2
DISCUSSION	3
Argon Correction Factor	3
Calculations	4
Nitrogen Results	5
Control of Flow Rate and Temperature	5
Oxygen Results	6
CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS	7
ACKNOWLEDGMENTS	8
REFERENCES	8
APPENDIX A - Gas Chromatography Data from Survey Cruise	9

ABSTRACT

On a recent oceanographic cruise off the coast of Southeast Asia, U.S. Naval Research Laboratory personnel for the first time employed the techniques of gas chromatography for the routine determination of dissolved oxygen and nitrogen in sea water. Previously, dissolved oxygen was determined aboard ship by the standard Winkler chemical method, but dissolved nitrogen analyses were seldom made, since the manometric techniques employed were extremely difficult to carry out because of the motion of the ship. To obtain dissolved nitrogen data thus required that hundreds of samples of sea water be stored in tightly stoppered containers until the analyses could be carried out at a shore-based laboratory.

This work, which was carried out in cooperation with personnel from the U.S. Navy Hydrographic Office, has definitely established the feasibility of the gas chromatographic method for routine shipboard determination of dissolved gases in sea water. The method is less time consuming, sample size is reduced (2 ml as compared to several hundred milliliters required by previous methods), no loss is experienced in either precision or sensitivity, and the instrumentation is relatively simple. In addition, the method is largely automatic and the recorded results can be analyzed at some later and more convenient time.

PROBLEM STATUS

This is a final report on one phase of the problem; work on the problem is continuing.

AUTHORIZATION

NRL Problem H01-17
Project RR 002-10-45-5052

Manuscript submitted May 21, 1962.

INTRODUCTION

An evaluation of gas chromatography as a new method for determination of dissolved gases in sea water was made during an oceanographic cruise of the USS SERRANO in the fall of 1961. This cruise, sponsored by the U.S. Navy Hydrographic Office, originated in the Gulf of Siam and led into the Singapore Strait, Strait of Malacca, and the Andaman Sea (Fig. 1). The purpose of the authors' participation in the cruise was to evaluate the new method under field conditions and determine the limitations, if any, that may exist.

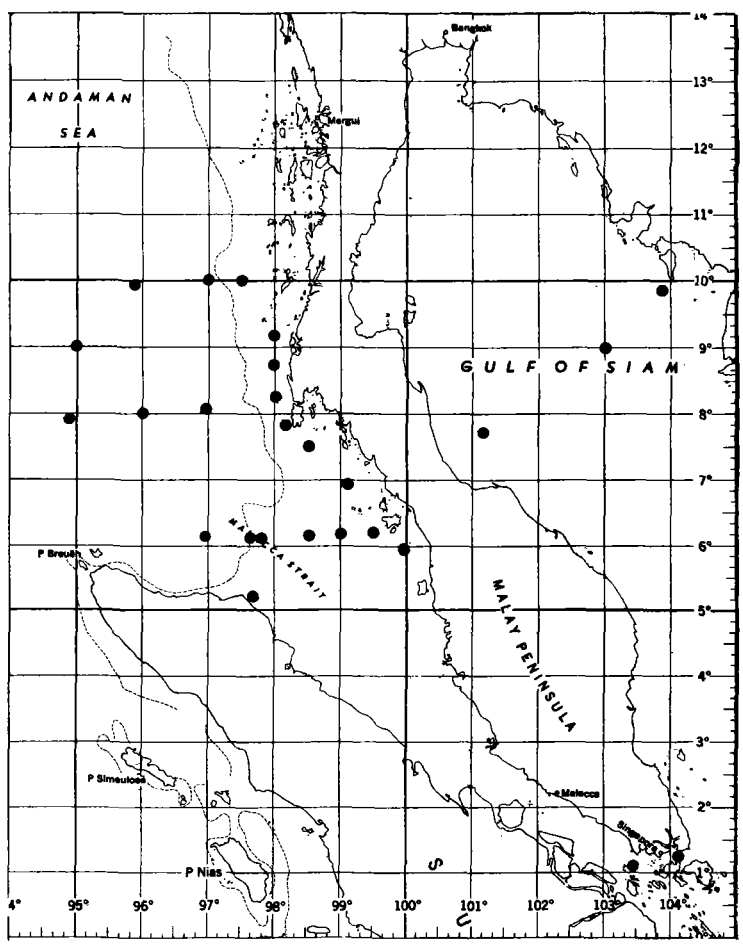


Fig. 1 - Map of southeast Asia showing location of oceanographic stations ● - Indicates stations.

Gas chromatography as a method for determining dissolved gases in liquids was originally developed at NRL for the analysis of radiolytic gas yields in irradiated aqueous solutions (1). This method is applicable for the direct analysis of O_2, N_2, Ar, free CO_2, and total carbonates and can be completed in less than six minutes.

The U.S. Navy Hydrographic office inquired as to the feasibility of using gas chromatography for dissolved gases in sea water. This Laboratory in cooperation with the Hydrographic Office further investigated the use of this method for dissolved gases in sea water, the results of which have led to the shipboard evaluation reported herein.

Comparison analyses were run for dissolved oxygen by the standard Winkler method (2) but no analytical comparisons were made for dissolved nitrogen in the same samples. To date, virtually no routine measurements have been made in the field for dissolved nitrogen, owing to analytical difficulties associated with the equipment presently in use. Hamm and Thompson (3) reported that the determination of dissolved gases by manometric methods is practically impossible because of the motion of the ship. In addition to manometric methods, Benson and Parker (4) have employed a mass spectrometer for the analysis of dissolved gases, but the extracted gases were returned to the laboratory for final analysis. A survey of oceanographic literature has revealed that there is a vast amount of data on oxygen solubilities, but virtually no data on dissolved nitrogen.

The instrument used in this work was the Fisher Gas Partitioner, model 25, with some modifications. Swinnerton, Linnenbom, and Cheek (5) gave a description of the modified instrument, experimental procedure, and instrument calibrations along with an estimate of the accuracy and precision of the method.

The gas chromatographic equipment was found to operate satisfactorily aboard ship and the natural vibrations of the ship and the ship's rolling were found to have no adverse effect on its operation. The gas chromatograph is relatively simple to operate, uses a minimum of sample (usually 2 ml) with no loss in precision or accuracy, and the results are automatically recorded, permitting convenient analysis of data at some later time.

SAMPLING PROCEDURE

Samples for analysis on the Gas Partitioner and by the Winkler method were taken from the standard oceanographic Nansen bottles in an identical manner as soon as the bottles were brought on board. The usual precaution of triple rinsing of sample bottles was observed in both sampling techniques. A total of 250 ml was taken for the Winkler oxygen determination and 30-ml serum bottles were filled to overflowing with sea water for the Gas Partitioner. A standard rubber vaccine serum cap which had been pierced with a 1-inch No. 22 hypodermic needle was inserted. As the rubber cap was put into the serum bottle, the excess sea water was forced out through the top of the needle, leaving the bottle free of air bubbles. The water remaining in the needle also prevented air from entering the bottle and served as an escape route for expanding water due to temperature changes. A 2-ml sample was then taken from the bottom of the vaccine bottle with a 5-ml Hamilton gas-tight, Teflon-gasketed syringe, fitted with a 4-inch, No. 22 needle. The samples were analyzed immediately.

It required about six minutes for a complete analysis on one sample; therefore, about one hour would pass before the last sample was injected into the extraction chamber. This is based on a ten-Nansen-bottle cast with any one cast containing from eight to fifteen Nansen bottles. A comparable time for the same number of samples for oxygen by the Winkler method was approximately two and one-half hours.

Approximately 270 samples were taken with the Nansen bottles. These samples represent 30 different casts or an average of about nine Nansen bottles per cast. The

above also represents different survey stations. The data for all the survey stations are tabulated and reported in Appendix A.

As mentioned previously, the method is applicable for the determination of free CO_2 and total carbonates. Total carbonates can be obtained as CO_2 by injecting a small amou of acid into the chamber prior to the sea water sample, however, neither free CO_2 nor total carbonates were determined on this survey. All efforts were concentrated on obtaini only dissolved O_2 and N_2.

DISCUSSION

Argon Correction Factor

In the chromatographic analysis of air-saturated liquids, oxygen and argon have equal retention times at room temperatures (i.e., they appear as one peak on the chromatogram It is therefore necessary to make a correction for the argon contribution so that an accurate oxygen value may be calculated. In an air-saturated sea water sample the contribution of the argon area to the total area under the oxygen-argon peak is about 5%. In water samples where the oxygen is depleted, the argon contribution may be as high as 50% or even 100% in the total absence of oxygen.

It is assumed that the dissolved nitrogen in sea water is unaltered by biological and chemical effects and is therefore an inert gas. It is further assumed that the ratio of argon to nitrogen is a constant for a given temperature of sea water. With these assumptions the following equation can be used for calculating the argon contribution,

$$A_1 = \frac{CK_2}{K_1} A_2$$

where: A_1 = area in cm^2 of argon to be subtracted from the total oxygen - argon peak,

A_2 = area in cm^2 of N_2 as obtained from the chromatogram,

K_1 = the calibration factor for pure argon obtained with the Gas Partitioner (in $ml/l\text{-}cm^2$),

K_2 = the calibration factor for pure N_2 gas obtained with the Gas Partitioner (in $ml/l\text{-}cm^2$),

C = the ratio of argon to nitrogen for a given temperature of the sea water,

and C is a function of temperature only and does not vary with salinity (6). In using the above equation one obtains an area which represents the amount of argon to be subtracted from the total area of the oxygen-argon peak.

The method of gas chromatography as used here employes a thermal conductivity cell for determining the amount of unknown gases. With this cell the amount of unknown gas in the carrier gas (helium) is measured by the difference between the thermal conductivities of the gas mixture and the pure carrier gas. Since the thermal conductivities of the two gases, oxygen and argon, are not equal, it was necessary to determine experimentally if the assumption as to additivity of thermal conductivities is justified, or if an empirical correction should be made based on the relative amounts of O_2 and Ar present in a mixture.

In Table 1 are listed the results of a laboratory experiment which justified the use of the former assumption. In the 2nd column (calculated areas) of Table 1 are listed the

areas which were calculated by assuming that the thermal conductivities of the two gases were additive. An area was calculated for each gas by using the calibration factor for the pure gas and the per cent of each gas present in a known mixture. In the last column (measured areas from partitioner) are listed the actual measured areas obtained from the chromatograms.

The results of another laboratory experiment are shown in Table 2. This experiment was conducted under controlled conditions to check further the argon correction. Sea water of 36.2% salinity was air saturated at 25.0°C, with five samples being taken for analyses on the Gas Partitioner. The results of this experiment further justifies the use of the above argon correction as indicated by the agreement of the gas chromatography oxygen value with the literature value. It is possible to determine argon independently from oxygen; several different methods have been discussed in reference (5).

Table 1
Calculated and Experimental Results of Oxygen and Argon Mixtures (A Test of Thermal Conductivity Additivity)

Gases (percent)		Calculated Areas	Measured Areas from Partitioner
O_2	Ar	(cm^2)	(cm^2)
0.0	100.0	610.0	610.0
9.7	90.3	601.7	600.0
24.2	75.8	592.2	590.0
49.8	50.2	572.7	575.0
76.0	24.0	553.8	555.0
100.0	0.0	535.0	535.0

Table 2
Solubility of Air in Sea Water of 36.2% Salinity at 25.0°C

Gases	Literature Values*	Gas Chromatography Values
N_2	9.24	9.26 ± 0.09
O_2	4.81	4.78 ± 0.05†

*B.B. Benson and P.D.M. Parker, J. Phys. Chem. 65:1489(1961)
†The oxygen value has been corrected for argon.

Calculations

To obtain the concentrations of the dissolved gases reported in Appendix A, columns (N_2 by gas chromatography and O_2 by gas chromatography), the following method was used. The areas in square centimeters of the oxygen-argon and nitrogen peaks were measured with a planimeter. The nitrogen area was multiplied by a previously determined calibration factor obtained with the pure gas. The equation for argon correction was used to obtain an area equivalent to argon, which was then subtracted from the oxygen-argon peak. The resulting corrected oxygen area was multiplied by an oxygen calibration factor obtained with the pure gas.

Some difficulties were experienced in obtaining reproducible measurements with the planimeter aboard ship. This was due mainly to the motion of the ship. Therefore all peak areas of the chromatograms were measured in shore-based laboratories under ideal conditions. This was the only problem encountered in the entire scheme of analysis as carried out aboard ship. It could be eliminated by use of an integrating recorder.

Nitrogen Results

The results of the nitrogen determinations are shown in Fig. 2. On the abscissa are the percent saturation values of the nitrogen results taken from Appendix A, column Saturation of dissolved N_2, and recorded on the ordinate are the number of times a value fell between each percent saturation. There are a total of 270 nitrogen determinations, with 90% of the results falling within ±5% of 100% saturation. Of these, 135 cases were above 100% with 127 being below 100% and eight equal to 100% saturation. The average percent saturation of all nitrogen results was 100.08% with a standard deviation of ±2.95. These nitrogen results are compared with data obtained by Hamm and Thompson (3) using a manometric method; they obtained an average of 100.9% for 47 determinations with a standard deviation of ±3.5.

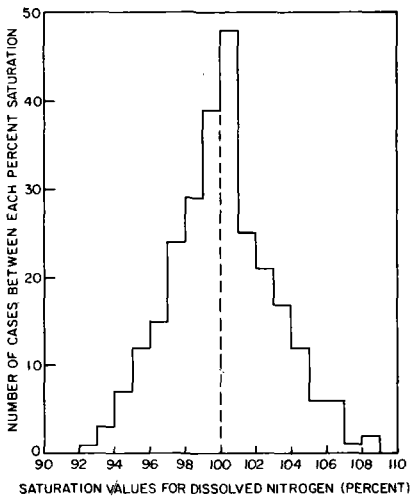


Fig. 2 - Nitrogen results

Control of Flow Rate and Temperature

In subsequent laboratory experiments it has found that the calibration factors for the pure gases vary as functions of thermal conductivity, cell temperature, and flow rate of the carrier gas. In all the experimental work, both in the laboratory and on shipboard, the flow rate was carefully adjusted for 50.0 cc/min. For temperature control in the laboratory, a commercially available thermal stabilizer is presently being used which allows the thermal conductivity cell and chromatographic columns to be maintained at 4 to 5 degrees above room temperature with a precision of ±0.5 degree.

On board ship, the air conditioner was solely relied on to maintain a constant room temperature; however, the room temperature varied between 22.0°C and 25.0°C. It has since been found that this is too great a temperature spread and it is believed that this accounts for the higher percent deviations from saturation for some of our nitrogen results. During several analyses the ship's air conditioner became inoperative and the room temperature rose from 25.0° to 29.0°C in 30 min. These results were discarded.

Oxygen Results

The oxygen results are shown in Fig. 3. The literature saturation values for oxygen could not be used for comparison because most of the samples were depleted in oxygen. Oxygen concentrations ranged from 4.8 ml/l to 0.6 ml/l. The oxygen results are compared with the Winkler oxygen in the same way as the nitrogen values were compared to the literature saturation nitrogen values. From Fig. 3 it is obvious that there is not a symmetrical distribution about 100% as was obtained with the nitrogen data. There are 198 of the results less than 100%, 62 greater than 100%, and 10 which agreed with the Winkler values. The maximum in the distribution curve of Fig. 3 of our results is shifted about 3% to the left of 100%. The average of all the oxygen results relative to the Winkler values is 98.08% with a standard deviation of ±5.41.

It can be further noted from Fig. 3 that there are a few cases where the percent deviation is 18% from the Winkler value. The deviations of greater than ±10% are for oxygen values of less than 2.00 ml/l, with 10 of the 17 cases being less than 1.00 ml/l. This is further illustrated in Fig. 4, which is a plot of dissolved oxygen with depth in meters, showing both the Winkler and the gas chromatography values. The graph shows a similar profile using both sets of data, however, the total amount of oxygen found by the Winkler method was only 0.76 ml/l while that found by gas chromatography was 0.63 ml/l. It should be noted that at the 500-meter depth there is a 17% difference between the Winkler and gas chromatography values.

The discrepancies between our oxygen results and those of the Winkler results are at present unexplained. The fact that gas chromatography nitrogen values are in excellent agreement with the literature values rules out the possibility that there is a systematic error in the technique of sampling or sample injection. It is further felt that the correction which was made for argon is valid based on the laboratory experiments, the results of which are shown in Tables 1 and 2. At present, an investigation into the possibility of a systematic error in the Winkler method is being considered.

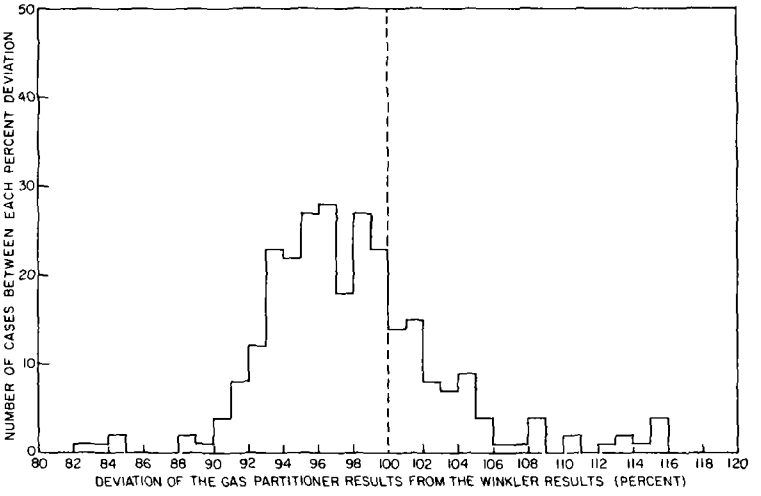


Fig. 3 - Oxygen results

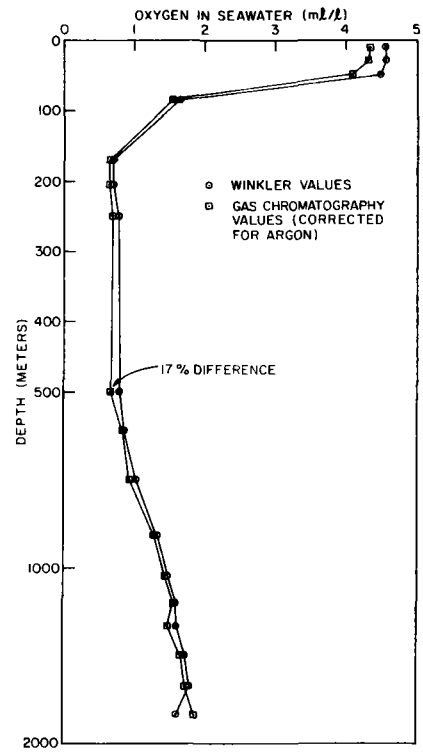


Fig. 4 - The vertical distribution of dissolved oxygen for a station in the Andaman Sea. For convenience the vertical scale is compressed below 500 meters.

CONCLUSIONS AND RECOMMENDATIONS

Gas chromatography as described here has a decided advantage over the manometric and chemical methods presently in use. Several advantages and recommendations are listed below:

1. The method is less time consuming. Only six minutes is required for a complete analysis as compared to 15 minutes for a Winkler oxygen analysis based on a ten-sample analysis.

2. The sample size is greatly reduced (usually 2 ml), thus allowing more sample for other oceanographic experiments.

3. The possibility of being able to determine dissolved nitrogen and other gases in routine oceanographic surveys while in the field is a decided advantage.

4. The method is better suited for routine measurements, and the equipment requires a minimum of maintenance.

5. The equipment is easily operated under almost any sea conditions.

6. The performance of the equipment was not affected by the ship's voltage and frequency variations.

7. The equipment is relatively portable and can be installed aboard ship in a matter of only a few hours.

8. The data are permanently recorded as peaks, and with the use of an integrating recorder, the areas are also on permanent records. It is strongly recommended that an integrating recorder be used rather than performing area measurements with a planimeter.

9. With some minor modifications, the present equipment may be utilized for the determination of dissolved H_2, SO_2, and H_2S.

10. It is further recommended that the Gas Partitioner be used with a thermal stabilizer.

ACKNOWLEDGMENTS

We wish to express our appreciation to Dr. V.J. Linnenbom and Dr. C.H. Cheek for their enlightening discussions.

REFERENCES

1. Swinnerton, J.W., and Linnenbom, V.J., "Radiation Effects (Gas Chromatographic Analysis)" Report of NRL Progress, Oct. 1960

2. Jacobsen, J.P., Robinson, R.J., and Thompson, T.G., "A Review of the Determination of Dissolved Oxygen in Sea Water by the Winkler Method," Publication Scientific No. 11, Association d'Oceanographic Physique, Union Géodésique et Géophysique Internationale, Geofysiske Institutt, Bergen, Norway, 1950

3. Hamm, R.E., and Thompson, T.G., J. Mar. Res. 4:11 (1941)

4. Benson, B.B., and Parker, P.D.M., Deep-Sea Res. 7:237 (1961)

5. Swinnerton, J.W., Linnenbom, V.J., and Cheek, C.H., Anal. Chem. 34:483 (1962)

6. Benson, B.B., and Parker, P.D.M., J. Phys. Chem. 65:1489 (1961)

APPENDIX A

GAS CHROMATOGRAPHY DATA FROM SURVEY CRUISE

The appendix contains all data obtained during the survey cruise. The sonic depths ranged from 50 meters in the Gulf of Siam to about 2,000 meters in the Andaman Sea. Temperatures were obtained with standard reversing thermometers. The saturated nitrogen values were calculated from data of Rakestraw and Emmel* and have been corrected for the vapor pressure of water at the given temperatures and reduced to S.T.P. Oxygen by gas chromatography values have been corrected for argon concentration.

---

*N.W. Rakestraw and V.M. Emmel, J. Physic Chem. 42:1211 (1938).

Table A1

Sample Number	Date	Latitude	Longitude	Sonic Depth (meters)	Sampling Depth (meters)	Salinity (g/kg)	Sample Temperature (°C)	N_2 Literature (ml/l)	N_2 By Gas Chromatography (ml/l)	Saturation of Dissolved N_2 (%)	O_2 By Winkler (ml/l)	O_2 By Gas Chromatography (ml/l)
Gulf of Siam												
1	11/9/61	9°00′N	103°00′E	49	0	30.12	28.42	9.05	8.93	98.67	4.64	4.37
2					5	30.13	28.42	9.05	8.54	94.36	4.61	4.34
3					10	30.12	28.42	9.05	8.74	96.57	4.66	4.64
4					15	30.24	28.35	9.04	8.70	96.24	4.63	4.71
5					20	31.55	28.51	8.96	9.31	103.91	4.54	4.66
6					25	32.16	28.65	8.91	8.91	100.00	4.48	4.63
7					30	32.48	28.65	8.89	8.74	98.31	4.34	4.00
8					35	32.69	28.60	8.88	8.53	96.06	4.15	4.23
9					40	33.07	28.18	8.90	8.72	97.98	2.96	3.21
10					45	33.37	27.75	8.93	8.84	98.99	2.30	2.34
11					47	33.38	27.74	8.93	9.02	101.01	2.22	2.18
12	11/10/61	8°59′N	102°59.6′E	49	0	30.61	28.54	9.01	8.99	99.78	4.64	4.89
13					15	30.66	28.45	9.01	8.57	95.12	4.62	4.32
14					30	31.97	28.66	8.92	8.38	93.95	4.45	3.97
15					45	33.37	27.74	8.93	9.16	102.58	2.18	2.03
16	11/11/61	7°42.6′N	101°12′E	42	5	32.86	28.27	8.90	9.21	103.48	4.49	4.59
17					30	32.85	28.27	8.90	8.57	96.21	4.41	4.30
18					40	32.94	28.31	8.89	8.50	95.61	4.10	3.85
19	11/11/61	7°42.6′N	101°12′E	42	0	32.85	28.46	8.88	8.69	97.86	4.48	4.30
20					5	32.85	28.45	8.88	8.84	99.55	4.54	4.18
21					30	32.83	28.31	8.90	8.46	95.06	4.43	4.12
22					40	32.93	28.34	8.89	8.65	97.30	4.12	3.81
23	11/11/61	7°42.6′N	101°12′E	42	0	32.82	28.30	8.90	8.72	97.98	4.52	4.64
24					5	32.82	28.32	8.89	8.76	98.54	4.52	4.29
25					25	32.81	28.30	8.90	8.97	100.79	4.52	4.31
26					40	32.90	28.29	8.90	9.06	101.80	4.16	4.04
Singapore Strait												
27	11/13/61	1°13.6′N	104°10′E	53	5	32.80	29.15	8.83	8.84	100.11	4.39	4.35
28					10	32.81	29.16	8.83	9.40	106.46	4.40	4.45
29					30	32.80	29.15	8.83	9.25	104.76	4.26	4.21
30					50	32.80	29.12	8.83	8.67	98.19	4.02	3.92
31	11/14/61	1°13.6′N	104°10′E	53	0	32.66	29.20	8.84	8.61	97.40	4.39	4.34
32					10	32.69	29.08	8.84	9.04	102.26	4.43	4.46
33					35	32.76	29.17	8.83	8.87	100.45	4.28	4.24
34					50	32.77	29.18	8.83	9.59	108.61	4.22	4.39
35	11/14/61	1°14′N	104°10′E	53	5	32.73	29.12	8.83	8.65	97.96	4.33	4.30
36					15	32.74	29.10	8.83	8.35	94.56	4.38	4.23
37					25	32.73	29.11	8.83	8.72	98.75	4.36	4.30
38					50	32.74	29.10	8.83	8.65	97.96	4.11	4.04
39	11/15/61	1°06.9′N	103°29.1′E	37	0	32.07	29.68	8.84	8.76	99.10	4.46	4.40
40					5	32.16	29.14	8.87	8.87	100.00	4.38	4.33
41					10	32.43	29.07	8.86	8.35	94.24	4.27	4.12
42					15	32.50	29.05	8.86	8.69	98.08	4.25	4.24
43					20	32.51	29.04	8.86	8.80	99.32	4.28	4.00
44					25	32.51	29.07	8.86	8.95	101.02	4.24	4.16
45					30	32.52	29.03	8.86	8.76	98.87	4.23	3.90
46					33	32.52	29.08	8.86	8.84	99.77	4.21	4.20
47					36	32.51	29.06	8.86	9.10	102.71	4.18	4.34
48	11/15/61	1°06.9′N	103°29.1′E	37	0	31.59	29.20	8.90	8.76	98.43	4.34	4.13
49					5	31.85	29.36	8.88	8.38	94.37	4.32	4.31
50					9	32.04	29.24	8.87	8.76	98.76	4.30	4.17
51					14	32.08	29.19	8.85	8.80	99.44	4.25	4.16
52					19	32.26	29.12	8.87	8.76	98.76	4.25	4.09
53					24	32.43	29.12	8.86	8.87	100.11	4.26	4.01
54					28	32.49	29.09	8.86	8.57	96.73	4.22	3.85
55					31	32.50	29.11	8.86	8.46	95.49	4.19	3.99
56					34	32.51	29.09	8.86	8.84	99.77	4.12	3.96
57	11/16/61	1°06.9′N	103°29.1′E	37	0	32.24	29.95	8.81	9.06	102.84	4.35	4.33
58					5	32.22	29.34	8.85	8.84	99.89	4.42	4.39
59					10	32.21	29.25	8.85	8.72	98.53	4.30	4.24
60					15	32.30	29.16	8.86	8.91	100.56	4.26	4.28
61					20	32.48	29.11	8.85	8.38	94.69	4.21	4.12
62					30	32.50	29.11	8.85	8.84	99.89	4.14	4.15
63					33	32.51	29.14	8.85	8.72	98.53	4.12	4.07
64					36	32.51	29.12	8.85	8.46	95.59	4.07	4.01
Strait of Malacca												
65	11/23/61	5°15.5′N	97°40.6′E	58	0	30.77	28.68	8.99	8.69	96.66	4.58	4.49
66					5	30.86	28.62	8.98	8.35	92.98	4.57	4.37
67					10	31.74	27.37	9.06	9.02	99.56	4.77	4.40
68					15	32.50	25.54	9.24	9.32	100.87	4.13	3.94
69					20	32.25	25.19	9.30	9.44	101.51	3.58	3.60
70					25	33.31	24.68	9.35	9.55	102.14	3.38	3.33
71					30	33.55	24.25	9.35	9.40	100.53	2.92	2.79
72					34	33.57	24.04	9.38	9.32	99.36	2.86	2.75
73					49	33.21	21.29	9.76	9.93	101.74	1.81	1.78
74					54	34.24	21.20	9.71	9.78	100.72	1.75	1.82

Table A1 (Continued)

Sample Number	Date	Latitude	Longitude	Sonic Depth (meters)	Sampling Depth (meters)	Salinity (g/kg)	Sample Temperature (°C)	N_2 Literature (ml/l)	N_2 By Gas Chromatography (ml/l)	Saturation of Dissolved N_2 (%)	O_2 By Winkler (ml/l)	O_2 By Gas Chromatography (ml/l)
Strait of Malacca (Continued)												
75	11/24/61	5°15.5'N	97°40.6'E	58	0	30.85	29.15	8.95	8.84	98.77	4.57	4.37
76					5	30.97	28.73	8.97	8.46	94.31	4.62	4.36
77					10	31.12	28.51	8.98	8.84	98.44	4.67	4.43
78					15	32.25	27.10	9.06	9.06	100.00	4.50	4.25
79					20	33.34	25.22	9.23	9.17	99.35	3.64	3.42
80					25	33.68	23.97	9.36	9.21	98.40	2.71	2.61
81					30	33.77	23.09	9.50	9.06	95.37	2.51	2.31
82					35	33.82	22.88	9.51	9.63	101.26	2.38	2.39
83					40	33.82	22.76	9.52	9.40	98.74	2.32	2.21
84					50	34.22	21.03	9.74	9.93	101.95	1.80	1.78
85					55	34.26	20.97	9.74	9.74	100.00	1.75	1.69
86	11/25/61	5°56.8'N	99°58.0'E	33	0	30.45	29.47	8.94	8.72	97.54	4.42	4.41
87					5	30.45	29.43	8.94	8.69	97.20	4.45	4.37
88					10	30.54	29.36	8.95	9.17	102.46	4.42	4.34
89					15	31.23	29.17	8.93	9.10	101.90	3.94	3.80
90					20	31.83	28.80	8.94	9.02	100.89	2.71	2.73
91					25	32.48	27.90	8.96	9.02	100.67	2.11	1.99
92					32	33.26	25.55	9.19	9.63	104.79	1.45	1.45
93	11/25/61	5°56.8'N	99°58.0'E	33	0	30.51	29.35	8.95	8.69	97.09	4.40	4.26
94					5	30.51	29.30	8.95	8.61	96.20	4.41	4.13
95					10	30.58	29.31	8.93	8.72	97.65	4.41	4.22
96					15	30.63	29.31	8.93	8.74	97.87	4.31	4.13
97					20	31.32	29.04	8.93	8.69	97.31	3.68	3.53
98					25	31.59	28.80	8.93	8.80	98.54	3.24	3.07
99					30	32.43	27.04	9.06	8.69	95.92	2.05	1.99
100					32	32.99	26.42	9.23	9.32	100.98	1.45	1.44
101	11/26/61	5°56.8'N	99°58.0'E	33	0	30.60	29.14	8.96	8.97	100.11	4.31	4.18
102					5	30.59	29.13	8.96	9.19	102.57	4.32	4.28
103					10	30.65	29.12	8.96	8.99	100.33	4.28	4.35
104					15	31.85	28.96	8.90	8.87	99.66	2.60	2.68
105					20	31.95	28.84	8.91	9.00	101.01	2.55	2.50
106					25	32.85	26.70	9.08	9.27	102.09	1.63	1.55
107					27	32.18	25.98	9.19	9.59	104.35	1.35	1.51
108					30	32.20	25.85	9.12	9.51	104.28	1.36	1.42
109					32	32.20	25.81	9.12	9.68	106.14	1.36	1.47
110	11/26/61	6°14.9'N	99°00.0'E	85	0	30.76	29.21	-	-	-	4.39	-
111					5	30.77	29.20	8.95	8.63	96.42	4.41	4.34
112					10	30.77	29.20	8.95	8.96	97.88	4.39	4.11
113					14	30.81	29.22	8.95	8.99	99.33	4.31	4.16
114					19	31.21	29.17	8.93	8.84	98.99	3.83	3.60
115					24	31.98	28.94	8.89	8.95	100.67	3.68	3.58
116					29	32.66	28.24	8.92	8.99	100.78	3.62	3.31
117					38	34.01	21.44	9.69	9.74	100.52	2.24	1.90
118					48	34.45	18.64	10.06	10.19	101.29	1.35	1.33
119					57	34.53	18.14	10.13	10.68	105.43	1.27	1.30
120					67	34.58	17.71	10.20	10.53	103.24	1.17	1.19
121					76	34.62	17.35	10.26	10.53	102.63	1.05	1.10
122					81	34.62	17.33	10.26	10.75	100.78	0.98	0.98
123	11/27/61	8°57.0'N	99°08.0'E	46	0	31.14	28.80	8.96	8.87	99.00	4.55	4.37
124					5	31.14	28.77	8.96	8.57	95.65	4.61	4.42
125					10	31.14	28.75	8.96	8.72	97.32	4.59	4.43
126					15	31.13	28.77	8.96	8.38	93.53	4.59	4.27
127					20	31.14	28.75	8.96	8.57	95.65	4.59	4.38
128					25	31.14	28.76	8.96	8.50	94.87	4.59	4.21
129					30	31.16	28.62	8.96	8.72	97.32	4.52	4.39
130					44	33.35	25.44	9.33	9.17	98.29	2.26	2.16
Andaman Sea												
131	11/27/61	7°47.6'N	98°12.0'E	74	0	30.82	28.29	9.02	8.80	97.56	4.63	4.43
132					10	30.83	28.29	9.02	8.72	96.67	4.67	4.38
133					20	30.97	28.15	9.02	8.80	97.56	4.68	4.55
134					30	31.29	27.99	9.02	8.72	96.67	4.65	4.23
135					35	32.02	27.52	9.15	9.21	100.66	4.56	4.40
136					40	32.35	27.45	9.04	9.06	100.20	4.51	4.26
137					45	32.99	25.77	9.20	9.66	105.00	3.94	3.71
138					50	33.82	21.34	9.74	10.04	103.08	2.37	2.24
139					55	34.42	18.63	10.08	10.23	101.49	1.44	-
140					60	34.58	17.66	10.24	10.75	104.98	1.20	1.22
141					65	34.60	17.29	10.28	10.68	103.89	1.14	1.07
142					70	34.62	17.23	10.33	-	-	1.17	1.10
143	11/28/61	7°47.6'N	98°12.0'E	74	0	30.82	28.54	9.00	9.19	102.11	4.60	4.40
144					10	30.79	28.32	9.00	9.16	101.78	4.65	4.53
145					20	31.44	28.11	9.00	9.04	100.44	4.62	4.50
146					30	33.02	26.30	9.12	9.40	103.07	3.84	3.84
147					35	33.60	23.03	9.64	9.96	103.32	2.76	2.75
148					40	33.92	21.24	9.73	10.13	104.11	2.24	2.17
149					45	34.05	20.81	9.79	10.11	103.27	2.10	1.90
150					50	34.32	19.39	9.97	10.25	102.81	1.60	1.75
151					55	34.48	18.65	10.05	10.23	101.79	1.43	1.50
152					60	34.58	17.73	10.19	10.83	106.28	1.16	1.26
153					65	34.61	17.36	10.26	10.36	100.97	1.09	1.18
154					70	34.61	17.26	10.29	10.57	102.72	1.09	1.15

Table A1 (Continued)

Sample Number	Date	Latitude	Longitude	Sonic Depth (meters)	Sampling Depth (meters)	Salinity (g/kg)	Sample Temperature (°C)	N_2 Literature (ml/l)	N_2 By Gas Chromatography (ml/l)	Saturation of Dissolved N_2 (%)	O_2 By Winkler (ml/l)	O_2 By Gas Chromatography (ml/l)
Andaman Sea (Continued)												
155	11/28/61	8°14.9'N	98°00.0'E	78	0	30.98	28.47	9.00	8.84	98.22	4.57	4.39
156					10	31.06	28.33	9.00	9.02	100.22	4.62	4.59
157					20	31.56	27.23	9.08	8.95	98.57	4.50	4.38
158					25	32.21	25.84	9.19	9.29	101.09	4.27	4.24
159					30	32.62	24.07	9.42	9.48	100.64	3.78	3.71
160					34	33.33	23.15	9.50	9.51	100.11	3.01	3.09
161					39	33.20	22.94	9.53	9.51	99.79	3.19	3.16
162					44	33.26	22.33	9.61	9.55	99.38	3.19	3.25
163					49	33.66	21.65	9.69	9.89	102.06	2.43	2.43
164					59	34.23	18.90	10.05	10.11	100.60	1.60	1.64
165					69	34.59	17.36	10.26	10.34	100.78	1.03	1.05
166					74	34.45	17.29	10.28	10.45	101.65	1.22	1.02
167	11/29/61	8°44.2'N	98°00.0'E	57	0	31.16	28.24	9.00	9.06	100.67	4.58	4.63
168					5	31.15	28.19	9.01	9.10	101.00	4.56	4.68
169					10	31.82	27.58	9.05	9.32	102.98	4.48	4.24
170					15	32.12	27.17	9.06	9.42	103.97	4.38	4.31
171					20	32.25	26.93	9.08	9.78	107.71	4.51	4.36
172					25	32.52	26.45	9.12	9.74	106.81	4.45	4.29
173					30	32.72	25.37	9.27	9.40	101.40	4.37	4.28
174					34	33.11	24.26	9.37	9.68	103.31	3.62	3.82
175					39	33.38	23.03	9.52	9.91	104.10	2.89	3.00
176					44	33.83	21.26	9.72	10.25	105.45	1.99	2.22
177					49	34.32	18.92	10.02	10.70	106.36	1.18	1.34
178	11/29/61	9°27.7'N	97°45.9'E	82	0	31.09	28.35	8.99	8.38	93.21	4.73	4.42
179					10	31.18	28.13	9.02	9.08	100.67	4.86	4.55
180					15	31.84	27.68	9.02	8.99	99.67	4.76	4.42
181					20	32.39	26.58	9.13	9.29	101.75	4.67	4.49
182					25	32.69	25.83	9.19	9.19	100.00	4.19	3.78
183					30	33.02	24.96	9.28	9.32	100.43	3.71	3.51
184					40	34.00	20.70	9.80	9.70	98.98	1.93	1.90
185					50	34.34	19.01	10.02	10.34	103.19	1.40	1.37
186					60	34.43	18.28	10.12	10.11	99.90	1.26	1.28
187					70	34.56	17.25	10.28	10.40	101.17	1.06	1.08
188					75	34.61	16.78	10.36	10.90	105.21	0.89	0.93
189					80	34.62	16.77	10.36	10.90	105.21	0.91	0.90
190	11/29/61	10°00.0'N	97°30.0'E	80	0	31.60	27.69	9.03	9.01	99.78	4.67	4.35
191					5	31.60	27.69	9.03	8.76	97.01	4.67	4.43
192					10	31.78	27.63	9.00	8.76	97.33	4.61	4.20
193					19	32.01	27.49	9.04	8.69	96.13	4.56	4.24
194					29	32.26	27.25	9.04	8.99	99.45	4.34	3.86
195					39	32.38	27.09	9.07	8.95	98.68	4.19	3.99
196					48	32.41	24.59	9.34	8.91	95.40	3.31	3.24
197					58	33.64	22.52	9.56	9.55	99.90	2.16	2.24
198					68	33.92	20.85	9.78	9.85	100.72	1.84	1.78
199					72	34.24	19.08	10.03	10.11	100.80	1.46	1.47
200					77	34.45	17.81	10.18	9.98	98.04	1.21	1.17
201	11/30/61	9°56.0'N	95°55.0'E	2377	9	30.87	28.19	9.02	8.84	98.00	4.60	4.43
202					25	32.44	28.44	9.01	8.78	97.23	4.70	4.37
203					41	33.88	26.64	9.04	8.76	96.90	3.32	3.13
204					81	34.54	19.17	9.98	10.38	104.01	1.07	1.05
205					158	34.94	13.23	10.99	11.05	100.55	0.69	.68
206					229	35.03	11.66	11.30	11.20	99.12	0.77	.74
207					394	35.02	10.47	11.54	11.81	102.34	0.69	.66
208					491	35.04	9.96	11.65	11.67	100.17	0.76	.68
209					580	35.02	9.53	11.75	11.84	100.77	0.68	.79
210					635	35.00	9.06	11.86	12.22	102.17	0.80	.93
211					700	34.98	8.64	11.95	11.62	97.24	0.81	.77
212					760	34.97	8.04	12.10	11.62	96.03	0.94	.91
213					896	34.94	7.26	12.28	12.07	98.29	1.15	.97
214	12/1/61	9°00.0'N	95°00.0'E	2103	552	35.03	9.29	11.81	12.14	102.79	.86	.82
215					642	34.98	8.75	11.93	12.14	101.76	.89	.83
216					824	34.94	7.32	12.26	12.26	100.00	1.12	1.02
217					1016	34.91	6.23	12.53	12.97	103.51	1.36	1.28
218					1208	35.01	11.32	11.37	11.54	101.50	.74	.72
219	12/1/61	7°57.2'N	94°51.5'E	2523	9	30.95	28.50	8.99	8.67	96.44	4.58	4.32
220					26	31.19	28.46	8.96	8.55	95.42	4.57	4.28
221					43	31.50	27.83	8.92	8.85	99.22	4.49	4.09
222					85	34.25	22.13	9.58	9.96	103.97	1.64	1.55
223					167	34.92	13.44	10.95	11.04	100.82	.70	.65
224					205	35.01	12.21	11.19	11.13	99.46	.70	.64
225					239	35.02	11.64	11.30	11.36	100.53	.78	.69
226					506	35.02	9.56	11.75	12.77	108.68	.76	.63
227	12/1/61	7°57.2'N	94°51.5'E	2523	616	34.98	8.78	11.92	11.39	95.55	.82	.82
228					758	34.96	7.91	12.10	12.03	99.42	1.01	.91
229					902	34.92	6.60	12.44	12.90	103.70	1.31	1.28
230					1049	34.89	5.84	12.62	12.67	100.40	1.46	1.44
231					1200	34.88	5.39	12.74	12.86	100.94	1.58	1.58
232					1345	34.87	5.33	12.75	13.07	102.51	1.58	1.48
233					1502	34.86	5.05	12.82	13.01	100.71	1.72	1.65
234					1680	34.87	4.95	12.85	13.08	101.79	1.78	1.71
235					1820	34.86	4.97	12.83	12.93	100.78	1.55	1.80

Table A1 (Continued).

Sample Number	Date	Latitude	Longitude	Sonic Depth (meters)	Sampling Depth (meters)	Salinity (g/kg)	Sample Temperature (°C)	N_2 Literature (ml/l)	N_2 By Gas Chromatography (ml/l)	Saturation of Dissolved N_2 (%)	O_2 By Winkler (ml/l)	O_2 By Gas Chromatography (ml/l)
Andaman Sea (Continued)												
236	12/2/61	8°00.0'N	96°00.0'E	558	10	31.15	28.24	9.00	8.72	96.89	4.60	4.28
237					30	31.44	28.35	8.98	8.97	99.89	4.60	4.39
238					50	33.70	25.31	9.20	9.48	103.04	3.07	2.96
239					100	34.65	17.93	10.16	10.32	101.57	1.02	1.10
240					200	34.98	12.39	11.16	11.41	102.24	.68	.69
241					300	35.03	11.26	11.38	11.54	101.41	.82	.86
242					500	35.02	10.25	11.60	11.47	98.88	.75	.71
243					550	35.00	9.43	11.77	11.54	98.05	.74	.70
244	12/2/61	8°03.4'N	96°59.2'E	512	20	31.48	27.77	9.03	8.97	99.34	4.41	4.38
245					40	33.62	24.77	9.27	9.81	105.83	2.55	2.67
246					60	34.19	22.60	9.52	10.10	106.09	1.71	1.75
247					100	34.77	16.33	10.43	10.89	104.41	.81	.90
248					200	34.98	12.94	11.04	11.60	105.07	.72	.86
249					300	35.04	11.65	11.30	11.28	99.82	.75	.86
250					450	35.02	10.51	11.55	11.47	99.31	.74	.86
251					500	35.01	9.97	11.65	11.66	100.09	.66	.81
252	12/2/61	6°10.0'N	96°58.0'E	1280	7	31.16	28.54	8.98	9.14	100.67	4.61	4.46
253					23	32.29	27.33	9.03	9.10	100.78	4.44	4.10
254					38	33.54	25.11	9.22	9.17	99.46	3.39	3.25
255					76	33.55	20.58	9.85	10.30	104.57	1.61	1.50
256					143	34.94	14.46	10.95	11.07	101.10	.91	.87
257					200	34.97	13.18	11.00	11.05	100.45	.78	.89
258					335	35.03	10.98	11.44	11.94	104.37	.77	.82
259					433	35.02	10.25	11.60	11.62	100.17	.76	.72
260					522	35.00	9.80	11.70	11.88	101.54	.72	.83
261					591	35.00	9.29	11.81	12.14	102.79	.79	.74
262					737	34.94	8.09	12.10	12.56	103.80	.95	.95
263					893	34.93	7.03	12.34	12.60	102.11	1.21	1.16
264					984	34.91	6.50	12.46	12.67	101.69	1.30	1.30
265					1073	34.87	6.03	12.58	12.48	99.21	-	1.57
266	12/3/61	6°11.7'N	98°30.5'E	102	0	31.04	28.97	8.94	8.84	98.18	4.46	4.09
267					18	31.10	28.70	-	8.50	-	4.17	3.93
268					36	33.72	22.99	9.50	9.19	96.74	2.62	2.44
269					54	34.48	19.24	9.97	9.93	99.60	1.36	1.36
270					73	34.76	17.05	10.32	10.08	97.67	1.16	1.15
271					91	34.80	16.23	10.44	10.43	99.90	0.89	.93

Reprinted from the *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, vol. 14, no. 1, May 1963, p. 1-23

MIXING TRAJECTORIES OF INTERMEDIATE DEPTH WATERS OF THE SOUTH-EAST INDIAN OCEAN AS DETERMINED BY A SALINITY FREQUENCY METHOD

By D. J. ROCHFORD*

[*Manuscript received December* 7, 1962]

Summary

A new method for the detection of water masses and for the tracing of their mixing paths is described. Histograms of the salinity frequency distribution on 0·10 σ_t intervals from σ_t 26·90 to 27·70 contain modes which indicate the salinity characteristics of the intermediate water masses of the south-east Indian Ocean. These salinity characteristics are used to trace the extent of spreading of the water masses on these σ_t intervals and to determine trajectories of shallow and deep mixing.

Comparison is made of the results obtained by the new method with those by the core method for the water masses and circulation in intermediate depth of the south-east Indian Ocean. The core method in this region has not been able to show the large extent of deep mixing associated with the spreading of the Banda and Antarctic Intermediate water masses. The core method has also failed to show the widespread distribution of patches of Banda water at about 400–500 m throughout the whole south-east Indian Ocean.

I. INTRODUCTION

Several methods have been used to trace the mixing paths of subsurface water masses. Wüst (1935) developed the "core" method, whereby the path of a water mass may be followed by changes in the position and magnitude of a maximum or minimum in the vertical profile of salinity or some other suitable property. Where the maximum or minimum is quite pronounced this method has proved useful, e.g. in tracing the southward drift of North Atlantic deep water into the world oceans and the northward spreading of Antarctic Intermediate waters into the northern hemisphere. However, this method has not been very satisfactory for the study of the complex intermediate circulation in the region of the south Equatorial current to the northwest of Australia. Here water masses of similar salinity intermingle to such an extent that only their principal distribution regions around the fringe of the area can be determined by their "core" salinities. Supplementary quasi-conservative properties such as preformed phosphate have had to be used to trace some of the paths of the intermediate water masses of the area (Rochford 1961).

An alternative method was suggested by Montgomery (1937) and put to practical use by Parr (1938). These authors postulated that in the absence of vertical mixing, the spread of a subsurface water mass would occur along "isentropic surfaces". On such an isentropic (for convenience an isopycnal) surface, the distribution of salinity or any other identifying property would indicate the extent of spread of this water mass. However, in some regions a salinity value on an isopycnal surface could have

* Division of Fisheries and Oceanography, C.S.I.R.O., Cronulla, N.S.W.

been caused either by vertical or horizontal mixing and no objective choice can be made between these two processes. This introduces a good deal of uncertainty into the isentropic method and greatly detracts from its universal application.

Many of the deficiencies in existing methods of studying subsurface water mass distribution can be overcome by the method described in this paper. In the first place the method does not need a maximum or minimum of a particular property to identify a water mass. In the second place it recognizes and makes use of the fact that both vertical and horizontal mixing must occur during the life history of a water

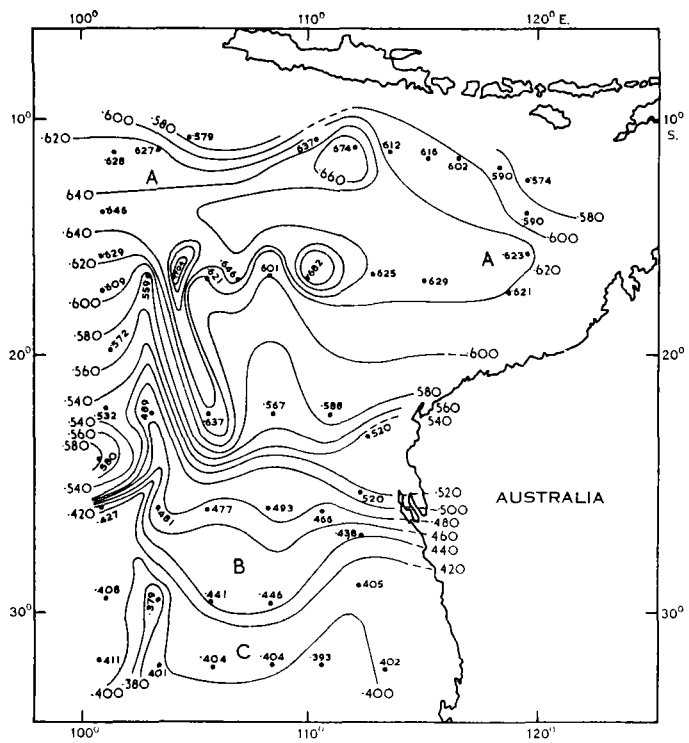


Fig. 1.—The distribution of salinity (‰) on the 27·20 σ_t surface during *Diamantina* Cruise Dm2/59. Contour intervals 0·02‰. Numerals shown are decimals to be added to 34·000‰.

mass. Thirdly it enables both the horizontal dispersion of a water mass on a σ_t surface and the extent of its vertical mixing across σ_t surfaces to be determined objectively and combined into a presentation of mixing trajectories.

The frequency method is based upon the following assumptions:

(1) The entry of a foreign body of water along or onto a σ_t surface, either by horizontal or vertical mixing, creates a region of relatively homogeneous salinity or other properties, surrounded by regions of strong gradients. Examples of this for salinity are shown in Figure 1 (regions of homogeneity A–A^1, B, C) and in Figure 2 (regions of homogeneity A–A^1, B, B^1).

(2) If the network of sampling stations in an area, such as that shown in Figure 1, is extensive and evenly distributed, the existence of such regions of

homogeneous salinity on a σ_t surface can be established by the frequency analysis of salinity.

As an example of this, the use of salinity class intervals of 0·02‰ in the frequency analysis of salinity on the 27·20 σ_t surface showed modes at A, B, and C (Fig. 3(*a*)) corresponding to region A–A^1, B, and C of Figure 1. On the 26·70 σ_t surface a similar analysis showed modes at A and B (Fig. 3(*b*)) corresponding to regions A–A^1, B, and B^1 of Figure 2. Such frequency modes will be discernible only if more than one

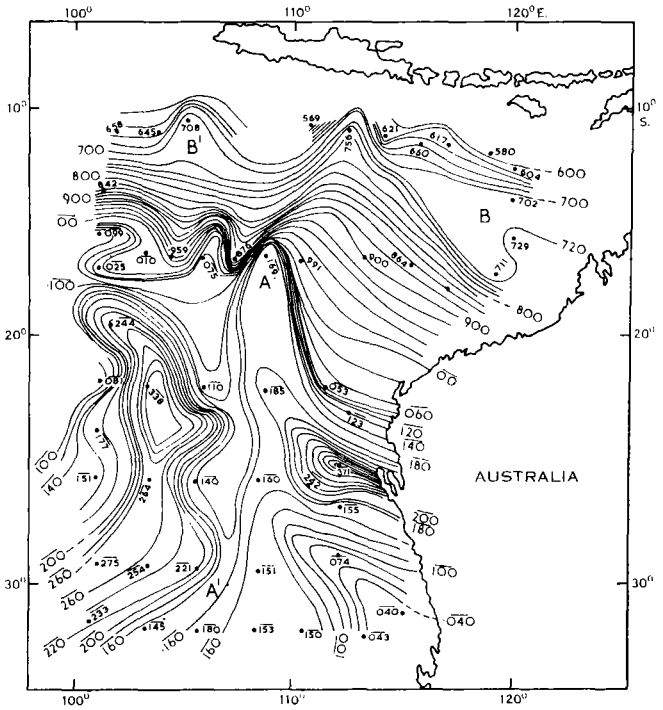


Fig. 2.—The distribution of salinity (‰) on the 26·70 σ_t surface during *Diamantina* Cruise Dm2/59. Contour intervals 0·02‰. Barred numerals are decimals to be added to 35·000‰, others are to be added to 34·000‰.

station happens to be located within each homogeneous area. The maximum distance between stations therefore depends upon the geographical extent of these homogeneous areas in relation to gradient areas, and this distance cannot be decided *a priori.*

The pattern of distribution of salinity in the south-east Indian Ocean (Figs. 1 and 2) requires a sampling network with no more than 100 miles between stations and this distance should be taken as generally applicable. When such frequency modes can be distinguished and the network of stations is adequate, their shape, numerical value, and salinity are used to determine certain features of hydrological structure:

(1) The shape of the modes shows the intensity of the mixing gradients surrounding the particular region of homogeneity.

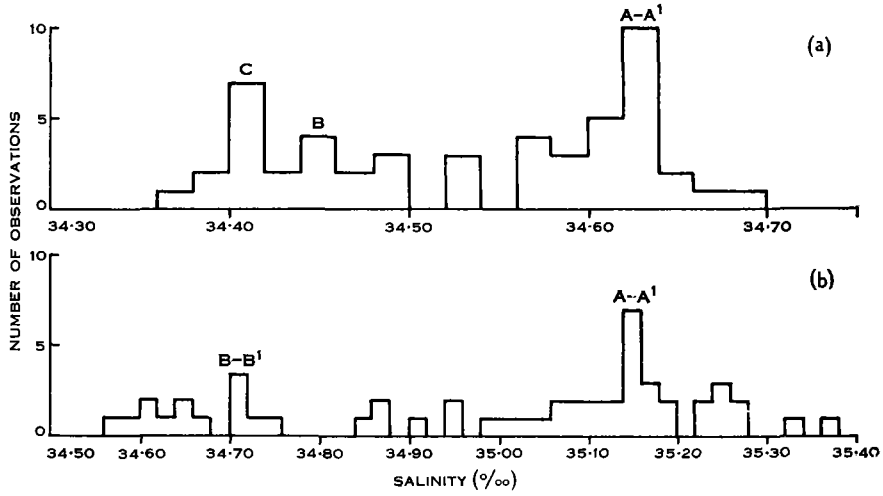


Fig. 3.—Histograms of salinity frequencies within a class interval of 0·02‰ during *Diamantina* Cruise Dm2/59. Letters refer to corresponding regions of Figures 1 and 2. (*a*) On the 27·20 σ_t surface; (*b*) on the 26·70 σ_t surface.

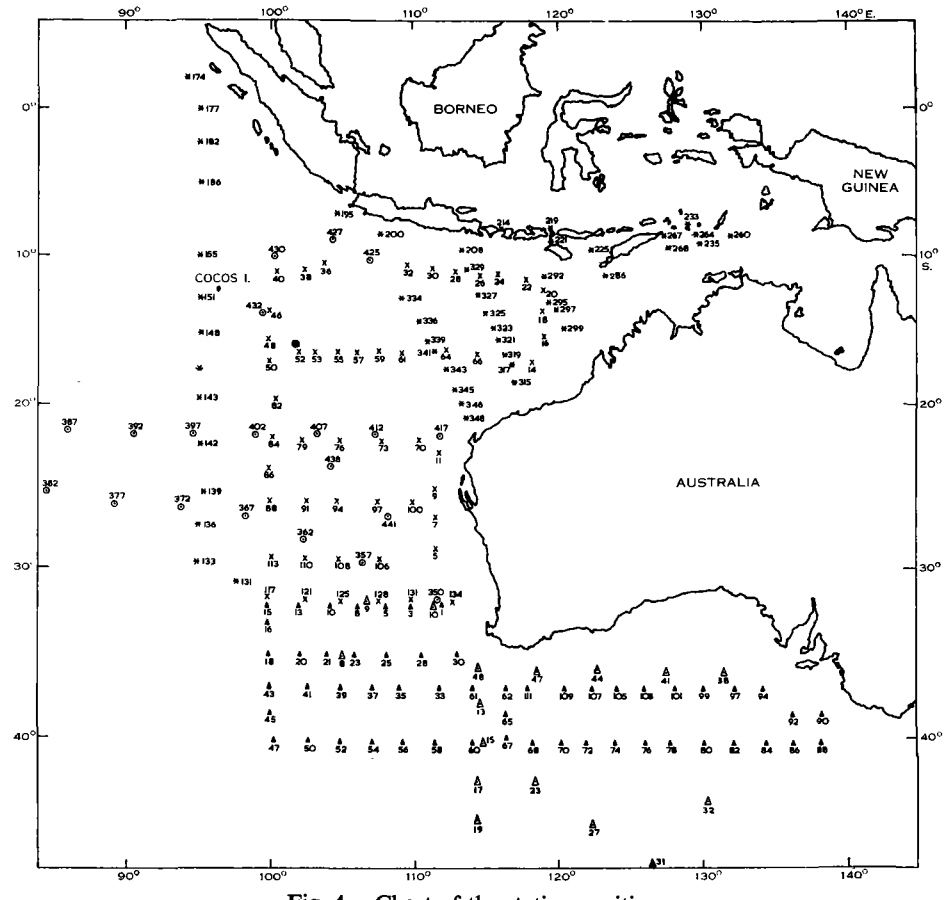


Fig. 4.—Chart of the station positions.

(2) The numerical value of the mode indicates the relative area occupied by a particular homogeneous region.

(3) The salinity of the modes serves to group them into water mass assemblages whose salinities change progressively and evenly from one σ_t surface to the next. These water mass assemblages can cover the full mixing history of a water mass only if the network of stations extends beyond its limits of distribution.

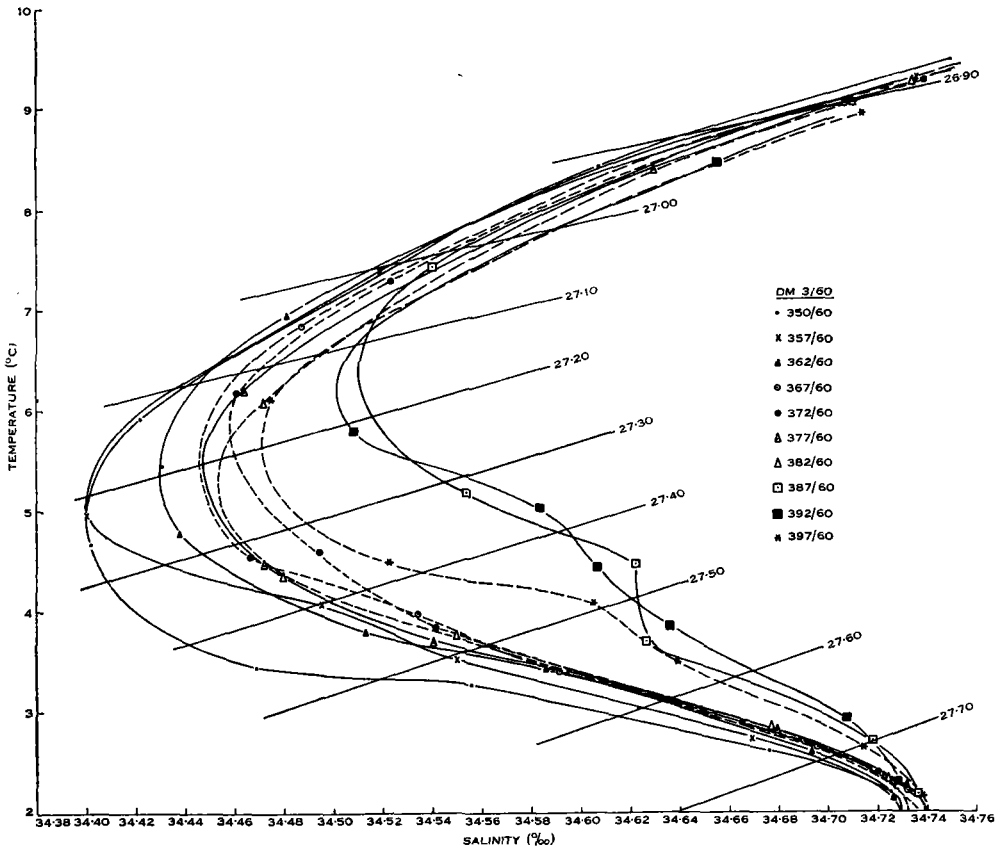


Fig. 5.—Selected example of salinity–temperature diagram used.

In this paper the frequency method is used to determine the water masses in intermediate depths of the south-east Indian Ocean. This region was chosen to allow comparison of the water mass studies by the frequency method with those already done in this region by the classical core method (Rochford 1961).

In this paper only salinity frequencies will be examined, although it is possible that modes could be found in the frequency spectrum of other properties and that these could be of greater significance than salinity in some cases. Other types of data, as well as salinity, from other depths and regions of the south-east Indian and south-west Pacific Oceans will be analysed by the frequency method by computer, and the results published in future papers.

II. Materials and Methods

The data used in this paper have been published (C.S.I.R.O. Aust. 1962*a*, 1962*b*, 1962*c*). In every case salinities were determined on board H.M.A.S. *Diamantina* with the inductively coupled salinometer (Brown and Hamon 1961) and are accurate to about ±0·003‰. Figure 4 shows the location of the stations used.

TABLE 1
EXAMPLE OF TABULATION OF SALINITY VALUES

Salinity (‰) on σ_t Surface	Station Dm1/1/59	Station Dm1/1/60	Station Dm3/350/60	Station Dm1/8/61	Station Dm2/49/61
26·90	34·700	34·720	34·658	34·654	34·720
27·00	34·592	34·500	34·523	34·550	34·557
27·10	34·528	34·499	34·442	34·454	34·471
27·20	34·435	34·430	34·400	34·387	34·408
27·30	34·418	34·445	34·409	34·393	34·434
27·40	34·450	34·490	34·443	34·445	34·475
27·50	34·511	34·560	34·520	34·517	34·522
27·60	34·597	34·599	34·616	34·610	34·610
27·70	34·689	34·700	34·696	34·702	34·694

TABLE 2
SALINITY OF FREQUENCY MODES

Water Mass	σ_t Surface	Salinity (‰)	Water Mass	σ_t Surface	Salinity (‰)
Banda Intermediate	26·90	34·67–34·69	Antarctic Intermediate	26·90	34·58–34·59
	27·00	34·66–34·68		27·00	34·52–34·54
	27·10	34·63–34·65		27·10	34·45–34·47
	27·20	34·60–34·62		27·20	34·40–34·42
	27·30	34·60–34·62		27·30	34·40–34·42
	27·40	34·61–34·63		27·40	34·43–34·45
	27·50	34·63–34·65		27·50	34·49–34·51
	27·60	34·67–34·69		27·60	34·59–34·61
	27·70	34·71–34·73		27·70	34·69–34·71

The following sequence of operations in the analysis of the data was followed:

(1) Plotting salinity–temperature curves (e.g. Fig. 5) for every station with a salinity scale of 0·02 per inch and a temperature scale of 0·5°C per inch. Entering σ_t curves at 0·10 σ_t intervals from 26·90–27·70.

(2) For each station the salinity value of each σ_t surface was tabulated (Table 1).

(3) A histogram of the frequency distribution of salinity in class intervals of 0·05‰ was prepared for each σ_t surface (Fig. 6). This gave an initial separation of the salinity into a mode of low salinity which must be associated with the Antarctic

Intermediate water mass and one or more with higher salinity water masses of the region (Fig. 6). Above a salinity of 34·75‰, however, no modes could be distinguished.

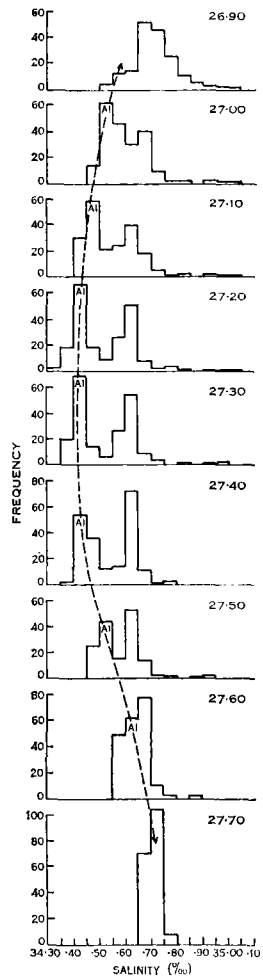


Fig. 6

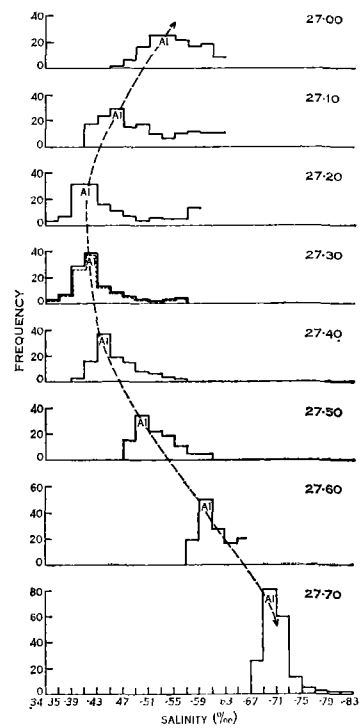


Fig. 7

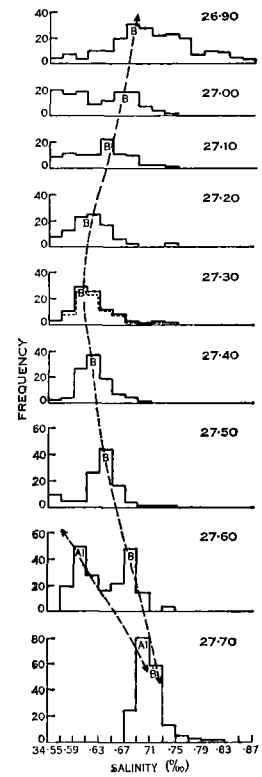


Fig. 8

Fig. 6.—Histograms of salinity frequencies within a class intervals of 0·05‰ on σ_t surfaces 26·90–27·70.

Fig. 7.—Histograms of salinity frequencies within a class interval of 0·02‰ and salinity range of 34·35–34·83‰ on σ_t surfaces 26·90–27·70. — — —, Frequencies adjusted to one mean value per 1° square.

Fig. 8.—Histogram of salinity frequencies within a class interval of 0·02‰ and salinity range of 34·55–34·87‰ on σ_t surfaces 26·90–27·70. — — —, Frequencies adjusted to one mean value per 1° square. AI, Antarctic Intermediate mode, B, Banda mode.

(4) Further histograms were then prepared in class intervals of 0·02‰, within the salinity range of the Antarctic Intermediate water mass (Fig. 7) and the higher salinity, now recognizable as the Banda water mass (Fig. 8).

(5) From these histograms (Figs. 7 and 8) the salinity mode (±0·01‰) for each σ_t surface and water mass was tabulated (Table 2).

(6) The geographic distribution of waters within the salinity modal limits (Table 2) of each water mass on successive σ_t surfaces was then plotted (Figs. 9–16).

(7) As both the Banda and Antarctic Intermediate water masses are characterized at their source by low salinity (Rochford 1961) the σ_t surface on which their modes had the lowest salinity would be that along which their original entry occurred. This was found to be the 27·30 σ_t surface for the Banda and between the 27·20 and 27·30 for the Antarctic (Figs. 7 and 8).

(8) On these selected σ_t surfaces ((7) above) horizontal spreading and mixing would predominate. However, vertical mixing across σ_t surfaces, considered here as a mixing trajectory, would be involved in the distribution of the water masses on other σ_t surfaces (Figs. 9–16). The vertical distribution of such mixing trajectories was examined along representative profiles (Figs. 17–20) and in the case of the Banda water mass, a semi-schematic three-dimensional model of its principal mixing trajectories postulated (Figs. 21 and 22).

III. Frequency Analysis

Within a salinity class of 0·05‰ two frequency modes were found between σ_t 27·20 and 27·40 (Fig. 7), but these modes merged outside of these σ_t limits. By using a salinity class of 0·02‰, however, it was possible between σ_t 27·00 and 27·60 to separate two frequency modes, characteristic of the Antarctic (Fig. 7) and Banda (Fig. 8) Intermediate water masses. The mode of the Antarctic water mass on the 27·00 σ_t surface was skewed towards higher salinity values (Fig. 7). By using a class interval of 0·01‰ the upper salinity limit of this Antarctic mode was established at 34·56‰ (Fig. 23) and the lower salinity limit of the Banda mode at 34·63‰ (Fig. 23). Between these modes a much smaller mode was found at 34·59–34·61‰ on the 27·00 σ_t surface (Fig. 23). This mode could also be identified on the 27·10 but not very clearly on the 26·90 σ_t surfaces (Fig. 23) and belongs to a separate low salinity water mass of northern origin. The Antarctic Intermediate water mass was just distinguishable as a salinity mode on the 26·90 σ_t surface (Fig. 23) but the Banda mode was quite strong (Fig. 8). Lack of sampling in the low salinity source region of Antarctic Intermediate water to the south of 40° S. (Fig. 4) has fixed the modal values of this water mass on the 27·20–27·40 σ_t surfaces at higher salinities than should be the case, and its mixing trajectories cannot be established (Section V(*b*)).

On the 27·60 σ_t surface two salinity modes were detected (Fig. 8) but on the 27·70 σ_t surface these two modes had merged into one (Fig. 8) which could not be separated further, even at class intervals of 0·01‰ (Fig. 24). The salinity of this common mode (34·69–34·72‰) is less than that of the deep salinity maximum of the south-east Indian Ocean (Rochford 1961) and the waters of this mode are considered the boundary between the deep limits of intermediate circulation and the upper limits of the deep circulation. Although the stations used for this frequency analysis were in general uniformly distributed (Fig. 4), some degree of concentration did occur to the north-west of Australia and to the west of Fremantle. The effect of such concentration upon the shape of the various histograms previously discussed has been disregarded. However, as Figures 7 and 8 show, an averaging of salinity values per 1° square on the 27·30 σ_t surface did not alter the salinity of the mode or of the

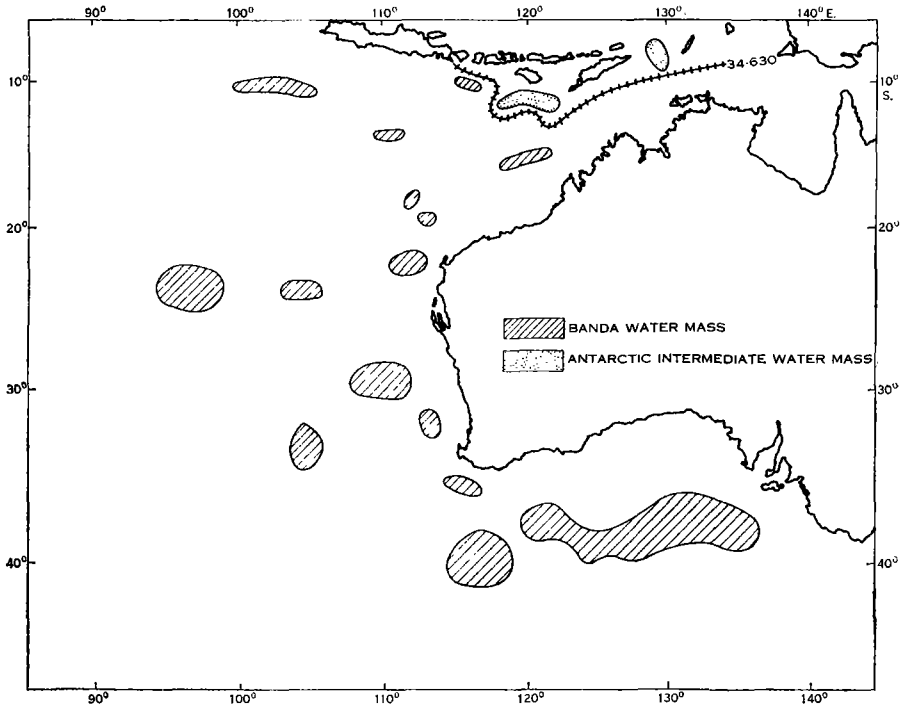


Fig. 9.—Distribution on the 26·90 σ_t surface of salinities within the modal frequency (Table 2) of the Banda and Antarctic Intermediate water masses.

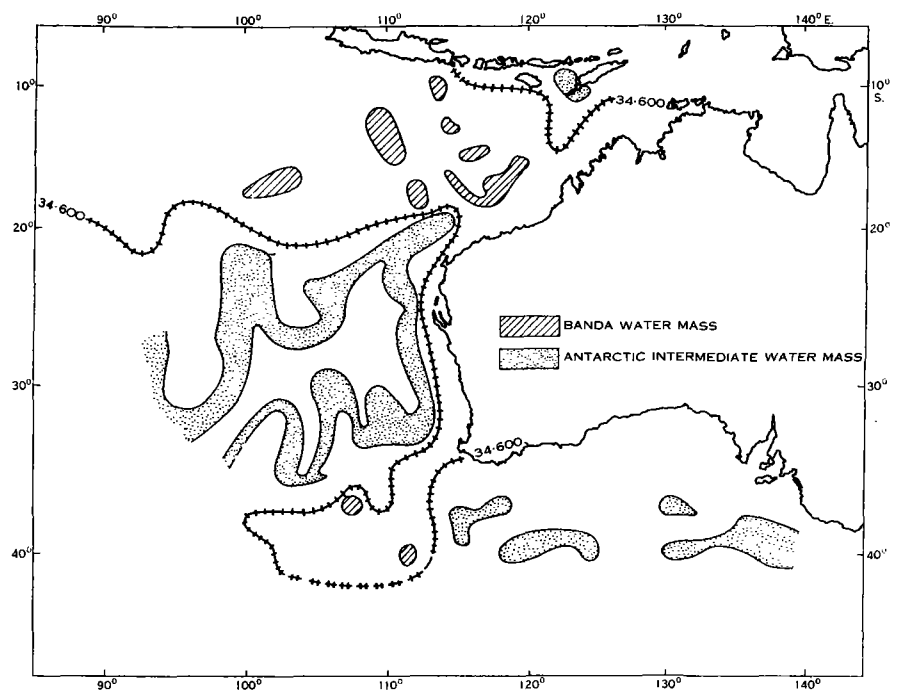


Fig. 10.—Distribution as for Figure 9 on the 27·00 σ_t surface.

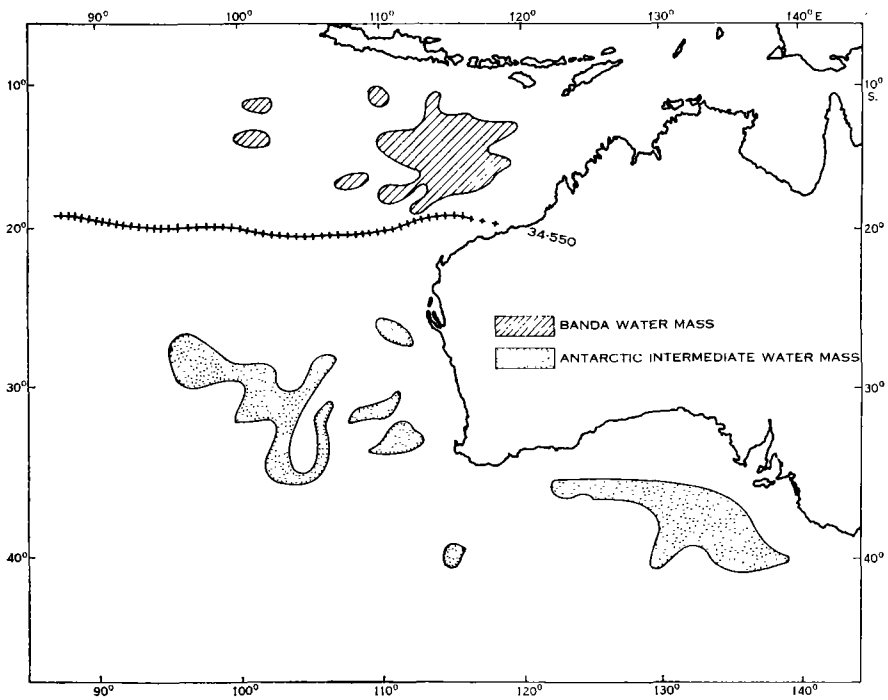


Fig. 11.—Distribution as for Figure 9 on the 27·10 σ_t surface.

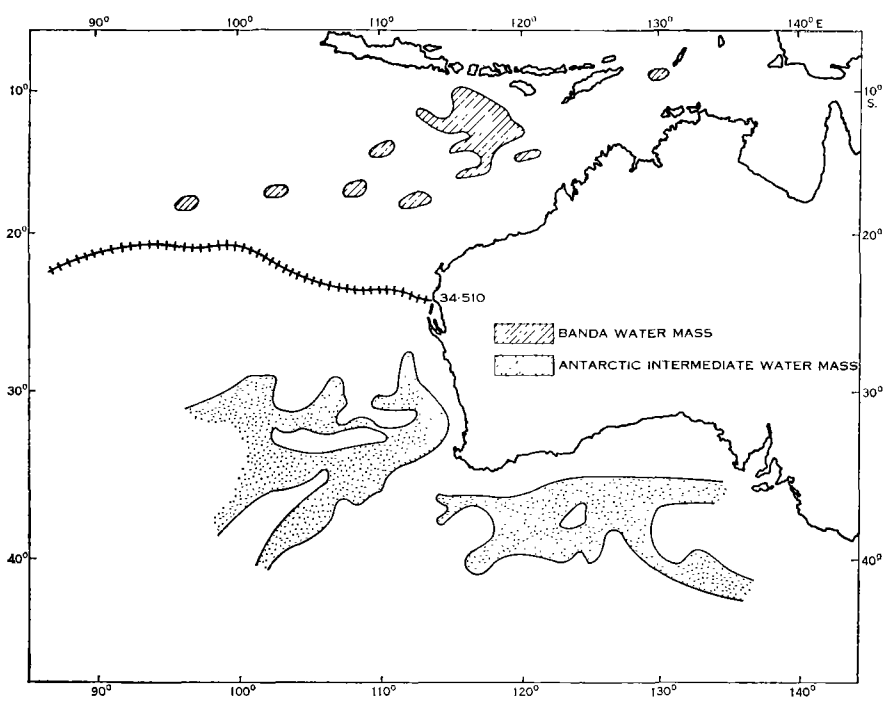


Fig. 12.—Distribution as for Figure 9 on the 27·20 σ_t surface.

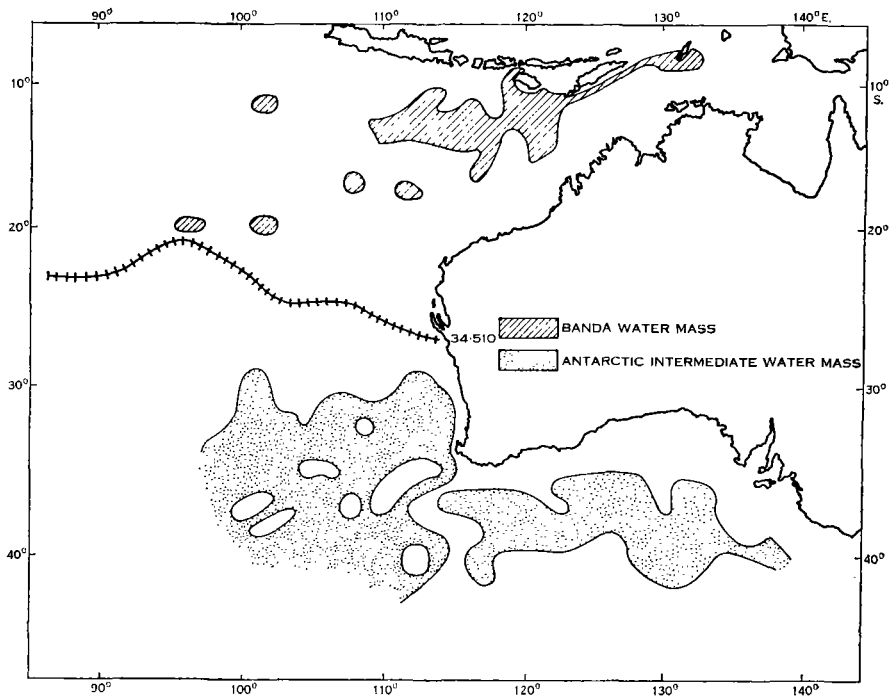


Fig. 13.—Distribution as for Figure 9 on the 27·30 σ_t surface.

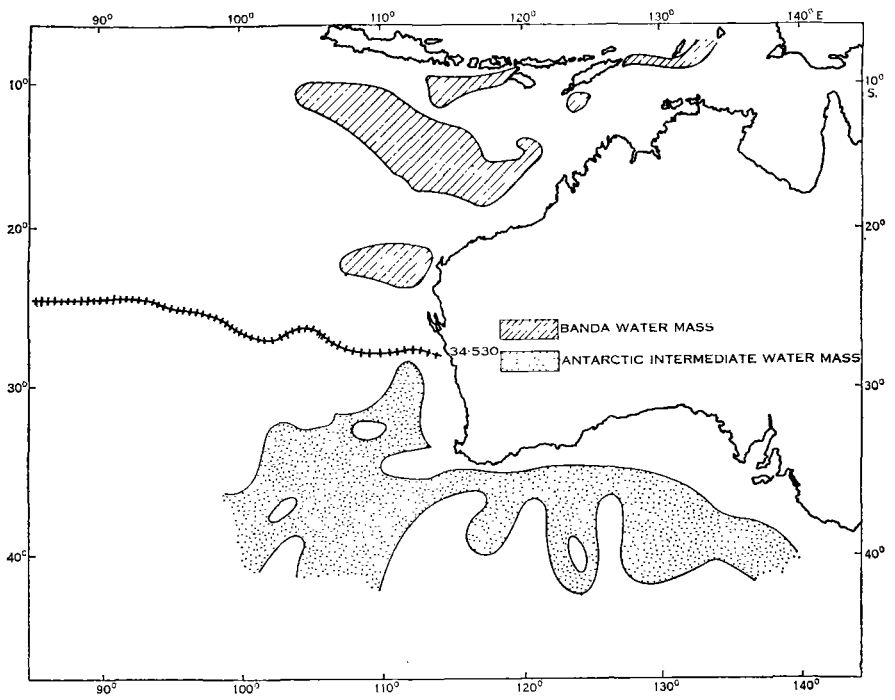


Fig. 14.—Distribution as for Figure 9 on the 27·40 σ_t surface.

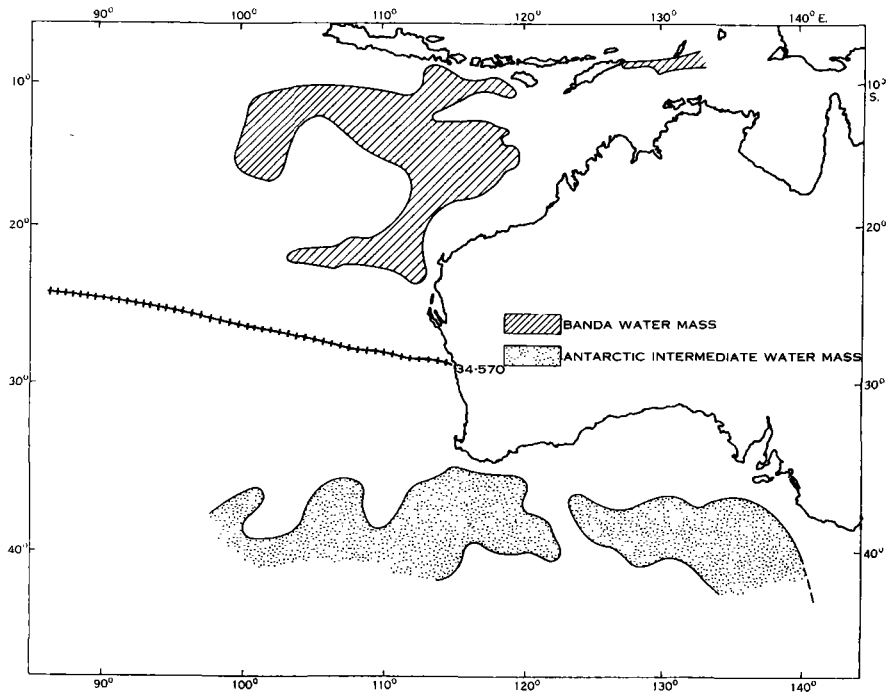


Fig. 15.—Distribution as for Figure 9 on the 27·50 σ_t surface.

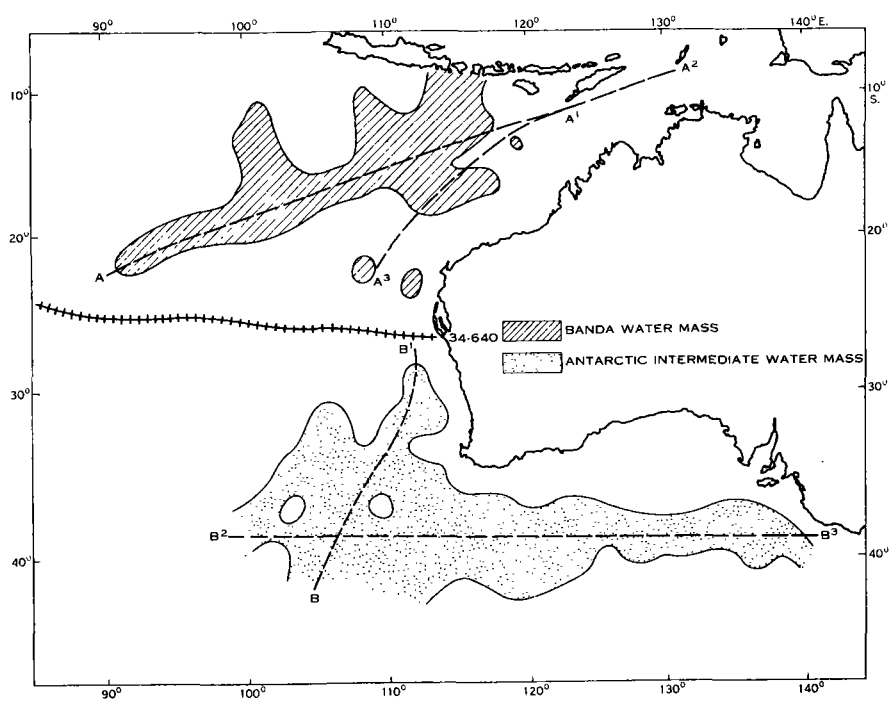


Fig. 16.—Distribution as for Figure 9 on the 27·60 σ_t surface. A–A², A¹–A³, B–B¹, B²–B³ position of sections (Section IV(*b*)).

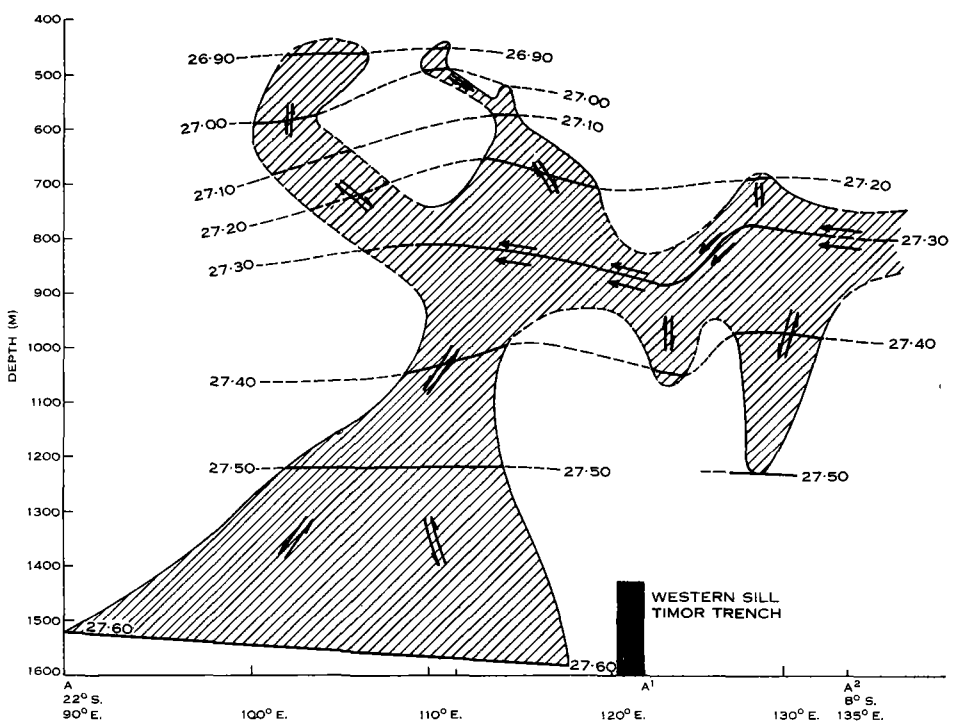


Fig. 17

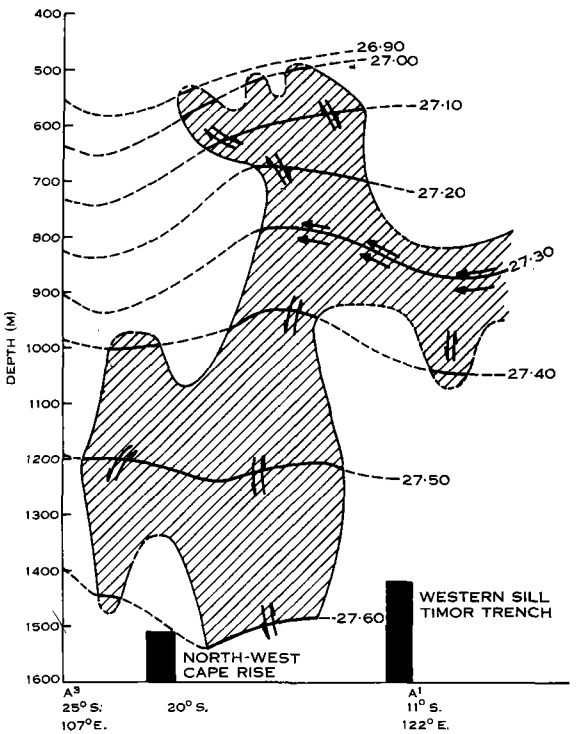


Fig. 18

Fig. 17.—The distribution along section A–A² (Fig. 16) of waters with salinities within the modal range (Table 2) of Banda Intermediate.

Fig. 18.—The distribution along section A¹–A³ (Fig. 16) of waters with salinities within the modal range (Table 2) of Banda Intermediate.

relative shapes of the histograms. Therefore, for this σ_t surface no weighting of values on a geographic basis is necessary. Similarly, no weighting is needed for the other σ_t surfaces.

IV. Geographic Distribution of Waters with Modal Salinity Characteristics

(a) *On σ_t Surface*

(i) *Banda Intermediate Water Mass.*—Waters within the modal salinity characteristics of this water mass were found throughout large regions of the south-east

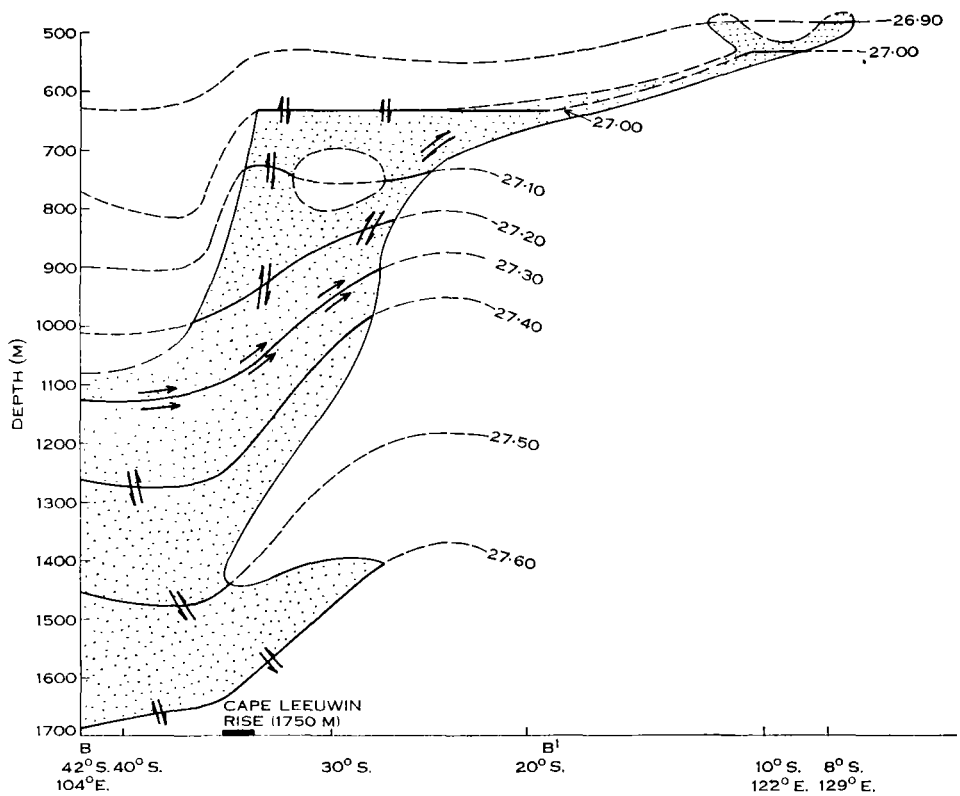


Fig. 19.—The distribution along section B–B¹ (Fig. 16) of waters with salinities within the modal range (Table 2) of Antarctic Intermediate.

Indian Ocean between Indonesia and Australia, on the 27·30–27·60 σ_t surfaces (Figs. 13–16). Their distribution was much restricted on the 27·00 to 27·20 σ_t surfaces (Figs. 10–12), but on the 26·90 σ_t surfaces, patches of these waters were found throughout the whole south-east Indian Ocean (Fig. 9), particularly to the south-west and south of Australia. These patches of Banda water to the south-west and south of Australia cannot be formed by *in situ* vertical mixing since they occur on the 26·90 and 27·00 σ_t surfaces as a secondary salinity minimum above the Antarctic Intermediate salinity minimum (Fig. 25). However, since only summer sampling south of 30° S. and only winter sampling north of 30° S. have been carried out, it is not wise to

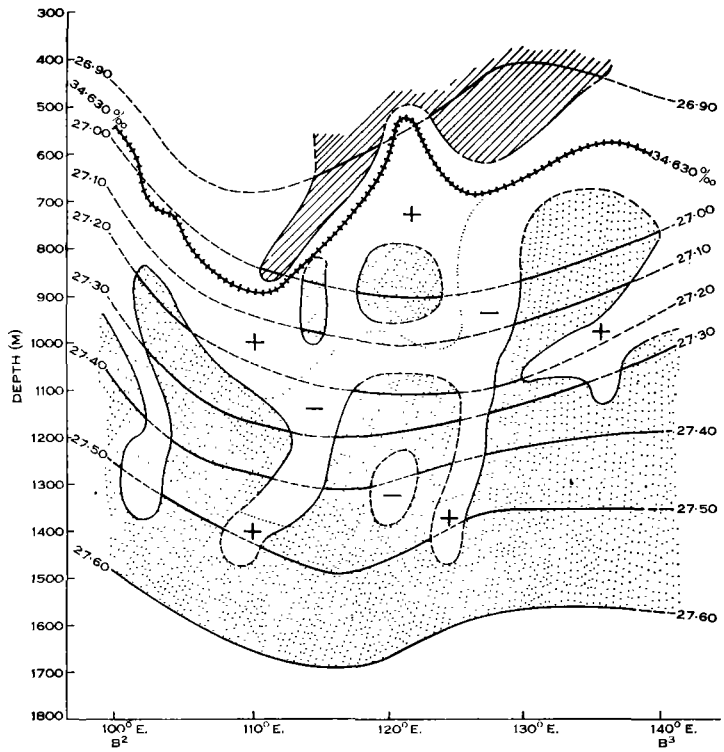


Fig. 20.—The distribution along section B^2–B^3 (Fig. 16) of water with salinities within the modal range (Table 2) of Antarctic Intermediate.

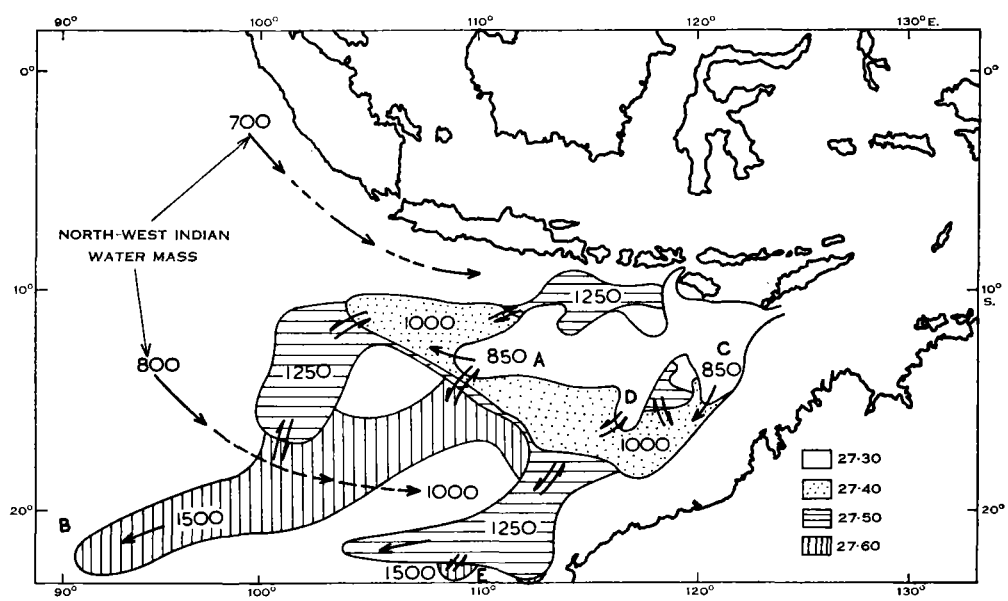


Fig. 21.—The principal trajectories of deep mixing of the Banda Intermediate water mass.

consider this patchiness a real feature of the southward spreading of Banda water, as has been demonstrated to the north (Section V(*b*)(ii)).

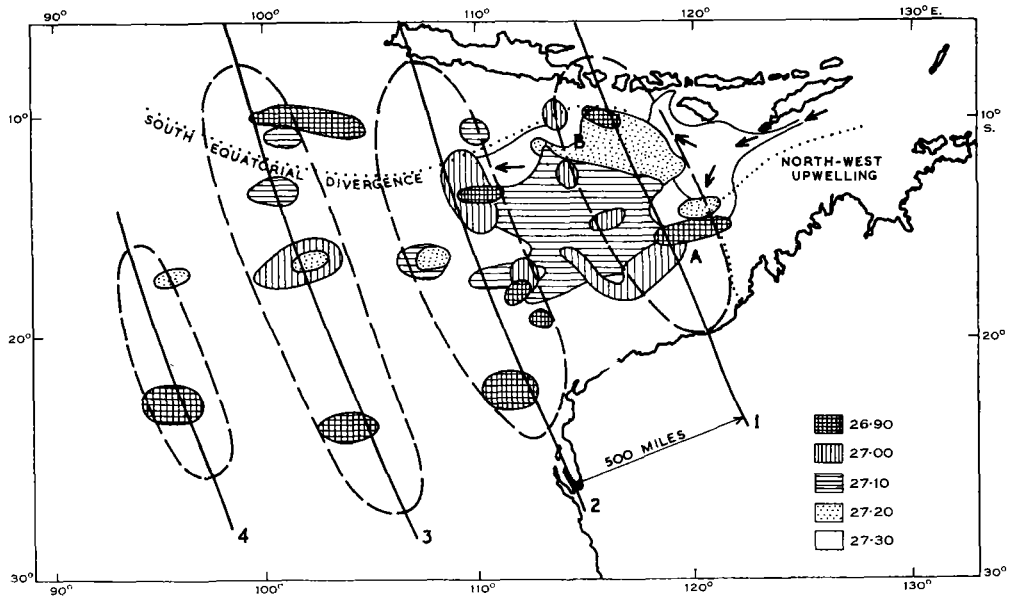


Fig. 22.—The principal trajectories of shallow mixing of the Banda Intermediate water mass.

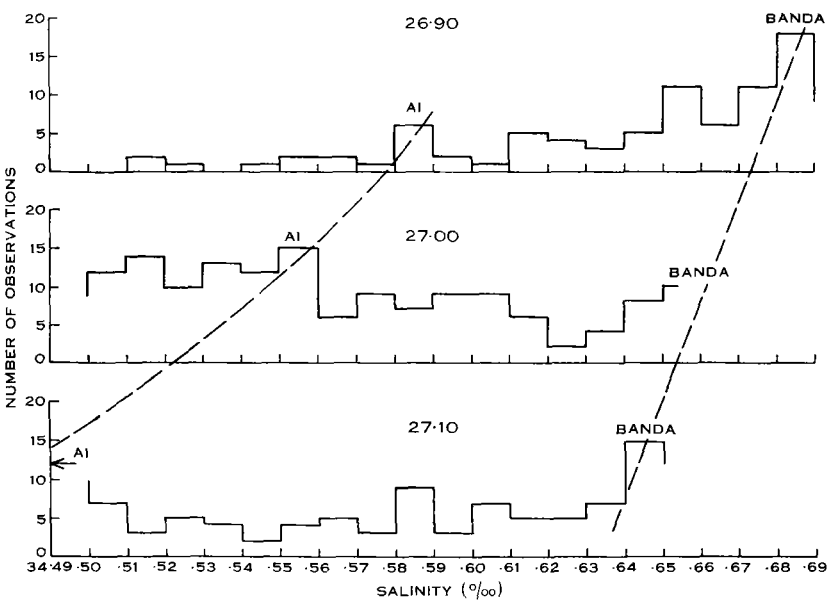


Fig. 23.—Histograms of salinity frequencies within a class interval of 0·01‰ and salinity range of 34·49–34·69‰ on σ_t surfaces 26·90–27·10.

(ii) *Antarctic Intermediate Water Mass.*—To the west of Australia, the northern boundary of waters within the modal salinity range of the Antarctic Intermediate

water mass lay at about the same position on the 27·30–27·40 and 27·60 σ_t surfaces, but on the 27·50 this boundary was much further south (Figs. 13–16). South-west

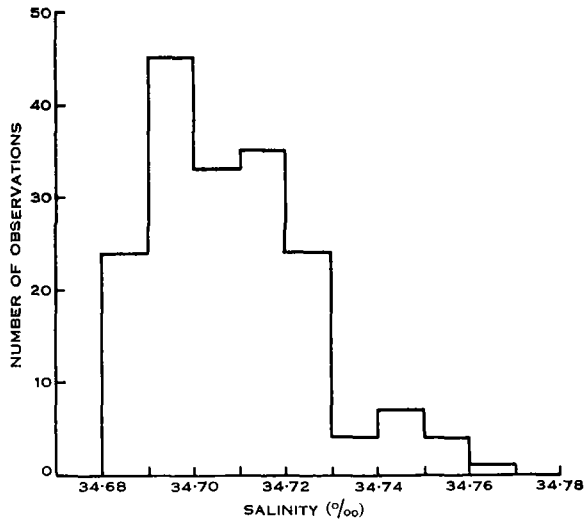


Fig. 24.—Histogram of salinity frequencies within a class interval of 0·01‰ and salinity range of 34·67–34·77‰ on the σ_t surface 27·70.

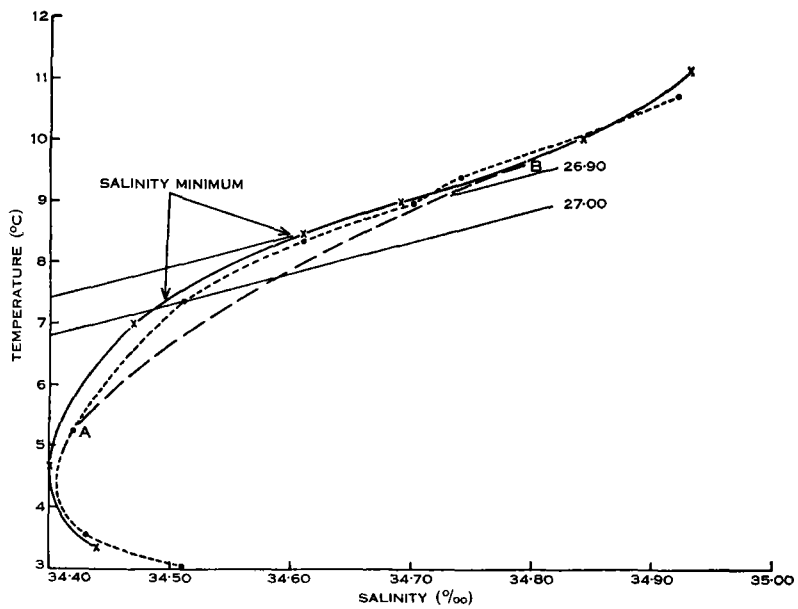


Fig. 25.—The salinity–temperature relation of waters at station Dm1/105/60 (– – – –), and at station Dm1/109/60 (————), south of Australia on March 19–20, 1960. A — — — B, *In situ* vertical mixing relation between water types A and B.

of Australia, a southern boundary of these waters could not be determined on these σ_t surfaces. South of Australia, however, both a northern and southern boundary

of waters within this modal salinity range could be determined. These waters were irregularly distributed on the 27·30–27·50 σ_t surfaces, but on the 27·60 were continuous from the eastern to the western limits of sampling. On the 27·20 σ_t surface these waters were divided south-west of Australia into two separate groups (Fig. 12) and this separation became more pronounced towards the surface (σ_t 27·10–27·00, Figs. 10 and 11). On the 26·90 σ_t surface these waters were not present in the south, but were found east and west of Timor (Fig. 9). They were also found west of Timor on the 27·00 σ_t surface (Fig. 10). These isolated patches of Antarctic water west of Timor cannot be formed by *in situ* vertical mixing since they occur on the 26·90 and 27·00 σ_t surfaces as a salinity minimum (Fig. 26). However, no indication was found

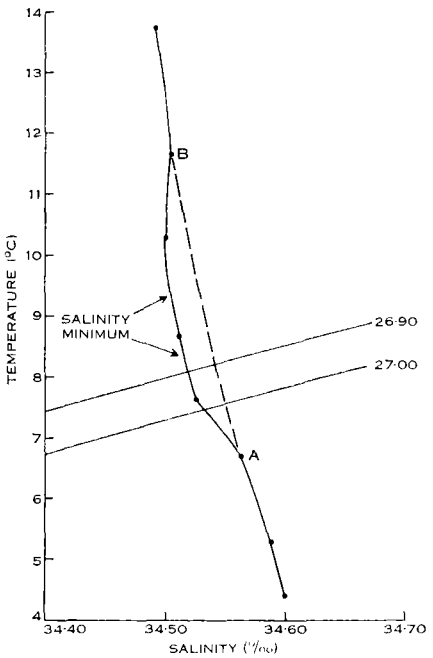


Fig. 26.—The salinity temperature relation of waters at station Dm2/225/60 west of Timor on August 20, 1960. A — — — B, *In situ* vertical mixing relation between water types A and B.

of a connection between the northernmost limit of these waters on the 27·00 σ_t surface (Fig. 10), and their isolated appearance some 800 miles to the north-east. It is probable that this connection is destroyed by mixing and upwelling along the north-west Australian coast during the South-East Monsoon (Rochford, unpublished data), and will be found only during the North-West Monsoon in summer. The scattered distribution of this water mass on the 27·00–27·20 σ_t surface south of 35° S. (Figs. 10–12) is caused by the extensive penetration of Banda water into this area (Fig. 9).

(*b*) *Vertical Sections*

(i) *Banda Intermediate.*—The positions of the two sections chosen to illustrate the east-west and north-south distribution with depth of the core waters of this water mass are shown in Figure 16. Along section A–A[2] (Fig. 17) horizontal spreading

on the 27·30 σ_t surface carried these core waters from the eastern limit of detection (100 miles south-west of the Aroe Is.) to the south of Java at about 108° E. Vertical mixing with deeper layers occurred in the Timor Trench, but was very pronounced and extended down to at least 1550 m in the Indian Ocean (Fig. 17). Vertical mixing with shallower layers did not extend much above 700 m in the Timor Trench, but in the Indian Ocean the Banda core waters were detected at about 450 m in longitude 103° and 110° E., some 400 m above their level of horizontal spreading. Along section A^1–A^3 (Fig. 18) horizontal spreading to about 17° S. was found. Mixing with deeper layers occurred in the basin north-west of Australia and in the basin south of the north-west Cape Rise at about 20° S. These deep Banda mixtures were not found south of about 24° S. In the upper layer (500–700 m) Banda waters were not found south of about 18° S., except in isolated patches (Section IV(*a*)(i)) which did not have any connection with deeper spreading.

(ii) *Antarctic Intermediate.*—Two sections have been chosen, one meridional B–B^1 (Fig. 19), and one zonal B^2–B^3 (Fig. 20) in the position shown in Figure 16. Along section B–B^1 (Fig. 19) the vertical extent of the core waters of the Antarctic Intermediate water mass was at a maximum at the southern limit of the region. At 42° S. these core waters were mixed with deep layers from about 1100–1700 m, but no mixing with shallower layers was in evidence. Along the 27·30 σ_t surface horizontal spreading of these waters was found to about 28° S., where mixing with deeper layers was much reduced but mixing with shallower layers much greater than at 42° S. Between 500–600 m Antarctic core waters were detected along a region off Western Australia (Fig. 19) to about 19° S., but thereafter further north only in two small regions, west of Timor and south of Tanibar I. in the Arafura Sea. It is thought that during the summer season of the North-West Monsoon, a continuous distribution of these Antarctic core waters would occur along the north-west coast of Australia.

Section B^2–B^3 (Fig. 20) shows the very widespread occurrence of these core waters in depths below about 1400 m along 39° S. This is to be contrasted with the sparse occurrence of these core waters above about 1000 m to the south-west of Australia (100–125° E., Fig. 20) and more extensively in depths between 700 and 900 m to the north-west of Tasmania. Above the Antarctic Intermediate core waters, those of the Banda Intermediate were found between 110° and 135° E. (Fig. 20). These lay much deeper on the western than on the eastern side of this region. In the areas of the section marked with + (Fig. 20), salinity values were higher than the modal salinity range of the Antarctic Intermediate core water, and were mixtures of the Banda and Antarctic Intermediate core waters. In the areas of the section marked with − (Fig. 20), however, salinities were lower than the modal salinity range of the Antarctic Intermediate core waters. These anomalies are caused by the erroneously high modal salinity values of this water mass (Section III).

V. Discussion

(*a*) *Comparison of the Frequency and Core Methods for Tracing Water Mass Distribution*

Figure 27 compares the range of salinity–temperature characteristics of the Antarctic and Banda Intermediate water masses of the south-east Indian Ocean, by the core method (Rochford 1961) with those by the frequency method of this

paper. The characteristics of the Antarctic Intermediate are in agreement around the minimum salinity, but diverge with increasing salinity and temperature. At the highest salinities and temperatures the characteristics of the Antarctic Intermediate water obtained by the core method merge into those of the Banda waters obtained by the frequency method. This overlapping arises because both the Antarctic and Banda Intermediate waters are identified by a salinity minimum. Thus, in regions

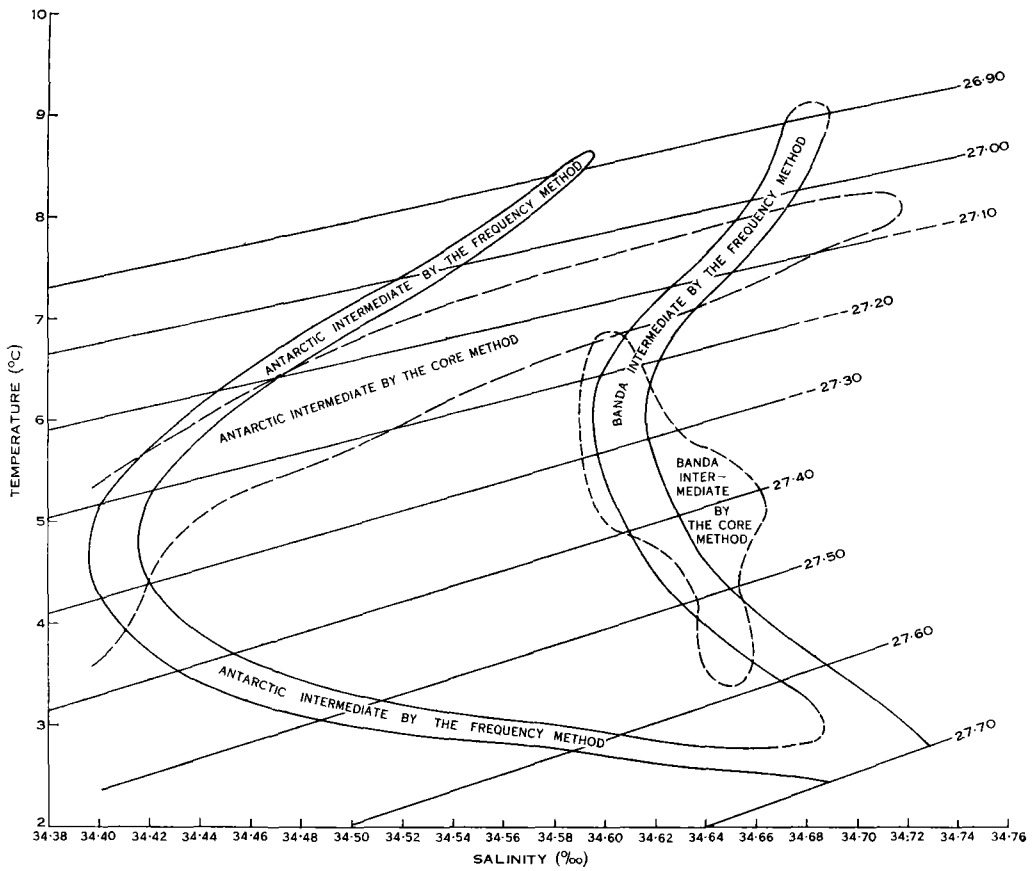


Fig. 27.—The salinity temperature characteristics of the Antarctic and Banda Intermediate water masses by the core method (— — —) and by the frequency method (————).

where these two salinity minima layers are not separated by the high salinity north-west Indian Intermediate layer (Rochford 1961) their separate identification by the core method becomes very difficult. The deep mixing of the Antarctic Intermediate waters is not shown at all by the core method and considering the large extent of such mixing (Fig. 19), this omission casts doubts upon the core method for the detailed study of water mass distribution.

The characteristics of the Banda Intermediate waters agree by both methods around the minimum salinity and to some extent during deep mixing (Fig. 27). The better agreement between the two methods in tracing the deep mixing characteristics of these Banda waters stems from the fact that throughout their life history these waters lie between the high salinity north-west Indian above, and the high salinity,

deep salinity maximum below, and therefore can always be identified as a salinity minimum, despite vertical mixing. However, only part of the shallow mixing characteristic of these waters could be determined by the core method since, as previously noted, a salinity minimum in the northern part of the region can be a characteristic of either the Banda or Antarctic Intermediate water masses. Figure 27 also shows that if the isopycnal surfaces which coincide with the salinity minimum of the Banda and Antarctic Intermediate waters were chosen to follow their "isentropic" spreading, only a small part of their mixing would be determined. The general features of horizontal distribution and of deep mixing of Banda Intermediate waters agreed by both methods (Fig. 28) but the shallow mixing of this water mass was shown only by the frequency method. The two methods showed the northward spreading of Antarctic Intermediate waters in the region east of 105° E., although the positions of the paths of spreading did not coincide. West of 105° E., however, the frequency method indicated a south-west spreading of Banda waters rather than the north-east movement of Antarctic waters shown by the core method (Fig. 28).

(*b*) *Mixing Trajectories of Banda Intermediate Waters*

(i) *Deep Mixing.*—The horizontal spreading of Banda waters towards the west on the 27·30 σ_t surface (Fig. 13) is opposed at A (Fig. 21) by the south-easterly drift of the north-west Indian Intermediate water mass (Rochford 1961). At this point Banda waters sink below the depth of this latter water mass and penetrate downwards and to the left to join with a general drift of Banda waters to the south-west along the 27·60 σ_t surface (Fig. 21). Banda waters also sink onto the 27·50 σ_t surface at C and D (Fig. 21), and possibly at areas further to the east, and these Banda waters would also drift to the south-west. The much greater area of Banda waters on σ_t surfaces below (Fig. 21), compared with that above, the 27·30 σ_t surface (Fig. 22), shows that deep mixing is more important than shallow for the dispersal of Banda waters into the south-east Indian Ocean.

(ii) *Shallow Mixing.*—Within area 1, for example at A and B (Fig. 22), it is possible to trace Banda waters from the 27·30 σ_t surface through the succession of density surfaces to the 26·90 σ_t surface. This is believed to be the principal region of uplift of these waters. Region A lies on the western end of a coastal upwelling region and B on the eastern and most intensely developed part of the south equatorial current divergence (Fig. 22). Both the coastal upwelling and the divergence to the north are at a maximum intensity during the south-east trade winds (Rochford, unpublished data). Within areas 2–4 (Fig. 22), however, it is not possible to trace any continuum of upward movement of Banda waters. It is believed that these sporadic occurrences of Banda waters at shallow depth originate seasonally within area 1 and drift westward with the south equatorial current at the surface. Areas 1–4 (Fig. 22) are separated by mean intervals of 500 miles. Based upon an annual formation within area 1, the average velocity of drift of these Banda waters to the west at depth of 450–550 m would be 1·4 miles per day or 2·6 cm/sec. This velocity is strictly valid only if all the observations of Banda waters upon which it is based were taken at the same time of the year, and if the amount of such uplift waters was relatively constant from year to year.

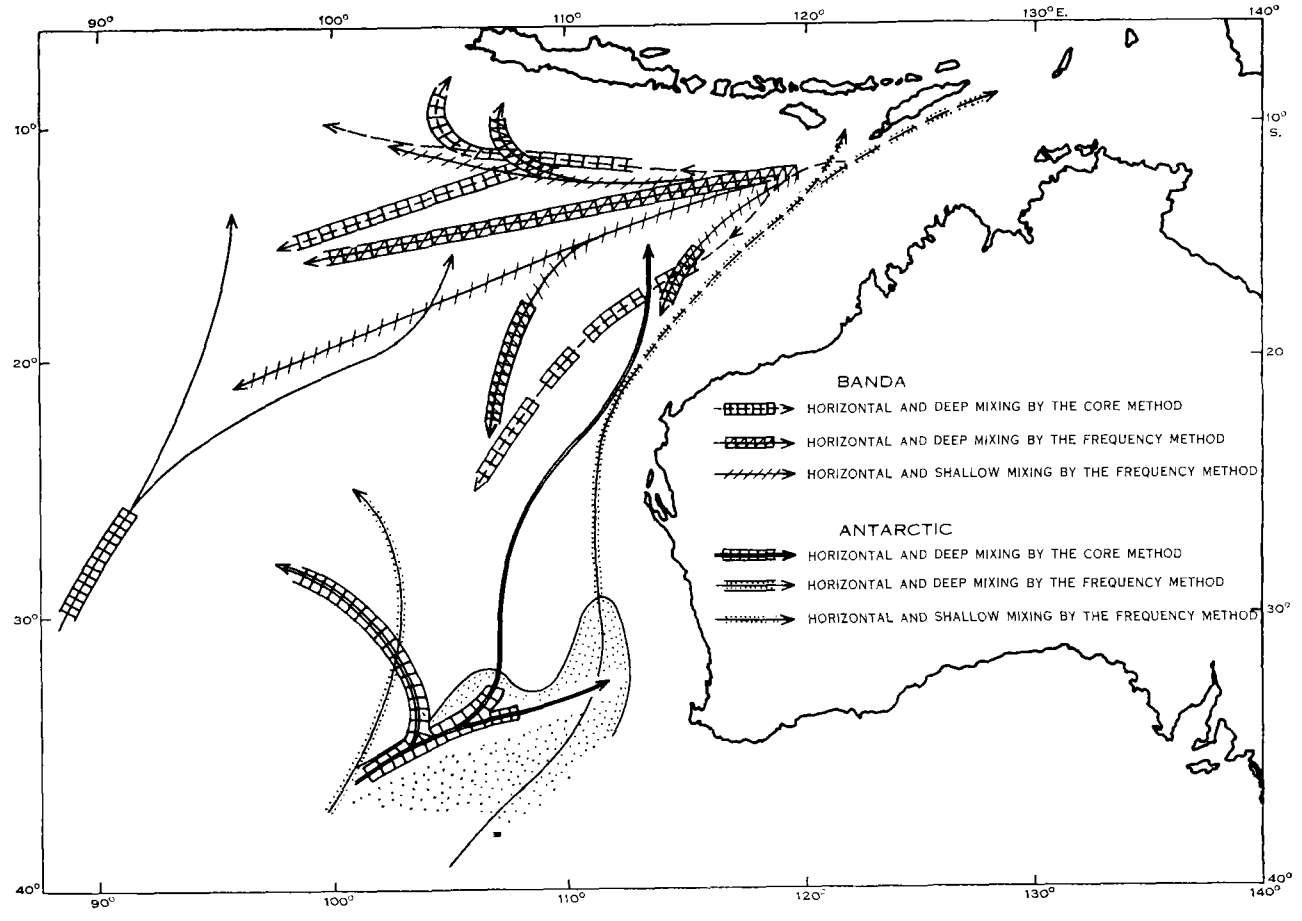


Fig. 28.—The distribution paths of the Banda and Antarctic Intermediate water masses, determined by the core method and by the frequency method.

The first condition is reasonably fulfilled, since the majority of the stations in the region were occupied between July and September in 1959, 1960, and 1961; but no direct evidence to corroborate the second condition is available. However, it is unlikely that in a region of very constant monsoon and trade winds, the amount of uplift would vary widely from year to year.

(c) *Accuracy of Salinity Determination Required for this Method*

At class intervals of 0·05‰ in salinity (Fig. 6) only partial separation of the modes of the various water masses was effected.

Intervals of 0·02‰ and of 0·01‰ were required to effect complete separation (Figs. 7, 8, 23, and 24). The use of these smaller class intervals requires that the accuracy of the salinity determination be at least better than the second place of decimals of salinity. Such accuracies are not possible by the Knudsen titration method and can only be guaranteed by some form of high accuracy conductimetric analysis (e.g. Brown and Hamon 1961).

VI. Conclusions

(1) The Antarctic and Banda Intermediate water masses of the south-east Indian Ocean have been detected as a frequency mode in histograms of salinity on σ_t surfaces 26·90–27·70.

(2) The frequency method is superior to either the "core" or "isentropic" methods for the determination of the mixing trajectories of these water masses.

(3) The method shows that a large part of the Banda entry into the south-east Indian Ocean is assimilated by deep mixing, in the region to the north-west of Australia.

(4) Uplift of Banda waters towards the surface is confined to an area some 400 miles west of Timor. Patches of these uplifted Banda waters drift westward at a depth of 450–550 m at mean velocities of 1·4 mile/day or 2·6 cm/sec.

(5) For the south-east Indian Ocean an accuracy in salinity of better than 0·01‰ is required in order to use the frequency method.

VII. References

Brown, N. L., and Hamon, B. V. (1961).—An inductive salinometer. *Deep-Sea Res.* **8**: 65–75.

C.S.I.R.O. Aust. (1962*a*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1959. H.M.A.S. *Diamantina*, Cruise Dm1/59 and 2/59. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **1**.

C.S.I.R.O. Aust. (1962*b*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina*, Cruise Dm1/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **2**.

C.S.I.R.O. Aust. (1962*c*).—Oceanographical observations in the Indian Ocean in 1960. H.M.A.S. *Diamantina*, Cruise Dm3/60. *C.S.I.R.O. Aust. Oceanogr. Cruise Rep.* **4**.

Montgomery, R. B. (1937).—A suggested method for representing gradient flow in isentropic surfaces. *Bull. Amer. Met. Soc.* **18**: 210–2.

Parr, A. E. (1938).—Isopycnic analysis of current flow by means of identifying properties. *J. Mar. Res.* **1**: 133–54.

Rochford, D. J. (1961).—Hydrology of the Indian Ocean. I. The water masses in intermediate depths of the south-east Indian Ocean. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.* **12**: 129–49.

Wüst, G. (1935).—Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Stratosphase. *Wiss. Ergebn. dtsch. atlant. Exped. 'Meteor'* **6**: 109–288.

ОКЕАНОЛОГИЯ

т. III 1963 вып. 3

В. Г. НЕЙМАН

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В ПЕРИОД ЛЕТНЕГО МУССОНА

(По материалам 35-го рейса э/с «Витязь»)

Институт океанологии АН СССР

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

В июле—октябре 1962 г. в северо-восточной части Индийского океана проведены комплексные океанографические наблюдения, носившие характер съемки в течение одного летнего сезона. Основные наблюдения осуществлялись на меридиональных разрезах по 91°30′, 84° и 77° в. д., а также на разрезах через Бенгальский залив и от западной оконечности о. Ява к Австралии. Направление разрезов было выбрано с таким расчетом, чтобы они пересекали систему основных течений. Всего выполнено 120 станций до глубины 2000 и более метров. Полученные материалы являются по существу единственными исходными данными для изучения сезонной изменчивости циркуляции вод в указанном районе Индийского океана. И хотя количество этих данных невелико, все же они позволяют судить о скорости и направлении потоков в отдельных далеко отстоящих друг от друга точках летом Северного полушария.

Для более полного представления о системе циркуляции в районе исследований были рассчитаны по полю плотности геострофические течения и построены карты динамической топографии для поверхности океана и нескольких глубинных изобарических поверхностей. Анализ кривых разности динамических глубин показал, что они становятся вертикальными в слое 1500—2000 *м*. Поэтому в качестве отсчетной взята изобарическая поверхность 2000 *дцб*. Однако в северо-восточной части Индийского океана эта поверхность не везде совпадает с нулевой. По данным непосредственных измерений на буйковых станциях, в районе работ, на глубине 2000 *м* существуют слабые течения с преобладающей западной компонентой. Зная распределение скорости течения на поверхности 2000 *дцб* и предположив, что оно носит геострофический характер, можно более точно определить скорости геострофических течений на стандартных горизонтах между всеми станциями. Такой прием и был использован при обработке материалов 35-го рейса. В результате динамические разрезы исправлены значением C_0 [1] по данным буйковых станций и путем интерполяции между ними, что позволило избежать неоправданно частой смены знаков зональных составляющих течений.

Попытка рассчитать скорость геострофического течения на экваторе по известной формуле Ерлова [2] не дала удовлетворительных результатов. Поэтому динамические расчеты пришлось ограничить у 2° с. ш. и 2° ю. ш. Для экваториальной вертикали на разрезе изотах использова-

ны данные непосредственных измерений, исходя из предположения, что течения на экваторе имеют установившийся характер и геострофическая компонента является в них значительной. Дальнейшее сравнение результатов наблюдений и вычислений подтвердило достоверность этого предположения.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты наблюдений в 35-м рейсе э/с «Витязь» позволяют сделать важный вывод о почти полном качественном и значительном количественном совпадении систем суммарных и геострофических течений в северо-восточной части океана. Указанное совпадение свидетельствует о том, что геострофические течения в подповерхностных и глубинных горизонтах являлись преобладающими компонентами суммарных течений. Иначе говоря, в период наблюдений поле масс уже перестроилось и пришло в соответствие с относительно постоянной в рамках сезона системой ветра. Таким образом ветер — возбудитель дрейфовых потоков — в данном случае играл лишь роль силы, поддерживающей установившееся равновесие.

Непосредственное действие устойчивого ветра (чисто дрейфовая составляющая суммарного течения), которое не учитывается при динамических расчетах, становится в случае установившегося движения, повидимому, незначительным. Об этом свидетельствует одинаковый порядок рассчитанных по полю масс и непосредственно измеренных скоростей течений в поверхностных слоях.

Анализ материалов, которые приводятся в работе, показывает, что в летний период в северо-восточной части Индийского океана существует циркуляция вод, состоящая из трех основных, отчетливо выраженных потоков.

К югу от 10° ю. ш. до самого конца первого меридионального разреза, т. е. до 30° ю. ш., а возможно, и дальше располагается зона слабого течения, скорость которого не превышает 10 *см/сек*. Направленное в общем с запада на восток, оно прослеживается до 110° в. д. Здесь, вблизи северо-западной оконечности Австралии оно резко поворачивает на юг, при этом скорость течения значительно увеличивается и достигает на поверхности максимальной величины 30 *см/сек*.

Как показывают расчеты, летом Северного полушария Западно-Австралийское течение, направленное в поверхностных слоях на север, перестает существовать, уступая место потоку, идущему в противоположном направлении, т. е. с севера на юг. Инструментальное измерение течения, проведенное в рейсе непосредственно вблизи берегов северо-западной Австралии, показало, что здесь по всей 150-метровой толще воды течение направлено на юго-запад. В летний период это течение переносит тепло в районы, расположенные южнее Австралийского материка.

Карта динамической топографии поверхности 1000 *дцб* показывает, что в глубинных слоях слабое течение восточных румбов сменяется противотечением, направленным на запад. Смена направления в движении воды отмечается и в районе западного побережья Австралии. Таким образом, в слое океана, расположенном выше 2000 *м* южнее 10° ю. ш., циркуляция вод характеризуется двухслойным движением с противоположными направлениями.

Севернее указанной области, в относительно узкой зоне, расположенной примерно между 5° и 10° ю. ш., находилось Пассатное, или Южное экваториальное течение. Необычно малая меридиональная протяженность Пассатного течения объясняется тем, что в период работ экспедиции пассатная зона в атмосфере оказалась очень узкой и

аномально сдвинутой к северу. Материалы инструментальных наблюдений на буйковых станциях показывают, что южная граница Пассатного течения представляет собой зону конвергенции течений, а север-

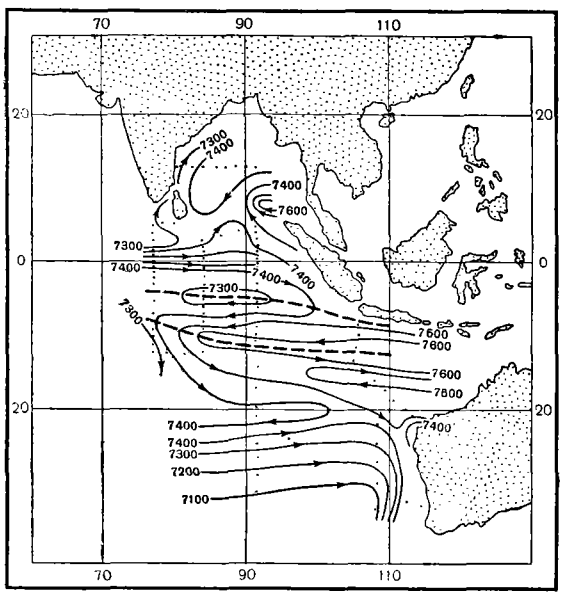


Рис. 1. Карта динамической топографии поверхности океана относительно 2000 *дцб*

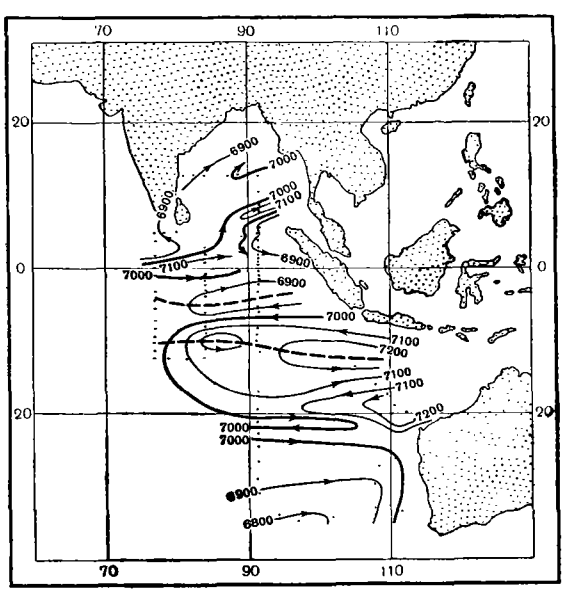


Рис. 2. Карта динамической топографии поверхности 50 *дцб* относительно 2000 *дцб*

ная граница является зоной дивергенции. Максимальная скорость Пассатного течения, по данным расчетов, равняется примерно 50 *см/сек.*

В самой западной части района работ, по мере приближения к островной гряде Центрального Индийского хребта, в Пассатном течении начинают преобладать меридиональные компоненты. Из рис. 1 и 2 вид-

но, что между 75° и 85° в. д. пассатный поток разделяется на две ветви. Одна из них поворачивает на север, соединяясь с Муссонным течением, а вторая идет на юг, сливаясь с течением восточного направления. Пас-

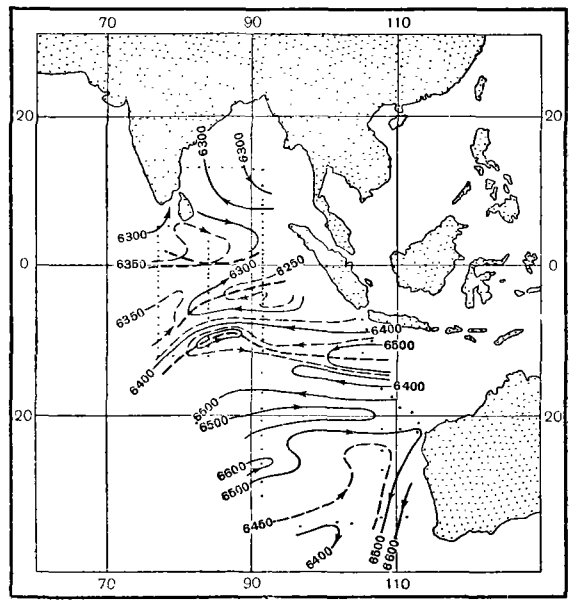


Рис. 3. Карта динамической топографии поверхности 150 *дцб* относительно 2000 *дцб*

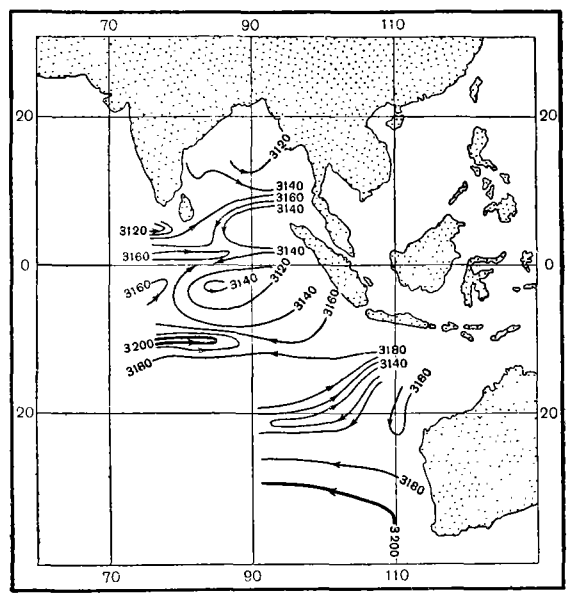


Рис. 4. Карта динамической топографии поверхности 1000 *дцб* относительно 2000 *дцб*

сатное течение захватывает значительную толщу воды и даже на глубине 1000 *м* находится примерно в той же широтной зоне, что и на поверхности океана.

Обширная область, лежащая севернее Пассатного течения, относится к муссонной системе циркуляции в атмосфере и гидросфере. Область

Муссонного, или Северного экваториального течения обладает наиболее сложной структурой. Особо выделяется в этой системе циркуляция вод Бенгальского залива и Андаманского моря, которая из-за отсутствия достаточных данных слабо освещена на динамических картах.

Собственно Муссонное течение занимает относительно широкую зону севернее экваториальной дивергенции. Это течение является самым мощным потоком в северо-восточной части океана, исследованным в период летнего муссона. Непосредственно на экваторе оно достигает особенно больших скоростей. Объясняется это следующим. Несмотря на значительные сезонные изменения системы циркуляции в муссонной зоне, на экваторе и несколько южнее его существует движение вод, сохраняющее в течение всего года постоянное восточное направление. Зимой оно является Экваториальным противотечением, а летом — Муссонным течением. В период перехода от зимы к лету и в начале летнего сезона зона затишья в районе экватора исчезает. Устойчивые юго-западные ветры приводят к возникновению дрейфовых потоков и последующему увеличению наклона изостерических поверхностей, а в конечном счете,— к усилению скорости течения в районе экватора до максимальных величин.

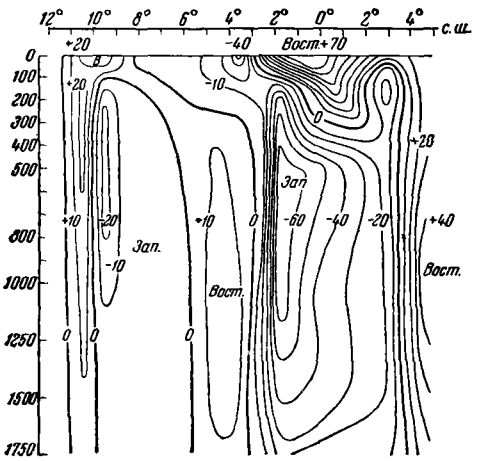


Рис. 5. Зональные составляющие геострофических течений на разрезе по 84° в. д.

Как видно из рис. 5, муссонный поток имеет характер поверхностного течения. На экваторе под своим стержнем Муссонное течение на глубине 200—300 *м* сменяется противотечением, идущим в западном направлении. Глубинное противотечение прослеживается под всей экваториальной зоной и распространяется по вертикали вплоть до горизонта 2000 *м*. Максимальная его скорость на глубине 500 *м* равнялась 70 *см/сек*. Разрез изотах показывает, что обнаруженное глубинное противотечение соединяется своей южной периферией с пассатным потоком, идущим в том же направлении.

Сохраняя значительную скорость на поверхности, основной поток Муссонного течения достигает берегов Суматры и поворачивает на юго-восток, распространяясь далее вдоль побережья о. Ява. Затем он теряет всякую связь с вызвавшим его муссонным ветром и, отклоняясь все более к югу, сливается с Пассатным течением.

Севернее 4—5° с. ш. зональный характер Муссонного течения искажается, и в нем начинают преобладать меридиональные компоненты. Несколько южнее Цейлона поток вод, ответвляясь от основного течения, резко поворачивает к северу и входит в Бенгальский залив, давая начало большому антициклональному вихрю.

Наблюдения показывают, что отдельные массы воды, участвующие в общей системе движения вод океана, в некоторой степени сохраняют характерные показатели, связывающие их с так называемыми районами происхождения. Вследствие этого водообмен открытых частей океана с водами Аравийского моря и Бенгальского залива приводит к появлению в экваториальном районе языков и ядер повышенной и пониженной солености и температуры, положение которых должно изменяться при изменении отдельных элементов общей циркуляции вод. По данным 35-го рейса, пятнистость полей солености и температуры прослеживается в верхнем слое океана, ограниченном глубиной 200 —

300 *м*, т. е. в той зоне, где перенос свойств за счет адвекции происходит с наибольшей скоростью. Ниже этой глубины интенсивность процессов трансформации увеличивается по отношению к скорости переноса воды, вследствие чего происходит выравнивание полей гидрологических характеристик и исчезновение их аномалий.

ВЫВОДЫ

1. Система циркуляции вод в исследованном районе кардинальным образом отличается от системы, характерной для зимнего периода; она состоит из следующих основных элементов;

а) слабого течения восточных румбов, занимающего область южнее примерно 10° ю. ш.;

б) Пассатного течения между 5° и 10° ю. ш.;

в) Муссонного течения, занимающего всю область севернее 5° ю. ш.

2. В районе работ выделяются две резкие фронтальные зоны: одна из них проходит примерно по 5° ю. ш. и является зоной дивергенции горизонтальных потоков, а другая расположена на 10° ю. ш. и представляет собой конвергенцию. Экваториальная дивергенция и тропическая конвергенция являются границами Пассатного течения.

3. В исследованном районе, за исключением пассатной зоны, имеет место двухслойная циркуляция вод с глубинными противотечениями.

4. В летний период в районе Западно-Австралийского течения существует движение вод, направленное в поверхностных слоях с севера на юг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зубов Н. Н., Мамаев О. И. 1956. Динамический метод вычисления элементов морских течений. Гидрометеоиздат, Л.
2. Hidaka K. 1955. Dynamical computation of ocean currents in a vertical section occuped across the Equator. Japanese J. Geophysics, **I**, No. 2, May.

Поступила в редакцию
18.II.1963

PREMIERE CAMPAGNE OCEANOGRAPHIQUE DU "COMMANDANT ROBERT GIRAUD" DANS LE CANAL DE MOZAMBIQUE

11 octobre - 28 novembre 1957 *

par

Maurice MENACHE

Directeur de Recherche

de l'

Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

Station Océanographique de Nosy-Bé (Madagascar)

Cette campagne a été la première que nous ayions eu la fortune de diriger à bord de l'aviso de la Marine Nationale "Commandant Robert Giraud". Elle s'est déroulée du 11 octobre au 28 novembre 1957 dans le cadre du programme de l'Année Géophysique Internationale. Elle a été suivie, jusqu'ici, de deux autres croisières intéressant, celles-là, le secteur NW de l'océan Indien, du golfe Persique au 32°S, et faisant partie de la contribution française à l'Expédition Internationale de l'Océan Indien.

Cette série d'importantes croisières est due à la généreuse compréhension de la Marine nationale et est le fruit d'une collaboration cordiale et fructueuse vieille aujourd'hui de plus de dix ans, entre la Marine et l'Institut de Recherche Scientifique de Madagascar (I.R.S.M.) auquel nous avons appartenu jusqu'en 1961.

Nous sommes heureux de rendre hommage à la générosité de la Marine nationale à laquelle nous sommes redevables de la plus grande part de notre activité scientifique à Madagascar.

Nous nous faisons un devoir de témoigner de notre déférente gratitude à Monsieur l'Amiral ORTOLI, Inspecteur Général des Forces Maritimes et Aéronavales, ancien Président du C.O.E.C., et à Monsieur l'Ingénieur Général GOUGENHEIM, Directeur du Service Central Hydrographique (S. H.), qui nous ont toujours assuré de leur bienveillant appui. L'aide du Service Hydrographique, notamment en matériel, nous a été des plus précieuses. On en aura une idée, un peu plus loin, au chapitre "Matériel".

Nous tenons aussi à témoigner de notre gratitude particulière aux éminentes personnalités qui ont successivement commandé la Marine dans la Zone Maritime de l'Océan Indien, et auprès de qui nous avons trouvé aide et compréhension lors de la préparation, puis de l'exécution des Campagnes du "Commandant Robert GIRAUD".

---

* Manuscrit reçu le 29 juin 1962

Extrait des CAHIERS OCEANOGRAPHIQUES, XVe année, n° 4, avril 1963

Monsieur le Vice-Amiral BAUDOUIN, Monsieur le Capitaine de Vaisseau JAVOUHEY, Monsieur le Capitaine de Vaisseau YBERT et Monsieur le Vice-Amiral LA HAYE.

Nous estimons enfin de notre devoir, aujourd'hui que nous n'appartenons plus à l'I.R.S.M., de mentionner le rôle joué par la Direction de cet Organisme et, en particulier, par Monsieur le Professeur MILLOT, à qui nous témoignons de notre déférente reconnaissance, dans le maintien entre notre Institut et les autorités de la Marine Nationale, d'un esprit de coopération chaque jour meilleur et plus fructueux.

L'aboutissement de la première croisière du "Commandant Robert GIRAUD", dont nous allons rendre compte, est en particulier, du côté de l'I.R.S.M., en grande partie le résultat des démarches et des efforts personnels de Monsieur le Docteur PAULIAN, alors Directeur-Adjoint.

Les résultats que nous allons publier, limités à la liste des stations*, à quelques graphiques de surface et aux coupes des températures et salinités (une seule coupe de σ_t est reproduite, celle correspondant à la section N-S, fig.9) suivant les sections effectuées, sont prêts depuis 1959. Nous en avons différé jusqu'ici la publication dans l'espoir de trouver le temps nécessaire à une exploitation plus complète de ces résultats et à une étude de synthèse. Nous pensons maintenant plus raisonnable de les publier sans plus tarder, pour en permettre l'utilisation éventuelle durant l'Expédition Internationale de l'Océan Indien, actuellement en cours.

N A V I R E

Le "Commandant Robert GIRAUD", ex "Immelman", a été construit par la Norder-Werft, Hamburg, en 1941, comme tender d'aviation, devant être affecté à la mer Baltique. Cédé à titre de dommages de guerre à l'Angleterre puis rétrocédé à la France, il a été réarmé par la Marine Française à Lorient, le 12 septembre 1947.

Caractéristiques principales -

Longueur Hors-Tout	78 mètres
Largeur max.	11 "
Déplacement lège	1 220 tonnes
Déplacement en charge	1 470 "
Hauteur du mât	24,5 mètres

---

* Voir IVème Partie : Résultats d'observations, p.260.

Tirant d'eau en pleine charge. Avant : . . . . . 4,20 mètres
Arrière : . . . . . 3,60 "

Autonomie : combustible : 6 000 milles à 13 noeuds
eau : 2 semaines

Vitesse de croisière . . . . . 13 noeuds

Armement -

10 Officiers
14 Officiers mariniers
84 Hommes

108

Propulsion - Le "Commandant Robert GIRAUD" est propulsé par deux hélices supradivergentes, entraînées par deux lignes d'arbre, actionnées chacune par deux moteurs Diesel de 2200 chevaux, accouplés par embrayage hydraulique "Vulcan" et réducteur (rapport de réduction : 0,65). Si cette disposition confère au navire une grande facilité de manoeuvre, qualité éminemment précieuse pour les travaux d'hydrologie marine, l'utilisation prolongée des embrayeurs Vulcan présente par contre des inconvénients qui nous ont contraints à réduire sensiblement le nombre de stations de surface initialement prévu.

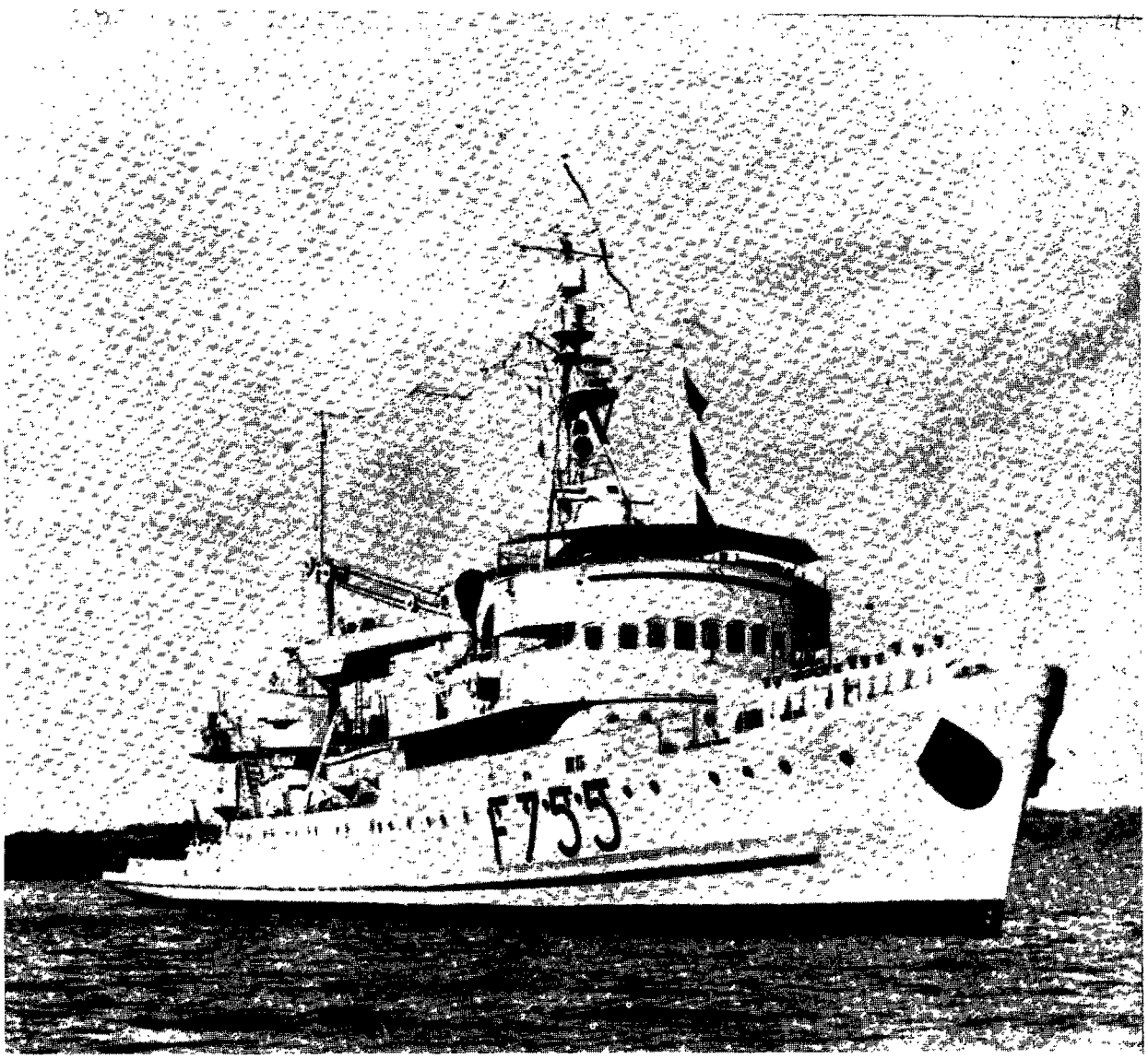
M A T E R I E L

Sondeur - Pour cette première campagne, il n'a pas été possible d'installer à bord un sondeur à écho de grande portée. Le seul appareil du bord, un Elac, de portée théorique 1000 mètres, n'a fonctionné que par intermittence et de façon défectueuse. L'absence d'un sondeur de portée suffisante nous a contraint à nous limiter dans nos observations hydrologiques à la profondeur de 1000 mètres, que nous n'avons sensiblement depassé qu'à la station 1 - 65 (Station "N B" de l'Année Géophysique Internationale), dont nous connaissions, par ailleurs, la profondeur exacte*.

Treuil - Marque BERGEN-NAUTIK, équipé de 6 000 mètres de câble d'acier galvanisé de 3,8 mm de diamètre. Ce treuil, fourni par le Service Hydrographique de la Marine (S.H.), avait servi à la campagne de l'"Alidade" en 1952. Un moteur spécial de 220 volts a été envoyé de France par le S.H. pour permettre l'utilisation du treuil sur le courant du bord.

---

* Un sondeur de grande portée, fourni par le Service Hydrographique de la Marine a pu être installé par la suite et a permis, lors des campagnes suivantes, de poursuivre les observations hydrologiques jusqu'au voisinage du fond.



L'Aviso de la Marine Nationale
"Commandant Robert GIRAUD"

Variateur hydraulique de vitesse - Le treuil étant à vitesse unique, un variateur hydraulique de vitesse, appartenant à l'I.R.S.M., a été prélevé à bord de l'"Orsom I" pour lui être adjoint. Ce dernier appareil, d'un maniement aisé et sûr, permet, à la remonté du câble, de faire varier la vitesse du treuil d'une façon continue depuis 0 jusqu'à la vitesse maximale, d'environ 100 m/min.

Potence - Construite par la D.C.A.N. à Diego-Suarez sur nos indications (fig.6). Elle porte trois poulies A.B.C. C'est la poulie compteuse.B est fixée à l'extrémité inférieure d'un ressort vertical qui se comprime totalement sous un effort de 400 kg et qui joue le rôle d'amortisseur de roulis.

L'arc de contact du câble avec la poulie compteuse C est important, ce qui réduit considérablement les risques de dérapage.

Poulie compteuse - Provenant du Laboratoire Océanographique de Charlottenlund (Danemark), appartenant à l'I.R.S.M.; compteur de 10 000 mètres.

Diamètre de la poulie : 156 mm
" du câble utilisé: 3,84 mm

Les indications de la poulie, exactes pour un câble de 4 mm de diamètre, devraient être ici diminuées de 1/1 000. Toutefois, n'ayant jamais, au cours de la croisière, eu à dérouler plus de 1 800 m de câble, nous avons négligé, dans nos calculs, cette très faible correction.

Mesureur de pente - Du Laboratoire Océanographique de Charlottenlund, appartenant à l'I.R.S.M., gradué en degré.

Précision : $\pm$ 2°.

Bouteilles à renversement -

1°) Bouteilles françaises Mécabolier, équipées de supports à deux thermomètres, fournies par le S.H.

2°) Bouteilles danoises de Charlottenlund, équipées de supports à trois thermomètres, appartenant à l'I.R.S.M.

Les deux modèles ont généralement bien fonctionné.

Thermomètres à renversement protégés - 20 thermomètres Richter & Wiese, de - 2 à + 30° C, au 1/10° C, appartenant à l'I.R.S.M.

Deux de ces thermomètres, P 5831 et P 5837, ont fonctionné de façon défectueuse et ont été rapidement éliminés. Les dix-huit autres ont généralement bien fonctionné.

Le point zéro de tous ces thermomètres avait été vérifié à notre laboratoire de NOSY-BE avant le départ en campagne.

Thermomètres à renversement non protégés - 8 thermomètres Richter & Wiese dont :

- 1 thermomètre de -2 à 30°C, au 1/10° C, appartenant à l'I.R.S.M.
- 3 thermomètres de - 2 à + 50° C, au 1/5° C, appartenant à l'I.R.S.M.
- 4 thermomètres de - 2 à + 60°C, au 1/5° C, appartenant au S.H.

Sur ces huit thermomètres, quatre seulement ont fonctionné de façon satisfaisante, les thermomètres NP 5277, NP 5781, NP 5792, NP 6035.

Comme pour les thermomètres protégés, le point zéro des thermomètres non protégés a été vérifié au laboratoire avant le départ en campagne.

Intercomparaison des thermomètres non protégés - Pour nous faire une idée de la fréquence et de l'importance des erreurs dues à un mauvais fonctionnement des thermomètres non protégés, nous avons, aux six dernières stations hydrologiques, procédé à la comparaison entre eux des 4 thermomètres non protégés dont le fonctionnement s'était, jusque là avéré satisfaisant. Pour cela, nous avons groupé sur une même bouteille, à côté d'un thermomètre protégé, deux des quatre thermomètres non protégés, choisis suivant les six combinaisons possibles, à raison d'une combinaison par station.

La fréquence des écarts entre les indications des deux thermomètres non protégés jumelés à une même bouteille, exprimés en mètre de profondeur, a été la suivante pour un total de 26 observations :

Ecart =	0 m	:	5 fois	
" =	1 m	:	3 "	
" =	2 m	:	2 "	
" =	3 m	:	5 "	
" =	4 m	:	3 "	
" =	5 m	:	3 "	
" =	6 m	:	2 "	
" =	9 m	:	1 "	(pour 1 200 m) -
" =	17 m	:	1 "	(pour 500 m; mauvais fonctionnement de NP 6235
" =	25 m	:	1 "	(pour 1 200 m; mauvais fonctionnement de NP 5775

Pour les trois dernières valeurs de l'écart, dues manifestement à un mauvais fonctionnement, la présence, côte à côte, de deux thermomètres non protégés, nous a permis de déceler l'erreur et, pour les deux dernières valeurs, de désigner le thermomètre ayant mal fonctionné.

Echantillonneur de surface - Du Laboratoire Océanographique de Charlottenlund, pour les prises d'eau de surface, la température y étant relevée à l'aide d'un thermomètre Prolabo au 1/10° C, dont le point zéro a été vérifié au départ.

Bathythermographe - Appartenant au S.H.; pouvant aller jusqu'à 150 mètres, Loupe graduée en fathom et en degré Fahrenheit.

Bouteilles à échantillons - Flacons en verre incolore de 150,1 m portant chacun un numéro d'identification; système de bouchage dit "de canettes à bière". La moitié environ provenait du S.H.

Psychromètre - Modèle à aspiration, appartenant au S.H.

Anémomètre - Appartenant au bord

PROGRAMME ET METHODES DE TRAVAIL

1. Station hydrologiques - Les observations ont porté sur la température et la salinité.

Par suite de l'absence d'un sondeur à grande portée, nous nous sommes limités, pour nos observations hydrologiques, à l'isobathe 1 000 m et, pour cela, nous avons généralement déroulé 1 200 m de câble.

Lorsque le câble s'écartait trop de la verticale, nous déroulions une plus grande longueur pour avoir la certitude d'atteindre l'isobathe 1000m. Pour la station 21, faite dans des conditions particulièrement difficiles (angle de la partie non immergée du câble avec la verticale voisine de 65°), nous avons dû dérouler 1 800 mètres.

Au début et à la fin de la campagne, nous avons occupé l'emplacement choisi par l'Ingénieur hydrographe ROUBERTOU, près de Nosy-Bé, pour la station fixe A.G.I. où les observations devaient être reprises, durant l'Année Géophysique Internationale, à intervalles aussi rapprochés que possible*.

---

* En principe, l'occupation de cette station devait se faire chaque mois durant l'A.G.I. En fait, elle n'a pu être occupée qu'aux dates suivantes :

1° - A bord du "Commandant Robert GIRAUD" :

11 octobre 1957
28 novembre 1957

2° - A bord de l'"Orsom I" :

9 janvier 1958	18 novembre 1958	12 mai 1959
16 février "	19 décembre "	11 juin "
5 juillet "	2 juin 1959	10 avril "
26 septembre "	13 avril "	

Cette station porte le n° 1 à l'aller et le numéro 65 au retour. Elle a reçu par la suite la dénomination "N B" (Nosy-Bé).

Coordonnées de la station "N B" : 13° 30,7' S
43° 43,3' E
Fond : 1 600 mètres

Pour cette station, nous avons déroulé 1 500m de câble et atteint à l'aller 1 445 m et au retour 1 470 m.

Par suite de l'absence de sondeur de portée suffisante, nous devions prendre certaines précautions pour les stations où la profondeur risquait d'être inférieure à 100 mètres (proximité du haut-fond, de sondes de faible valeur portées sur la carte), dans le but d'éviter la perte ou l'avarie du matériel.

Pour ces stations, nous envoyions au préalable, à 1 300 m, le plomb seul enduit de suif. S'il remonte sans avoir touché le fond, les observations hydrologiques commençaient aussitôt.

Malgré cette précaution, nous avons, à deux reprises, râclé le fond avec la bouteille la plus profonde (stations 42 et 53), heureusement sans dommage pour le matériel.

Nous avons adopté, pour nos observations, les profondeurs standard suivantes :

0 - 10 - 20 - 30 - 50 - 75 - 100 - 150 - 200 - 250 - 300 - 400 - 500 - 600 - 800 - 1 000 - 1 200 m.

soit au total, 17 valeurs, obtenues en quatre séries d'immersion, généralement: 0 - 50, 75 - 250, 300- 800, 1 000 - 1 200 m.

A la première série d'immersions (0-50 m), nous n'utilisions que des bouteilles à deux thermomètres protégés. Pour les deux suivantes : 75-250 et 300 - 800 m; nous mettions en service simultanément deux bouteilles à deux thermomètres protégés et trois bouteilles à trois thermomètres, deux protégés et un non protégé : 75 - 150 - 250 m puis 300- 500 - 800 m. La dernière série d'immersions se faisait avec deux bouteilles à trois thermomètres.

Pour 16 stations sur 65, nous avons dû adopter, dans le but de gagner du temps, une liste de profondeurs standard réduite à 15 au lieu de 17. Cela s'est produit lorsque nous étions en retard sur l'horaire et qu'il fallait tout faire pour que l'arrivée dans un port étranger se fit à la date prévue. Pour ces stations, nous avons remplacé les deux immersions 20 et 30m par la valeur unique 25 m et supprimé celle de 250 m.On faisait alors trois séries d'immersions au lieu de quatre : 0 - 100 m (une bouteille à trois thermomètres à 100m), 150 - 600 m et 800 - 1 200 m.

Le bâtiment, équipé de deux hélices, était très aisé à manoeuvrer. Le Commandant a tenu par ailleurs à diriger lui-même, de la passerelle, les manoeuvres à toutes les stations hydrologiques. La conjonction de ces deux bonnes fortunes nous a valu de faire la majeure partie de nos stations dans des conditions excellentes. L'inclinaison sur la verticale de la partie aérienne du câble était généralement faible, et les profondeurs atteintes voisines des longueurs de câble déroulé. Certaines stations, toutefois, faites dans des conditions difficiles, ont donné lieu à de grands écarts. En particulier, à la station 35, à laquelle l'inclinaison apparente du câble sur la verticale était voisine de 50°, nous avons, en déroulant 1 400 m, atteint seulement la profondeur effective de 495 mètres.

Une station hydrologique durait, en moyenne, 1 heure 45.

2. Stations de surface - Observations portant également sur la température et la salinité de l'eau de mer. Il était initialement prévu de faire ces stations quatre fois par jour, à heures fixes. Nous n'avons pu exécuter intégralement ce programme. D'une part, nous devions ralentir l'allure du navire pour les stations de surface et stopper pour les bathythermogrammes. Les postes de manoeuvre présentaient pour le navire des inconvénients techniques que nous avons développés et qui incitaient à en réduire la fréquence et la durée. D'un autre côté, nous étions souvent en retard sur l'horaire préétabli, et l'obligation d'entrer à la date prévue dans un port étranger nous contraignait à renoncer à certaines stations de surface.

3. Bathythermogrammes - Un à chaque station hydrologique et à chaque station de surface.

L'immersion du bathythermographe se faisait bâtiment stoppé. L'appareil est d'abord maintenu 20 secondes en surface, puis lentement immergé à la vitesse de 50 m/minute, et enfin remonté à la même vitesse. La durée totale de la manoeuvre était en moyenne de 8 minutes.

Les bathythermogrammes ont été remis à la Commission d'études pratiques des Armes sous-marines pour exploitation.

4. Observations atmosphériques, état de la mer - A l'occasion de chaque station hydrologique (simultanément à l'observation de surface) et de surface, la température et l'humidité de l'air ont été notées, ainsi que la nébulosité, la force et la vitesse du vent et enfin, l'état de la mer.

5. Lâcher de flotteurs dérivants - Nous avons procédé au cours de la campagne à un essai de lâcher de flotteurs dérivants qui s'est soldé par un échec total.

Les flotteurs étaient constitués par des sachets en polyéthylène transparent scellés, contenant chacun une carte postale, rédigée en trois

langues (français, anglais, portugais), portant l'adresse de la station océanographique de Nosy-Bé et l'annonce d'une prime de 100 francs C.F.A. à l'inventeur qui renverrait la carte avec les indications demandées sur les lieux et date de la découverte.

100 flotteurs ont été lâchés à chaque station hydrologique, soit au total 6 500 flotteurs pour toute la campagne.

Deux seulement nous ont été retournés.

6. Etude du courant par les couples de points "estimé" et "observé" A côté de chaque point observé, on a noté les coordonnées du point estimé déduites du cap et de la vitesse du navire.

La carte des courants moyens déduite de ces observations est reproduite sur la figure 5.

Détermination de la salinité - Les déterminations, sur les échantillons rapportés de la campagne, ont été effectuées à la station océanographique de Nosy-Bé par la méthode, universellement adoptée, de MOHR-KNUDSEN (1,2)* avec référence à l'eau normale de Copenhague.

Pour ces analyses, nous avons utilisé l'agitateur magnétique, le réactif de MIYAKE (3) (uranine et amidon) et une loupe sans parallaxe (4). Les calculs ont été faits à l'aide de notre table de titration (5). Tous les éléments du calcul, y compris la correction tabulaire, étaient pris avec trois décimales.

Chaque échantillon a été titré à deux reprises différentes par deux opérateurs différents. Les calculs étaient faits par nous ou par notre assistant. Les échantillons dont les résultats, exprimés avec trois décimales, différaient, pour Cl, de plus de 0,010 o/oo étaient titrés à nouveau. La moyenne des résultats valables obtenus par les deux opérateurs pour un même échantillon était finalement arrondie à 0,005 o/oo.

Nous avons donc exprimé nos résultats avec cette approximation de 0,005 o/oo sur Cl, et nous pouvons espérer qu'avec les précautions prises, l'erreur sur cette grandeur dépasserait rarement 0,01 o/oo.

La salinité, extraite des tables hydrographiques de KNUDSEN (6) est exprimée avec deux décimales.

Calculs - Les corrections de température et les calculs des profondeurs thermométriques ont été effectués à l'aide de tableaux préparés à l'avance, chaque thermomètre ayant son ou ses tableaux propres de correction et de calcul.

---

* Voir bibliographie in fine p.235.

σ_t a été calculé à l'aide des tables de KALLE et THORADE (7). Le calcul a été fait avec trois décimales puis les résultats ont été arrondis à deux décimales. Les calculs dynamiques ont été effectués à l'aide des tables de MATTHEWS (8).

Les hauteurs dynamiques exprimées en mm dyn., sont rapportées à la surface 1 000 db.

Incidents -

1°) Mauvais temps - Deux fois seulement, nous avons enregistré du très mauvais temps, nous contraignant à arrêter tout travail scientifique : du 14 au 15 octobre, entre les stations 9 et 10 et du 24 au 25 octobre entre les stations 20 et 21.

2°) Avarie installation-frigorifique - Un incident plus important a failli mettre fin à la mission à partir de l'escale de Lourenço-Marques. Il s'agit d'une avarie survenue à l'installation frigorifique du bord, la veille de quitter Lourenço-Marques, le 31 octobre. Les tentatives successives de réparation ont contraint d'abord à prolonger de deux jours l'escale de Lourenço-Marques, puis à regagner de toute urgence Tuléar. La réparation enfin faite à Tuléar, il a fallu rattraper le temps perdu et arriver à Beira à la date prévue. Ce contre-temps nous a contraint :

1°) à réduire le nombre des stations hydrologiques et à supprimer les stations de surface sur la section Lourenço-Marques-Tuléar;

2°) à modifier et à abréger considérablement l'itinéraire Tuléar Beira, à réduire le nombre des stations hydrologiques et à supprimer les stations de surface le long du nouvel itinéraire.

La conséquence de ce fâcheux contre-temps est l'existence sur la carte du Canal de Mozambique de plages blanches, restées inexplorées au cours de la campagne, l'une à l'ouest du détroit, entre Lourenço-Marques et Beira, et l'autre à l'Est, entre Tuléar et Morondava.

R E S U L T A T S

La carte, figure 1, rend compte de l'itinéraire suivi, de la position des stations hydrologiques.

Sections hydrologiques - Dix sections ont été effectuées, dont :

- 1 longitudinale, N - S, sensiblement suivant l'axe du détroit, entre le parallèle des Comores et celui de Durban; du 11 au 18 octobre. Stations hydrologiques n° 3 à 15;

- 9 transversales, soit, du Sud au Nord :

- Durban-Fort-Dauphin : du 22 au 25 octobre. Stations hydrologiques n° 16 à 21;

- Fort-Dauphin-Lourenço Marques : du 25 au 28 novembre. Stations hydrologiques n° 21 à 28;

- Lourenço-Marques-Tuléar : du 4 au 6 novembre. Stations hydrologiques n° 29 à 32;

- Tuléar-Beira : du 8 au 10 novembre. Stations hydrologiques n° 33 à 36;

- Beira-Morondava : du 13 au 15 novembre. Stations hydrologiques n° 37 à 42;

- Maintirano-Qualimano : du 16 au 17 novembre. Stations hydrologiques n° 43 à 48;

- Pointe Macalonga - Majunga : du 18 au 20 novembre. Stations hydrologiques n° 49 à 54;

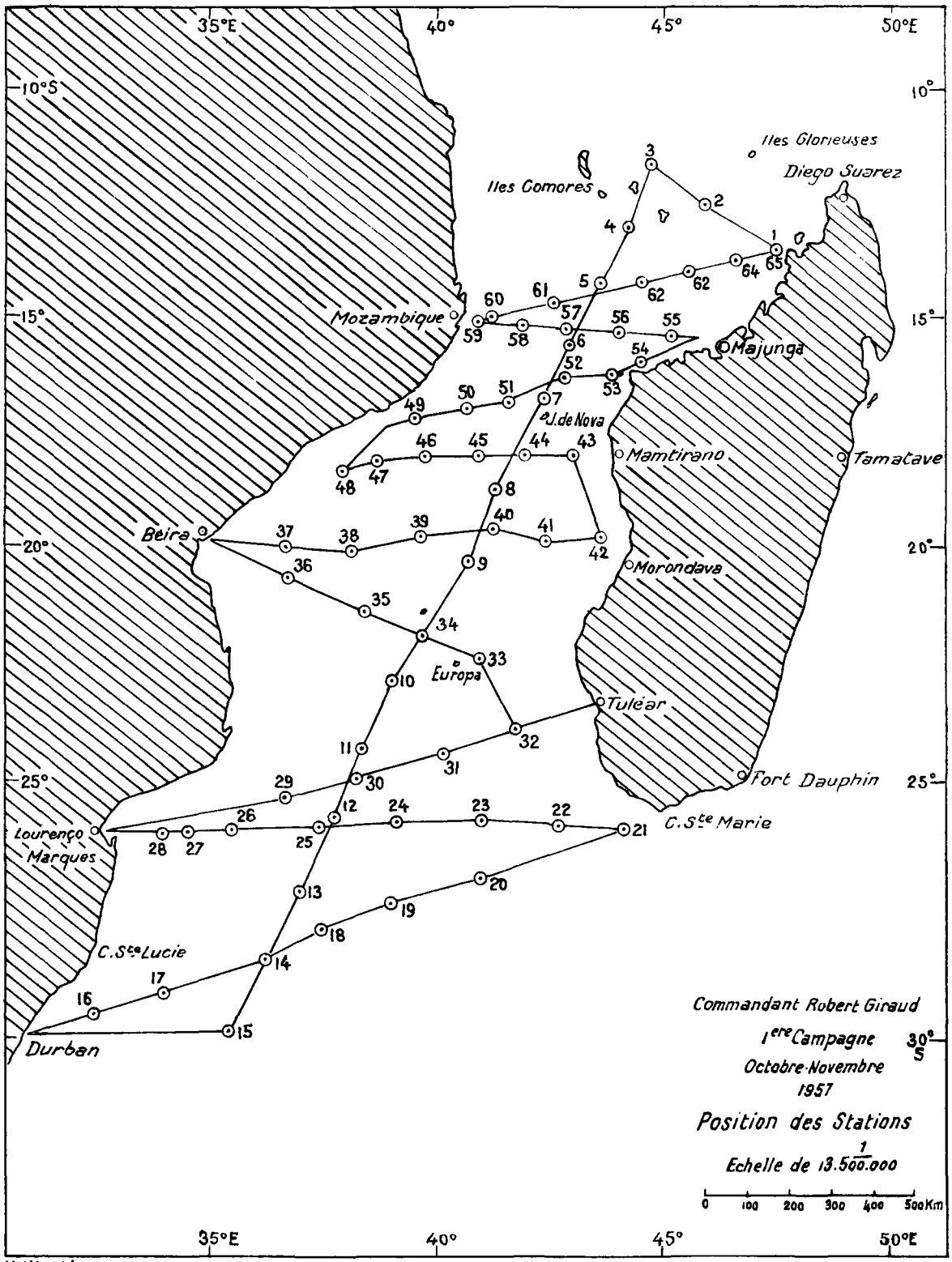
- Majunga - Mozambique : du 22 au 24 novembre. Stations hydrologiques n° 55 à 59;

- Mozambique - Nosy-Bé : du 26 au 28 novembre. Stations hydrologiques n° 60 à 65.

Stations hydrologiques - 64 stations, de 90 milles de distance moyenne, distance réduite à 60 milles entre les parallèles de Maintirano et de Nosy-Bé, soit :

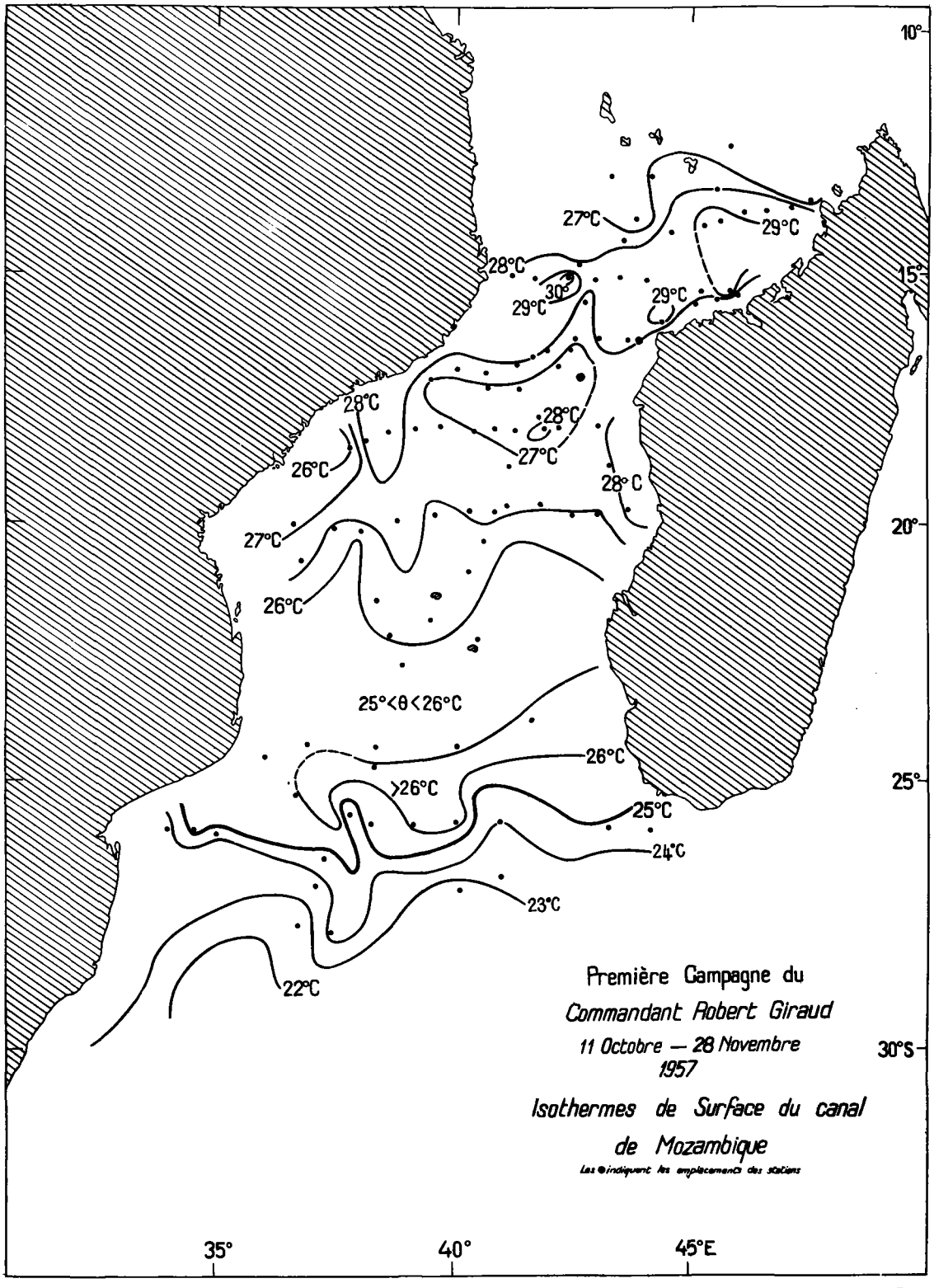
- 4 stations de moins de 500 mètres de profondeur,
- 2 stations d'environ 800 mètres " "
-57 stations de 1 000 à 1 200 mètres " "
- 1 station de 1 500 m, sur un fond de 1 600 m, au voisinage de Nosy-Bé. Il s'agit de la station "N B" de l'A.G.I., occupée à deux reprises au cours de la campagne : à l'aller, le 11 octobre, sous le n°1; au retour, le 28 novembre, sous le n° 65. Cette station a été par la suite, occupée à plusieurs reprises durant l'A.G.I.

Stations de surface	: 48
Bathythermogrammes	: 48
Couples de points "observés" - "estimé"	: 69
Distance parcourue	: environ 7 000 milles
Nombre d'échantillons collectés	: 1224



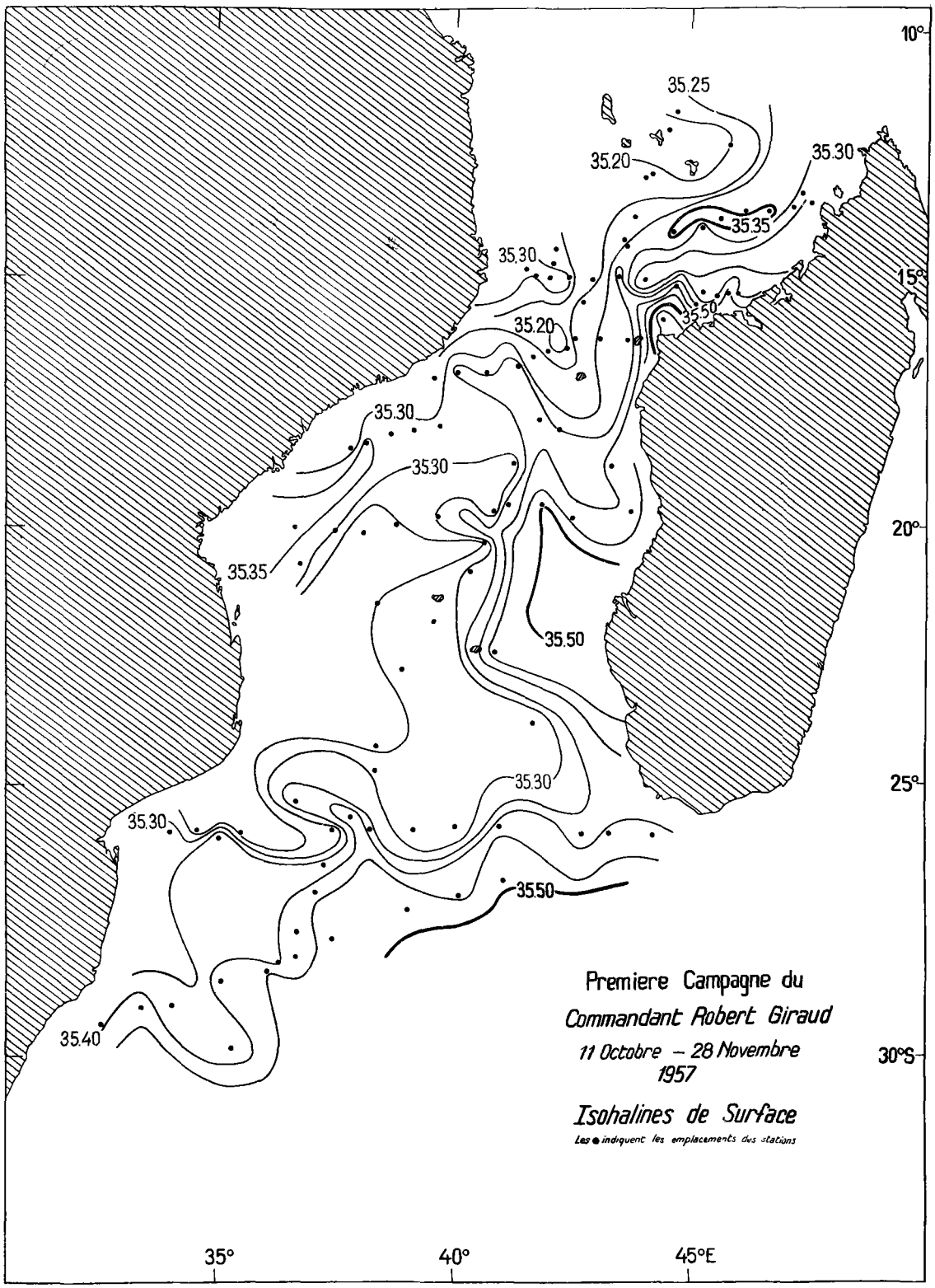
M. Ménaché

Figure 1



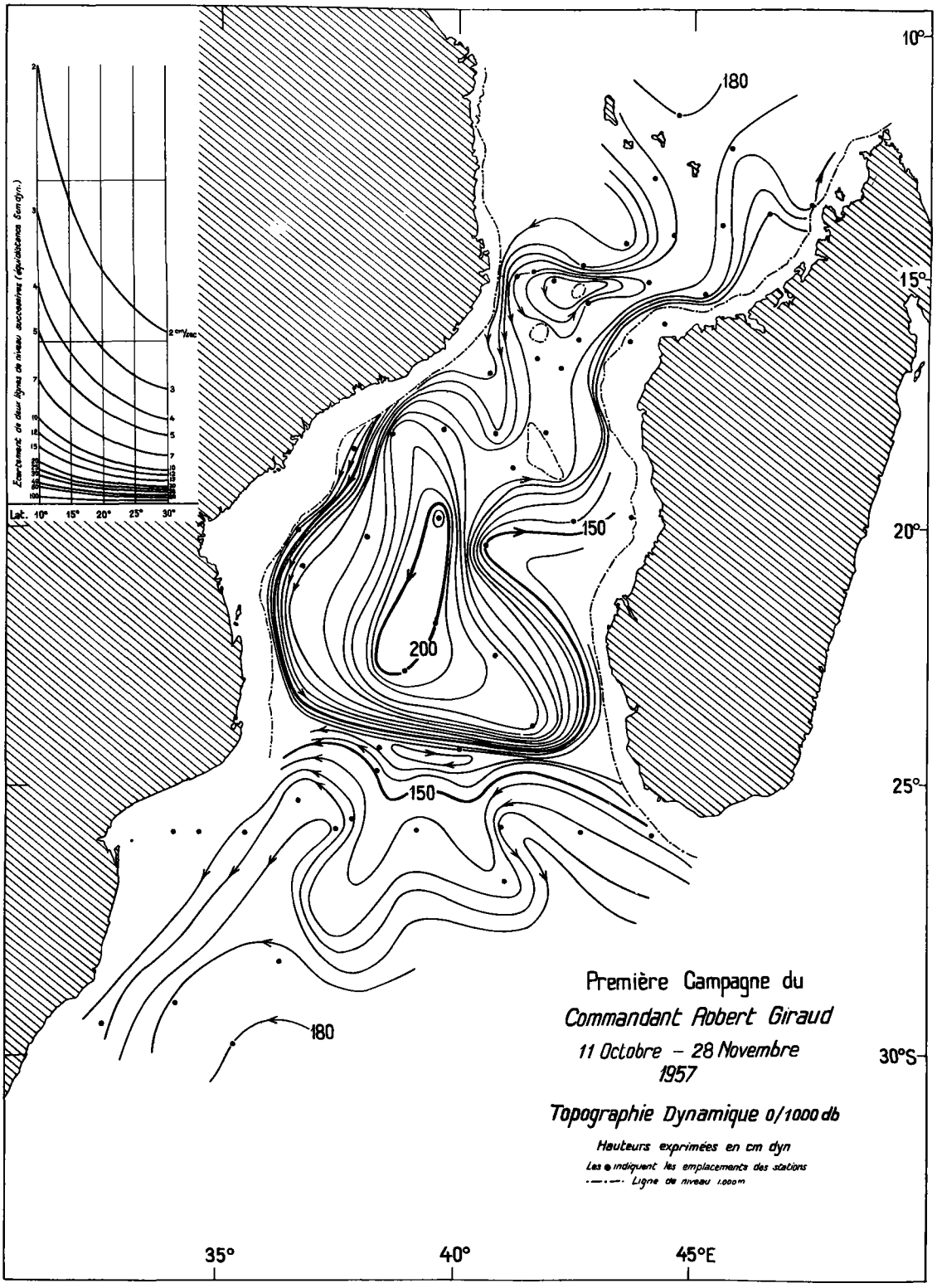
M. Ménaché

Figure 2



M. Ménaché

Figure 3



M.Menaché

Figure 4

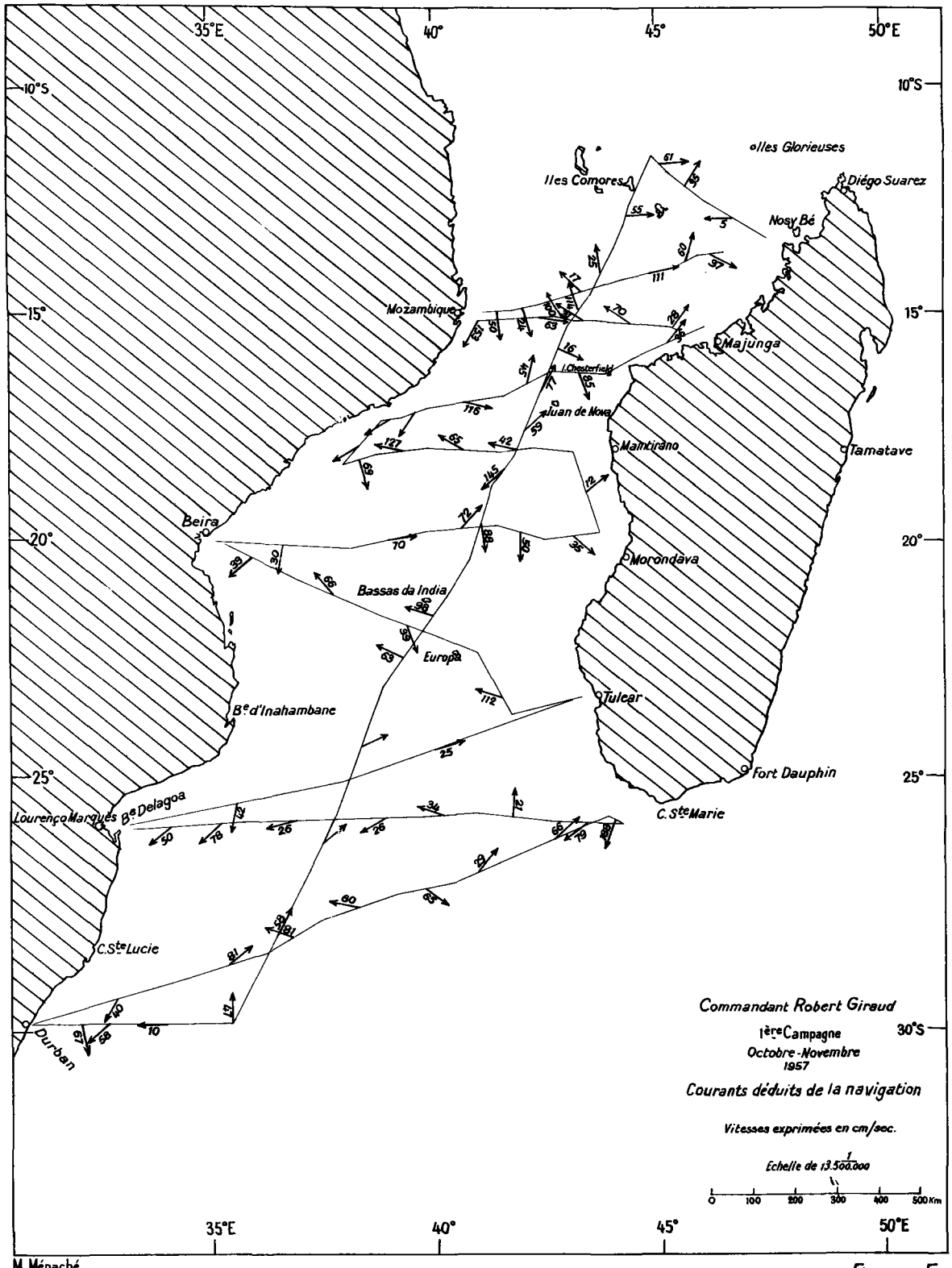
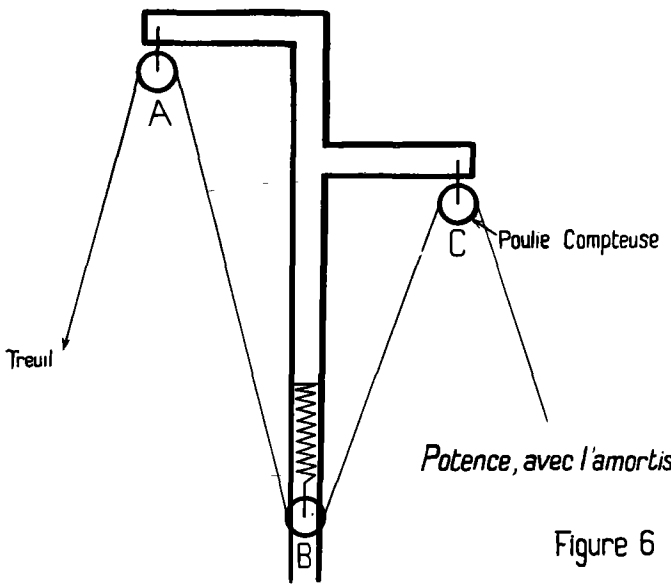

35°E
40°
45°
50°E
10°S
15°
20°
25°
30°S
Iles Glorieuses
Iles Comores
Diégo Suarez
Nosy Bé
Mozambique
Majunga
I. Chesterfield
Juan de Nova
Maintirano
Tamatave
Beira
Morondava
Bassas da India
Europa
Tulear
Bie d'Inahambane
Fort Dauphin
Lourenço Marques
Bie Delagoa
C. Ste Marie
C. Ste Lucie
Durban
Commandant Robert Giraud
1ère Campagne
Octobre-Novembre
1957
Courants déduits de la navigation
Vitesses exprimées en cm/sec.
Echelle de 1/3.500.000
0 100 200 300 400 500 Km
M. Ménaché

Figure 5



Potence, avec l'amortisseur de roulis .

Figure 6

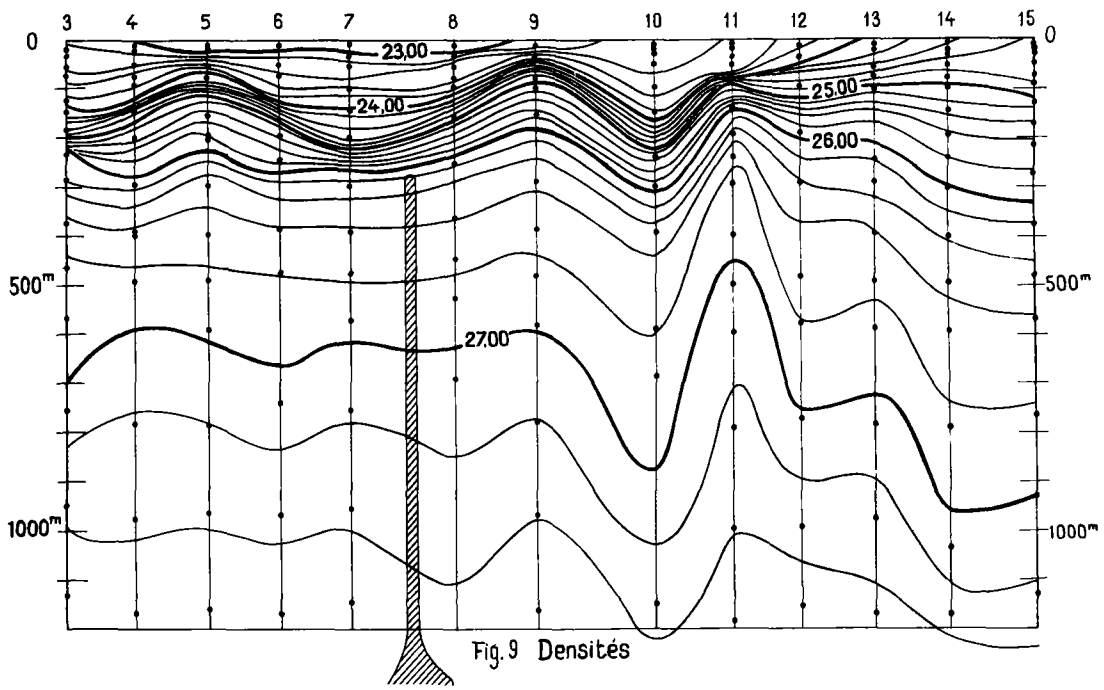


Fig. 9 Densités

Section NORD-SUD

M. Ménaché

Figures 6 et 9

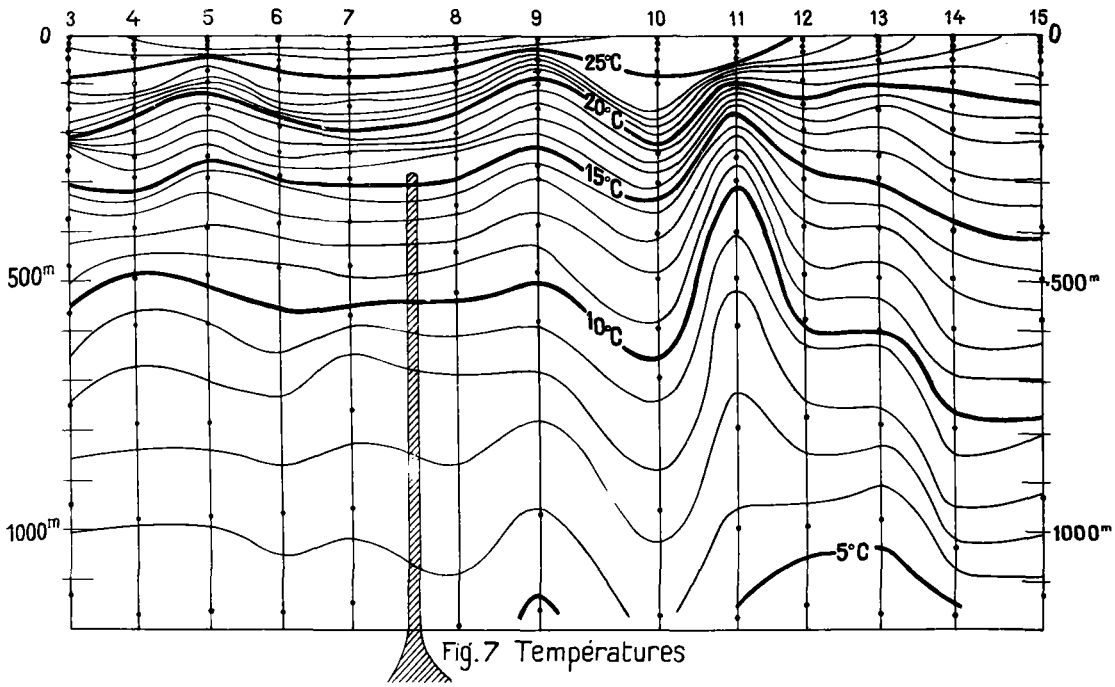


Fig. 7 Températures

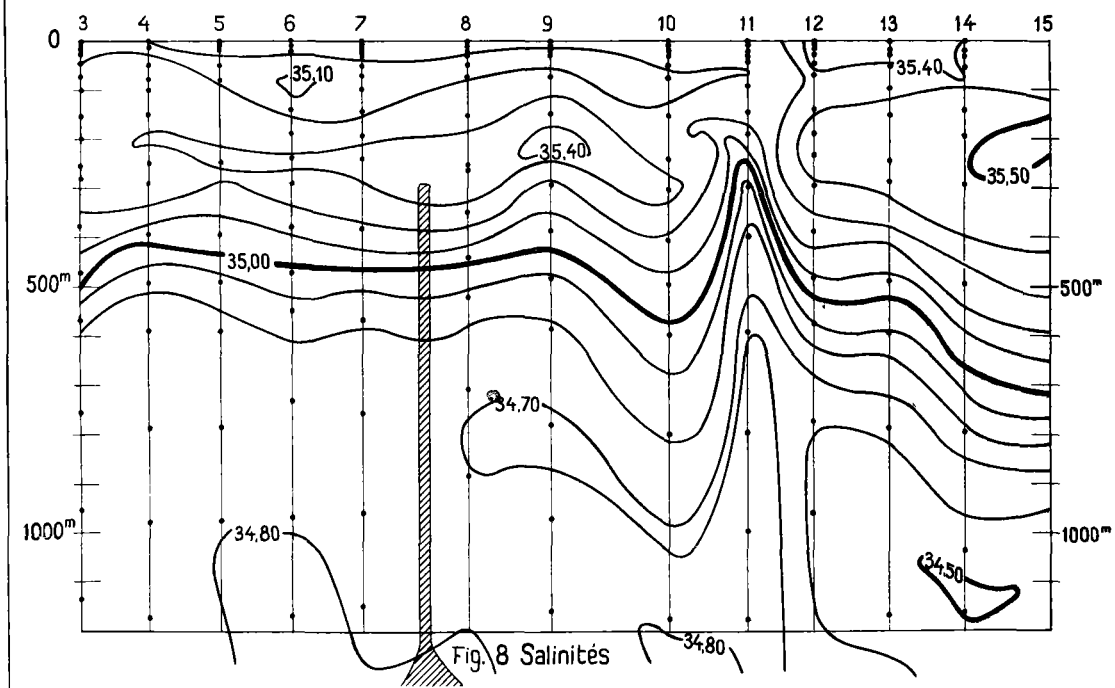


Fig. 8 Salinités

Section NORD - SUD

M. Ménaché

Figures 7 et 8

UNESCO ARCHIVES

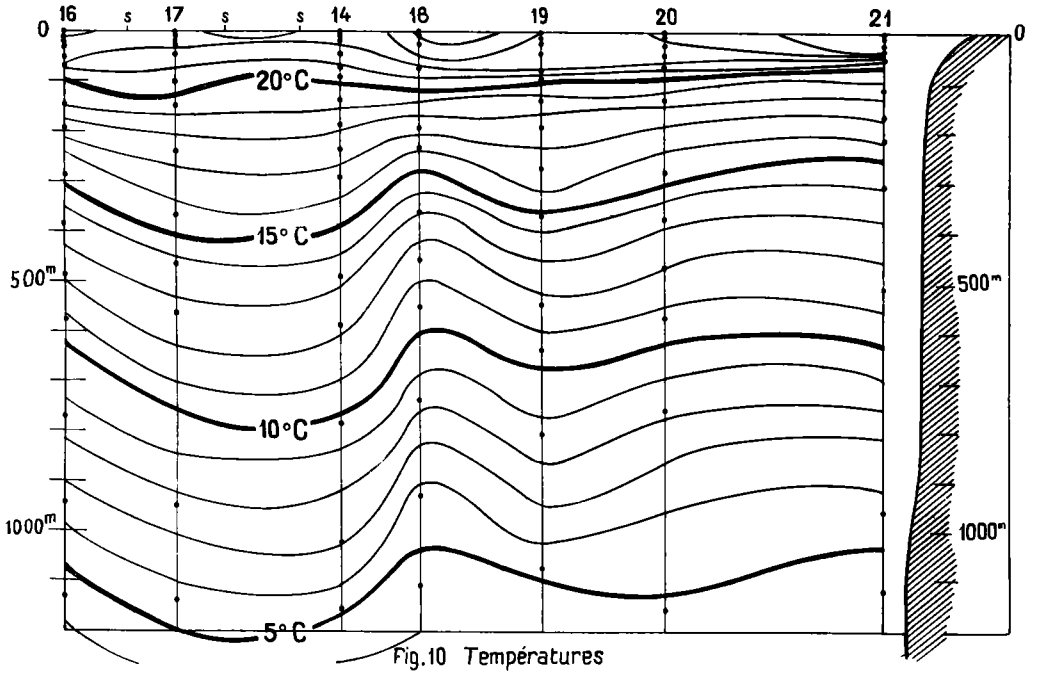


Fig.10 Températures

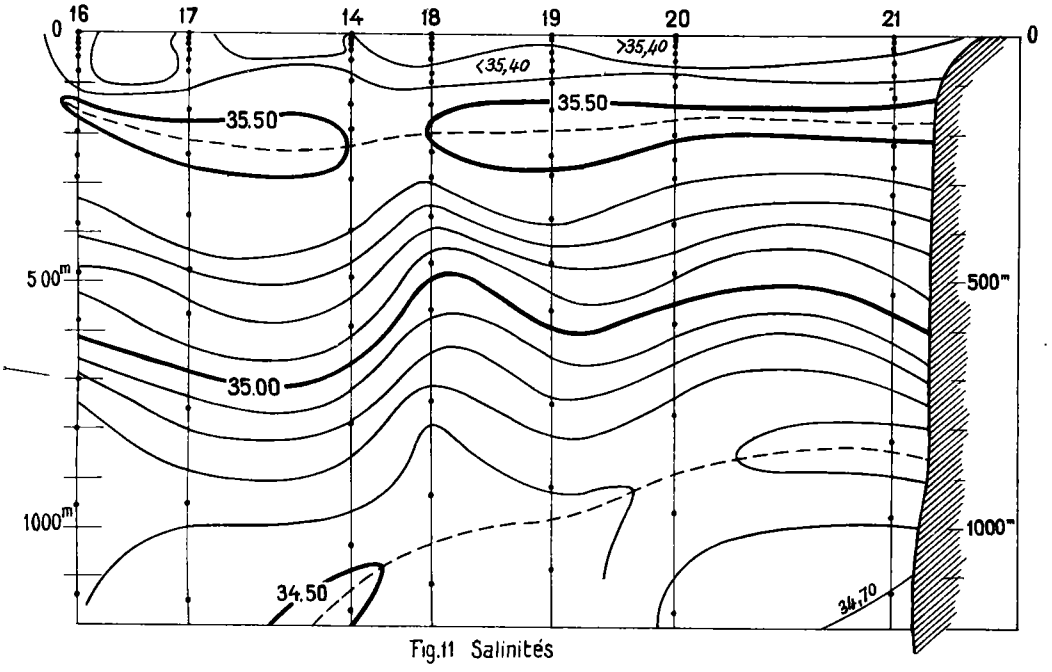


Fig.11 Salinités

Section DURBAN - FORT - DAUPHIN

M.Ménaché

Figures 10 et 11

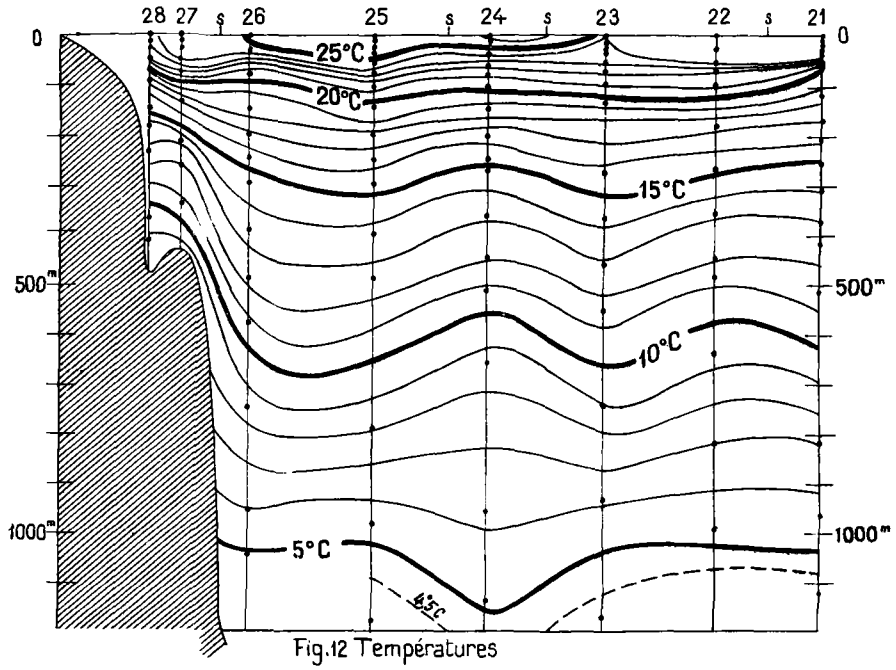


Fig.12 Températures

S représente la position d'une Station de Surface

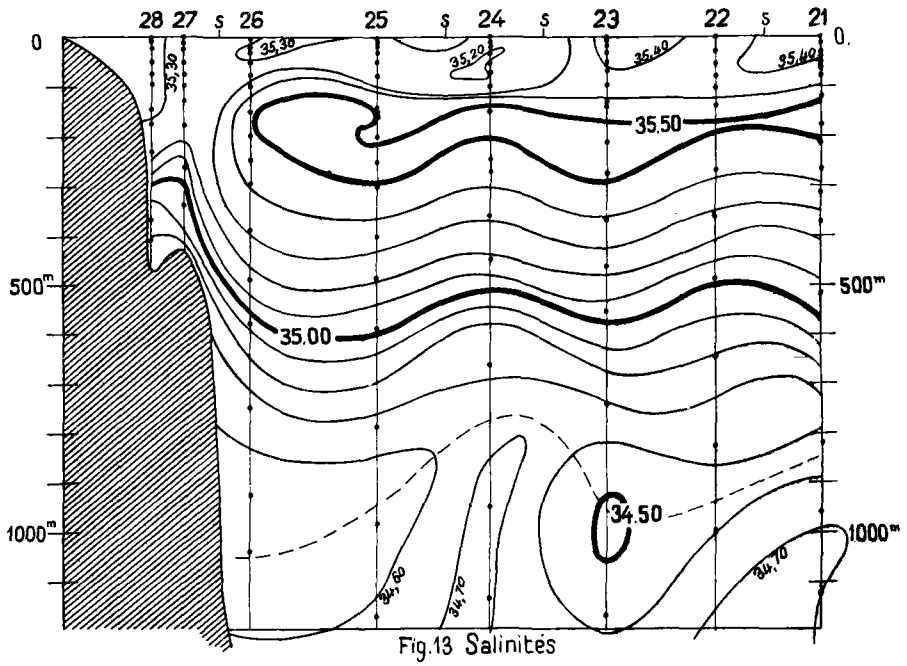


Fig.13 Salinités

Section FORT-DAUPHIN LOURENÇO-MARQUES

M. Ménaché

Figures 12 et 13

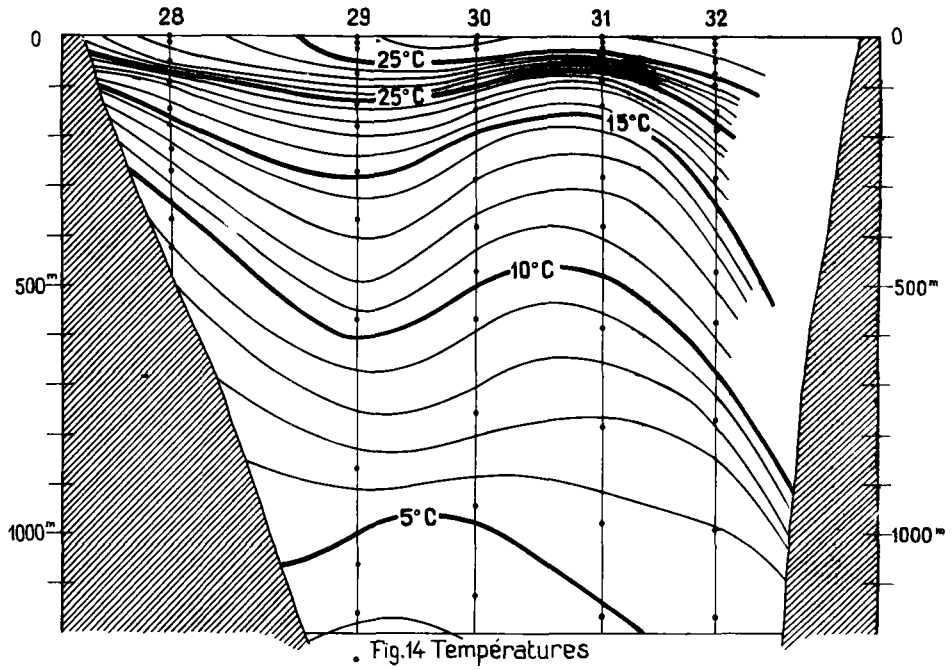


Fig.14 Températures

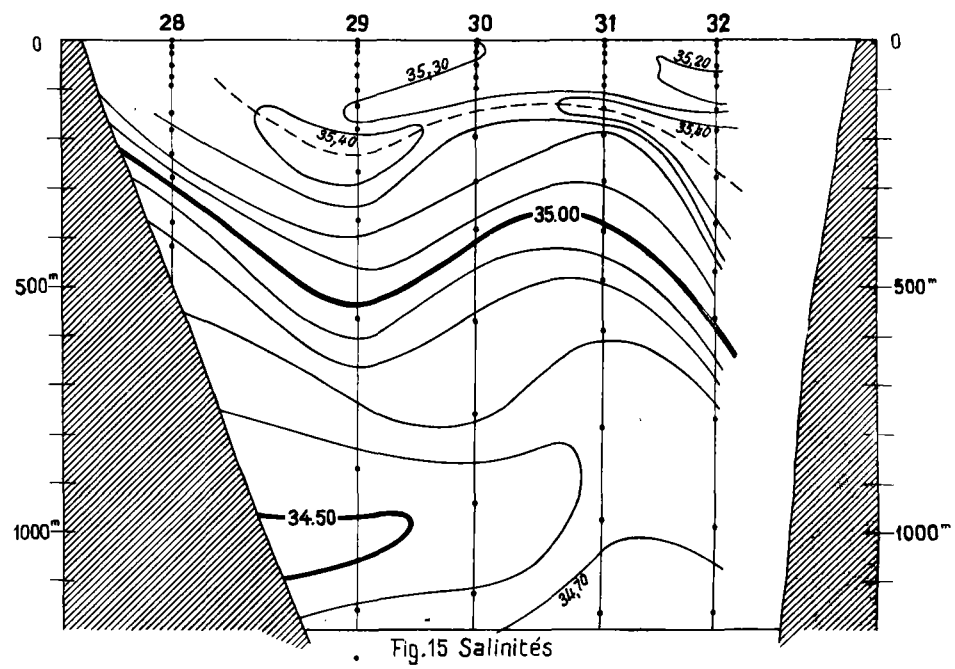


Fig.15 Salinités

Section LOURENÇO-MARQUES TULEAR

M. Ménaché

Figures 14 et 15

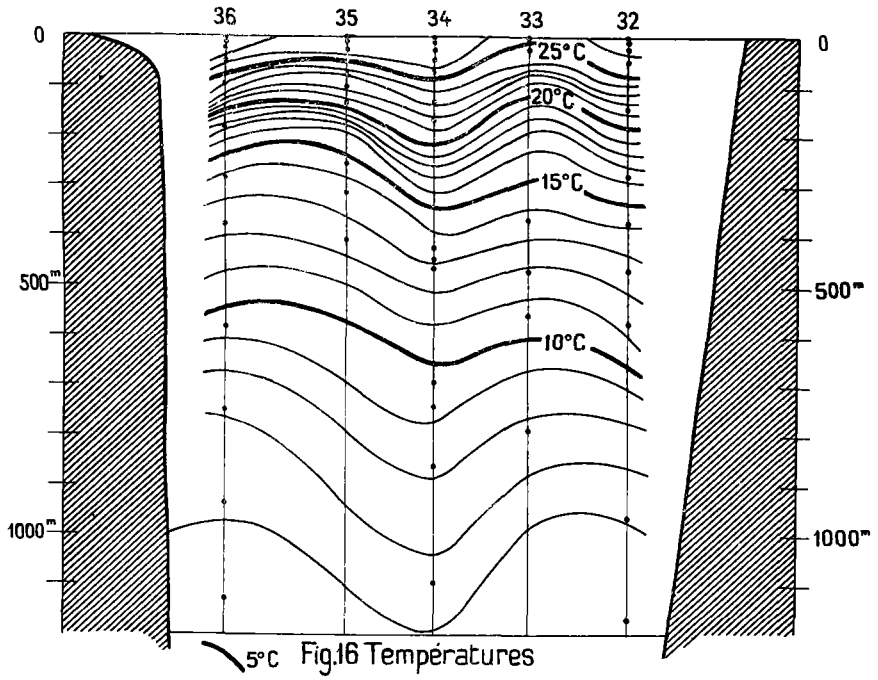


Fig.16 Températures

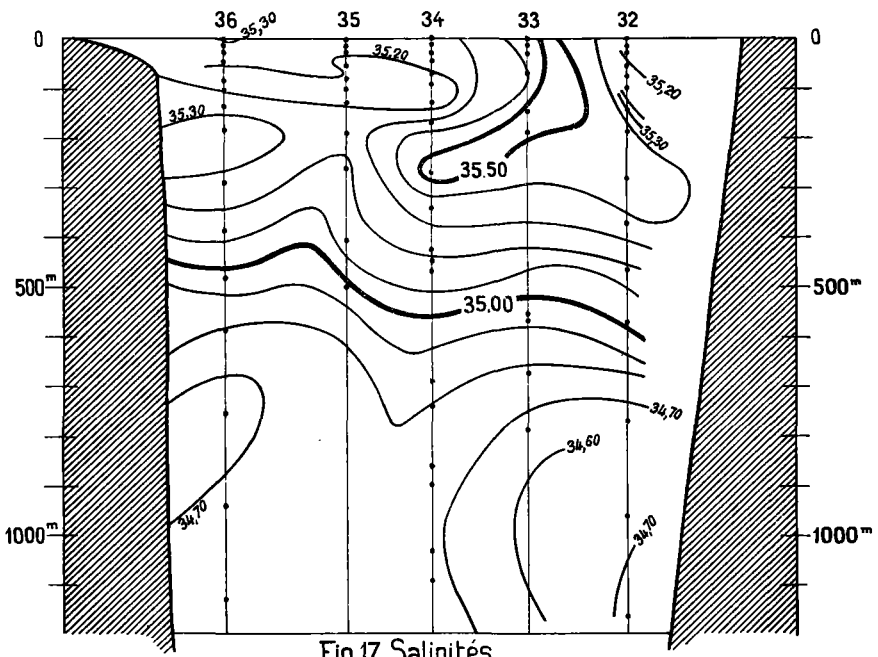


Fig.17 Salinités

Section TULEAR-BEIRA

M. Ménaché

Figures 16 et 17

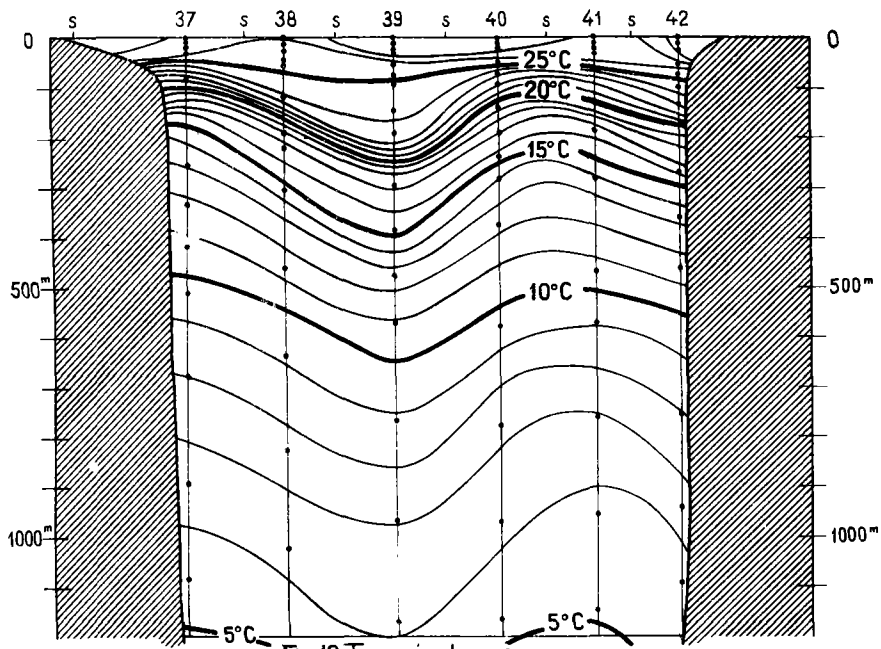


Fig.18 Températures

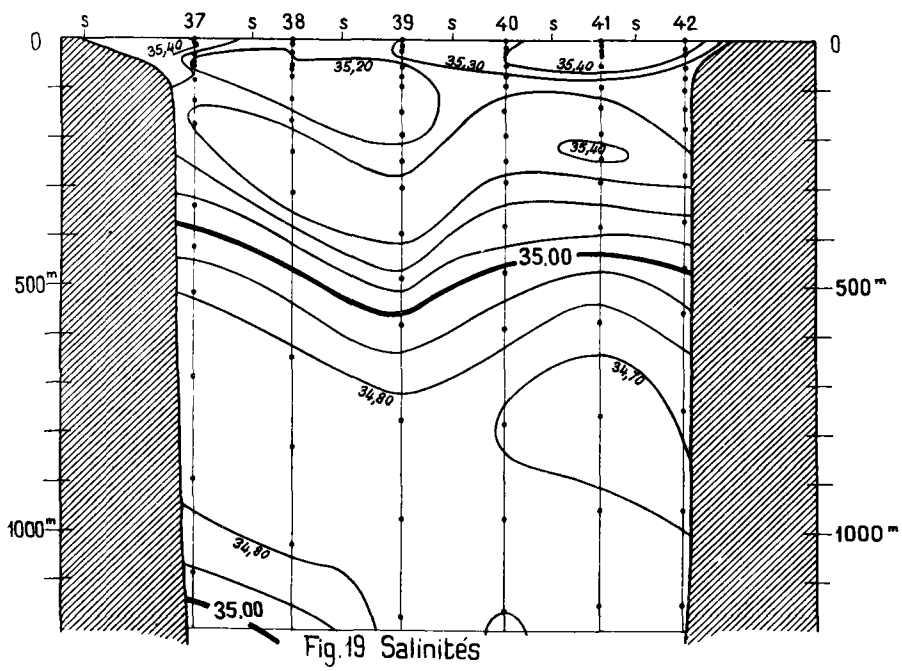
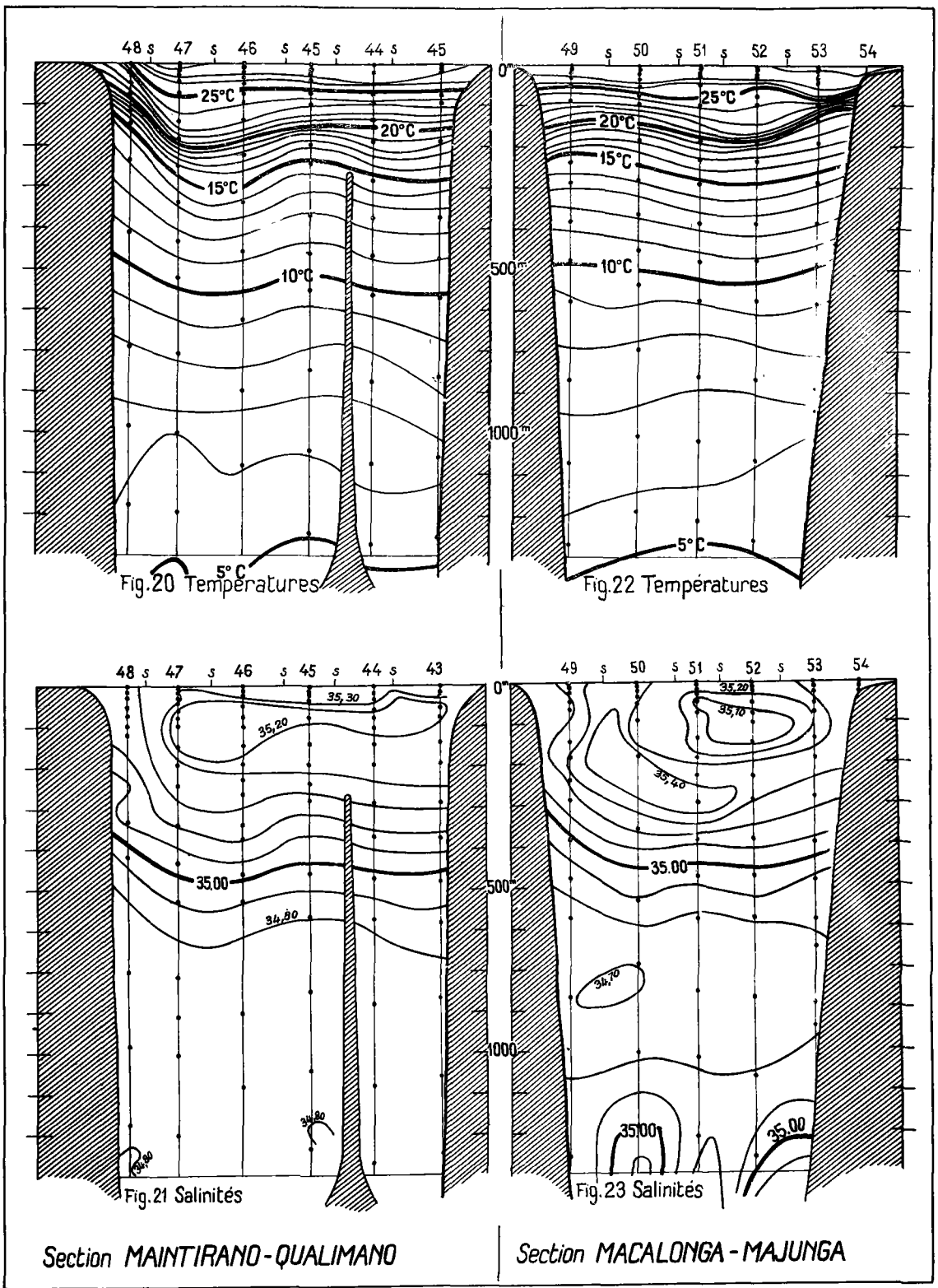


Fig.19 Salinités

Section BEIRA - MORONDAVA

M. Ménaché

Figures 18 et 19



M. Ménaché

Figures 20 à 23

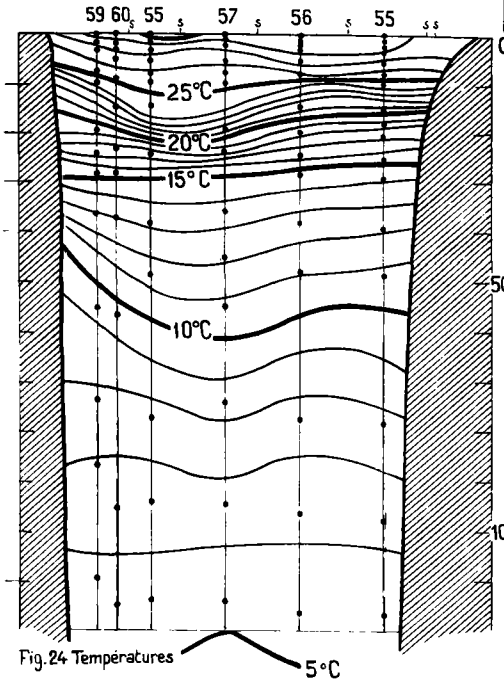


Fig.24 Températures

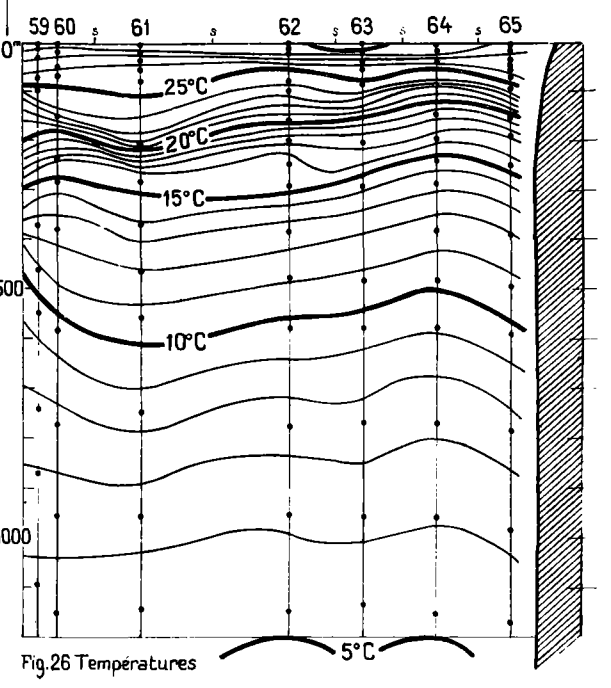


Fig.26 Températures

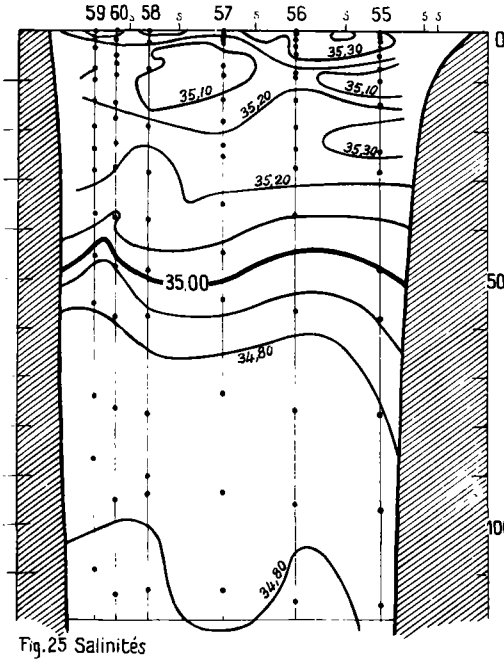


Fig.25 Salinités

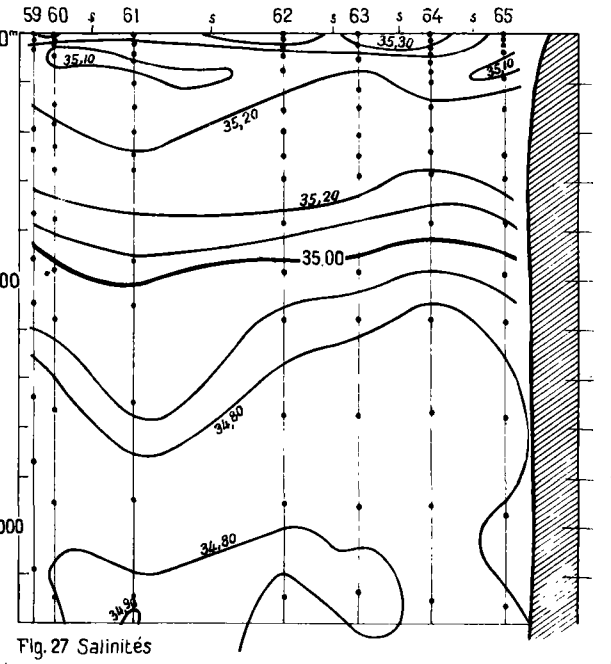


Fig. 27 Salinités

Section MAJUNGA - MOZAMBIQUE | *Section MOZAMBIQUE - NOSY-BÉ*

M. Ménaché

Figures 24 à 27

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. - THOMSEN (H.), 1954. - Instructions Pratiques sur la détermination de la Salinité de l'Eau de Mer par la Méthode de titrage de MOHR-KNUDSEN, avec une préface de KNUDSEN (M.), 2ème édition, revue avec la collaboration de MENACHE (M.) - Bull.Inst. Océanogr., 1047, 20 pp.

2. - HERMANN (F.), KALLE (K.), KOCZY (F.), MANIECE (W.), TCHERNIA (P.), 1959 - Report from the Sub-Committee for considering Standard Methods for Salinity Determination. - Jour. Cons. Int. Explor. Mer, XXIV (3), 429-445.

3. - MIYAKE (Y.), 1939 - Chemical Studies in the Western Pacific Ocean - Bull. chem. Soc. Japan, 14-29, 55

4. - MENACHE (M.), 1950 - Réalisation d'une loupe de lecture sans parallaxe. Son application aux mesures océanographiques - Circ. C.R.E.O., I. T., n° 3.

5. - MENACHE (M.), 1954 - Simplification de la Table de Titration de M. KNUDSEN pour la détermination de la chlorinité de l'Eau de Mer - Jour. Cons. Int. Expl. Mer, XIX (3), 301-308.

6. - KNUDSEN (M.), 1901 - Hydrographical Tables - Reprinted by Tutein & Koch Copenhague, 1953.

7. - KALLE (K.), THORADECH, 1940 - Tabellen und Tafeln für die Dichte des Seewassers (σ_t). I. Zahlentabellen (H. THORADE). II. - Fluck tentafeln (K. KALLE). - Aus den Archiv der Deutschen Seewarte und des Marine observatoriums, 60 Band, n°2, Hamburg.

8. - MATTHEWS (D.J.), 1938 - Tables for calculating the Specific Volume of sea-water under pressure. Cons. Int. Expl. Mer, 68 pp.

9. - ANON., 1954 - Public. Organisation Météorologique Mondiale, n° 9TP4, vol.B, Codes.

Quatrième Partie

RESULTATS D'OBSERVATIONS

PREMIERE CAMPAGNE OCEANOGRAPHIQUE du "COMMANDANT ROBERT GIRAUD" en CANAL DE MOZAMBIQUE

11 octobre - 28 novembre 1957

1) Stations hydrologiques

Les résultats numériques publiés ci-dessous sont présentés dans la note technique de M. MENACHE, Directeur de Recherche de l'ORSTOM (station océanographique de Nosy-Bé, Madagascar) page 224 du présent numéro des "Cahiers Océanographiques".

Les abréviations employées en tête des colonnes et dans les titres des stations sont les suivantes :

P : Profondeur en mètres

T : Température de l'eau en °C; précision $\pm$ 0,02°C

Cl, S, σ_t : Signification connue. Pour la précision sur Cl et S se reporter au texte (p.232 et 233)

h : hauteur dynamique en mm dyn., au-dessus de 1 000 db (eau de référence des Tables de Matthews) (8).

Vent : Direction, puis force en degrés Beaufort

Mer : Etat d'agitation de la mer, échelle S, code 3700 Messages météorologiques de l'O.M.M. (9).

N : Nébulosité en octas

Ta : Température de l'air en °C; précision : $\pm$ 0,1°C

e : Humidité atmosphérique, en % de saturation

Pour les profondeurs standard placées entre parenthèses les éléments T, S et σ_t ont été obtenus par interpolation ou extrapolation.

Station n° 1
11 octobre 1957 - 5 h 35 à 7 h 35 TU
13°30,7 S - 47°43,3 E
Vent: SE 1 - Mer: 1 - N:3 - T_a : 29°1 - e: 75

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	26.08	19.49	35.21	23.20	1728
10	25.79	19,485	35.20	23.27	1682
20	25,67	19,475	35,18	23,29	1637
30	25.62	19.465	35.17	23.30	1592
50	25.60	19.47	35.17	23.31	1503
75	25.28	19.45	35.14	23.43	1392
95	23.69	19.49	35.21	23.92	
(100)	23.60		35.21	24.07	1290
150	22.19				
(150)	22.19		35.27	24.38	1109
200	17.56	19.53	35.28	24.61	963
250	15.88	19.525	35.28	26.00	855
300	14.58	19.545	35.31	26.38	765
400	11.66	19.39	35.03	26.70	617
500	10.46				
(500)	10.46		34.91	26.82	489
580	9.77	19.28	34.83	26.88	
(600)	9.55		34.81	26.90	369
775	7.44	19.195	34.68	27.13	
(800)	7.10		34.67	27.17	161
970	5,97	19.24	34.76	27.38	
(1000)	5,83		34.77	27.41	0
1165	5.22	19.255	34.79	27.50	
(1200)	5.10		34.79	27.52	
(1400)	4.20		34.78	27.61	
1435	3.84	19.245	34.77	27.64	

Station n° 2
11 octobre 1957 - 16 h 00 à 18 h 40 TU
12°22 S - 45°56 E
Vent: SE 1 - Mer:1 - N:3 - T_a: 28°3 - e : 89

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	26.65	19.485	35.20	23.01	1714
10	26.49	19.485	35.20	23.05	1667
20	26.22	19.455	35.15	23.10	1620
30	25.83	19.47	35.17	23.23	1574
50	25.71	19.455	35.15	23.26	1483
75	24.49	19.455	35.15	23.63	1374
100	24.23	19.455	35.15	23.71	1270
145	21.00	19.475	35.18	24.65	
(150)	20.65		35.20	24.76	1089
190	17.86	535	35.29	25.54	
195	17.19				
(200)	17.10		35.29	25.73	955
240	15.51	19.52	35.26	26.08	
(250)	15.00		35.25	26.19	855
290	13.78	19.475	35.18	26.38	
(300)	13.50		35.16	26.44	771
385	11.85	19.40	35.05	26.68	
(400)	11.70		35.04	26.70	626
480	10.72	19.345	34.95	26.81	
(500)	10.45		34.92	26.83	499
580	9.68	19.28	34.83	26.89	
(600)	9.45		34.80	26.92	380
770	7,83	19.22	34.72	27.10	
(800)	7.63		34.72	27.13	169
960	6,39	19,245	34.77	27.34	
(1000)	6.15		34.78	27.38	
1145	5,38	19.28	34.83	27.51	
(1200)	5.15		34.85	27.57	

Station n° 3
12 octobre 1957 - 0 h 55 à 4 h 00 TU
11°42 S - 44 58 E
Vent: SW 2 - Mer: 1 - N:2 - T_a: 25°3 - e : 89

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	26.21				
(0)	26.21	19.50	35.23	23.16	1807
10	26.20	19.505	35.24	23.18	1761
20	25.99	19.49	35.21	23.22	1716
30	25.72	19.49	35.21	23.31	1670
50	25.51	19.485	35.20	23.36	1581
75	25.03	19.505	35.24	23.54	1473
100	24.51	19.485	35.20	23.67	1367
150	22.83	19.465	35.17	24.13	1170
200	21.11	19.49	35.21	24.65	995
250	15.60	19.525	35.27	26.06	866
280	15.16	19.525	35.27	26.16	
(300)	14.60		35.25	26.27	775
375	12,60	19.46	35.16	26.62	
(400)	12.10		35.14	26.70	621
470	11.14	19.405	35.06	26.81	
(500)	10.75		35.01	26.85	494
565	9.90	19.285	34.84	26.87	
(600)	9.50		34.79	26.90	376
750	7.89	19.205	34.70	27.07	
(800)	7.50		34.72	27.15	165
950	6.33	19.25	34.78	27.36	
(1000)	6.00		34.78	27.40	0
1135	5.13	19.235	34.75	27.48	
(1200)	4.80		34.72	27.49	

Station n° 4
12 octobre 1957 - 11 h 00 à 13 h 00 TU
13°01,7 S - 44° 20,2 E
Vent: SE 1 - Mer:1 - N:1 - T_a : 28°7 - e : 81

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.23	19.495	35.22	22.82	1734
10	26.58	19.48	35.19	23.02	1686
20	26.56	19.485	35.20	23.12	1639
30	26.13	19.485	35.20	23.17	1593
50	25.71	19.505	35.24	23.33	1502
75	24.67	19.505	35.24	23.65	1394
100	24.37	19.54	35.30	23.78	1291
150	20.68	19.49	35.21	24.77	1112
200	18.66	19.545	35.31	25.37	970
250	16.83	19.525	35.27	25.78	851
295	15.53	19.525	35.27	25.08	
(300)	15.40		35.26	26.11	749
390	12.32	19.42	35.08	26.61	
395	12.38				
(400)	12.05		35.06	26.64	585
495	9.92	19.28	34.83	26.85	
(500)	9.80		34.82	26.86	456
590	8.57	19.225	34.73	27.00	
(600)	8.45		34.73	27.02	345
785	7.20	19.245	34.77	27.23	
(800)	7.10		34.77	27.25	156
980	6.07		34.76	27.37	
(1000)	5.95		34.76	27.39	0
1170	5.12	19.26	34.79	27.52	
(1200)	4.95		34.80	27.55	

Station n° 5
12 octobre 1957 - 19 h 30 à 21 h 35 TU
14°21 S - 43°37 E
Vent: NW 1 - Mer:1 - N:1 - T_a: 26°1 - e: 90

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.64	19.53	35.28	22.74	1593
10	27.42	19.535	35.29	22.83	1544
20	27.23	19.52	35.26	22.86	1495
30	26.49	19.49	35.21	23.06	1447
50	24.35	19.455	35.15	23.68	1358
75	23.07	19.475	35.18	24.07	1260
100	21.02	19.485	35.20	24.66	1172
150	18.14	19.525	35.27	25.47	1031
200	16.70	19.53	35.28	25.81	916
245	15.29	19.545	35.31	26.16	
(250)	15.15		35.31	26.20	818
295	13.36	19.475	35.18	26.48	

Station n° 6
13 octobre 1957 - 3 h 40 à 5 h 30 TU
15°33 S - 42°54 E
Vent: E 3 - Mer:1 - N:1 - T_a : 28°6 - e: 75

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.21	19.52	35.26	22.87	1802
10	27.17	19.52	35.26	22.89	1753
20	26.96	19.505	35.24	22.93	1704
30	26.10	19.45	35.14	23.13	1657
50	25.59	19.45	35.14	23.28	1566
70	25.05	19.43	35.10	23.43	
(75)	25.00		35.10	23.44	1455
95	24.52	19.42	35.08	23.56	
(100)	24.40		35.08	23.60	1347
145	22.52	19.46	35.16	24.21	
(150)	22.40		35.17	24.25	1151
190	18.62	19.525	35.27	25.34	
(200)	18.40		35.28	25.40	998
240	17.25	19.54	35.30	25.70	
(250)	16.90		35.30	25.78	880
290	15.11	19.52	35.26	26.17	
(300)	14.80		35.25	26.23	781
380	12.61	19.45	35.14	26.60	
(400)	12.20		35.10	26.65	623
470	10.94	19.355	34.97	26.78	
(500)	10.55		34.93	26.82	492
550	9.95	19.305	34.88	26.89	
(600)	9.35		34.82	26.94	374
735	8.00	19.22	34.72	27.07	
800	7.50		34.72	27.15	167
965	6,47	19.255	34.79	27.35	
(1000)	6.30		34.80	27.38	0
1165	6.43	19.275	34.82	27.50	
(1200)	6.35		34.83	27.52	

(suite de la Station n°5)

(300)	13.25		35.17	26.49	735
395	11.85	19.41	35.07	26.69	
(400)	11.75		38.06	26.70	593
490	10.19	19.31	34.88	26.84	
(500)	10.00		34.86	26.86	467
590	8.94	19.245	34.77	26.97	
(600)	8.85		34.76	26.98	353
785	7.27	19.225	34.73	27.20	
(800)	7.15		34.74	27.22	158
970	6.19	19.26	35.79	27.38	
(1000)	6.05		35.79	27.40	0
1160	6.27	19.265	35.80	27.50	
(1200)	6.05		35.80	27.53	

Station n°7
13 octobre 1957 - 12 h 30 à 14 h 30 TU
16°53 S - 42°20 E
Vent: NNE 3 - Mer:2 - N:4 - T_a : 27°6 - e : 79

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.19	19.52	35.26	22.89	1781
10	27.18	19.52	35.26	22.89	1733
20	27.02	19.515	35.26	22.93	1684
30	26.62	19.495	35.22	23.02	1637
50	25.75	19.48	35.19	23.28	1544
75	25.26	19.465	35.17	23.41	1433
100	24.48	19.48	35.19	23.67	1326
145	22.95	19.48	35.19	24.11	
(150)	22.80		35.19	24.16	1129
195	19.92	19.52	35.26	25.01	
(200)	19.70		35.28	25.07	965
240	16.77	19.555	35.33	25.84	
(250)	16.15		35.33	25.98	844
285	15.02	19.54	35.30	26.22	
(300)	14.60		35.29	26.30	752
380	12.73	19.48	35.19	26.61	
(400)	12.35		35.15	26.65	598
470	11.11	19.365	34.98	26.76	
(500)	10.50		34.92	26.82	467
565	9.41	19.27	34.81	26.93	
(600)	8.95		34.78	26.98	351
755	7.39	19.225	34.73	27.17	
(800)	7.05		34.74	27.23	156
955	6.22	19.25	34.78	27.37	
(1000)	5.95		34.79	27.40	0
(1145)	5,19	19.26	34.79	27.51	
(1200)	4.95		34.79	27.54	

Station n° 8
14 octobre 1957 - 0 h 00 à 2 h 25 TU
18°48,5 S - 41°17,5 E
Vent: N 3 - Mer:2 - N:4 - T_a:26°4 - e: 91

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.24	19.525	35.27	22.86	1736
10	27.28	19.525	35.27	22.85	1687
20	26.70	19.495	35.22	23.00	1638
30	26.10	19.475	35.18	23.16	1591
50	25.29	19.46	35.16	23.40	1501
75	24.79	19.445	35.13	23.52	1393
100	23.97	19.51	35.25	23.87	1290
150	20.62	19.505	35.24	24.80	1113
200	18.27	19.55	35.32	25.47	974
250	15.45	19.555	35.33	26.14	867
265	15.02	19.565	35.35	26.26	
(300)	14.20		35.34	26.42	781
(350)	13.14	19.50	35.23	26.56	
(400)	12.20		35.14	26.68	634
440	11.40	19.39	35.03	26.74	
(500)	10.45		34.91	26.82	505
520	10.17	19.305	34.88	26.85	
(600)	9.05		34.78	26.96	388
705	7.95	19.215	34.71	27.07	
(800)	7.25		34.69	27.10	179
1000	6.47	19.23	34.74	27.31	0
1195	5.57	19.265	34.80	27.47	
(1200)	5.55		34.80	27.48	

Station n° 9
14 octobre 1957 - 9 h 10 à 10 h 45 TU
20°21,3 S - 40°44,1 E
Vent: SSE 3 - Mer:1 - N:4 - T_a: 27°0 - e: 76

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	26.49	19.51	35.25	23.09	1476
10	26.26	19.505	35.24	23.15	1429
20	25.61	19.48	35.19	23.32	1384
30	24.67	19.475	35.18	23.60	1341
50	22.46	19.465	35.17	24.23	1263
75	20.66	19.515	35.26	23.80	1179
100	19.26	19.53	35.28	25.18	1107
150	17.43	19.575	35.36	25.71	984
195	16.01	19.625	35.45	26.11	
(200)	15.85		35.45	26.14	882
245	14.25	19.535	35.29	26.37	
(250)	14.05		35.27	26.40	797
290	13.00	19.475	35.18	26.55	
(300)	12.90		35.16	26.56	721
385	11.61	19.40	35.05	26.73	
(400)	11.40		35.04	26.75	585
480	10.26	19.31	34.88	26.84	
(500)	10.00		34.86	26.86	461
580	9.07	19.255	34.79	26.97	
(600)	8.80		34.78	27.00	348
775	7.03	19.20	34.69	27.20	
(800)	6.85		34.69	27.22	156
965	5.99	19.245	34.77	27.39	
(1000)	5.80		34.77	27.41	0
1160	4.87	19.23	34.74	27.50	
(1200)	4.60		34.73	27.52	

Station n° 10
15 octobre 1957 - 5 h 45 à 7 h 35 TU
22°46 S - 38°59 E
Vent: ESE 4 - Mer:4 - N:8 - T_a : 24°4 - e: 75

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	25.79	19.515	35.26	23.32	2026
10	25.80	19.505	35.24	23.30	1982
20	25.79	19.505	35.24	23.30	1937
30	25.81	19.495	35.22	23.28	1892
50	25.80	19.495	35.22	23.28	1802
75	25.04	19.47	35.17	23.48	1691
100	24.92	19.47	35.17	23.51	1584
150	24.31	19.51	35.25	23.77	1374
200	21.32	19.49	35.21	24.59	1189
245	18.87	19.525	35.27	25.28	
(250)	18.70		35.28	25.33	1041
300	16.46	19.545	35.31	25.90	923
400	13.31	19.475	35.18	26.49	742
495	11.89	19.41	35.07	26.68	
(500)	11.85		35.07	26.69	596
595	10.97	19.36	34.97	26.78	
(600)	10.95		34.97	26.78	463
795	9.44	19.27	34.81	26.92	
(800)	9.40		34.81	26.92	215
980	7.39	19.205	34.70	27.14	
(1000)	7.30		34.70	27.16	0
1170	7.33	19.245	34.77	27.35	
(1200)	7.30		34.80	27.38	

Station n° 11
15 octobre 1957 - 15 h 20 à 17 h 20 TU
24°07S - 38°39'E
Vent: ESE 4 - Mer: 4 - N:8 - T_a : 22°4 - e: 81

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	25.43	19.51	35.25	23.43	1362
10	25.40	19.505	35.24	23.43	1318
20	25.42	19.505	35.24	23.42	1275
30					
(30)	25.39	19.505	35.24	23.43	1231
50	25.35	19.505	35.24	23.44	1144
75	22.66	19.475	35.18	24.18	1044
95	19.75	19.505	35.24	25.03	
(100)	19.4		35.24	25.12	964
145	15.87	19.505	35.24	25.98	
(150)	15.65		35.24	26.03	846
190	13.50	19.465	35.17	26.44	
(200)	13,00		35.15	26.53	762
240	11.55	19.39	35.03	26.72	
(250)	11.20		35.00	26.76	695
295	10.13	19.315	34.89	26.86	
(300)	10.05		34.88	26.87	636
395	9.10	19.25	34.78	26.95	
(400)	9.05		34.78	26.96	526
490	8.18	19.215	34.71	27.03	
(500)	8.15		34.71	27.04	422
590	7.46	19.205	34.70	27.14	
(600)	7.45		34.71	27.15	327
790	6.84	19.225	34.73	27.25	
(800)	6.80		34.73	27.26	154
995	5.84	19.23	34.74	27.39	
(1000)	5.80		34.74	27.39	0
1175	4.88	19.245	34.77	27.52	
(1200)	4.80		34.78	27.54	

Station n° 12
16 octobre 1957 - 0 h 45 à 2 h 30 TU
25°42 S - 37°46 E
Vent: SE 3 - Mer:2 - N:2 - T_a : 21°8 - e: 76

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	24.57	19.62	35.44	23.82	1615
10	24.62	19.62	35.44	23.80	1575
20	24.56	19.62	35.44	23.82	1535
30	24.46	19.62	35.44	23.85	1495
50	23.48	19.63	35.46	24.17	1419
70	22.19	19.58	35.37	24.47	
(75)	21.90		35.36	24.55	1332
95	21.20	19.54	35.30	24.69	
(100)	21.05		35.30	24.73	1251
140	19.13	19.59	35.39	25.31	
(150)	18.55		35.41	25.46	1111
190	17.10	19.635	35.47	25.88	
(200)	16.80		35.47	25.95	999
235	15.87	19.63	35.46	26.15	
(250)	15.50		35.44	26.22	905
290	14.64	19.59	35.39	26.37	
(300)	14.45		35.38	26.40	821
385	13.04	19.515	35.26	26.61	
(400)	12.85		35.24	26.63	670
480	11.90	19.425	35.09	26.70	
(500)	11.60		35.06	26.73	534
580	10.50	19.32	34.90	26.81	
(600)	10.20		34.86	26.82	405
770	7.74	19.155	34.61	27.02	
(800)	7.40		34.59	27.06	177
955	5.52	19.125	34.55	27.27	
(1000)	5.10		34.55	27.33	0
1150	4.19	19.145	35.59	27.47	
(1200)	4.05		35.61	27.50	

Station n° 13
16 octobre 1957 - 9 h 35 à 11 h 15 TU
26°58 S - 37°07 E
Vent: SW 2 - Mer:1 - N:1 - T_a : 23°6 - e: 56

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	23.63	19.62	35.44	24.10	1569
10	23.33	19.62	35.44	24.19	1532
20	23.32	19.615	35.44	24.19	1496
30	23.30	19.615	35.44	24.20	1460
50	22.17	19.58	35.37	24.47	1390
75	21.25	19.62	35.35	24.71	1308
100	20.05	19.57	35.35	25.04	1233
150	17.95	19.635	35.47	25.67	1105
200	16.72	19.635	35.47	25.96	999
245	15.80	19.645	35.49	26.19	
(250)	15.75		35.49	26.20	904
290	15.08	19.615	35.44	26.31	
(300)	14.85		35.42	26.34	818
390	12.98	19.505	35.24	26.60	
(400)	12.85		35.22	26.61	664
490	11.51	19.405	35.06	26.74	
(500)	11.35		35.02	26.74	526
590	10.32	19.315	34.89	26.83	
(600)	10.15		34.87	26.85	400
785	7.56	19.175	34.64	27.08	
(800)	7.30		34.60	27.08	177
975	5.27	19.105	34.52	27.28	
(1000)	5.10		34.52	27.31	0
(1200)	4.15		34.59	27.47	
1265	4.27	19.135	34.57	27.44	

Station n° 14
16 octobre 1957 - 18 h 00 à 20 h 25 TU
28°10,5 S - 36°20 E
Vent: NE 1 - Mer:1 - N:0 - T_a : 20°4 - e: 86

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	22.52	19.595	35.40	24.39	1770
10	22.11	19.59	35.39	24.51	1736
20	22.03	19.59	35.39	24.53	1703
30	22.59	19.59	35.39	24.54	1670
50	21.35	19.59	35.39	24.72	1606
75	20.86	19.595	35.40	24.86	1529
95	20.32	19.595	35.40	25.00	
(100)	20.25		35.41	25.03	1456
140	19.40	19.62	35.44	25.27	
(150)	19.20		35.46	25.34	1320
190	18.13	19.645	35.49	25.64	
(200)	18.00		35.49	25.67	1199
240	17.53	19.645	35.49	25.78	
(250)	17.40		35.49	25.81	1088
295	16.65	19.645	35.49	25.99	
(300)	16.55		35.49	26.01	984
395	14.81	19.595	35.40	26.34	
(400)	14.70		35.39	26.35	801
490	13.27	19.515	35.26	26.56	
(500)	13.15		35.25	26.58	642
590	12.30	19.445	35.13	26.65	
(600)	12.20		35.11	26.66	497
790	9.71	19.26	34.79	26.86	
800	9.60		34.78	26.87	231
(1000)	7.40		34.57	27.04	0
1035	6.98	19.125	34.55	27.08	
1170	4.89	19.095	34.50	27.31	
1175	4.82	19.095	34.50	27.32	
(1200)	4.45		34.52	27.38	

Station n° 15
17 octobre 1957 - 5 h 30 à 7 h 15 TU
29°52,3 S - 35°16,7 E
Vent: N 3 - Mer:3 - N:8 - T_a : 21°6 - e : 84

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	21.30	19.575	35.36	24.71	1804
10	21.32	19.57	35.35	24.69	1773
20	21.34	19.57	35.35	24.69	1741
30	21.31	19.57	35.35	24.70	1710
50	21.35	19.57	35.35	24.69	1647
75	21.30	19.575	35.36	24.71	1568
95	21.93	19.58	35.37	24.81	
(100)	20.90		35.38	24.83	1490
135	19.87	19.605	35.42	25.12	
(150)	19.55		35.49	25.27	1348
180	18.80	19.665	35.53	25.49	
(200)	18.40		35.52	25.59	1223
225	17.91	19.65	35.50	25.70	
(250)	17.50		35.50	25.79	1110
285	17.07	19.645	35.49	25.89	
(300)	16.85		35.49	25.95	1004
385	15.38	19.62	35.44	26.24	
(400)	15.20		35.43	26.27	814
490	13.90	19.55	35.32	26.47	
(500)	13.80		35.31	26.49	647
575	12.80	19.495	35.22	26.62	
(600)	12.50		35.18	26.65	497
770	10.41	19.32	34.90	26.83	
(800)	9.95		34.84	26.86	228
935	8.00	19.165	34.62	27.00	
(1000)	8.10		34.56	27.08	0
1135	5.72	19.105	34.52	27.23	
(1200)	5.1		34.53	27.32	

Station n° 16
22 octobre 1957 - 13 h 30 à 15 h 25 TU
29°26,1 S - 32°30,2 E
Vent:0 - Mer: 1 - N:1 - T_a : 24°8 - e : 71

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	23.65	19.59	35.39	24.06	1640
10	22.91	19.59	35.39	24.28	1603
20	22.88	19.59	35.39	24.29	1568
30	22.60	19.59	35.39	24.31	1533
50	22.60	19.59	35.39	24.37	1463
75	21.17	19.59	35.39	24.76	1381
100	20.30	19.59	35.39	25.00	1306
150	18.79	19.66	35.52	25.50	1173
195	17.51	19.625	35.45	25.76	
200	17.35		35.45	25.79	1058
245	16.16	19.64	35.48	26.09	
(250)	16.00		35.48	26.13	958
290	15.25	19.62	35.44	26.27	
(300)	15.05		35.43	26.31	869
385	13.62	19.555	35.33	26.54	
(400)	13.45		35.31	26.56	711
485	12.32	19.46	35.16	26.67	
(500)	12.10		35.13	26.69	568
580	11.29	19.39	35.03	26.77	
(600)	11.10		35.01	26.79	435
780	8.59	19.19	34.67	26.94	
(800)	8.35		34.66	26.97	194
950	6.53	19.17	34.63	27.21	
(1000)	5.95		34.63	27.28	0
1140	5.52	19.16	34.61	27.44	
(1200)	3.90		34.61	27.51	

Station n° 17
23-24 octobre 1957 - 22 h 30 à 0 h 25 TU
29°04,2 S - 34°03,5 E
Vent: SE 2 - Mer: 1 - N : 2 - T_a : 20°9 -e: 92

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	22.21	19.58	35.37	24.46	1769
10	22.21	19.585	35.38	24.47	1735
20	22.21	19.585	35.38	24.47	1701
30	22.00	19.58	35.37	24.52	1668
50	21.43	19.585	35.38	24.68	1603
75	21.12	19.585	35.38	24.77	1525
100	20.61	19.59	35.39	24.92	1449
150	19.15	19.63	35.46	25.35	1311
200	18.05	19.66	35.52	25.68	1190
240	17.51	19.665	35.53	25.81	
(250)	17.35		35.53	25.85	1080
265	17.01	19.645	35.49	25.91	
(300)	16.55		35.48	26.00	977
365	15.62	19.63	35.46	26.21	
(400)	15.10		35.44	26.31	791
475	13.58	19.545	35.35	26.53	
(500)	13.25		35.27	26.57	630
565	12.63	19.48	35.19	26.63	
(600)	12.35		35.16	26.66	485
760	10.10	19.30	34.87	26.85	
(800)	9.60		34.82	26.90	221
950	7.68	19.17	34.63	27.06	
(1000)	7.10		34.60	27.11	0
1145	5.49	19.125	34.55	27.28	
(1200)	4.95		34.56	27.36	

Station n° 18
23 octobre 1957 - 15 h 30 à 17 h 35 TU
27°50,5 S - 37°26'E
Vent: E 2 - Mer:1 - N:3 - T_a : 21°5 - e : 85

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	24.24	19.63	35.46	23.94	1598
10	24.14	19.63	35.46	23.97	1560
20	24.01	19.63	35.46	24.01	1522
30	23.90	19.625	35.45	24.03	1484
50	23.39	19.62	35.44	24.17	1410
(75)	22.00		35.37	24.52	1322
80	21.81	19.58	35.37	24.57	
100	21.08	19.585	35.38	24.78	1242
145	19.20	19.63	35.46	25.34	
(150)	19.00		35.47	25.40	1101
195	17.38	19.65	35.50	25.83	
(200)	17.20		35.50	25.87	986
240	16.19	19.64	35.48	26.09	
(250)	15.90		35.47	26.15	888
285	15.03	19.605	35.42	26.30	
(300)	14.70		35.40	26.36	801
370	12.86	19.505	35.24	26.63	
(400)	12.25		35.18	26.70	652
460	11.37	19.395	35.04	26.76	
(500)	10.90		34.98	26.79	522
555	10.48	19.33	34.92	26.82	
(600)	10.00		34.86	26.86	399
740	8.06	19.18	34.65	27.01	
(800)	7.25		34.59	27.08	177
930	5.69	19.11	34.52	27.24	
(1000)	5.10		34.52	27.31	0
1115	4.47	19.12	34.54	27.40	
(1200)	4.10		34.58	27.46	

Station n° 19
24 octobre 1957 - 1 h 30 à 3 h 20 TU
27°18 S - 39°07 E
Vent: E 2 - Mer:2 - N:7 - T_a : 20,9 - e: 88

P	T	Cl	S	C_t	h
0	22.96	19.635	35.47	24.33	1681
10	22.96	19.62	35.44	24.30	1646
20	22.70	19.605	35.42	24.35	1611
30	22.60	19.595	35.40	24.37	1577
50	22.60	19.595	35.40	24.37	1508
70	22.21	19.585	35.38	24.47	
(75)	22.00		35.38	24.52	1423
95	20.57	19.595	35.40	24.93	
(100)	20.20		35.42	25.05	1345
145	18.55	19.65	35.50	25.54	
(150)	18.50		35.51	25.56	1215
195	17.58	19.67	35.53	25.79	
(200)	17.50		35.53	25.81	1103
240	16.86	19.675	35.54	25.97	
(250)	16.75		35.54	26.00	999
280	16.31	19.645	35.49	26.07	
(300)	15.95		35.46	26.13	903
370	14.58	19.60	35.41	26.40	
(400)	13.95		35.36	26.49	733
460	12.95	19.50	35.23	26.60	
(500)	12.35		35.16	26.66	585
555	11.65	19.41	35.07	26.73	
(600)	11.05		35.00	26.78	450
745	9.38	19.26	34.79	26.92	
(800)	8.70		34.72	26.96	207
910	7.49	19.16	34.61	27.06	
(1000)	6.45		34.56	27.17	0
1080	5.32	19.105	34.52	27.28	
(1200)	3.75		34.54	27.47	

Station n° 20
24 octobre 1957 - 12 h 30 à 14 h 10 TU
26°49,7 S - 41°03 E
Vent: E 3 - Mer:2 - N:4 - T_a : 23°4 - e: 84

P	T	Cl	S	C_t	h
0	23.42	19.645	35.49	24.20	1566
10	23.39	19.635	35.47	24.20	1530
20	22.90	19.605	35.42	24.30	1494
30	22.87	19.605	35.42	24.31	1459
50	22.30	19.60	35.41	24.47	1390
75	21.09	19.595	35.40	24.80	1309
100	19.92	19.61	35.43	25.12	1236
145	18.24	19.65	35.50	25.62	
(150)	18.10		35.51	25.66	1110
195	16.89	19.655	35.51	25.96	
(200)	16.75		35.51	25.98	1004
245	15.91	19.64	35.48	26.15	
(250)	15.60		35.47	26.22	910
285	14.83	19.605	35.42	26.35	
(300)	14.55		35.40	26.39	826
380	13.29	19.535	35.29	26.57	
(400)	13.00		35.26	26.61	674
480	11.96	19.435	35.11	26.71	
(500)	11.65		35.08	26.73	536
580	10.64	19.34	34.94	26.82	
(600)	10.35		34.91	26.84	408
770	8.17	19.19	34.67	27.01	
(800)	7.80		34.65	27.05	181
970	5.99	19.18	34.65	27.29	
(1000)	5.80		34.66	27.33	0
1165	4.91	19.225	34.73	27.49	
(1200)	4.80		34.75	27.52	

Station n° 21
25 octobre 1957 - 7 h 55 à 10 h 00 TU
25°57 S - 44°16'E
Vent: E 7 - Mer:5 - N:2 - T_a : 26°4 - e: 87

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	24.49	19.60	35.41	23.82	1540
10	24.51	19.60	35.41	23.82	1501
20	24.51	19.60	35.41	23.82	1461
30	24.49	19.59	35.39	23.81	1421
40	24.41	19.595	35.40	23.84	
50	23.79	19.585	35.38	24.01	1343
55	22.08	19.585	35.38	24.51	
75	20.07	19.58	35.37	25.04	1260
(100)	19.15		35.44	25.34	1193
120	18.59	19.64	35.48	25.51	
(150)	17.55		35.51	25.79	1075
175	16.88	19.655	35.51	25.96	
(200)	16.35		35.50	26.07	974
210	16.11	19.645	35.49	26.12	
(250)	14.90		35.45	26.36	886
260	14.73	19.61	35.43	26.38	
(300)	14.20		35.39	26.46	806
315	14.00	19.58	35.37	26.49	
375	13.11	19.51	35.25	26.59	
(400)	12.75		35.22	26.63	658
(500)	11.65		35.09	26.74	522
515	11.51	19.41	35.07	26.75	
(600)	10.50		34.94	26.84	394

P	T	Cl	S	σ_t	h
(800)	7.30		34.59	27.07	170
820	7.00	19.135	34.57	27.10	
970	5.76	19.20	34.69	27.36	
(1000)	5.40		34.70	27.41	0
1125	3.95	19.205	34.70	27.48	
(1200)	3.75		34.68	27.58	
1280	4.09	19.22	34.72	27.52	

Station n° 22
25 octobre 1957 - 17 h 00 à 18 h 30 TU
25°53 S - 42°40 E
Vent: E 6 - Mer:3 - N:1 - T_a : 24°3 - e: 93

0	24.95	19.575	35.36	23.66	1614
(10)	24.85		35.36	23.68	1572
(20)	24.75		35.37	23.72	1531
25	24.71	19.58	35.37	23.73	
(30)	24.65		35.38	23.75	1491
50	24.51	19.59	35.39	23.81	1410
75	22.14	19.585	35.38	24.49	1318
100	21.34	19.585	35.38	24.71	1237
135	19.56	19.615	35.44	25.22	
(150)	18.80		35.47	25.45	1096
180	17.54	19.65	35.50	25.79	
(200)	17.00		35.49	25.92	983
(250)	15.75		35.46	26.18	887
265	15.41	19.62	35.44	26.24	
(300)	14.50		35.38	26.39	801
360	13.18	19.53	35.28	26.58	
(400)	12.65		35.21	26.64	651
450	12.02	19.44	35.12	26.70	
485	11.40	19.39	35.03	26.74	
(500)	11.20		35.00	26.76	516
(600)	9.80		34.85	26.88	392
640	9.37	19.265	34.80	26.93	
(800)	7.40		34.64	27.10	175
820	7.16	19.165	34.62	27.12	
990	5.43	19.15	34.60	27.32	
(1000)	5.40		34.60	27.33	0
(1200)	4.20		34.74	27.58	

Station n° 23
26 octobre 1957 - 1 h 30 à 3 h 25 TU
25°44 S - 40°54 E
Vent: ENE 3 - Mer: 2 - N:2 - T_a : 23°8 -e:92

0	24.01	19.615	35.44	23.99	1659
10	24.00	19.615	35.44	23.99	1621
20	23.99	19.615	35.44	23.99	1583
(30)	23.98		35.44	24.00	1545
50	23.98	19.61	35.43	24.17	1470
70	22.24	19.58	35.37	24.45	
(75)	22.10		35.37	24.49	1382
95	21.37	19.58	35.37	24.69	
(100)	21.10		35.38	24.78	1301
135	19.21	19.605	35.42	25.30	
140		19.615	35.44		
(150)	18.70		35.47	25.47	1163
(200)	17.30		35.52	25.86	1049
205		19.66	35.52		
(250)	16.20		35.52	26.12	950
275	15.80				
(300)	15.30		35.49	26.30	861
365	14.15	19.59	35.39	26.47	
(400)	13.70		35.34	26.53	700
460	12.91	19.50	35.23	26.61	
(500)	12.20		35.16	26.69	557
550	11.49	19.405	35.06	26.75	
(600)	10.80		34.97	26.81	425
740	8.82	19.205	34.70	26.93	
(800)	8.00		34.62	27.00	189
930	6.00	19.095	34.50	27.18	
(1000)	5.25		34.48	27.28	0
1170	4.30	19.135	34.57	27.44	
(1200)	4.15		34.61	27.48	

Station n° 24
26 octobre 1957 - 10 h 30 à 12 h 40 TU
25°48,3 S - 39°08 E
Vent: W 1 - Mer: 1 - N:2 - T_a : 28.6 - e:86

0	26.07	19.51	35.25	23.23	1565
10	25.92	19.515	35.26	23.29	1520
20	25.91	19.515	35.26	23.29	1475
30	25.06	19.475	35.18	23.48	1431
50	23.52	19.49	35.21	23.97	1350
75	21.73	19.485	35.20	24.47	1259
100	20.39	19.515	35.26	24.89	1180
150	18.40	19.665	35.53	25.59	1046
200	16.34	19.65	35.50	26.07	940
245	15.16	19.635	35.47	26.32	
(250)	15.05		35.47	26.34	852
270	14.65	19.62	35.44	26.40	
(300)	14.10		35.40	26.49	773
360	13.14	19.55	35.32	26.62	
(400)	12.65		35.25	26.67	628
445	12.09	19.465	35.17	26.71	
(500)	11.05		35.01	26.79	497
515	10.78	19.36	34.97	26.81	

P	T	Cl	S	σ_t	h
(600)	9.20		34.76	26.92	376
660	8.52	19.22	34.72	26.99	
(800)	7.25		34.68	27.15	168
950	6.37	19.225	34.73	27.31	
(1000)	6.00		34.73	27.36	0
1135	6.13	19.225	34.73	27.46	
(1200)	4.65		34.71	27.51	

Station n° 25
26 octobre 1957 - 19 h 30 à 21 h 15 TU
25°50 S - 37°26,9 E
Vent: 0 - Mer: 1 - N:3 - T_a : 25°4 - e:96

0	26.02	19.535	35.29	23.26	1703
10	25.50	19.535	35.29	23.43	1658
20	25.42	19.525	35.27	23.44	1615
30	25.41	19.525	35.27	23.44	1572
50	24.86	19.525	35.27	23.61	1486
75	22.85	19.515	35.26	24.20	1388
100	21.67	19.575	35.36	24.61	1302
145	19.44	19.65	35.50	25.31	
150	19.29		35.50	25.35	1156
200	17.67	19.64	35.48	25.74	1037
250	16.36	19.665	35.53	26.08	934
300	15.32	19.645	35.49	26.30	844
400	13.73	19.67	35.35	26.53	683
490	12.54	19.49	35.21	26.67	
(500)	12.30		35.19	26.69	540
590	10.91	19.375	35.00	26.82	
(600)	10.70		34.98	26.83	409
790	7.91	19.185	34.66	27.03	
(800)	7.80		34.65	27.05	180
980	5.24	19.115	34.53	27.30	
(1000)	5.10		34.54	27.32	0
(1100)	4.45		34.57	27.42	
1175	4.17	19.165	34.62	27.49	
(1200)	4.05		34.64	27.51	

Station n° 26
27 octobre 1957 - 4 h 30 à 6 h 30 TU
25°52,8 S - 35°31,0 E
Vent: 0 - Mer:1 - N:3 - T_a: 25°1 - e:98

0	25.45	19.555	35.33	23.47	1616
10	25.28	19.54	35.30	23.50	1573
20	24.93	19.55	35.32	23.62	1531
30	24.63	19.575	35.36	23.75	1490
50	22.06	19.49	35.21	24.38	1415
75	20.73	19.56	35.34	24.84	1334
100	19.39	19.59	35.39	25.24	1263
150	18.14	19.65	35.50	25.64	1139
200	16.74	19.635	35.47	25.96	1032
245	15.39	19.615	35.44	26.24	
(250)	15.30		35.44	26.26	939
295	14.77	19.605	35.42	26.36	
(300)	14.65		35.41	26.38	855
390	13.50	19.545	35.31	26.55	
(400)	13.40		35.30	26.56	700
490	12.28	19.465	35.17	26.68	
(500)	12.15		35.15	26.70	558
580	10.98	19.36	34.97	26.77	
(600)	10.65		34.92	26.80	426
750	8,36	19.195	34.68	26.99	
(800)	7.80		34.63	27.03	193
945	6.33	19.105	34.52	27.15	
(1000)	5.85		34.52	27.22	0
1040	5.36	19.115	34.53	27.28	
(1200)					

Station n° 27
27 octobre 1957 - 12 h 15 à 14 h 05 TU
25°52 S - 34°29 E
Vent: NW 4 - Mer:3 - N:0 - T_a : 25°4 - e : 93

0	25.06	19.505	35.24	23.53
10	24.84	19.505	35.24	23.60
(20)	24.70		35.24	23.63
25	24.64	19.505	35.24	23.66
(30)	24.55		35.24	23.68
50	24.14	19.505	35.24	23.81
75	21.73	19.495	35.22	24.48
100	19.93	19.50	35.23	24.98
135	17.30	19.52	35.26	25.67
(150)	16.40		35.27	25.88
180	15.16	19.53	35.28	26.17
(200)	13.80		35.22	26.42
215	12.96	19.56	35.16	26.55
(250)	11.90		35.08	26.69
260	11.69	19.41	35.07	26.73
(300)	11.10		35.00	26.78
340	10.64	19.345	34.95	26.83
(350)	10.55		34.94	26.83
(400)	10.15		34.89	26.86

Station n° 28
27 octobre 1957 - 15 h 30 à 16 h 30 TU
25°56 S - 34°02 E
Vent: ENE 4 - Mer: 3 - N:1 - T_a: 24°8 - e:96

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	23.75	19.555	35.33	23.98	
10	23.29	19.555	35.33	24.12	
(20)	23.05		35.32	24.18	
25	23.00	19.55	35.32	24.19	
(30)	22.85		35.33	24.24	
50	22.31	19.56	35.34	24.41	
75	18.92	19.56	35.34	25.32	
95	17.02	19.56	35.34	25.79	
(100)	16.70		35.34	25.86	
145	15.41	19.555	35.33	26.15	
(150)	15.20		35.33	26.20	
180	13.52	19.51	35.25	26.50	
(200)	13.20		35.24	26.56	
230	12.72	19.495	35.22	26.63	
(250)	12.10		35.18	26.70	
275	11.45	19.415	35.08	26.77	
(300)	10.80		34.97	26.82	
370	9.44	19.28	34.83	26.94	
(400)	9.05		34.80	26.98	
415	8.87	19.26	34.79	27.00	
(480)	8.25		34.77	27.07	

Station n° 29
5 novembre 1957 - 3 h 05 à 4 h 10 TU
25°10,5 S - 36°42,5 E
Vent: WNW 5 - Mer:3 - N:8 - T_a:24°9 - e:88

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	25.90	19.58	35.37	23.36	1672
10	25.89	19.58	35.37	23.36	1628
(20)	25.90		35.37	23.36	1584
25	25.89	19.58	35.37	23.36	
(30)	25.85		35.36	23.37	1539
50	24.62	19.53	35.28	23.68	1454
75	23.38	19.57	35.35	24.11	1356
100	21.77	19.555	35.33	24.55	1268
135	19.49	19.53	35.28	25.12	
(150)	18.9		35.29	25.28	1119
180	17.69	19.555	35.33	25.61	
(200)	17.00		35.41	25.85	1001
(250)	15.65		35.47	26.21	904
270	15.18	19.62	35.44	26.29	
(300)	14.55		35.40	26.39	819
365	13.40	19.51	35.25	26.53	
(400)	13.00		35.19	26.56	665
465	12.47	19.43	35.10	26.60	
(500)	11.80		35.05	26.68	522
565	10.63	19.36	34.97	26.84	
(600)	10.05		34.92	26.90	395
(800)	7.35		34.62	27.09	178
865	6.51	19.135	34.57	27.16	
(1000)	5.00		34.49	27.29	0
1060	4.51	19.095	34.50	27.35	
1155	4.10	19.160	34.61	27.49	
(1200)	3.95		34.62	27.51	
1255	3.95	19.165	34.62	27.51	

Station n° 30
5 novembre 1957 - 11 h 05 à 12 h 30 TU
24°41,5 S - 38°23 E
Vent:N 3 - Mer:2 - N:0 - T_a: 24°9 - e: 80

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	26.16	19.535	35.29	23.22	1495
10	25.72	19.535	35.29	23.36	1450
(20)	25.70		35.31	23.38	1406
25	25.67	19.555	35.33	23.40	
(30)	25.65		35.33	23.41	1362
50	24.81	19.49	35.21	23.59	1276
75	21.58	19.49	35.21	24.52	1182
100	19.51	19.515	35.26	25.11	1105
145	16.73	19.565	35.35	25.87	
(150)	16.60		35.35	25.90	985
190	14.90	19.51	35.25	26.21	
(200)	14.55		35.24	26.28	891
(250)	13.50		35.21	26.48	811
285	12.90	19.485	35.20	26.59	
(300)	12.65		35.18	26.62	739
380	11.71	19.405	35.06	26.71	
(400)	11.45		35.03	26.74	605
470	10.38	19.315	34.89	26.82	
(500)	9.95		34.85	26.87	481
565	9.21	19.26	34.79	26.95	
(600)	8.85		34.77	26.98	368
755	7.66	19.215	34.71	27.11	
(800)	7.10		34.66	27.15	166
940	5.22	19.11	34.52	27.29	
(1000)	4.80		34.53	27.35	0
1125	4.34	19.16	34.61	27.46	
(1200)	4.10		34.67	27.54	

Station n°31
5 novembre 1957 - 18 h 30 à 20 h 00 TU
24°15 S - 40°06,5 E
Vent: SW 2 - Mer: 2 - N:0 - T_a: 24°5 - e: 88

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	25.73	19.52	35.26	23.34	1404
10	25.43	19.52	35.26	23.44	1360
(20)	25.40		35.26	23.44	1316
25	25.35	19.505	35.24	23.44	
(30)	25.20		35.23	23.47	1273
45	22.47	19.49	35.21	24.27	
(50)	22.10		35.21	24.37	1195
70	20.02	19.53	35.28	24.99	
(75)	19.50		35.27	25.12	1117
90	17.56	19.515	35.26	25.61	
(100)	17.15		35.29	25.72	1056
140	16.08	19.615	35.44	26.08	
(150)	15.70		35.42	26.16	956
190	13.96	19.485	35.20	26.37	
(200)	13.80		35.19	26.39	871
(250)	12.85		35.15	26.56	796
285	12.30	19.435	35.11	26.64	
(300)	12.15		35.10	26.66	727
385	11.14	19.365	34.98	26.75	
(400)	10.95		34.96	26.77	596
485	9.90	19.275	34.82	26.85	
(500)	9.70		34.80	26.86	474
585	8.71	19.22	34.72	26.96	
(600)	8.55		34.71	26.98	360
785	6.83	19.165	34.62	27.16	
(800)	6.70		34.62	27.18	163
975	5.72	19.195	34.68	27.35	
(1000)	5.65		34.69	27.37	0
1170	4.84	19.225	34.73	27.50	
(1200)	4.70		34.74	27.52	

Station n° 32
8 novembre 1957 - 14 h 15 à 16 h 10 TU
23°46 S - 41°40 E
Vent: S 5 - Mer: 2 - N:8 - T_a:25°9 - e: 89

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	26.50	19.515	35.26	23.10	1844
10	26.27	19.51	35.25	23.16	1798
(20)	26.15		35.24	23.19	1752
25	26.12	19.505	35.24	23.20	
(30)	26.05		35.24	23.22	1706
50	25.70	19.50	35.23	23.32	1616
75	25.34	19.48	35.19	23.41	1505
95	24.19	19.46	35.16	23.73	
(100)	23.95		35.16	23.80	1400
145	21.20	19.555	35.33	24.71	
(150)	21.05		35.34	24.76	1221
185	19.81				
(200)	19.35		35.43	25.27	1076
(250)	17.50		35.47	25.79	955
280	16.31	19.635	35.47	26.06	
(300)	15.75		35.46	26.18	855
375	14.12	19.575	35.36	26.46	
(400)	13.70		35.32	26.52	689
470	12.46	19.46	35.16	26.64	
(500)	12.05		35.11	26.68	514
575	11.30	19.38	35.01	26.74	
(600)	11.00		34.97	26.77	410
770	7.93	19.175	34.64	27.03	
(800)	7.45		34.62	27.08	178
965	6.03	19.175	34.64	27.29	
(1000)	5.90		34.66	27.32	0
1165	5.49	19.23	34.74	27.43	
(1200)	5.45	19.23	34.75	27.44	

Station n° 33
9 novembre 1957 - 21 h 05 à 22 h 50 TU
22°25,5 S - 40°56,6 E
Vent: S 5 - Mer:2 - N:8 - T_a: 25°3 - e: 90

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	25.32	19.63	35.46	23.61	1584
10	25.24	19.645	35.49	23.66	1542
(20)	24.80		35.48	23.78	1501
25	24.20	19.63	35.46	23.95	
30	24.15		35.45	23.96	1462
50	23.93	19.625	35.45	24.02	1385
70	21.69	19.59	35.39	24.62	
(75)	21.20		35.39	24.75	1299
95	19.62	19.62	35.44	25.21	
(100)	19.35		35.45	25.29	1227
145	18.28	19.68	35.55	25.65	
(150)	18.10		35.55	25.69	1106
190	16.80	19.65	35.50	25.96	
(200)	16.60		35.49	26.00	1001
(250)	15.45		35.44	26.23	908
285	14.78	19.595	35.40	26.35	
(300)	14.55		35.38	26.38	823
370	13.43	19.535	35.29	26.54	
(400)	13.00		35.24	26.60	670
470	11.80	19.425	35.09	26.72	
(500)	11.35		35.04	26.76	533
555	10.56				

P	T	Cl	S	σ_t	h
565	10.41	19.33	34.92	26.84	
(600)	9.90		34.87	26.89	409
670	8.97	19.25	34.78	26.98	
785	7.68	19.185	34.66	27.07	
(800)	7.60		34.65	27.08	190

Station n° 34
9 novembre 1957 - 3 h 30 à 6 h 05 TU
21°52,1 S - 39°36,8 E
Vent: SE 5 - Mer:2 - N:3 - T_a : 25°8 - e:84

0	26.59	19.525	35.27	23.07	1991
10	26.56	19.52	35.26	23.08	1944
(20)	26.60		35.27	23.07	1897
25	26.59	19.525	35.27	23.07	
(30)	26.55		35.27	23.09	1850
45	26.38	19.51	35.27	23.13	
(50)	26.30		35.25	23.15	1757
70	25.92	19.495	35.22	23.25	
(75)	25.65		35.16	23.28	1643
90	24.98	19.445	35.13	23.47	
(100)	24.65		35.13	23.57	1533
130	23.55	19.455	35.15	23.91	
(150)	22.80		35.23	24.18	1335
170	21.96	19.575	35.36	24.53	
(200)	20.75		35.44	24.91	1167
(250)	18.80		35.52	25.49	1030
260	18.38	19.665	35.53	25.60	
(300)	16.70		35.46	25.96	918
340	15.43	19.575	35.36	26.18	
(400)	14.05		35.26	26.40	735
420	13.62	19.495	35.22	26.45	
445	13.17	19.48	35.19	26.52	
465	12.85	19.47	35.17	26.57	
(500)	12.30		35.12	26.64	582
(600)	10.75		34.93	26.78	446
690	9.66	19.275	34.82	26.89	
740	9.24	19.26	34.79	26.94	
(800)	8.75		34.76	26.99	206
860	8.28	19.225	34.73	27.04	
895	8,05	19.22	34.72	27.06	
(1000)	7.30		34.71	27.17	0
1030	6.99	19.215	34.71	27.21	
1090	6.61	19.225	34.73	27.28	
(1200)	5.95		34.77	27.40	
1220	5.90	19.26	34.79	27.42	

Station n° 35
9 novembre 1957 - 10 h 30 à 12 h 10 TU
21°27 S - 38°26 E
Vent: S 5 - Mer:3 - N:3 - T_a :26°5 - e: 86

0	26.71	19.51	35.25	23.02	
10	26.60	19.52	35.26	23.07	
(20)	26.55		35.27	23.09	
25	26.50	19.525	35.27	23.10	
(30)	26.40		35.26	23.12	
50	24.86	19.48	35.19	23.55	
75	23.27	19.485	35.20	24.03	
100	22.15	19.47	35.17	24.32	
130	19.52	19.48	35.19	25.05	
(150)	18.60		35.23	25.31	
190	16.61	19.53	35.28	25.83	
(200)	16.10		35.28	25.96	
(250)	14.60		35.18	26.21	
255	14.54	19.475	35.18	26.23	
(300)	13.95		35.18	26.35	
320	13.74	19.475	35.18	26.40	
(400)	12.95		35.17	26.35	
405	12.88	19.47	35.17	26.56	

Station n° 36
9 novembre 1957 - 17 h 30 à 19 h 00 TU
20°41 S - 36°49 E
Vent: SE 3 - Mer:2 - N:4 - T_a : 26°6 - e:87

0	27.22	19.545	35.31	22.91	1692
10	27.21	19.54	35.30	22.90	1643
(20)	27.18		35.29	22.90	1595
25	27.15	19.535	35.29	22.91	
(30)	27.10		35.29	22.92	1546
50	26.83	19.535	35.29	23.01	1450
75	24.96	19.46	35.16	23.50	1337
100	24.09	19.48	35.19	23.78	1232
140	21.09	19.52	35.26	24.70	
(150)	20.25		35.28	24.92	1057
185	17.55	19.56	35.34	25.66	
(200)	16.80		35.34	25.84	929
(250)	14.90		35.31	26.25	833
285	13.80	19.53	35.28	26.46	
(300)	13.60		35.27	26.50	752
380	12.38	19.46	35.16	26.66	

P	T	Cl	S	σ_t	h
(400)	12.10		35.13	26.69	610
480	10.98	19.355	34.97	26.77	
(500)	10.65		34.93	26.80	480
580	9.49	19.265	34.80	26.91	
(600)	9.15		34.78	26.94	361
750	7.11	19.185	34.66	27.15	
(800)	6.85		34.67	27.20	160
940	6.21	19.23	34.74	27.34	
(1000)	6.05		34.77	27.39	0
1130	6.33	19.245	34.77	27.47	
(1200)	4.95	19.245	34.75	27.50	

Station n° 37
14-15 novembre 1957 - 23 h 05 à 1 h 10 TU
20°00 S - 36°43 E
Vent: NE 2 - Mer:3 - N:7 - T_a : 27°0 - e : 91

0	26.91	19.585	35.38	23.06	1473
10	26.91	19.585	35.38	23.06	1426
20	26.88	19.60	35.41	23.09	1379
30	26.64	19.585	35.38	23.12	1333
45	25.29	19.48	35.19	23.42	
50	24.89	19.475	35.18	23.53	1244
55	23.85	19.54	35.30	23.93	
(75)	21.70		35.28	24.53	1149
85	20.90	19.51	35.25	24.74	
(100)	20.00		35.26	24.98	1071
125	17.94	19.535	35.29	25.52	
(150)	16.20		35.30	25.95	949
170	15.14	19.54	35.30	26.19	
(200)	14.30		35.28	26.35	858
(250)	13.20		35.21	26.53	781
260	13.00	19.48	35.19	26.56	
(300)	12.30		35.14	26.65	710
335	11.78	19.415	35.08	26.70	
(400)	10.90		34.98	26.79	580
420	10.66	19.345	34.95	26.82	
(500)	9.75		34.84	26.89	460
505	9.66	19.28	34.83	26.90	
(600)	8.70		34.74	26.99	349
685	7.89	19.215	34.71	27.08	
(800)	7.10		34.73	27.21	154
895	6.47	19.24	34.76	27.32	
(1000)	5.90		34.83	27.45	0
1080	5.53	19.32	34.90	27.56	
(1200)					

P	T	Cl	S	σ_t	h

Station n° 38
14 novembre 1957 - 7 h 50 à 9 h 40 TU
20°06 S - 38°08 E
Vent: E 5 - Mer:3 - N:3 - T_a :28°9 - e: 92

0	26.08	19.49	35.21	23.19	1749
10	25.89	19.49	35.21	23.25	1703
20	25.82	19.485	35.20	23.27	1658
30	25.81	19.485	35.20	23.27	1613
50	25.63	19.48	35.19	23.32	1523
60	25.59	19.48	35.18	23.32	
75	24.73	19.45	35.14	23.55	1414
(100)	24.15		35.15	23.73	1310
120	23.47	19.46	35.16	23.94	
(150)	21.00		35.22	24.68	1127
160	20.22	19.505	35.24	24.91	
195	17.35	19.57	35.35	25.72	
(200)	17.25		35.35	25.74	992
225	16.66	19.59	35.39	25.91	
(250)	16.00		35.39	26.06	888
(300)	14.75		35.37	26.33	799
310	14.51	19.575	35.36	26.38	
390	12.39	19.445	35.13	26.63	
(400)	12.25		35.12	26.65	646
465	11.25	19.375	35.00	26.75	
(500)	10.75		34.95	26.80	514
(600)	9.55		34.89	26.91	393
640	9.14	19.255	34.79	26.96	
(800)	7.95		34.71	27.10	178
825	7.56	19.215	34.71	27.13	
(1000)	6.40		34.75	27.32	0
1015	6.29	19.24	34.76	27.34	

Station n° 39
14 novembre 1957 - 17 h 05 à 18 h 45 TU
19°49,0 S - 39°43,0 E
Vent: ESE 4 - Mer:2 - N:5 - T_a : 26°9 - e: 87

0	27.62	19.54	35.30	22.77	2093
10	27.50	19.54	35.30	22.81	2043
20	27.41	19.545	35.31	22.85	1994
30	27.37	19.545	35.31	22.86	1945
50	25.88	19.48	35.19	23.24	1850
70	25.39	19.47	35.17	23.37	
(75)	25.30		35.17	23.40	1739
95	24.89	19.475	35.18	23.53	
(100)	24.80		35.18	23.56	1630
145	24.34	19.465	35.17	23.69	

P	T	Cl	S	σ_t	h
(150)	24.30		35.17	23.70	1420
190	23.49	19.455	35.15	23.93	
(200)	23.20		35.16	24.02	1220
240	20.79	19.495	35.22	24.74	
(250)	20.00		35.24	24.96	1049
295	17.44	19.55	35.32	25.66	
(300)	17.25		35.33	25.72	919
390	15.23	19.555	35.33	26.19	
(400)	15.00		35.32	26.24	716
480	12.46	19.46	35.16	26.64	
(500)	12.00		35.11	26.69	558
575	10.84	19.35	34.96	26.79	
(600)	10.60		34.94	26.82	427
770	8.82	19.24	34.76	26.98	
(800)	8.55		34.75	27.01	193
970	6.99	19.24	34.76	27.25	
(1000)	6.85		34.77	27.28	0
1170	6.02	19.245	34.77	27.39	
(1200)	5.90		34.77	27.41	

Station n° 40
15 novembre 1957 - 1 h 40 à 3 h 25 TU
19°39 S - 41°21,5 E
Vent: ESE 3 - Mer: 2 - N:5 - T_a : 26°8 - e:90

0	27.05	19.59	35.39	23.02	1602
10	27.01	19.59	35.39	23.04	1555
20	27.04	19.585	35.38	23.02	1507
30	26.95	19.595	35.40	23.06	1460
50	24.53	19.55	35.32	23.74	1372
70	23.47	19.54	35.30	24.04	
(75)	23.00		35.30	24.18	1276
90	21.89	19.535	35.29	24.49	
(100)	21.20		35.29	24.68	1190
140	19.15	19.55	35.32	25.24	
(150)	18.65		35.33	25.38	1047
190	17.00	19.555	35.33	25.78	
(200)	16.70		35.34	25.86	931
240	15.41	19.585	35.38	26.19	
(250)	15.10		35.38	26.26	836
285	13.96	19.525	35.27	26.42	
(300)	13.65		35.25	26.47	754
375	12.28	19.455	35.15	26.67	
(400)	11.90		35.12	26.72	612
470	10.74	19.35	34.96	26.81	
(500)	10.40		34.93	26.84	485
580	9.68	19.29	34.85	26.91	
(600)	9.40		34.83	26.93	368
775	7.26	19.20	34.69	27.16	
(800)	7.10		34.69	27.18	163
970	6.26	19.24	34.76	27.35	
(1000)	6.10		34.77	27.38	0
1165	5.31	19.265	34.80	27.50	
(1200)	5.10		34.80	27.53	

Station n° 41
15 novembre 1957 - 8 h 35 à 10 h 05 TU
19°54 S - 42°28 E
Vent: S5 - Mer:3 - N:4 - T_a : 27°5 - e: 82

0	26.87	19.61	35.43	23.10	1562
10	26.83	19.615	35.44	23.12	1516
20	26.78	19.62	35.44	23.14	1469
30	26.66	19.605	35.42	23.16	1423
50	25.50	19.605	35.42	23.52	1334
75	23.21	19.585	35.38	24.18	1235
95	21.89	19.515	35.26	24.47	
(100)	21.60		35.26	24.55	1147
140	19.33	19.57	35.35	25.22	
(150)	18.40		35.26	25.39	1001
185	16.34	19.555	35.33	25.94	
(200)	16.00		35.37	26.05	890
235	15.28	19.61	35.43	26.26	
(250)	14.85		35.41	26.34	801
280	13.79	19.535	35.29	26.47	
(300)	13.35		35.25	26.53	
375	12.07	19.445	35.13	26.70	
(400)	11.60		35.08	26.74	585
470	10.52	19.325	34.91	26.81	
(500)	10.05		34.85	26.85	460
570	9.05	19.235	34.75	26.93	
(600)	8.70		34.73	26.97	345
760	6.95	19.185	34.66	27.18	
(800)	6.60		34.66	27.23	151
950	5.75	19.225	34.73	27.39	
(1000)	5.50		34.75	27.44	0
1150	5.04	19.245	34.77	27.51	
(1200)	4.90		34.77	27.53	

Station n° 42
15 novembre 1957 - 16 h 10 à 18 h 10 TU
19°47 S - 43°45 E
Vent: S 6 - Mer: 3 - N: 1 - Ta : 27°6 - e:83

0	28.33	19.60	35.41	22.61	1807
10	28.33	19.60	35.41	22.61	1756

P	T	Cl	S	σ_t	h
20	28.33	19.60	35.41	22.61	1705
(30)	28.20		35.40	22.64	1654
50	26.88	19.525	35.27	22.98	1555
75	25.37	19.495	35.22	23.42	1440
95	24.42	19.49	35.21	23.70	
(100)	24.25		35.21	23.75	1334
130	23.36	19.50	35.23	24.03	
(150)	22.35		35.24	24.32	1143
175	19.70	19.51	35.25	25.05	
(200)	18.35		35.28	25.42	991
(250)	16.80		35.34	25.84	875
265	16.24	19.56	35.34	25.97	
(300)	15.05		35.29	26.20	777
360	13.16	19.48	35.19	26.53	
(400)	12.40		35.12	26.62	616
455	11.46	19.385	35.02	26.72	
(500)	10.70		34.95	26.81	483
550	9.97	19.305	34.88	26.89	
(600)	9.30		34.83	26.95	365
750	7.95	19.22	34.72	27.08	
(800)	7.60		34.71	27.13	157
(1000)			34.70		0
1090*		19.23	34.74		

* Fond

Station n° 43
16 novembre 1957 - 2 h 30 à 4 h 35 TU
18°04 S - 43°08 E
Vent: S 4 - Mer : 3 - N : 7 - T_a :26°7 - e:84

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.77	19.555	35.33	22.74	1764
10	27.78	19.555	35.33	22.73	1714
(20)	27.75		35.33	22.74	1664
25	27.74	19.555	35.33	22.75	
(30)	27.70		35.33	22.82	1614
50	25.68	19.46	35.16	23.28	1519
75	24.67	19.475	35.18	23.60	1410
95	23.80	19.485	35.20	23.88	
(100)	23.40		35.20	23.99	1310
140	21.46	19.49	35.21	24.55	
(150)	20.80		35.22	24.73	1135
190	18.46	19.515	35.26	25.38	
(200)	18.00		35.27	25.50	995
(250)	16.10		35.30	25.97	883
285	14.85	19.545	35.31	26.26	
(300)	14.40		35.30	26.35	792
380	12.57	19.46	35.16	26.62	
(400)	12.20		35.12	26.66	641
475	11.06	19.36	34.97	26.76	
(500)	10.65		34.94	26.81	510
575	9.85	19.30	34.87	26.90	
(600)	9.60		34.85	26.92	390
765	8.20	19.23	34.74	27.06	
(800)	7.90		34.73	27.09	175
960	6.48	19.235	34.75	27.31	
(1000)	6.20		34.76	27.36	0
1150	5.35	19.25	34.78	27.48	
(1200)	5.10		34.78	27.51	

Station n° 44
16 novembre 1957 - 11 h 50 à 12 h 35 TU
18°05,5 S - 42°04 E
Vent: SSW5 - Mer:2 - N:4 - T_a : 28°2 - e : 76

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.29	19.585	35.38	22.60	1740
10	27.88	19.58	35.37	22.73	1689
(20)	27.80		35.37	22.75	1639
25	27.77	19.58	35.37	22.77	
(30)	27.70		35.36	22.78	1589
50	26.10	19.50	35.23	23.20	1494
75	24.73	19.475	35.18	23.58	1383
95	23.95	19.46	35.16	23.80	
(100)	23.60		35.16	23.90	1281
140	20.89	19.51	35.25	24.74	
(150)	20.30		35.26	24.90	1108
190	18.78	19.53	35.28	25.31	
(200)	18.30		35.29	25.43	971
(250)	16.00		35.31	26.01	859
285	14.62	19.54	35.30	26.30	
(300)	14.25		35.28	26.37	769
380	12.39	19.445	35.13	26.63	
(400)	12.05		35.09	26.66	619
470	11.02	19.365	34.98	26.78	
(500)	10.55		34.93	26.82	488
565	9.71	19.285	34.84	26.90	
(600)	9.25		34.80	26.94	370
780	7.28	19.215	34.71	27.17	
(800)	7.20		34.71	27.18	167
975	6.35	19.24	34.76	27.34	
(1000)	6.25		34.76	27.35	0
1170	5.38	19.255	34.79	27.48	
(1200)	5.25		34.79	27.50	

Station n° 45
16 novembre 1957 - 18 h 00 à 20 h 00
18°04 S - 41°05 E
Vent: SSW 4 - Mer:3 - N:0 - T_a : 26°3 - e: 82

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.46	19.555	35.33	22.84	1654
10	27.48	19.555	35.33	22.83	1605
20	27.47	19.555	35.33	22.84	1556
30	27.37	19.55	35.32	22.86	1507
50	25.90	19.485	35.20	23.24	1412
75	24.67	19.46	35.16	23.59	1303
100	23.57	19.505	35.24	23.98	1202
145	20.26	19.53	35.28	24.92	
(150)	20.00		35.28	24.99	1032
195	16.83	19.535	35.29	25.79	
(200)	16.50		35.29	25.87	907
240	14.88	19.55	35.32	26.26	
(250)	14.60		35.32	26.32	814
270	14.04	19.525	35.27	26.40	
(300)	13.30		35.21	26.51	735
365	12.04	19.43	35.10	26.68	
(400)	11.60		35.05	26.72	594
460	10.82	19.35	34.96	26.79	
(500)	10.25		34.90	26.85	468
555	9.49	19.275	34.82	26.92	
(600)	8.95		34.77	26.97	353
745	7.48	19.205	34.70	27.13	
(800)	7.10		34.71	27.20	155
940	6.12	19.25	34.78	27.38	
(1000)	5.70		34.79	27.44	0
1140	5.02	19.255	34.79	27.53	
(1200)	4.85		34.79	27.54	

Station n° 46
17 novembre 1957 - 2 h 20 à 3 h 50 TU
17°59 S - 39°52 E
Vent: SSW 3 - Mer:1 - N:7 - T_a: 26°1 - e:81

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.26	19.545	35.31	22.89	1824
10	27.26	19.555	35.33	22.90	1776
20	27.26	19.55	35.32	22.89	1727
30	26.65	19.495	35.22	23.01	1679
50	25.49	19.455	35.15	23.33	1587
75	24.86	19.46	35.16	23.53	1478
95	24.21	19.445	35.13	23.70	
(100)	24.05		35.13	23.74	1373
145	23.04	19.455	35.15	24.06	
(150)	22.95		35.16	24.09	1177
190	20.17	19.50	35.23	24.91	
(200)	19.40		35.26	25.13	1013
225	17.81	19.555	35.33	25.59	
(250)	16.70		35.34	25.86	890
265	16.09	19.555	35.33	26.00	
(300)	14.95		35.29	26.22	793
340	13.91	19.51	35.25	26.42	
380	13.07	19.49	35.21	26.57	
(400)	12.60		35.17	26.62	633
460	11.44	19.385	35.02	26.73	
(500)	10.80		34.94	26.78	499
(600)	9.50		34.80	26.90	377
625	9.24	19.25	34.78	26.93	
800	7.42	19.225	34.73	27.17	168
980	6.11	19.22	34.72	27.34	
(1000)	6.05		34.72	27.35	0

Station n° 47
17 novembre 1957 - 8 h 00 à 9 h 45 TU
18°06 S - 38°43,5 E
Vent: SE 0 - Mer:2 - N:4 - T_a : 28,3 - e:76

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.34	19.55	35.32	22.54	1858
10	27.57	19.54	35.30	22.78	1807
20	27.57	19.545	35.31	22.79	1757
30	27.54	19.55	35.32	22.80	1708
50	26.07	19.485	35.20	23.19	1612
75	25.28	19.48	35.19	23.42	1500
95	24.77	19.45	35.14	23.54	
(100)	24.65		35.14	23.57	1392
145	23.73	19.465	35.17	23.87	
(150)	23.65		35.18	23.90	1187
190	21.43	19.56	35.34	24.65	
(200)	20.65		35.35	24.88	1012
240	17.31	19.575	35.36	25.74	
(250)	16.25		35.35	25.90	885
(300)	14.45		35.26	26.30	790
340	13.49	19.48	35.19	26.46	
(400)	12.20		35.09	26.64	636
435	11.66	19.395	35.04	26.71	
(500)	10.65		34.95	26.82	504
525	10.34	19.33	34.92	26.85	
(600)	9.35		34.83	26.94	386
705	8.21	19.225	34.73	27.05	
(800)	7.55		34.70	27.12	177
900	6.98	19.235	34.75	27.24	
(1000)	6.60		34.78	27.32	0
1090	6.28	19.26	34.79	27.37	
(1200)	6.00		34.79	27.41	

Station n° 48
17 novembre - 10 h 35 à 12 h 35 TU
18°25,5 S - 37°52 E
Vent: SSE 2 - Mer:2 - N:1 - T_a:28°7 - e:85

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	25.54	19.525	35.27	23.40	1426
10	25.25	19.52	35.26	23.49	1382
(20)	24.75		35.27	23.64	1340
25	24.19	19.525	35.27	23.81	
(30)	23.80		35.27	23.93	1300
50	22.14	19.515	35.26	24.40	1227
75	20.69	19.505	35.24	24.78	1145
95	19.20	19.52	35.26	25.19	
(100)	18.80		35.27	25.28	1074
115	17.43	19.525	35.27	25.64	
(150)	15.50		35.26	26.08	962
155	15.34	19.515	35.26	26.12	
(200)	14.00		35.16	26.33	874
240	13.11	19.43	35.10	26.47	
(250)	12.95		35.10	26.50	796
(300)	12.25		35.13	26.66	725
330	11.92	19.435	35.11	26.72	
(400)	11.05		35.00	26.78	595
415	10.89	19.36	34.97	26.79	
500	9.95	19.285	34.84	26.86	473
(600)	8.80		34.76	26.98	359
695	7.87	19.215	34.71	27.08	
(800)	7.15		34.72	27.20	162
880	6.68	19.23	34.74	27.28	
(1000)	6.15		34.78	27.38	0
1070	5.90	19.26	34.79	27.42	
(1100)	5.80		34.80		

Station n° 49
18 novembre 1957 - 4 h 05 à 5 h 50 TU
17°03 S - 39°42 E
Vent: NNE 5 - Mer:2 - N:1 - T_a:27°0 - e: 82

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.02	19.525	35.27	22.93	1622
10	27.03	19.53	35.28	22.94	1574
20	27.01	19.53	35.28	22.95	1526
30	26.94	19.525	35.27	22.96	1478
50	25.17	19.46	35.16	23.44	1386
70	23.97	19.455	35.15	23.79	
(75)	23.65		35.16	23.89	1282
95	22.84	19.49	35.21	24.17	
(100)	22.50		35.21	24.26	1188
145	19.54	19.51	35.25	25.10	
(150)	19.35		35.26	25.14	1029
190	17.18	19.59	35.39	25.79	
(200)	16.40		35.38	25.96	910
240	14.59	19.485	35.20	26.24	
(250)	14.35		35.20	26.28	817
290	13.38	19.48	35.19	26.48	
(300)	13.10		35.18	26.53	738
385	11.27	19.36	34.97	26.72	
(400)			34.95	26.74	599
480	10.02	19.285	34.84	26.85	
(500)	9.80		34.82	26.87	476
580	8.91	19.245	34.77	26.97	
(600)	8.75		34.76	26.99	363
770	7.41	19.21	34.70	27.14	
(800)	7.25		34.70	27.17	164
975	6.48	19.265	34.80	27.36	
(1000)	6.35		34.82	27.39	0
1170	5.71	19.27	34.81	27.46	
(1200)	5.60		34.80	27.47	

Station n° 50
18 novembre 1957 - 10 h 50 à 12 h 40 TU
16°55,5 S - 40°51 E
Vent: NE 5 - Mer:3 - N:1 - T_a: 27°3 - e:84 -

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.79				
10	27.66				
20	27.47				
(20)	27.47				
30	27.41				
(30)	27.41				
50	26.29				
75	24.46				
100	23.07				
145	19.21				
(150)	18.90				
185	17.00				
(200)	16.40				
(250)	14.90				
280	14.03				
(300)	13.6				
365	12.28				
(400)	11.65				
455	10.55				
(500)	10.00				
540	9.57				
(600)	8.80				
700	7.81				
(800)	7.20				
905	6.75				
(1000)	6.20				
1085	5.76				

Station n° 51
18 novembre 1957 - 18 h 00 à 19 h 55 TU
16°36 S - 41°40 E
Vent: NE 4 - Mer : 2 - N:0 - T_a : 27°7 - e:86

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.96	19.525	35.27	22.63	1769
10	27.89	19.515	35.26	22.66	1718
20	27.61	19.515	35.26	22.75	1668
30	27.53	19.525	35.27	22.77	1618
50	26.10	19.415	35.08	23.08	1521
75	25.50	19.45	35.14	23.32	1406
100	24.47	19.445	35.13	23.62	1298
145	22.18	19.44	35.12	24.28	
(150)	21.95		35.13	24.35	1105
190	19.28	19.535	35.29	25.19	
(200)	18.75		35.30	25.33	951
235	16.83	19.565	35.35	25.84	
(250)	16.25		35.38	26.00	837
295	14.85	19.625	35.36	26.02	
(300)	14.80		35.35	26.31	745
390	12.30	19.44	35.12	26.64	
(400)	12.10		35.10	26.67	593
485	10.52	19.33	34.92	26.82	
(500)	10.30		34.90	26.84	464
580	9.08	19.255	34.79	26.97	
(600)	8.75		34.77	27.00	350
765	7.17	19.225	34.73	27.21	
(800)	6.95		34.73	27.23	158
920	6.52	19.255	34.79	27.33	
(1000)	6.20		34.80	27.39	0
1115	5.42	19.26	34.79	27.48	
(1200)	4.80		34.77	27.54	

Station n° 52
19 novembre 1957 - 1 h 45 à 3 h 35 TU
16°14 S - 42°43 E
Vent: N 3 - Mer: 2 - N:3 - T_a : 26°9 - e : 82

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.79	19.52	35.26	22.69	1771
10	27.78	19.52	35.26	22.69	1721
20	27.50	19.505	35.24	22.76	1671
30	27.40	19.505	35.24	22.79	1621
50	25.17	19.445	35.13	23.41	1527
75	24.57	19.435	35.11	23.58	1420
100	24.12	19.405	35.06	23.66	1315
145	23.16	19.425	35.09	23.97	
(150)	23.00		35.10	24.03	1115
190	18.95	19.54	35.30	25.28	
(200)	18.00		35.32	25.54	959
235	16.66	19.56	35.34	25.87	
(250)	16.20		35.34	25.98	849
290	15.13	19.54	35.30	26.19	
(300)	14.80		35.28	26.24	755
390	12.61	19.445	35.13	26.59	
(400)	12.40		35.11	26.62	597
480	10.90	19.355	34.97	26.79	
(500)	10.60		34.94	26.82	465
575	9.41	19.275	34.82	26.93	
(600)	9.10		34.80	26.96	348
770	7.32	19.235	34.75	27.19	
(800)	7.10		34.75	27.23	151
965	6.08	19.265	34.80	27.41	
(1000)	5.90		34.84	27.46	0
1160	5.09	19.385	35.02	27.70	
(1200)	4.95		35.08	27.76	

Station n° 53
19 novembre 1957 - 7 h 45 à 9 h 50 TU
16°20 S - 43°47 E
Vent: N 1 - Mer:1 - N:8 - T_a : 28°8 - e: 95

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.17	19.56	35.34	22.61	1680
10	28.08	19.57	35.35	22.65	1629
(20)	27.90		35.37	22.73	1578
25	27.72	19.58	35.37	22.78	
(30)	27.65		35.36	22.80	1528
50	27.29	19.535	35.29	22.86	1429
75	26.27	19.505	35.24	23.15	1310
100	23.40	19.485	35.20	23.99	1204
140	19.25	19.525	35.27	25.18	
(150)	18.89		35.29	25.30	1042
190	17.44	19.555	35.33	25.67	
(200)	17.15		35.33	25.75	922
(250)	15.60		35.29	26.08	820
285	14.47	19.505	35.24	26.29	
(300)	14.10		35.22	26.35	731
390	12.08	19.425	35.09	26.66	
(400)	11.85		35.07	26.69	581
490	10.04	19.31	34.88	26.87	
(500)	9.95		34.87	26.88	455
585	9.08	19.27	34.81	26.98	
(600)	8.90		34.80	27.00	343
790	7.32	19.255	34.79	27.23	
(800)	7.25		34.79	27.24	151
845*	6.93	19.255	34.79	27.29	
(1000)					0

* Fond

Station n° 54
19 novembre 1957 - 14 h 40 à 15 h 00 TU
15°58 S - 44°33 E
Vent: W 3 - Mer: 2 - N:2 - T_a : 28°5 - e :82

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.96	19.70	35.59	22.54	
10	28.92	19.705	35.60	22.57	
20	28.72	19.74	35.66	22.67	
25	28.70	19.70	35.59	22.63	

Station n° 55
22 novembre 1957 - 13 h 30 à 15 h 15 TU
15°20 S - 45°20 E
Vent: NW 3 - Mer: 2 - N:1 - T_a : 29°6 - e: 70

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.71	19.525	35.27	22.39	1717
10	28.18	19.575	35.36	22.63	1665
20	28.06	19.545	35.31	22.63	1614
30	27.98	19.555	35.33	22.67	1563
50	26.65	19.505	35.24	23.03	1465
75	25.39	19.475	35.18	23.38	1350
100	24.11	19.535	35.29	23.85	1245
150	20.44	19.47	35.17	24.79	1068
185	17.89	19.54	35.30	25.55	
(200)	17.25		35.32	25.72	934
245	15.57	19.545	35.31	26.11	
(250)	15.40		35.31	26.16	833
290	14.10	19.51	35.25	26.38	
(300)	13.75		35.23	26.43	748
385	12.08	19.43	35.10	26.67	
(400)	11.85		35.09	26.70	603
485	10.73				
(500)	10.55		34.99	26.86	477
580	9.67	19.330	34.92	26.96	
(600)	9.45		34.90	26.98	362
780	7.72	19.255	34.79	27.17	
(800)	7.55		34.79	27.19	162
975	6.31	19.26	34.79	27.37	
(1000)	6.15		34.79	27.39	0
1170	5.36	19.26	34.79	27.49	
(1200)	5.25		34.79	27.50	

Station n° 56
22 novembre 1957 - 21 h 30 à 23 h 10 TU
15°07 S - 44°07 E
Vent: W 3 - Mer: 2 - N:1 - T_a: 28°0 - e: 85

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.55		35.33*	22.48	1776
10	28.53	19 545	35.31	22.48	1723
20	28.24	19.555	35.33	22.58	1671
30	28.08	19.575	35.36	22.67	1620
50	27.63	19.555	35.33	22.78	1519
75	25.68	19.485	35.20	23.31	1401
95	24.10	19.475	35.18	23.77	
(100)	23.80		35.18	23.86	1295
145	21.21	19.515	35.26	24.66	
(150)	21.00		35.27	24.72	1116
195	18.17	19.535	35.29	25.57	
(200)	17.95		35.29	25.52	977
240	16.32	19.535	35.29	25.91	
(250)	15.9		35.28	26.00	867
280	14.64	19.505	35.24	26.26	
(300)	14.15		35.22	26.34	776
375	12.51	19.43	35.10	26.59	
(400)	12.20		35.07	26.63	623
475	11.03	19.355	34.97	26.76	
(500)	10.75		34.94	26.79	489
570	9.85	19.285	34.84	26.88	
(600)	9.50		34.81	26.91	368
770	7.53	19.22	34.72	27.14	
(800)	7.30		34.72	27.18	162
960	6.34	19.26	34.79	27.37	
(1000)	6.10		34.80	27.40	0
1160	5.40	19.265	34.80	27.49	
(1200)	5.30		34.80	27.50	

Station n° 57
23 novembre 1957 - 5 h 35 à 7 h 20 TU
15°08 S - 43°06 E
Vent: 0 - Mer: 0 - N: 2 - T_a : 27°6 - e: 75

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.77	19.505	35.24	22.35	1935
10	27.77	19.475	35.18	22.62	1883
20	27.77	19.44	35.12	22.79	1832
30	26.96	19.44	35.12	22.84	1783
50	26.21	19.415	35.08	23.05	1686
75	25.57	19.395	35.04	23.21	1570
95	25.32	19.41	35.07	23.31	
(100)	25.20		35.03	23.32	1457
145	24.27	19.45	35.14	23.69	
(150)	24.10		35.14	23.74	1242
190	21.25	19.435	35.11	24.53	
(200)	20.60		35.11	24.71	1059
235	18.25	19.53	35.28	25.44	
(250)	16.85		35.27	25.78	925
260	15.83	19.52	35.26	26.01	
(300)	14.65		35.23	26.24	826
355	13.61	19.475	35.18	26.42	
(400)	12.90		35.13	26.53	663

* Bouchage défectueux du flacon d'échantillon. S est choisi de manière à avoir même valeur de σ_t qu'à 10 m

P	T	Cl	S	σ_t	h
450	12.13	19.415	35.08	26.64	
(500)	11.50		35.02	26.72	522
545	10.84	19.345	34.95	26.79	
(600)	10.15		34.87	26.85	394
740	8.47	19.23	34.74	27.02	
(800)	7.80		34.73	27.11	173
945	6.56	19.23	34.74	27.30	
(1000)	6.15		34.75	27.36	0
1140	5.37	19.26	34.79	27.49	
(1200)	5.00		34.80	27.54	

Station n° 58
23 novembre 1957 - 12 h 35 à 14 h 25 TU
15°04 S - 42°18 E
Vent: NW 3 - Mer:1 - N:3 - T_a : 29°5 - e : 81

0	29.82	19.565	35.35	22.07	1946
10	28.30	19.525	35.27	22.52	1891
20	28.04	19.515	35.26	22.61	1839
30	27.73	19.48	35.19	22.65	1788
50	26.67	19.43	35.10	22.92	1689
75	25.90	19.44	35.12	23.17	1570
95	25.36	19.41	35.07	23.30	
(100)	25.30		35.06	23.32	1456
145	24.67	19.41	35.07	23.51	
(150)	24.60		35.08	23.54	1237
195	22.00	19.505	35.24	24.42	
(200)	21.50		35.24	24.56	1046
240	17.62	19.475	35.18	25.52	
(250)	17.05		35.17	25.65	905
290	15.01	19.44	35.12	26.08	
(300)	14.80		35.12	26.13	800
385	13.07	19.47	35.17	26.53	
(400)	12.80		35.16	26.57	634
485	11.47	19.395	35.04	26.74	
(500)	11.20		35.01	26.77	497
580	10.02	19.305	34.88	26.88	
(600)	9.70		34.85	26.90	374
775	7.58	19.22	34.72	27.13	
(800)	7.40		34.72	27.16	164
940	6.45	19.255	34.79	27.35	
(1000)	6.15		34.80	27.40	0
1140	5.61	19.265	34.80	27.47	
(1200)	5.40		34.80	27.49	

Station n° 59
23 novembre 1957 - 20 h 00 à 21 h 50 TU
15°00 S - 41°23,5 E
Vent: N 5 - Mer: 2 - N: 0 - T_a: 27°6 - e:77

0	28.15	19.56	35.34	22.32	1796
10	28.14	19.545	35.31	22.60	1743
20	27.80	19.52	35.26	22.68	1692
30	26.99	19.47	35.17	22.86	1642
(50)	26.35		35.16	23.06	1546
75	25.39	19.46	35.16	23.37	1432
100	24.35	19.43	35.10	23.64	1324
145	21.62	19.475	35.18	24.48	
(150)	21.45		35.19	24.53	1136
195	19.60	19.525	35.27	25.09	
(200)	19.40		35.27	25.14	982
240	17.32	19.52	35.26	25.66	
(250)	16.85		35.25	25.76	857
280	15.29	19.50	35.23	26.10	
(300)	14.60		35.21	26.24	758
370	12.67	19.455	35.15	26.59	
(400)	11.95		35.10	26.69	603
460	10.42	19.33	34.92	26.83	
(500)	9.90		34.86	26.88	478
550	9.32	19.27	34.81	26.94	
(600)	8.90		34.78	26.98	365
740	7.73	19.22	34.72	27.11	
(800)	7.35		34.73	27.17	165
870	6.83	19.235	34.75	27.26	
(1000)	6.20		34.79	27.38	0
1095	5.81	19.28	34.83	27.46	
(1200)	5.45		34.87	27.54	

Station n° 60
26 novembre 1957 - 8 h 30 à 10 h 25 TU
14°55 S - 41°43,7 E
Vent: NNE 4 - Mer:3 - N:2 - T_a : 27°6 - e: 80

0	28.40	19.545	35.31	22.52	1793
10	28.00	19.54	35.30	22.64	1741
20	27.93	19.525	35.27	22.64	1690
30	27.01	19.43	35.10	22.72	1640
50	26.18	19.415	35.08	23.04	1542
65	25.52	19.42	35.08	23.26	
(75)	25.40		35.11	23.32	1427
90	25.14	19.46	35.16	23.45	
(100)	24.85		35.16	23.53	1317
145	22.86	19.45	35.14	24.10	

P	T	Cl	S	σ_t	h
(150)	22.50		35.14	24.20	1118
180	19.77	19.50	35.23	25.02	
(200)	18.55		35.24	25.33	962
230	16.59	19.505	35.24	25.81	
(250)	15.65		35.25	26.04	848
280	14.68	19.51	35.25	26.26	
(300)	14.15		35.24	26.36	759
380	12.44	19.45	35.14	26.63	
(400)	12.10		35.10	26.67	609
480	11.13	19.37	34.99	26.77	
(500)	10.80		34.98	26.81	478
575	9.68	19.345	34.95	26.99	
(600)	9.35		34.92	27.02	363
765	7.64	19.23	34.74	27.14	
(800)	7.40		34.73	27.17	166
955	6.45	19.25	34.78	27.34	
(1000)	6.25		34.79	27.37	0
1150	5.65	19.26	34.79	27.45	
(1200)	5.50		34.78	27.43	

Station n° 61
26 novembre 1957 - 16 h 45 à 18 h 25 TU
14°46,7 S - 42°07,2 E
Vent:0 - Mer: I - N:0 - T_a: 27°2 - e: 91

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.04	19.50	35.23	22.58	1939
10	28.07	19.49	35.21	22.56	1887
20	27.56	19.49	35.21	22.72	1836
30	26.78	19.45	35.14	22.92	1786
50	26.07	19.435	35.11	23.12	1691
75	25.47	19.425	35.09	23.28	1577
100	25.26	19.435	35.11	23.37	1465
150	24.17	19.445	35.13	23.71	1250
200	21.94	19.445	35.13	24.36	1059
250	17.34	19.525	35.26	25.66	912
280	15.56	19.49	35.21	26.03	
(300)	15.05		35.21	26.14	809
370	13.85	19.485	35.20	26.39	
(400)	13.25		35.17	26.49	639
465	11.94	19.41	35.07	26.67	
(500)	11.40		35.01	26.73	496
555	10.73	19.35	34.96	26.81	
(600)	10.20		34.95	26.90	371
745	8.48	19.345	34.95	27.18	
(800)	7.85		34.88	27.22	165
950	6.49	19.225	34.73	27.30	
(1000)	6.20		34.74	27.34	0
1145	5.60	19.285	34.84	27.50	

Station n° 62
27 novembre 1957 - 3 h 15 à 5 h 00 TU
14°07'S - 44°41,5 E
Vent: SE 1 - Mer:1 - N:1 - T_a: 28°6 - e: 95

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	28.59	19.57	35.35	22.49	1743
10	28.48	19.565	35.35	22.52	1690
20	28.24	19.55	35.32	22.57	1638
30	27.38	19.495	35.22	22.78	1588
50	25.06	19.435	35.11	23.43	1494
75	24.48	19.435	35.11	23.61	1387
100	23.29	19.455	35.15	23.99	1286
150	20.40	19.51	35.25	24.87	1114
200	17.35	19.51	35.25	25.65	981
250	15.41	19.51	35.25	26.10	877
290	15.38	19.515	35.25	26.10	
(300)	15.30		35.25	26.11	783
385	12.63	19.455	35.15	26.60	
(400)	12.40		35.12	26.62	618
480	11.05	19.36	34.97	26.76	
(500)	10.80		34.95	26.79	484
580	9.80	19.30	34.87	26.90	
(600)	9.55		34.85	26.93	364
775	7.46	19.225	34.73	27.16	
(800)	7.25		34.73	27.19	160
955	6.29	19.255	34.79	27.37	
(1000)	6.05		34.80	27.41	0
1150	5.25	19.255	34.79	27.50	
(1200)	5.00		34.77	27.52	

Station n° 63
27 novembre 1957 - 10 h 00 à 11 h 50 TU
13°56,5 - 45°42 E
Vent: 0 - Mer: 0 - N: 6 - T_a: e:

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	29.80	19.585	35.38	22.10	1745
10	28.51	19.575	35.36	22.52	1691
20	28.40	19.565	35.35	22.55	1639
30	27.06	19.47	35.17	22.84	1588
50	25.98	19.48	35.19	23.21	1493
(75)	25.05		35.20	23.50	
80	24.94	19.485	35.20	23.54	
(100)	24.20		35.21	23.76	1277
105	24.02				
150	20.38	19.515	35.26	24.89	1100
200	17.56	19.535	35.29	24.62	967
245	16.15	19.535	35.29	24.95	
(250)	15.95		35.28	24.99	859

P	T	Cl	S	σ_t	h
290	14.33	19.505	35.24	26.32	
(300)	14.10		35.23	26.36	768
385	12.11	19.425	35.09	26.66	
(400)	11.85		35.07	26.69	619
480	10.78	19.35	34.96	26.80	
(500)	10.55		34.93	26.82	491
575	9.64	19.28	34.83	26.90	
(600)	9.35		34.80	26.92	372
765	7.66	19.215	34.71	27.11	
(800)	7.40		34.71	27.16	164
955	6.28	19.25	34.78	27.36	
(1000)	6.05		34.79	27.40	0
1135	5.33	19.27	34.81	27.50	
(1200)	5.10		34.81	27.54	

Station n° 64
27 novembre 1957 - 17 h 30 à 19 h 10 TU
13°43 S - 46°44 E
Vent: NE 2 - Mer: 2 - N: 4 - T_a: 28°1 - e: 77

0	28.50	19.565	35.35	22.52	1600
10	28.43	19.555	35.33	22.52	1547
20	28.32	19.56	35.34	22.56	1495
30	27.48	19.53	35.28	22.79	1445
50	25.64	19.47	35.17	23.29	1350
75	23.19	19.48	35.19	24.05	1247
95	21.52	19.46	35.16	24.49	
(100)	21.20		35.16	24.58	1158
145	18.68	19.51	35.25	25.31	
(150)	18.50		35.26	25.36	1012
195	16.69	19.53	35.28	25.81	
(200)	16.50		35.27	25.86	896
240	14.66	19.50	35.23	26.24	
(250)	14.30		35.22	26.30	801
285	13.44	19.48	35.19	26.47	
(300)	13.10		35.17	26.52	722
380	11.63	19.40	35.05	26.72	
(400)	11.35		35.02	26.75	584
480	10.30	19.32	34.90	26.85	
(500)	10.00		34.87	26.87	460
575	9.10	19.245	34.77	26.94	
(600)	8.80		34.75	26.97	347
765	7.26	19.225	34.73	27.19	
(800)	7.05		34.76	27.24	153
955	6.10	19.255	34.79	27.40	
(1000)	5.85		34.79	27.43	0
1150	5.20	19.255	34.79	27.51	
(1200)	5.00		34.79	27.53	

P	T	Cl	S	σ_t	h
0	27.49	19.40	35.05	22.62	1720
10	27.42	19.465	35.17	22.73	1669
20	27.17	19.465	35.17	22.81	1619
30	26.95	19.45	35.14	22.87	1570
40	26.54	19.435	35.11	22.97	
50	26.13	19.40	35.05	23.05	1474
75	25.97	19.44	35.12	23.15	1357
95	24.61	19.44	35.12	23.57	
(100)	24.20		35.13	23.70	1247
145	19.96	19.515	35.26	25.00	
(150)	19.65		35.26	25.08	1074
195	17.24	19.515	35.26	25.68	
(200)	17.00		35.26	25.74	947
245	15.06	19.52	35.26	26.19	
(250)	15.00		35.26	26.20	846
290	14.06	19.50	35.23	26.37	
(300)	13.85		35.22	26.40	762
390	11.98	19.42	35.08	26.67	
(400)	11.90		35.07	26.68	614
490	10.75	19.34	34.94	26.80	
(500)	10.60		34.93	26.81	487
585	9.77	19.29	34.85	26.90	
(600)	9.55		34.84	26.93	370
780	7.62	19.24	34.76	27.16	
(800)	7.50		34.77	27.19	164
980	6.33	19.27	34.81	27.38	
(1000)	6.25		34.81	27.39	0
1170	5.40	19.26	34.79	27.48	
(1200)	5.25		34.79	27.50	
1370	4.57	19.26	34.79	27.57	
(1400)	4.40		34.79	27.60	
1470	4.07	19.255	34.79	27.63	

Station n° 65
28 novembre 1957 - 2 h 20 à 4 h 50 TU
13°30,7 S - 47°43,3 E
Vent: 0 - Mer: 0 - N: 3 - T_a : 26°6 - e: 85

2) Observations de surface

Les précisions données au début du paragraphe "1) Stations hydrologiques" sur la signification des différents symboles, les unités employés et la précision obtenue, demeurent valables pour les tableaux suivants.

Ces tableaux contiennent l'ensemble des observations de surface, comprenant donc celles faisant partie d'une station hydrologique. Dans ce dernier cas le numéro de la station hydrologique est mentionné dans la colonne R.G. n° ...

T, ici, température de l'eau de surface, est donnée avec une décimale pour les observations faites en dehors des stations hydrologiques et avec deux décimales pour celles faisant partie d'une station hydrologique.

Date	Heure TU h mn	R.G. n°	Lat. S ° '	Long. E ° '	T	Cl	S	σ_t	T_a	e	N	Vent	Mer
1957 octobre													
11	03 21		13.26	48 12	26.8	19.50	35.23	22.97	25.4	81	4	W 1	1
	06 02	1	13 30,7	47 43,3	26.08	19.49	35.21	23.20	29.1	75	3	SE 1	1
	16 55	2	12 22	45 56	26.65	19.485	35.20	23.00	28.6	80	3	SE 1	1
12	02 15	3	11 42	44 58	26.21	19.50	35.23	23.16	25.3	89	2	SW 2	1
	06 00		12 04	44 45	26.6	19.47	35.17	22.99	-	-	2	SE 1	1
	11 00	4	13 01,7	44 20,2	27.23	19.495	35.22	22.83	28.8	81	1	SE 1	1
	16 00		13 40	44 02	26.4	19.525	35.27	23.13	26.2	84	1	SE 2	1
	19 53	5	14 21	43 37	27.64	19.53	35.28	22.74	26.1	90	0	NNW 1	1
13	04 00	6	15 33	42 54	27.21	19.52	35.26	22.87	27.9	75	1	E 3	1
	09 30		16 24	42 32	26.7	19.48	35.19	22.98	27.5	77	3	NNE 2	2
	12 35	7	16 53	42 20	27.19	19.52	35.26	22.89	27.6	79	4	NNE 3	2
	19 00		17 46	42 01	27.4	19.58	35.37	22.89	26.2	90	1	NNE 4	2
14	00 25	8	18 48,5	41 17,5	27.24	19.525	35.27	22.86	26.4	91	4	N 3	2
	06 00		19 48	40 58	27.2	19.53	35.28	22.88	29.1	91	4	SSE 3	1
	09 25	9	20 21,3	40 44	26.49	19.51	35.25	23.09	27.6	76	4	SSE 3	1
	13.50		20 57	40 22	26.4	19.555	35.33	23.18	25.7	81	4	SSE 3	1
15	06 15	10	22 46	38 59	25.79	19.515	35.26	23.32	24.4	75	8	SSE 6	4
	15 45	11	24 07	38 39	25.43	19.51	35.25	23.43	22.4	81	8	ESE 4	4
16	01 00	12	25.42	37 46	24.57	19.62	35.44	23.82	21.8	76	2	SE 3	2
	09 55	13	26 58	37 07	23.63	19.62	35.44	24.10	23.6	56	1	SW 2	1
	14 55		27 43	36 41	22.7	19.61	35.43	24.36	21.1	84	0	SSW 1	0
	18 20	14	28 10,5	36 20	22.52	19.595	35.40	24.39	20.4	86	0	NE 1	1
17	05 50	15	29 52,3	35 16,7	21.30	19.575	35.36	24.71	21.6	84	8	N 3	3
22	13 53	16	29 26,1	32 30,2	23.65	19.60	35.41	24.08	24.8	71	1	0	1
	19 00		29 10	33 23	22.9	19.61	35.43	24.31	21.6	80	3	SE 2	1
23	22 50	17	29 04,2	34 03,5	22.21	19.58	35.37	24.46	20.9	92	2	SE 2	1
	04 00		28 53	34 50,5	21.1	19.605	35.42	24.70	20.4	95	1	0	1
	08 00		28 31	36 02	22.0	19.625	35.45	24.58	21.8	86	1	E 1	1

Date	Heure TU h mn	R.G. n°	Lat. S ° '	Long. E ° '	T	Cl	S	σ_t	T_a	e	N	Vent	Mer
1957													
octobre													
23	12 00		28 12	36 49	22.7	19.605	35.42	24.35	21.5	74.	0	ESE 1	1
	15 55	18	27 50,5	37 26	24.24	19.635	35.47	23.95	21.5	85	3	E 2	1
24	01 50	19	27 18	39 07	22.96	19.635	35.47	24.33	20.9	88	7	E 2	2
	08 00		27 06	40 11	22.5	19.62	35.44	24.43	24.4	77	4	ESE 5	2
	12 50	20	26.49,7	41 03	23.42	19.645	35.49	24.20	23.4	84	4	E 3	2
25	08 10	21	25 57	44 16	24.49	19.60	35.41	23.82	26.4	87	2	E 7	5
	13 30		25 51	43 25,5	24.6	19.60	35.41	23.79	25.0	93	1	ESE 7	4
	17 20	22	25 53	42 4(	24.95	19.575	35.36	23.66	24.3	93	1	E 6	3
26	01 50	23	25 44	40 54	24.01	19.615	35.44	23.99	23.8	92	2	ENE 3	2
	07 00		25 46	39 58	26.4	19.505	35.24	23.11	26.4	90	3	SE 2	1
	10.55	24	25 48,3	39 08	26.07	19.51	35.25	23.23	28.6	86	2	W 1	1
	16 00		25 49,3	38 15	25.4	19.56	35.34	23.50	25.8	90	1	0	1
	19 50	25	25 50	37 26,9	26.02	19.535	35.29	23.26	25.4	96	3	0	1
27	05 00	26	25 52,8	35 31	25.45	19.555	35.33	23.47	25.1	98	3	0	1
	08 30		25 58	35 02	24.4	19.59	35.39	23.84	28.4	89	3	NE	1
	12 40	27	25 52	34 29	25.06	19.505	35.24	23.53	25.4	93	0	NW 4	3
	15 50	28	25 56	34 02	23.75	19.555	35.33	23.98	24.8	96	1	ENE 4	3
novembre													
5	03 30	29	25 10,5	36 42,5	25.90	19.58	35.37	23.36	24.9	88	8	NNW 5	3
	11 20	30	24 41,5	38 23	26.16	19.535	35.29	23.22	24.9	80	0	N 3	2
	18.45	31	24 15	40 06,5	25.73	19.52	35.26	23.34	24.5	88	0	SW 2	2
8	14.35	32	23 46	41 40	26.50	19.515	35.26	23.10	25.9	89	8	S 5	2
9	21 25	33	22 25,4	40 56,6	25.32	19.63	35.46	23.61	25.5	90	8	S 5	2
	03 52	34	21 52,1	39 36,8	26.59	19.525	35.27	23.07	25.8	84	3	SE 5	2
	10 50	35	21 27	38 26	26.71	19 51	35 25	23 02	26.5	86	3	S 5	3
	17 50	36	20 41	36 49	27.22	19.545	35.31	22.91	26.6	87	4	SE 3	2
10	04 20		19 57	35 03	27.95	19.26	34.79	22.28	-	-	2	N 2	2
14	23 25	37	20 00	36 43	26 91	19 585	35 38	23 06	27.0	91	7	NE 2	3
	05 00		20 02	37 36	26.9	19.545			27.7	88	7	ENE 4	3
	08 07	38	20 06	38 08	26.08	19.49	35.21	23.19	28.9	92	3	E 5	3
	13 00		19 58,5	38 53	27.7	19.58	35.37	22.79	27.2	92	5	E 4	3
	17 20	39	19 49	39 43	27.62	19.54	35.30	22.77	26.9	87	5	ESE 4	2
15	22 00		19 49	40 27,5	27.2	19.58	35.37	22.95	26.7	87	1	ESE 3	3
	01 55	40	19 39	41 21,5	27.05	19.585	35.38	23.01	26.8	90	5	ESE 3	2
	06 00		19 40	41 55	27.15	19.65	35.50	23.07	27.9	83	4	SE 4	3
	08 55	41	19 54	42 28	26.87	19.61	35.43	23.10	27.5	82	4	S 5	3
	13 00		19 50	43 06	26.8	19.545	35.31	23.04	27.7	78	7	S 4	3
	16 30	42	19 47	43 45	28.33	19.60	35.41	22.61	27.6	83	1	S 6	3
16	22 30		18 51	43 25	27.9	19.615	35.44	22.77	27.3	92	1	S 5	3
	03 00	43	18 04	43 08	27.77	19.555	35.33	22.74	26.7	84	7	S 4	3
	07 00		18 04	42 40	27.5	19.565	35.35	22.85	27.8	83	4	SSW 3	2
	12 07	44	18 05,5	42 04	28.29	19.585	35.38	22.60	28.2	76	4	SSW 5	2
	16 00		18 04	41 27	27.65	19.56	35.34	22.79	26.8	83	3	SSW 2	3
	18 20	45	18 04	41 05	27.46	19.555	35.33	22.84	26.3	82	0	SSW 4	3
17	23 00		18 03	40 30	27.1	19.665		23.10	25.9	84	1	SSW 4	1
	02 35	46	17 59	39 52	27.26	19.545	35.31	22.89	26.1	81	7	SSW 3	1

Date	Heure TU h mn	R.G. n°	Lat. S ° '	Long. E ° '	T	Cl	S	σ_t	T_a	e	N	Vent	Mer
1957 novembre													
17	06 00		18 02	39 18	27.4	19 545	35.31	22.85	27.4	84	3	SE 3	2
	08 20	47	18 06	38 43,5	28.34	19.55	35.32	22.54	28.3	76	4	(SE) 0	2
	11.50		18 16	38 11,5	28.7	19.575	35.36	22.46	27.6	70	1	S 1	1
	13.55	48	18 25,5	37.52	25.54	19.525	35.27	23.40	28.7	85	1	SSE 2	2
18	04 23	49	17 03	39 42	27.02	19.525	35.27	22.93	27.0	82	1	NNE 5	2
	08 30		16 52,5	40 13	27.5	19.575	35.36	22.85	28.3	79	1	NNE 4	3
	11 10	50	16 55,5	40 51	27.79	19.56	35.34	22.74	27.3	84	1	NE 5	3
	16 00		16 47	41 30,5	27.6	19.58	35.37	22.82	27.9	79	1	NE 5	3
	18 23	51	16 36	41 40	27.96	19 525	35.27	22.63	27.7	86	0	NE 4	2
19	22.45		16 29	42 10	27.9	19.585	35.38	22.73	27.5	88	2	NE 3	2
	02 07	52	16 14	42 43	27.79	19.52	35.26	22.69	26.9	82	3	N 3	2
	06 00		16 12,5	43 11	28,4	19.545	35.31	22.52	28.3	75	4	NE 1	1
	08 05	53	16 20	43 47	28.17	19.56	35.34	22.61	28.8	95	8	N 1	1
	14 47	54	15 58	44 33	28.96	19.70	35.59	22.54	28.5	82	2	W 3	2
	19 00		15 40,5	45 10,5	27.8	19.57	35.35	22.75	27.5	84	2	NW 4	2
	22 00		15 29,5	45 38,8	27,8	19.54	35.30	22.71	27.5	84	2	NW 4	2
20	01 16		15 27	46 08	27.7	19.54	35.30	22.74	24.6	85	6	W 3	3
22	11 00		15 22,5	45 53	29.4	19.58	35.37	22.22	29.3	74	1	NW 4	0
	13 45	55	15 20	45 20	28.71	19.525	35.27	22.39	29.6	70	1	NW 3	2
	18.20		15 17	44 48,5	28.5	19.60	35.41	22.56	27.9	81	2	W 4	2
	21 41	56	15 07	42 07	28.55	19.615	35.44	22.56	27.8	85	1	W 3	2
23	02 30		15 05	43 35	28.5	19.575	35.36	22.53	27.4	77	3	0	0
	05 55	57	15 08	43 06	28.77	19.505	35.24	22.35	27.6	75	2	0	0
	10 00		15 02,8	42 36,5	30,6	19.545	35.31	22.70	29.3	75	2	NW 2	0
	12 52	58	15 04	42 18	29.82	19.565	35.35	22.07	29.5	81	3	NW 3	1
	17 15		15 03	41 51	28.9	19.535	35.29	22.33	28.1	77	3	N 3	3
	20 24	59	15 00	41 23,5	28.15	19.56	35.34	22.62	27.6	77	0	N 5	2
26	08 50	60	14 55	41 43.7	28.40	19.545	35.31	22.52	27.6	80	2	NNE 4	3
	13 30		14 49	42 14	28.2	19.53	35.28	22.55	28.0	75	1	N 3	2
	17 00	61	14 46,7	42 47,2	28.04	19.50	35.23	22.58	27.2	91	0	0	1
	23 10		14 27,5	43 47	28.4	19.545	35.31	22.52	26.7	80	0	ENE 2	1
27	03 34	62	14 07	44 41,5	28.59	19.57	35.35	22.49	28.6	95	1	SE 1	1
	08 00		13 59,5	45 24	29,2	19.535	35.29	22.23	28.6	71	1	0	1
	10 15	63	13 56,5	45 42	29.80	19.585	35.38	22.10	-	-	6	0	1
	14 45		13 44	46 15	28.8	19.57	35.35	22.42	27.6	77	5	W 1	1
	17 48	64	13 43	46 44	28.50	19.565	35.35	22.52	28.1	77	4	NE 2	2
	22 20		13 36,5	47 14,5	28,4	-	-	-	27.9	75	5	W 1	1
28	03 00	65	13 30.7	47 43,3	27.49	19.40	35.05	22.62	26.6	85	3	0	0

Reprint from "Commerce & Industry". MAY, 1963

DEPARTMENT OF COMMERCE AND INDUSTRIES

HYDROLOGICAL OBSERVATIONS IN THE SOUTH WEST INDIAN OCEAN

BY

M. J. ORREN

INVESTIGATIONAL REPORT No. 45

Issued by the Division of Sea Fisheries, Beach Road, Sea Point, Cape Town

REPUBLIC OF SOUTH AFRICA

Contents.

	PAGE
1. SUMMARY	5
2. INTRODUCTION	5
3. METHODS	7
3.1 Temperature	7
3.2 Salinity	9
3.3 Oxygen (dissolved)	9
3.4 Phosphate (inorganic)	9
3.5 Miscellaneous	9
4. DISCUSSION	9
4.1 General	9
4.2 Surface Water	13
4.3 Subsurface Water	25
4.4 Central Water	26
4.5 Antarctic Intermediate Water	26
4.6 Deep Water	28
4.7 Bottom Water	32
4.8 Generalized T/S Relationships	32
4.9 Seamounts and ridges	32
5. ACKNOWLEDGEMENTS	33
6. REFERENCES	33
7. HYDROLOGICAL STATIONS LIST	33

1. SUMMARY.

This report describes a cruise undertaken by the Division of Sea Fisheries' R.S. *Africana II* in June, 1961, and discusses some interesting hydrological features of the South West Indian Ocean.

During the cruise, observations of temperature, salinity, dissolved oxygen and inorganic phosphate were made at international sampling depths. Values of σ_t were calculated from the temperature and salinity data. Vertical sections (profiles of the above variables) were drawn up along four main lines of stations, two of which ran roughly north-south, the other pair lying approximately in an east-west direction.

Surface temperatures varied from a maximum of 25·87°C to 15·79°C at the most southerly station in latitude 38°S, while the surface salinity ranged from 35·21°/$_{oo}$ to 35·68°/$_{oo}$. The minimum temperature observed was 0·91°C at a depth of 3,912 metres. Surface oxygen values lay slightly below saturation point, while surface phosphate content was low throughout.

The core of the Moçambique Current lay near the 200 fathom line, 60 to 70 miles from the African coast. An eddy was shown to lie off Delagoa Bay, and some upwelling appears to have taken place there. The Moçambique Channel has many eddies in its surface layer.

The South West Indian Ocean was shown to have surface temperatures at least 2° C warmer than was the case in corresponding latitudes in the South Atlantic Ocean, although South Atlantic and South West Indian salinities were much the same.

Except near the Moçambique coast, surface currents were little in evidence, but south of Madagascar there is a mixing of Equatorial and Subtropical water. The Tropical Convergence was crossed in approximately 24°S., and the Sub-tropical Convergence was approached near 38°S. A large eddy apparently exists off Port St. Johns, and seems to be an outlying part of the Moçambique current.

Subsurface currents were marked at depths of about 200 m. in the north, but were not detected south of 30° to 32° S. where sinking of surface water appeared to take place. Indian Central Water T/S characteristics were similar to South Atlantic Central Water T/S values. Antarctic Intermediate Water was detected throughout the area, and was more saline and lay deeper than in the South Atlantic. Apparent traces of North Indian Deep Water were detected in 26°S. in the Mocambique Channel and may account for the higher salinity of the Antarctic Intermediate in the Indian Ocean. The bottom water throughout the area varied very little.

No indications of upwelling were noticed in the vicinity of ridges or seamounts in the area.

2. INTRODUCTION.

Although the 28,000,000 square miles of the Indian Ocean occupies almost 14 per cent of the total surface area of the earth, scant attention has up to now been paid to the unique problems of this ocean. For example, the Northern Indian Ocean has a reversing monsoon system, thus posing many problems with regard to water movements and consequent availability of fish. The Indian Ocean is also the only major ocean having a land-locked northern boundary lying approximately along the Northern Tropic.

The Southern Indian Ocean is of more immediate interest to South Africa as this ocean washes South African shores from the Moçambique border to the vicinity of Cape Agulhas. Its effects do not end there, however, since the strong Agulhas current carries Indian Ocean water southwards to mix with Atlantic water south of Cape Point, from where some mixed water is probably carried northwards by the Benguela current. The water moving northwards in the Benguela current proceeds past the rich west-coast fishing grounds, and the amount of warm Agulhas (Indian Ocean) water is of great importance to the industry. This water affects the availability of fish on the west coast both directly, by means of temperature effects on planktonic food, and indirectly, by means of physiological processes in the fish themselves. The fish likely to be affected are pilchards, maasbankers and mackerel, all of great commercial importance. In addition, the rapidly expanding commercial tuna fishery is very much dependent on water temperature and the position of water mass boundaries. A study of the origin of this water is thus likely to have an important bearing on the fishing industry.

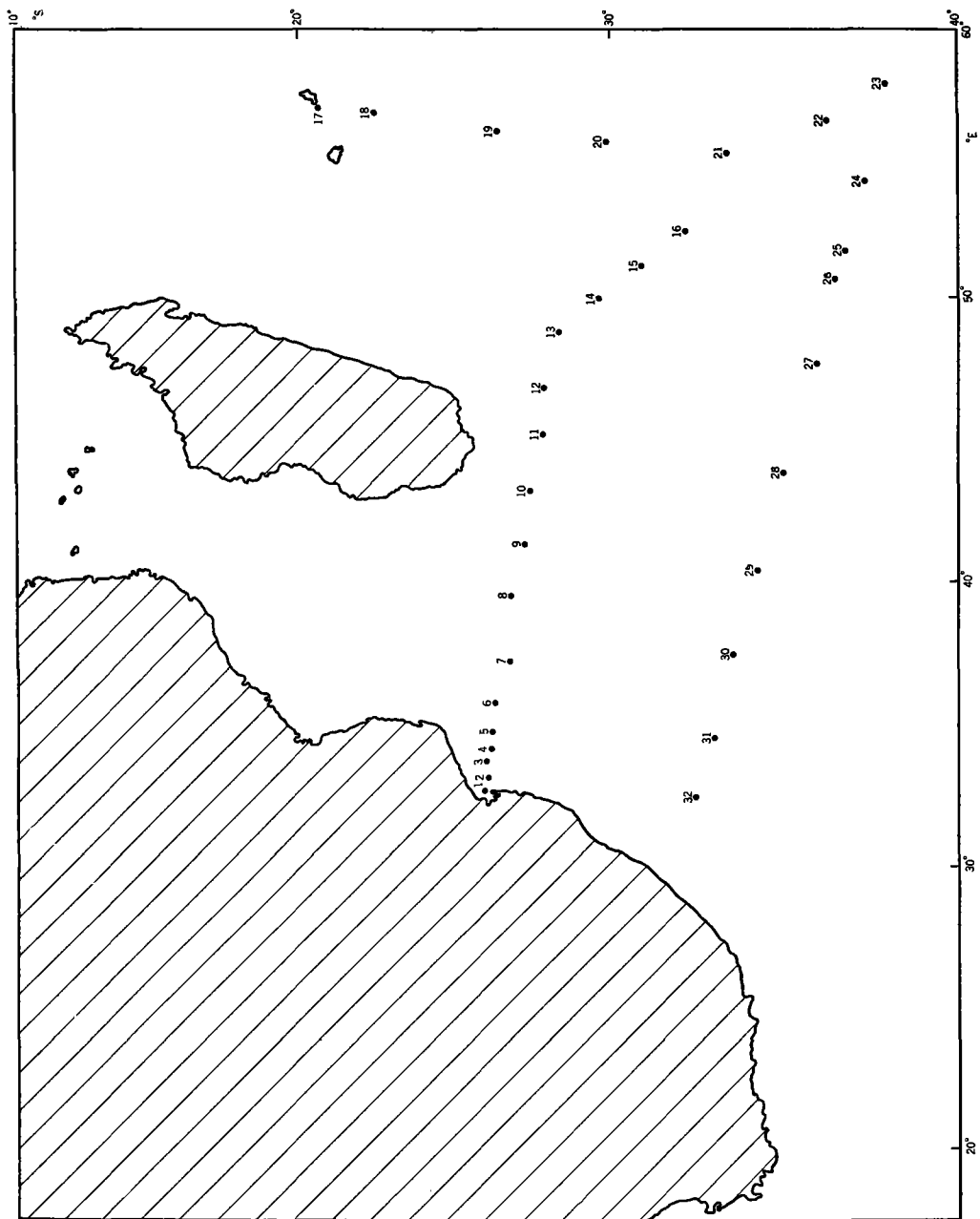


FIG. 1: POSITION OF STATIONS IN AREA INVESTIGATED.

At present, a concerted international effort is being made to obtain oceanographic data about the Indian Ocean, international co-operation being sponsored by the SCOR-UNESCO committees. With the above facts in mind, a preliminary cruise was planned for 1961, and the Division of Sea Fisheries' largest research ship *Africana II* set out during the month of June, 1961, on this project. Extensive oceanograpic observations, both physical and biological, were undertaken and included meteorological work, continuous hydrographic sounding, limited studies of the ocean floor using a dredge and a small corer, plankton and fish studies, investigation of primary phytoplankton production by radiocarbon methods, experimental fishing, and investigation of the abundance of oceanic birds and mammals, besides the normal physical oceanographic work involving the collection of water samples at various depths, and their subsequent analysis.

A general description of the voyage has been given in the references under " Indian Ocean Cruise ", while a general description of the Indian Ocean with a detailed bibliography has been published by Rosa and Laevastu (1960).

This report deals only with the hydrological data collected on the above-mentioned Indian Ocean cruise during the months of June and July, 1961. The 32-day cruise covered an area bounded roughly by the parallels 20°S., and 38°S. and the longitudes 32°E. and 58°E., as indicated on the track chart (fig. 1). In all, 32 stations were worked, and routine observations were made of the variables-temperature, salinity, phosphate (inorganic) and oxygen. Drift cards were released at each station in an attempt to investigate surface currents.

The positions of the stations as marked on the chart led to a natural sub-division of the area into four oceanographic " lines " namely:—

(*a*) The "Lourenço Marques line" i.e. stations 1 to 13.

(*b*) The " Madagascar line " i.e. stations 13 to 16, 21 to 23.

(*c*) The " Mauritius line" i.e. stations 17, 18 to 23. Although on the Mauritius line, station 17 was not used in the sections, as surface values only were taken.

(*d*) The " Port St. Johns line " i.e. stations 23 to 32.

The data have been largely presented on the basis of these " lines ".

Along the Mauritius line, work was unfortunately of a limited nature since the working of the line was unscheduled, the Mauritius call being for medical aid. Data were obtained from relatively shallow depths, as time was limited and consequently much of the deep water data are incomplete.

Generally one station was worked per day, with the exception of the first five shallow inshore stations, which were completed in two days. Observations were made at the international depths down to a maximum sampling depth of 4,000 metres according to sounding. Continuous surface temperature measurements were recorded by a thermograph, and routine observations of prevailing weather conditions were recorded at each station.

3. METHODS.

The methods used to obtain the data, i.e. temperature, salinity, oxygen and phosphate are enumerated below. The standard international sampling depths used were 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500, 600, 800, 1,000, 1,200, 1,500, 2,000, 2,500, 3,000 and 4,000 metres. Temperature, salinity and oxygen values were taken at all depths, but phosphate samples were taken only at 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 500, 1,000, 1,500, 2,000, 3,000 and 4,000 metres.

3.1. Temperature.

Temperature readings for all depths down to 150 m., and deeper in a few cases, were taken with a Nansen-Pettersson insulated water-bottle and associated thermometer. The readings were corrected with the aid of a National Physical Laboratory (England) calibration chart, and, for depths below 100 m., an " adiabatic correction " was added to compensate for adiabatic cooling during ascent. A standard time of one-and-a-half minutes was allowed between the time the bottle reached the desired depth and its arrival back on deck after closure, to ensure that the thermometer had reached temperature equilibrium. It is considered that wire angle would have a negligible effect on the readings taken, as the ship was manoeuvred in such a way that the wire was as nearly as possible vertical, and " hove to " in those stations at which a large stray would otherwise have occurred. After considered, the thermometer error was considered to be of the order of $\pm$ 0·02°C (Buys, 1957).

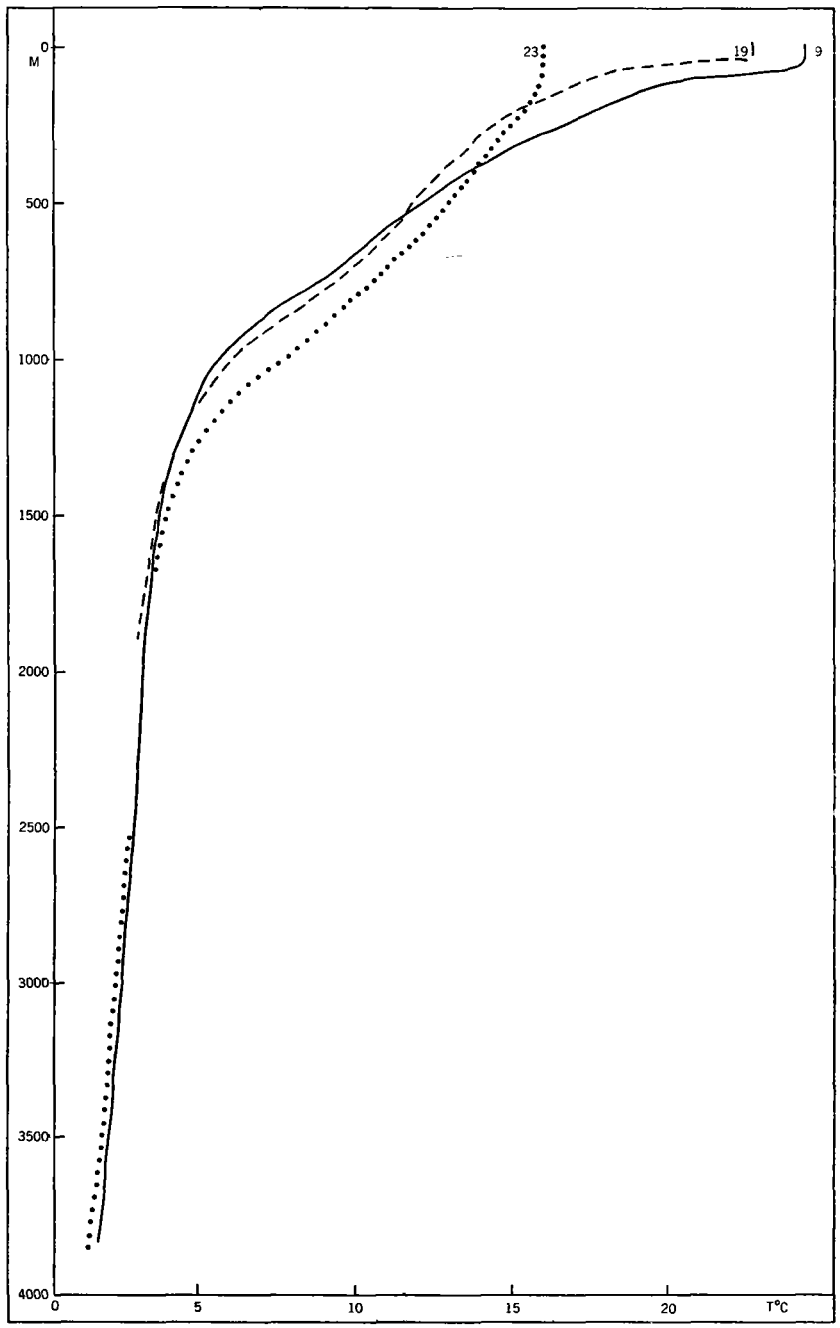


FIG. 2: DISTRIBUTION OF TEMPERATURE WITH DEPTH AT STATIONS 9, 19 AND 23

Trigsurvey, 1963 Government Printer, 1963

Below 200 m., Munro-Ekman reversing water bottles were used. Each bottle carried two pressure-protected thermometers and one unprotected reversing thermometer to provide for depth calculation. Corrections were made according to National Physical Laboratory calibration data, and further corrections for ambient temperatures, etc. were made on a Culbertson slide rule. This rule was also employed for depth calculations. It is considered that the temperatures have a final error of about $\pm 0{\cdot}02$°C, with an error in the " thermometer depth " of the order of $\pm$ 5 m. Where a depth reading was not obtained (e.g. by failure of the unprotected thermometer), an approximate value was interpolated from a plot of " wire depth " against calculated " thermometer depth ". These interpolated values were recorded in square brackets. A continuous thermograph gave surface readings, and these were corrected using the Nansen-Pettersson readings, and utilized in the plotting of temperature profiles.

3.2. Salinity.

Samples for salinity determination were taken from both the Nansen-Pettersson and Munro-Ekman bottles, and stored for subsequent analysis ashore. The glass storage bottles, fitted with spring-loaded rubber and porcelain stoppers to eliminate evaporation, were rinsed twice before filling.

The determinations were carried out conductometrically at Sea Point, Cape Town, using a Thermostat Salinity Meter supplied by the National Institute of Oceanography, Surrey, England. The meter was calibrated with standard " Copenhagen water " (standard sea water), and the salinity values, expressed as parts per thousand ($^{o}/_{oo}$), are considered to have an accuracy of at least $\pm\ 0{\cdot}015^{o}/_{oo}$.

Where a salinity value was not obtained, an interpolated value was inserted in the record. This interpolated value was distinguished by the use of square brackets.

Values of the density (σ_t) were then calculated with the aid of Knudsen's and Matthews' tables from the known values of salinity and temperature.

3.3. Oxygen (dissolved).

Samples for oxygen determination were taken from the water bottles using a closed system of tubing so that the water sample did not contact air during its passage to the oxygen sampling bottle. Dissolved oxygen was determined by the Winkler method, the samples being treated as soon as possible after collection, so as to minimize error from exposure to atmospheric oxygen. The treated samples were titrated within a few hours and the dissolved oxygen expressed as " c.c./litre ". The final values obtained are believed to have an estimated error of $\pm 0{\cdot}05$ c.c./l.

3.4. Phosphate (inorganic).

Sampling for phosphate was essentially similar to the salinity sampling. The samples were allowed to stand in sealed salinity bottles for about three hours to attain temperature equilibruim with the air, and were then filtered to remove particulate phosphate, plankton and detritus. The samples were determined colorimetrically using the standard molybdenum-blue method and subsequent visual comparison with an artificial standard made up in distilled water. A correction of $1{\cdot}35$ was applied for " salt-error " and the phosphate expressed as milligram atoms per cubic metre, (abbreviated " mg. at./m^3."). No estimate of the error was made in this case as visual comparison introduced personal errors.

3.5. Miscellaneous.

(i) Ten drift cards sealed in plastic envelopes were set adrift at the commencement of each station. None has been recovered to date.

(ii) Continuous echo-soundings were taken using an Elac precision echo-sounding instrument. Station soundings were read off this instrument.

4. DISCUSSION.

4.1. The data are presented mainly as vertical sections along the four chosen lines of stations. The distance between the two approximately east-west lines (about 400 miles) was so great that horizontal sections were not attempted, it being considered that such sections would be inaccurate.

The bottom topography as shown in the sections is schematic, only the station soundings being entered and the contours sketched in. Although the ocean floor was found to be very irregular, it is considered that the main topograpic features are reflected in these bottom profiles.

The submarine peak at station 25 is shown as lying 440 m. below the surface since, although the actual minimum sounding was 310 m., the vessel quickly drifted away from the peak summit and the sounding was 440 m. at the conclusion of the hydrographic work.

4.1.1. Temperature.

Throughout the area, temperatures decreased regularly with increasing depth, a thermocline being present in the north, but absent in the southern part of the area (fig. 2). Generally, the 15°C isotherm lay at *circa* 300 m., the 10° at 700 to 800 m., while the 5° isoline was found at *circa* 1,100 m. The almost linear temperature gradient between the thermocline and 1,000 m., gave way to a very slight gradient at depths exceeding 1,000 m. and here temperatures changed only slightly with depth. The 2°C isotherm was only encountered at *circa* 3,000 m., while the seldom detected 1° isotherm lay at depths of the order of 4,000 m.

4.1.2. Salinity.

The salinity decreased throughout from the surface to a minimum at the core of the Antarctic Intermediate Water, situated at about 1,100 m., and then rose slightly to a less marked maximum at 2,500 to 3,000 m., indicating the core of the Deep Water (see Typical Salinity/Depth curves, fig. 3). In the northern part of the area, a secondary salinity maximum appeared at *circa* 200 m., indicating the presence of a subsurface current (Clowes, 1950), but no trace of this current was evident from the salinity data for the southern part of the area. This was probably due to the fact that winter conditions do not favour the formation of a well-developed subsurface current (see Section 4.3). Surface salinity throughout the area was fairly constant, ranging from 35.21 to 35·68‰, both extremes lying on the Mauritius lines.

4.1.3. Density.

In general, the temperature was found to have more effect on the density than the salinity; the σ_t sections being very similar to the temperature sections. To illustrate this, figure four was drawn and shows the distribution with depth of temperature and density. The almost mirror image relation shows that salinity variations have but little effect on σ_t.

Surface σ_t values throughout the area varied from the light (σ_t about 24·00) water in the north, to values of about 26·00 found in the cooler southern water.

4.1.4. Dissolved oxygen distribution.

The distribution of oxygen is rendered complex by its dependence not only on water movements, but also on photosynthesis, animal respiration and the processes of decay. Throughout the area, oxygen distribution was characterized by a minimum layer at 1,300 to 1,500 m., with a maximum layer or a minimum layer (or both) in the upper layers. In general, the oxygen decreased downwards to the 1,500 m. minimum layer and then increased slightly. The upper layers, due probably to the larger animal population and greater mixing experienced near the surface, showed the greatest variation in oxygen content.

4.1.5. Phosphate.

The distribution of inorganic phosphate is rendered complex by similar factors as described under section 4.1.4., i.e. the phosphate concentration is a function of both water movement and biological processes. In the case of phosphate there exists the added disadvantage that the analytical method is less precise than dissolved oxygen measurements, since the phosphate ion is present only in so-called " trace " quantities. Consequently, the sections only indicate trends, and therefore will only be discussed briefly.

Jerlov (1953) has shown that phoshpate distribution and particle distribution were closely related in the Indian Equatorial Countercurrent region, and also in the Atlantic Equatorial area. A further study of the distribution of particulate matter in the S.W. Indian Ocean might perhaps be of interest, since " pockets " of high phosphate appear in the sections. These " pockets " bear a striking similarity to Jerlov's particle distributions.

Throughout the area, phosphate distribution with depth was characterized by (i) a phosphate deficient surface layer; (ii) a region of increasing phosphate similar to a thermocline and (iii) a maximum region, ill-defined at most stations, which lay at *circa* 2,000 m. In general the 1·0 mg. at./m.^{3} isoline lay at 250 to 550 m., and the 2·0 mg. at./m.^{3} line lay in the range 500 to 1,250 m.

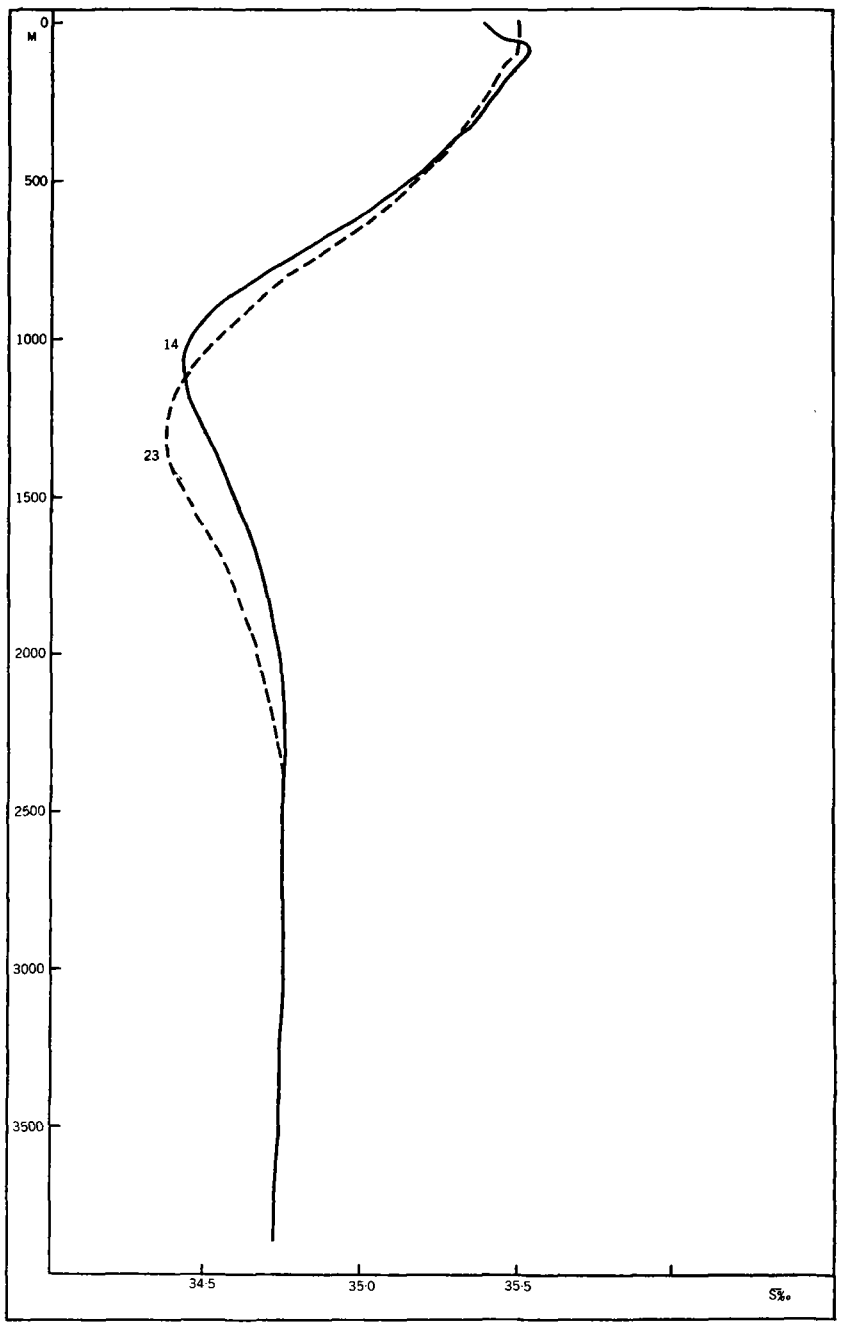


FIG. 3: DISTRIBUTION OF SALINITY WITH DEPTH AT STATIONS 14 AND 23.

Trigsurvey 1963 Government Printer, 1963

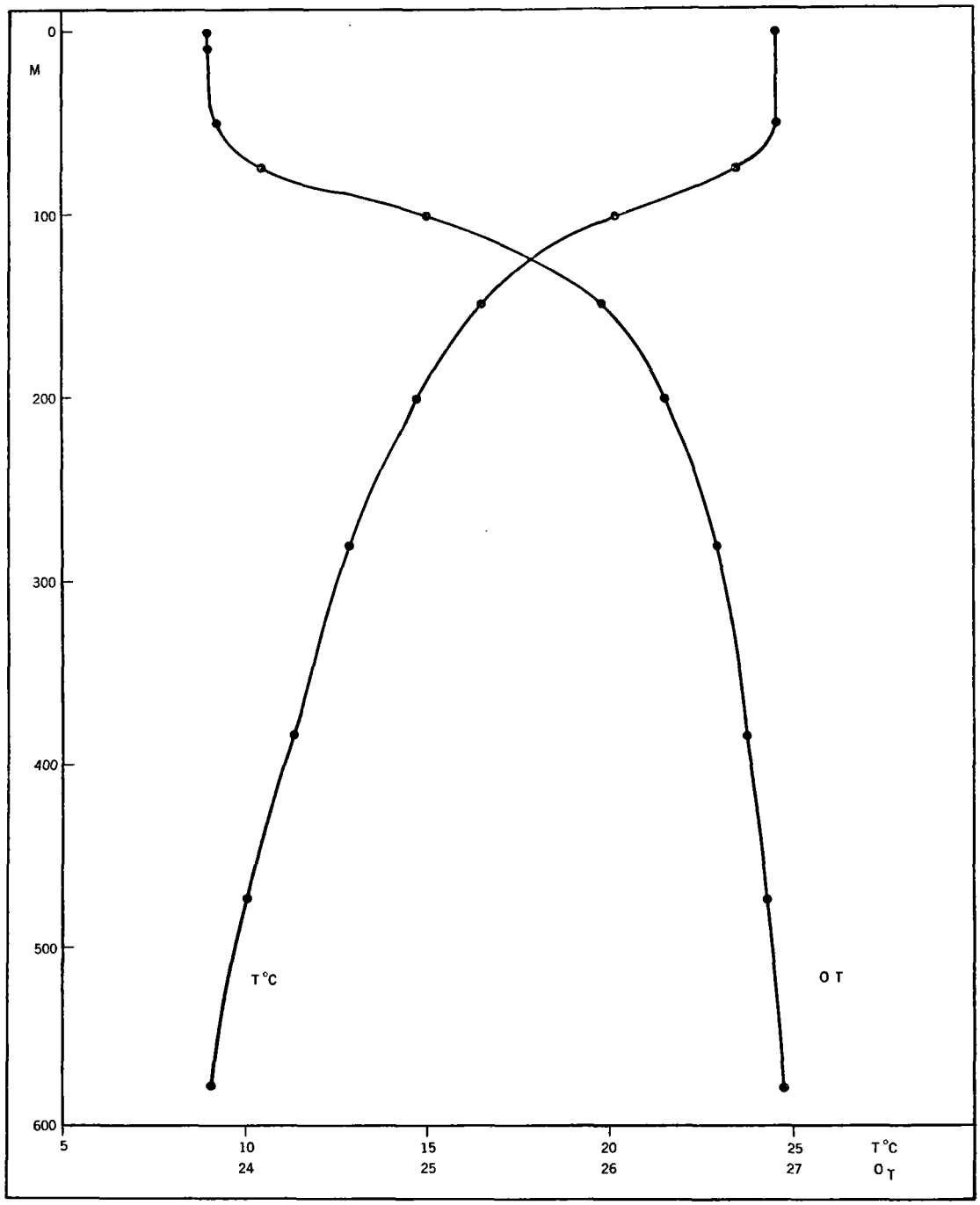


FIG. 4 : VARIATIONS OF σ_T AND TEMPERATURE WITH INCREASING DEPTH AT STATION 4.

Irngsurvey, 1963 Government Printer, 1963

4.2. Surface water.

The Surface Water is broadly defined here as the layer of water lying between 0 and 100 metres.

4.2.1. Surface water temperature.

In Table I, values are given for the surface temperatures obtained at the various stations by means of the Nansen-Pettersson bottle. From these more accurate values, the thermograph chart was corrected and the temperature distribution between stations was calculated. These calculated values were then used in the plotting of the sections.

A comparison of the surface temperatures obtained on this cruise with some surface values in the South Atlantic was thought to be of some interest. Eastern South Atlantic stations were selected well off-shore (to avoid the cold Benguela current) in approximately the same latitude and during a similar season as the stations on this cruise.

Data have been taken from the records of the Division of Sea Fisheries for the years 1959 and 1960. Table 2 has been drawn to facilitate the comparison.

From this table, it may be noted that with the exception of the Moçambique current region (i.e. stations 7 and 32,) the South West Indian Ocean surface water was appreciably warmer than Eastern South Atlantic Subtropical Surface Water, the difference being of the order of 6°C to 7°C in the North, decreasing southwards to 2° to 3°C in the middle of the area (Station 16). In addition a difference of 4° to 5°C was also evident between the October, 1958, values of Fuglister (1960) on a section along 24°15′S in the Atlantic, and the corresponding Indian Ocean positions. This Atlantic section showed a surface temperature range of 15° to 19°C as far as 03°00′E, while at a latitude af 24°S in the Indian Ocean, a temperature of about 23°C was recorded on the Mauritius line. Again, the Atlantic section of Fuglister along 32°30′S (April to June, 1959) indicated a range of 16° to 18° from the coast to about longitude 03°E; comparison with station 16 in almost the same latitude in the Indian Ocean yielded a positive difference of about 2°C.

Further south, the difference diminished, probably due to the effect of the West Wind Drift transporting cooler water from the Atlantic. For instance, Discovery station 2,026 (Station List 1947) in 38°56′S, 00°10·2′E had a surface temperature of 14.09°C compared with the 15·79°C found at our station 23 in 37°56′S, 58°03′E.

In the regions influenced by the Moçambique Current, the temperature difference between Atlantic and Indian Ocean surface water was more marked, the Indian Ocean water being approximately 6°C warmer than the Atlantic water on the same parallel (stations 7 and 32 in Table 2). This was suggested by Clowes (1950), who found a temperature difference of about 3°C in April. Seasonal variations in the current flow may account for the lower temperature difference discovered by Clowes.

TABLE I: SURFACE TEMPERATURES.

Station	Temperature (°C)
1	24·09
2	23·17
3	23·47
4	24·58
5	24·64
6	24·01
7	23·74
8	23·70
9	24·07
10	22·77
11	23·27
12	22·69
13	21·11
14	21·44
15	20·31
16	18·78
17	25·87
18	24·69
19	22·48
20	20·31
21	17·65
22	15·92
23	15·79
24	15·80
25	16·39
26	16·81
27	16·89
28	17·43
29	18·03
30	19·99
31	19·19
32	22·30

TABLE II: SURFACE TEMPERATURES IN THE ATLANTIC AND INDIAN OCEANS.

ATLANTIC OCEAN				INDIAN OCEAN			
Station	Position	Date	Temperature	Station	Position	Date	Temperature
A746	26°39′S, 11°35′E	July, 1960	15·50°C	7	26°42′S, 37°41′E	June, 1961	23·74°C
F260	26°37′S, 10°24′E	July, 1959	16·48°C	19	26°16′S, 56°21′E	July, 1961	22·48°C
A745	28°40′S, 12°46′E	July, 1960	16·18°C	13	28°11′S, 49°20′E	June, 1961	21·11°C
F247	28°38′S, 11°38′E	July, 1959	15·94°C	15	30°50′S, 51°36′E	June, 1961	20·31°C
A734	30°30′S, 13°42′E	July, 1960	16·16°C	16	32°07′S, 52°49′E	June, 1961	18·78°C
F246	30°27′S, 12°34′E	July, 1959	16·14°C	32	32°22′S, 32°48′E	July, 1961	22·30°C
A733	32°18′S, 14°29′E	July, 1960	16·36°C				
F233	32°20′S, 13°35′E	July, 1959	15·57°C				

If the surface layer is more clearly defined as a well-mixed, almost isothermal layer lying between the surface and the thermocline or discontinuity layer, then the thickness of this layer ranged generally from about 30 to 200 m. The northern stations had a marked thermocline on account of the greater solar radiation and consequent heating effect on the surface strata northwards, but the temperature gradient became less obvious southwards (see figs. 14 to 19; also fig. 2 for typical temperature/depth profiles). For example station 21 had a surface layer about 75 m. thick and the thermocline was weakly developed, but stations 22 and 23 showed an entirely different picture in that the surface layer increased in thickness to between 150 and 200 m., and the thermocline disappeared altogether; a smooth temperature gradient with no marked irregularity and with evenly-spaced isotherms replacing the discontinuity region. These conditions persisted along the Port St. Johns line (figs. 18, 19), and only the last station (32) showed a marked thermocline. The surface layer was in general very thick (*circa* 150 m.), the thickness decreasing slightly towards the coast (*circa* 50 m. at station 30), where the thermocline appeared once more. It is interesting to note that over the submarine peak at station 25, the water was almost uniform, the temperature dropping only 2.6°C in 400 metres.

The thick surface layer along most of the Port St. Johns line as compared with the northern lines was reflected in the σ_t/depth curve for station 24 (fig. 5). For comparison, the curve for station 9 has also been entered as typical of Moçambique channel water. Station 9 had a thin layer of light surface water, while Station 24 has a thick, fairly dense surface layer.

4.2.2. Surface salinity.

Surface salinity is set out in Table 3. No continuous record of salinity could be obtained and the distribution of salinity between the stations was deduced by interpolation.

As was done with temperature, comparison of Indian Ocean surface salinities with Atlantic Ocean salinities was attempted. Comparative values were again drawn up in a table (Table 4) and the data treated on a similar basis to that used for the temperature comparison. These data were from unpublished records of the Division of Sea Fisheries and also from Fuglister (1960).

From the table it may be concluded that the annual difference (1959–1960) is greater than the apparent Atlantic/Indian oceanic difference, and consequently there is no significant difference in the salinity of the two oceans. However, the Atlantic Ocean salinity increases farther out in the central South Atlantic and if Indian Ocean water is compared with central South Atlantic water, the Indian water has a slightly lower salinity. For example, Fuglister (1960) in his 32°S section has a salinity range of approximately 35·43°/$_{oo}$ to 35·80°/$_{oo}$ in the region from the South African coast to the Greenwich meridian, and values of 35·33°/$_{oo}$ to 35·80°/$_{oo}$ were also obtained along the 24°S section [see also Clowes (1950) Chart 3].

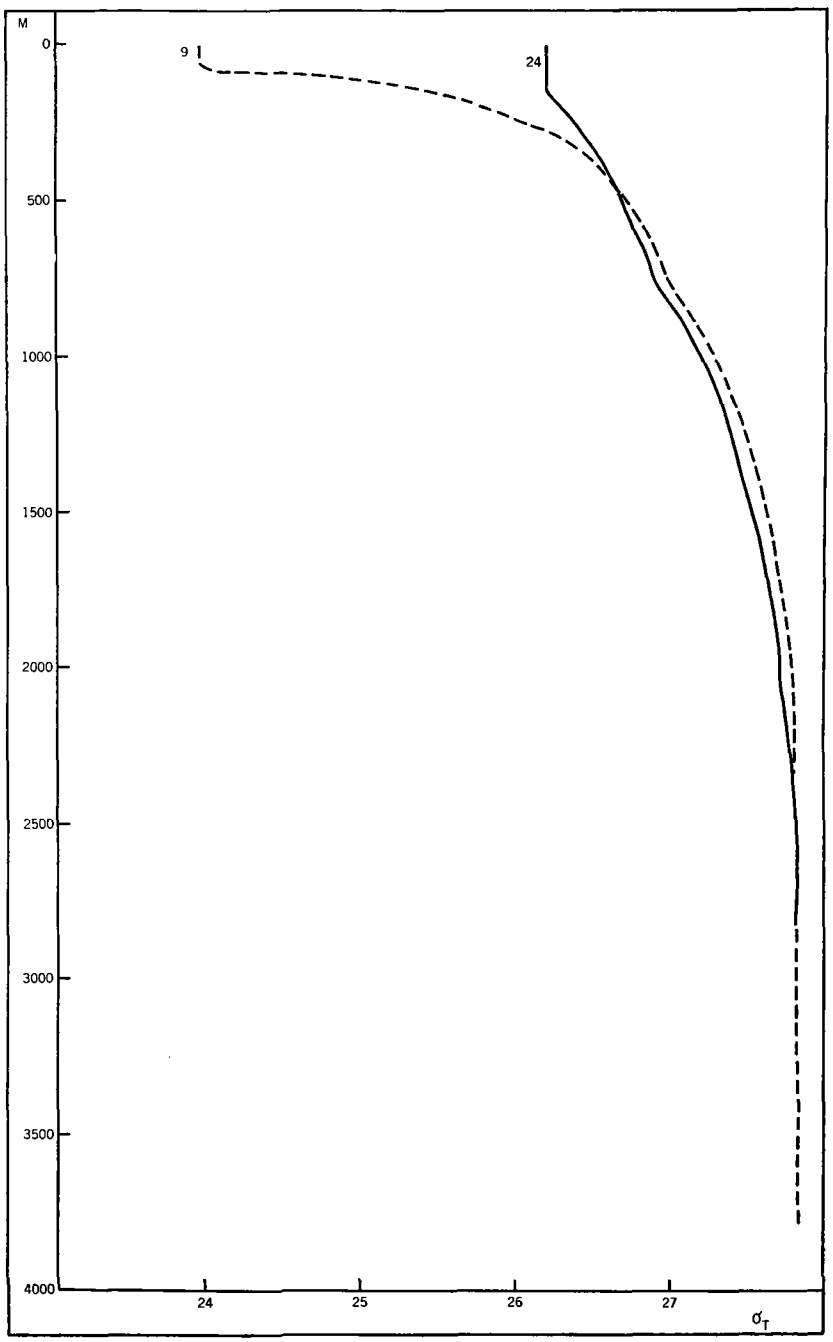


FIG. 5: DISTRIBUTION OF σ_T WITH DEPTH AT STATIONS 9 AND 24.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963

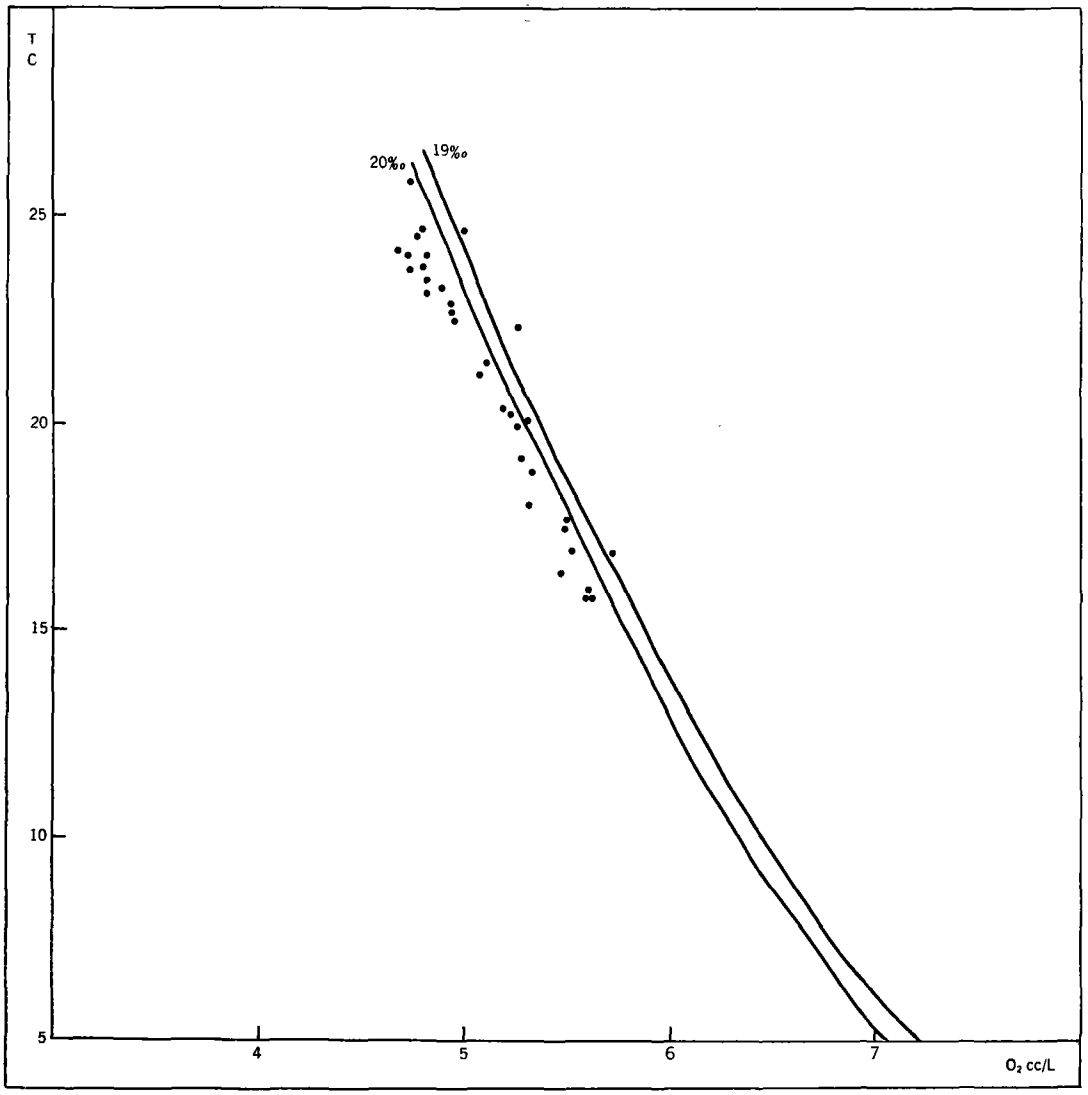


FIG. 6 : SCATTER DIAGRAM OF SURFACE OXYGEN VALUES WITH SATURATION CURVES FOR WATER OF CHLORINITY 19‰ AND 20‰

Trigsurvey, 1963 Government Printer, 1963.

Thus it may in general be stated that Eastern South Atlantic water far off-shore is of approximately the same salinity as South West Indian Ocean water, but the central South Atlantic surface water is more saline than Indian surface water. Clowes (1950) states that Moçambique current water is less saline than Atlantic water in the same latitude; stations 7 and 32 lie in Moçambique water, yet there appears to be no significant salinity difference between this water and Atlantic water.

The depth range of the almost isohaline surface layer was much the same as the depth range of the thermocline region (see section 4.2.1.) showing that the surface layers were homogeneous. Homogeneity is of course a characteristic of oceanic surface waters, being brought about by many factors which influence stirring or agitation of the water, including wind action and swell, while the effect of a weak thermohaline circulation (Sverdrup *et al.* 1942) possibly also occurs.

The σ_t values in the surface layers, above the thermocline region, confirm the well-mixed, uniform character of this stratum noted above.

TABLE III: SURFACE SALINITY.*

Station	Salinity °/₀₀
1	(35·41)
2	35·35
3	35·34
4	35·41
5	35·41
6	35·40
7	35·31
8	35·25
9	35·41
10	35·37
11	35·34
12	35·31
13	35·49
14	35·39
15	35·48
16	35·45
17	35·21
18	35·27
19	(35·32)
20	35·68
21	35·55
22	35·50
23	35·49
24	35·47
25	35·54
26	35·56
27	35·56
28	35·59
29	35·58
30	35·48
31	35·53
32	35·40

* Interpolated values are bracketed.

TABLE IV: SURFACE SALINITY IN THE ATLANTIC AND INDIAN OCEANS.*

ATLANTIC OCEAN				INDIAN OCEAN			
Station	Position	Date	Salinity °/₀₀	Station	Position	Date	Salinity °/₀₀
A746	26°39′S, 11°35′E	July, 1960	35·21	7	26°42′S, 37°41′E	June, 1961	35·31
F260	26°37′S, 10°24′E	July, 1959	35·48	19	26°16′S, 56°21′E	July, 1961	(35·32)
A745	28°40′S, 12°46′E	July, 1960	35·44	13	28°11′S, 49°20′E	June, 1961	35·49
F247	28°38′S, 11°38′E	July, 1959	35·41	15	30°50′S, 51°36′E	June, 1961	35·48
A734	30°30′S, 13°42′E	July, 1960	35·36	16	32°07′S, 52°49′E	June, 1961	35·45
F246	30°27′S, 12°34′E	July, 1959	35·55	32	32°22′S, 32°48′E	July, 1961	35·40
A733	32°18′S, 14°29′E	July, 1960	35·49				
F233	32°20′S, 13°35′E	July, 1959	35·41				

* Interpolated values are bracketed.

3716396–2

4.2.3. Surface oxygen.

Surface oxygen values were in general slightly below saturation values except at stations 18, 26 and 32, where the water was supersaturated (fig. 6).

4.2.4. Surface phosphate.

Over the entire area away from the coast (i.e. stations 5 to 32) surface phosphates ranged from 0.25 to 0.54 mg. at./m.^{3}, the higher values being found southwards. Table 5 shows the collected surface phosphate data for the entire region. It may also be seen from the table that surface phosphate was high near the coast (1·14 mg. at./m.^{3} at station 1) and decreased steadily seawards.

TABLE V: SURFACE PHOSPHATE.*

Station	Phosphate (mg. at./m.^{3})
1	1·14
2	0·75
3	0·72
4	0·59
5	0·42
6	0·35
7	0·34
8	(0·26)
9	0·27
10	0·32
11	0·26
12	0·46
13	0·38
14	0·41
15	0·42
16	0·25
17	0·31
18	0·31
19	0·26
20	0·31
21	0·48
22	0·45
23	0·51
24	0·45
25	0·51
26	0·53
27	0·37
28	0·53
29	0·48
30	0·54
31	0·47
32	0·49

* Interpolated values are bracketed.

4.2.5. Water movements.

The main water movements in the area tend to be in a general southerly direction (fig. 7). To the west of the area is situated the Moçambique/Agulhas current system flowing parallel to the African coast. In the north-eastern portion of the area, the general Trade Wind Drift produces a west-south-westerly motion of the surface water, while in the extreme south, the limits of the West Wind Drift are passed, and the surface drift has an easterly component. As the source of both the Moçambique current and the East Madagascar coastal current lies in the South Equatorial current, seasonal fluctuations in the South Equatorial will be reflected in the daughter currents. According to Michaelis (1923) the South Equatorial current flows less strongly in winter (June and July) and thus during the period of our observations, both currents would be expected to be of low strength.

4.2.5.1. The Moçambique current system.

The Moçambique Current comprises the southward moving branch of the South Equatorial Current, and originates near Cape Delgado, where the South Equatorial Current strikes the African coast. Off the Natal coast, the current is strengthened by the addition of water, also of South Equatorial origin, which has rounded the Southern tip of Madagascar (Cape St. Mary), and the combined current, now known as the Agulhas Current, flows close to the coast as far south as Port Elizabeth, after which the major portion of the water is deflected south-eastwards by the Agulhas Bank.

Moçambique Current water was characterized by its high temperature (approx. 24°C) and fairly low salinity (approx. 35·40°/$_{oo}$), both properties which may be traced to its equatorial water origin. Equatorial water has a fairly low rate of evaporation, probably due to the lack of wind, and the high relative humidities experienced in equatorial latitudes (Sverdrup *et al.* 1942), and has accordingly a comparatively low salinity.

As the cruise proceeded further from the coast, temperatures rose steadily as the core of the Moçambique current was approached (Table 1), rising to 24·58°C and 24·64°C at stations four and five respectively, while from the temperature section of the Lourenco Marques line (fig. 14) it appeared that the current lay between station five and the coast, the strongly marked core lying about 65 to 70 miles off-shore. This conclusion is supported by the σ_t section (fig. 26) which also indicated the presence of a less marked northward moving counter current between stations 2 and 3. The current core lay farther from the coast than anticipated, the strongest current generally lying near the 200 m. contour, whereas

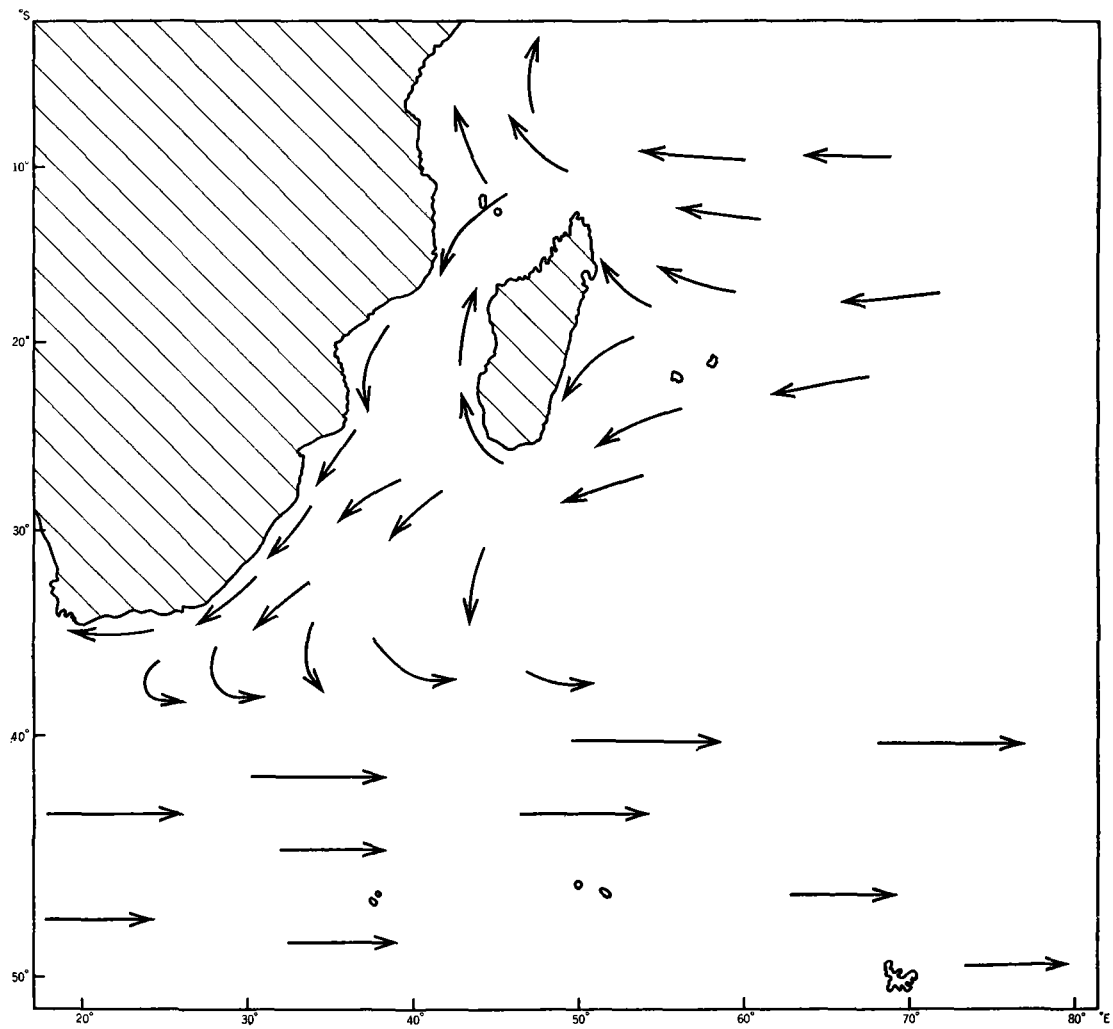


FIG. 7: SURFACE CURRENTS IN THE STUDY AREA.

Trigsurvey, 1963 Government Printer, 1963

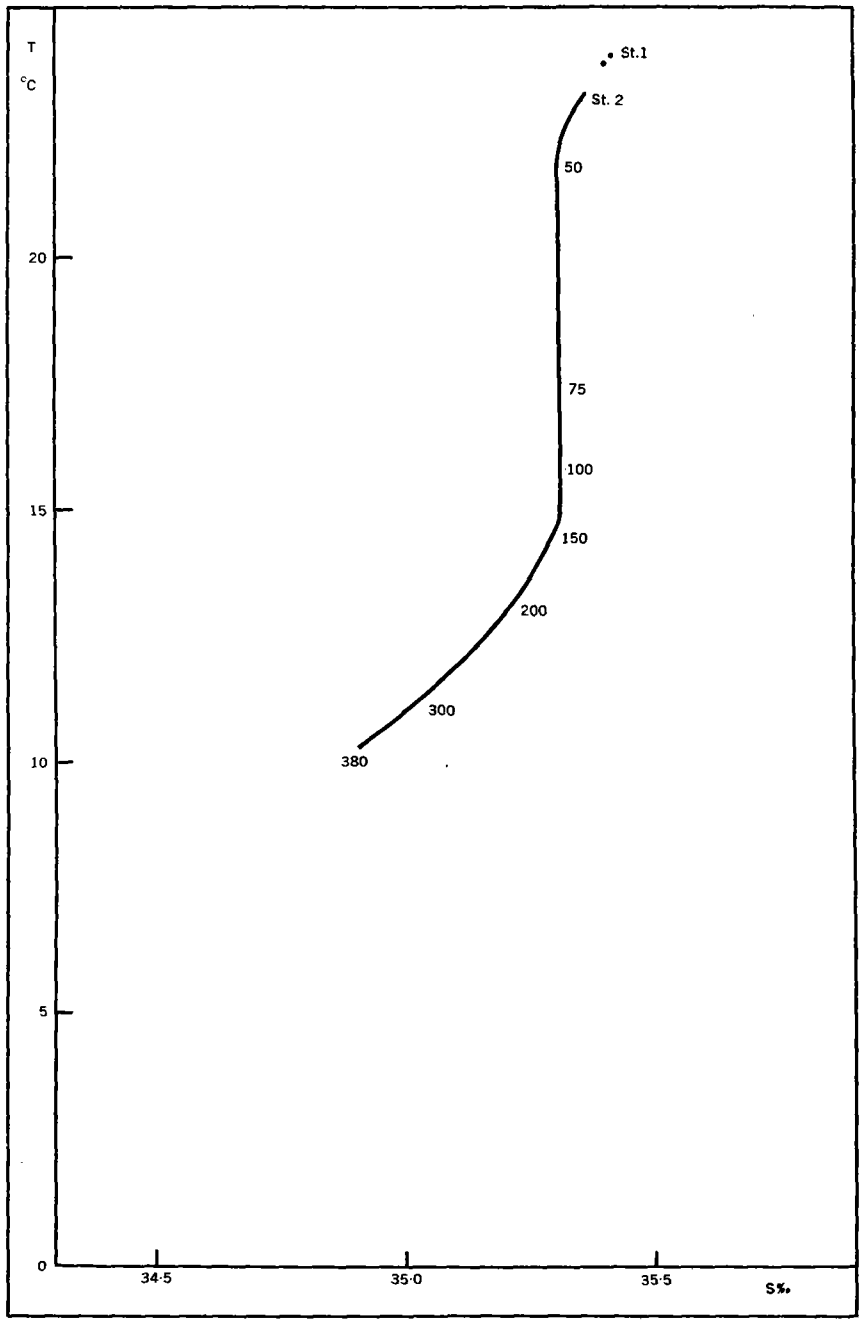


FIG. 8: T/S DIAGRAM FOR STATIONS 1 AND 2.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963.

here the current was found near the 500 m. line. The current could be traced easily to 500 m. depth and thus was of a large volume.

The distribution of the surface temperatures between stations 1 and 4 showed a drop of about 1°C between stations 4 and 3, then a further slight drop to station 2, after which a rise of *circa* 1° took place on going to station 1. The data suggested the existence of an eddy off Delagoa Bay, lying between the Moçambique current and the coast. The counter current mentioned above was probably part of the eddy system. The presence of an eddy in this area was confirmed by both the July current chart of Michaelis (1923), and the general current chart " C " of Mallory (1961).

The eddy was accompanied by a large vertical oxygen gradient leading to a marked minimum layer at 50 to 150 m. (fig. 30). In the Marshall Islands area of the Pacific, Mao and Yoshida (1955) discovered that large oceanic eddies were accompanied by both large oxygen gradients and low oxygen content. As an explanation, these authors suggested that effective oxygen transport was prevented by the high vertical stability of the thermocline region. In the Delagoa Bay area, however, the minimum oxygen layer was situated in the thermocline layer itself. Low oxygen values often indicate stagnation, and old water; the water near the Current must, however, be in motion, and the oxygen minimum consequently was most probably brought about by reduction *in situ*, since a " pool " of poorly oxygenated water surrounded by high oxygen water can only be maintained by reduction (Riley, 1951). In support of the presence of a reduction zone, a large increase in phosphate occurs in the oxygen deficient layer, and accordingly active organic decomposition occurred in the eddy waters.

The large phosphate increase in this zone, compared with off-shore values, points to extensive regeneration, and while a preliminary survey of the plankton at stations 1 and 4 showed quite a large population, it is perhaps possible that additional organic detritus was swept from the coast by the eddy to decompose seawards.

The decreased values of temperature and salinity, and the increased phosphate values near stations 2 and 3 (Tables 1, 3 and 5), may possibly indicate small-scale upwelling. The sloping upwards of the isolines of salinity, temperature, σ_t and phosphate towards the land also suggested a form of upwelling. The upwelling appeared to take place only to a subsurface level of *circa* 50 m., thus creating a very marked thermocline (fig. 14), a layer of warm water lying above the colder upwelled water. It was also found that between stations 1 and 5, the wind was predominantly off-shore (see " Station list 1961 ") and although of low strength (less than 10 knots) would have tended to induce mild upwelling.

Stations 3 and 4 have similar temperature-salinity (T/S) curves, and water of the same T/S characteristics was found at 120 m. at station 4 and at 50 m. at station 3. Also water of T/S parameters (12·78°, 35·17°/$_{oo}$) lay at 280 m. at station 4 while water of (13·03°, 35·17°/$_{oo}$) lay at *circa* 200 m. at station 3 (figs. 9, 10). In addition, the surface water at station 3 (23·47°, 35·34°/$_{oo}$) had very similar characteristics to the 75 m. water at station 4 (23·47°, 35·36°/$_{oo}$). Accordingly an apparent upward motion of 75 to 80 m. occurred between stations 4 and 3.

Between station 3 and the coast, the water was comparatively uniform, the 75 and 100 m. T/S relations being almost identical (fig. 8, 9). The salinities at 50 m. of stations 2 and 3 were similar but station 2 had a temparature of approximately 2·5° warmer. At this station, the salinity remained nearly constant between 50 and 150 m., although the temperature behaved normally. The indications are that stations 2 and 3 have water from much the same source, except that greater warming occurred closer inshore. The temperature and salinity at station 1 were higher still and very uniform, a situation probably brought about by evaporative heating of coastal water of similar character to that at station 2.

The water inshore of the Moçambique Current was accordingly considered to be upwelled water which had been warmed and concentrated by solar radiation.

4.2.5.2. Off-shore water movements.

On the seaward side of the Moçambique current, between stations 5 and 6, a north-flowing current was indicated on the σ_t section (fig. 26). The surface temperatures and salinities at these two stations did not differ appreciably from the Moçambique Current water closer inshore,

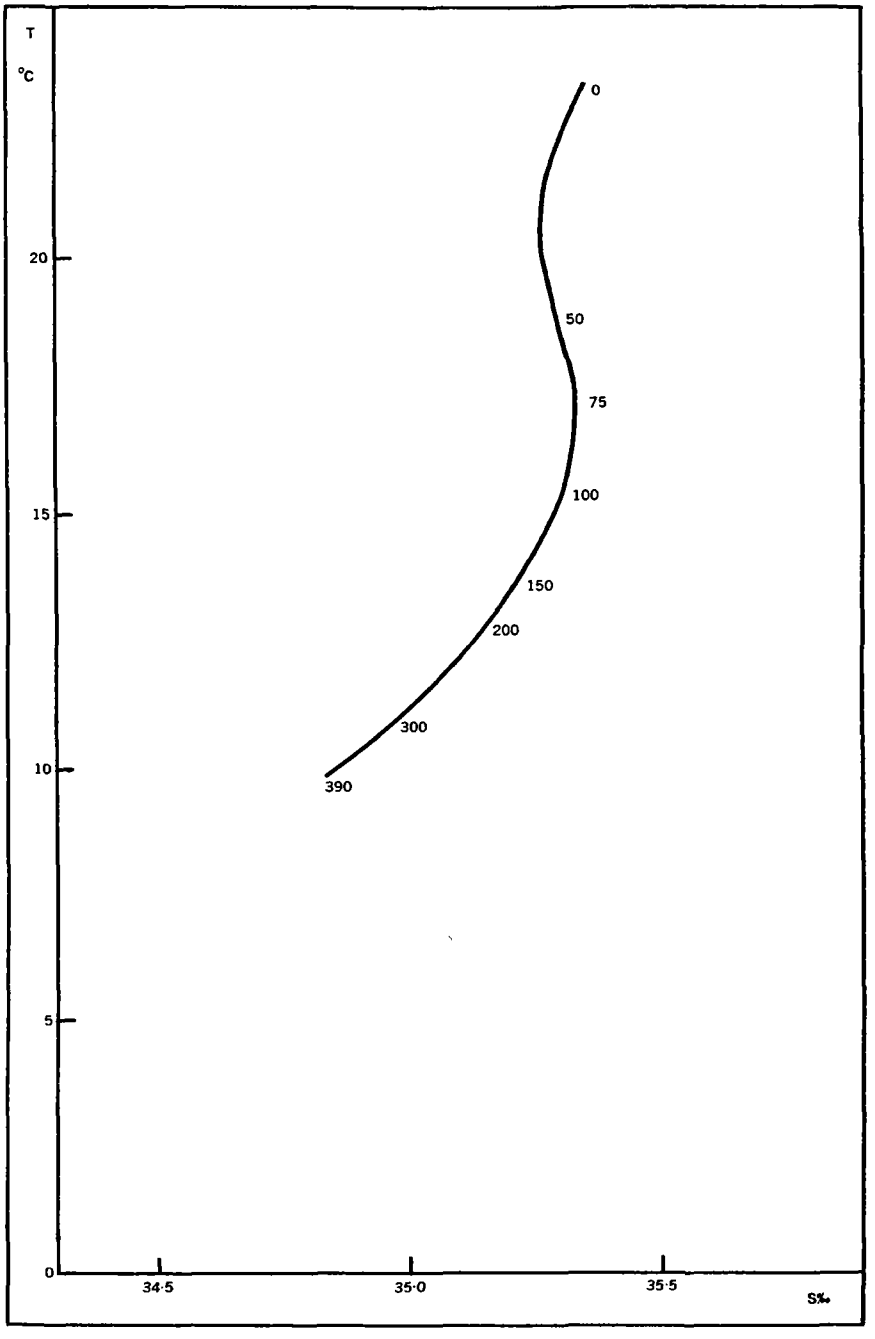


FIG. 9: T/S DIAGRAM FOR STATION 3.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963.

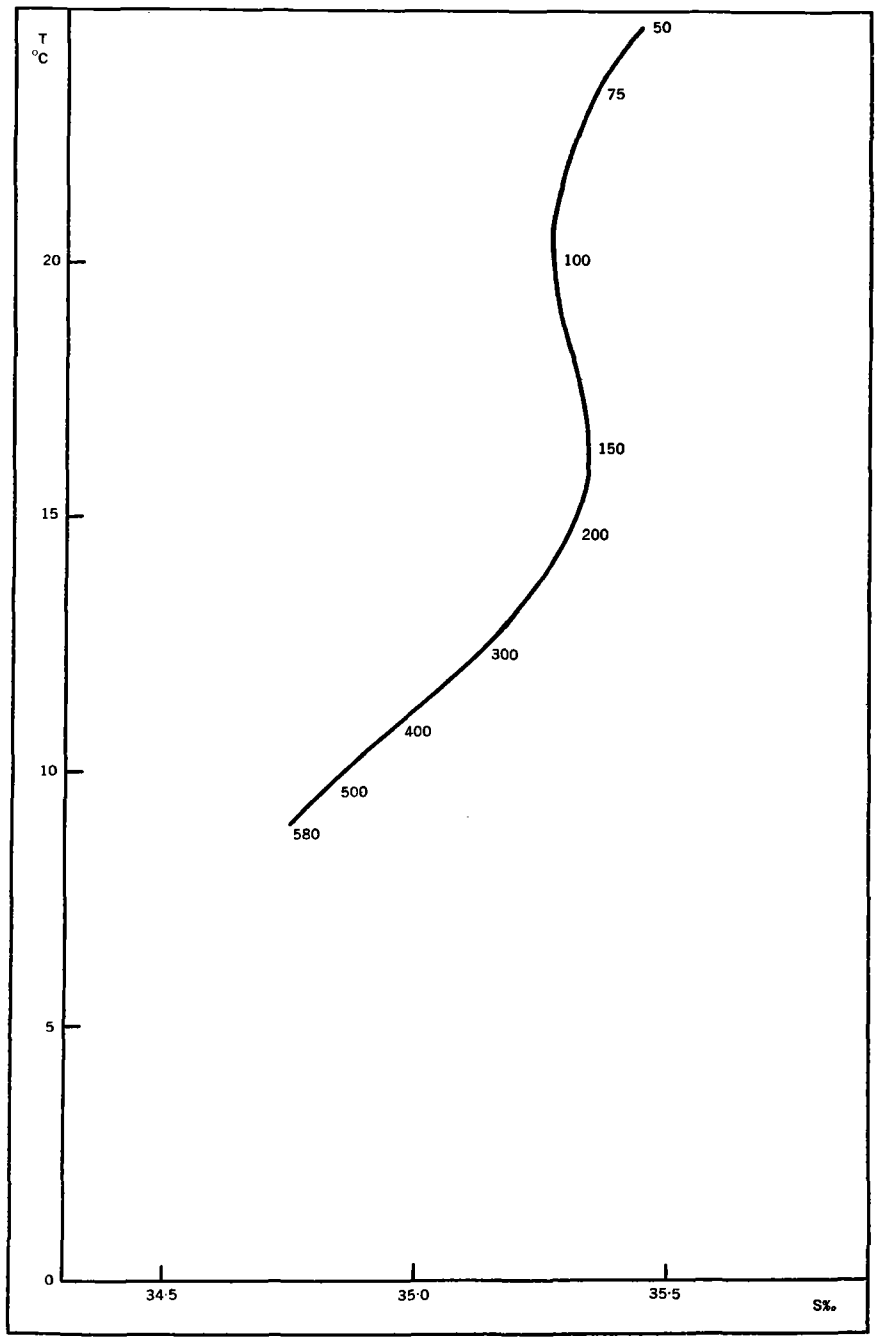


FIG. 10: T/S DIAGRAM FOR STATION 4.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963.

and it is likely that the northward moving water originates near the Moçambique Current, and is part of an eddy system. As in the case of the Delagoa Bay eddy, a pronounced oxygen minimum also lay here at approximately 70 m. depth.

Between stations 7 and 9, little motion was apparent from the σ_t section, the isopycnals lying nearly parallel to the surface. Station 9 had a slightly higher temperature and salinity than either of stations 8 or 10. A fall in temperature and salinity on passing to station 10 indicated northward flowing water, and this conclusion was borne out by the isopycnal slope between stations 9 and 10. Near station 11, a further weak surface eddy appeared.

On passing from stations 12 and 13, a fall in temperature and a rise in salinity were observed, and these may possibly indicate a flow of Subtropical Surface Water having a higher salinity than the tropical water in the Moçambique Channel area. This surface current was directed northward.

At station 14 a slight increase in temperature and a fall in salinity occurred and thus it seems that between stations 12 and 14 a mixing of Tropical Water of high temperature and low salinity, and Subtropical Water of lower temperature and high salinity occurred.

Between stations 14 and 23 surface currents were not evident, the isopycnals lying nearly parallel to the surface, rising southwards as cooler, denser water was encountered.

On the Mauritius line, between stations 18 and 23, surface currents were not marked but a large volume of Tropical Water made its appearance to the north of station 19. It seems likely that this water originated in the South Equatorial Current region, and was moving westwards. According to Deacon (1933, 1937) a so-called "Tropical Convergence" lies in the Atlantic near 28°S., corresponding roughly with the 23°C isotherm. This convergence marks the boundary between Tropical Surface Water and Subtropical Surface Water, and in its vicinity, a shallow layer of high temperature Tropical Water overlies cooler Subtropical Water. The 23°C isotherm lay roughly at 24°S in the Indian Ocean and this probably marks the southern limit of Indian Tropical Water, with the Tropical Convergence lying between stations 18 and 19. A possible effect of this convergence is the fact that station 18 had a surface layer about 100 m. thick and only a slight thermocline which is a rather unusual situation in tropical regions; and temperatures fell quite steadily from the surface to about 600 m. However, station 19 showed a very well-developed thermocline layer with a steep temperature gradient lying at about 60 m.

To sum up, Tropical Surface Water was present only in the extreme north of the area, and gave way southwards to Subtropical Surface Water which covered by far the greater portion of the area.

Surface currents were not much in evidence on the Port St. Johns line, except near the West of the section. The salinity was almost constant, and the surface temperatures rose uniformly toward the coast as far as station 29. Near station 30, the steady increase in temperature was interrupted by a sharp increase, and a corresponding sharp drop in salinity took place, indicated on the temperature and salinity sections as a "pool" of warm, low salinity water. These facts point to the existence of an eddy, probably orginating from Moçambique current water, lying about 450 miles from the Natal Coast. The eddy is shown in its February position in the surface current charts of Dietrich (1935). The existence of this eddy was indicated by Clowes (1950), who constructed charts from data obtained over a period of about 14 years at different seasons from various expeditions, and the eddy effects are seen in his charts 4 (temperature distribution), 9, 11 and 13 (σ_t distribution). Clowes' data from the Indian Ocean area were rather scanty, but the presence of an eddy may be clearly seen.

A horizontal section of salinity, temperature and σ_t would show the presence of the eddy, but as mentioned above, it was felt that the lines were too widely spaced (from North to South) to allow of accurate sketching. However, when more data are available from further expeditions an attempt could be made to produce horizontal sections fixing the position of the eddy.

It may by of interest to note that at station 30, a large increase in phytoplankton occurred, comparable with the amounts found inshore near Delagoa Bay, although only small amounts of phytoplankton were found at the vast majority of stations.

Farther inshore, a sharp increase of the surface temperature gradient, and a corresponding fall in salinity indicated the proximity of the Moçambique Current system.

4.3. Subsurface water.

Subsurface currents are generally detected as salinity maxima, lying just below the surface layer, but usually not deeper than about 200 m. In the Atlantic the subsurface current is well-developed in summer, but is not so marked in winter (Clowes, 1950). It may therefore be expected that the subsurface current would not be present to any large extent in the area. According to Deacon (1937), the subsurface current may be traced in the Atlantic (in 30°W) as far as the Subtropical Convergence, but a similar situation did not exist in the Indian Ocean during the season of this cruise.

A subsurface salinity maximum was detected from stations 6 to 13 (with the exception of station 9) along the Lourenço Marques line (fig. 20). The core of maximum salinity, generally accepted as marking the centre of the current, lay for the most part between 200 and 250 m., and maximum salinities in excess of 35·50 per cent were present. Near station 13 the subsurface current apparently rose closer to the surface—this may be brought about by the ship's track crossing a mixing area between Tropical and Subtropical water between station 12 and 13 as mentioned above. The absence of the current near station 9, which was almost isohaline to 300 m., might be brought about by the eddy in that vicinity (see Deacon 1937).

A well-marked subsurface current was also detected by its maximum salinity (more than 35·50 per cent) as far south as station 16 on the Madagascar line, the core lying at 100 to 150 m. south of station 16. The water was almost isohaline to depths of 100 to 250 m.; no current was detected. The maximum salinity in the subsurface current did not vary greatly over quite long distances and the current thus appeared to have a large volume.

On the Mauritius line, the subsurface current was well-marked at the northern end, lying at *circa* 100 m. at station 19 and 250 m. at station 18, and appeared to sink northwards. This sinking may have been brought about by the large volume of Equatorial Water near the Tropical Convergence. Near station 20, a very high salinity was found in the subsurface current with its core at approximately 75 m. South of station 20, no subsurface current was evident from salinity data, salinity being almost a linear function of depth.

Table 6 shows the values of salinity, temperature and oxygen at the depth of maximum salinity (i.e. the core) of the subsurface current (temperatures and oxygens have been rounded off to simplify comparison). Sinking of surface water apparently occurred near station 20, as the subsurface current was almost saturated with oxygen (fig. 6) and oxygen values decreased northward with the salinity. These facts lead to the conclusion that the subsurface current has a northward component of flow. Likewise at station 16, the subsurface core water was near saturation and appeared to have sunk recently. Again oxygen and salinity values decrease northwards with the exception of station 13. The almost complete dearth of phytoplankton in the open ocean in this area, as shown by preliminary examination of the phytoplankton samples, precludes large scale planktonic oxygen production, and thus near-saturated water must have obtained its oxygen from the ocean surface, and sinking has apparently taken place.

The Port St. Johns line was unusual in that a subsurface current was present only at the inshore (most northerly) station (32). A slight subsurface maximum appeared at station 30, but this was thought to be brought about by the eddy near there. At station 32, the core lay at *circa* 250 m. and appeared to be moving deeper. The downward tendency was most probably brought about by the large volume of surface water forming the bulk of the Agulhas current forcing the subsurface current deeper.

In conclusion it appears that the subsurface current was evident only north of a line just south of stations 20, 16 and 32, i.e. about 33°S, and that sinking took place south of this line.

TABLE VI: SALINITY, TEMPERATURE AND OXYGEN AT THE CORE OF THE SUBSURFACE CURRENT BETWEEN STATIONS 13 AND 20.

Station	13	14	15	16	18	19	20
Salinity (Max.) $^{o}/_{oo}$	35·69	35·54	35·55	35·59	35·55	35·60	35·71
Temperature (°C)	20·5	19·0	17·5	15·5	17·0	18·0	20·3
Oxygen (c.c./l)	5·2	5·0	5·3	5·3	4·3	4·9	5·3

4.4. Central water.

The water mass lying approximately in the depth range 200 to 600 m. has been called the Central Water Mass (Sverdrup *et al.* 1942). It consists of a region of almost linear temperature and salinity gradients bridging the highly saline Subsurface and Surface Waters and the poorly saline Antarctic Intermediate Water. The origin of this water mass is uncertain. Arguing from surface and vertical T/S diagrams, Sverdrup *et al.* (1942) consider that this mass is formed by sinking (and subsequent spreading along the appropriate σ_t surface) of mixed water originating just north of the Subtropical Convergence area. Also on the grounds of T/S relations, Clowes (1950) held the opinion that this mass was formed by vertical mixing between the Subsurface and Intermediate Waters, thus explaining the linearity of the T/S curve in the Central Water region (see also section 4.8 below). Deacon (1937) states that any water which sinks near the Subtropical Convergence would be turned back by the subsurface current at 80 to 200 m. either mixing with it or returning southwards. From the above, however, it seems that the Subsurface Current is little developed or non-existent South of 33°S and thus there is nothing to prevent water sinking at the Subtropical Convergence and then spreading northwards sandwiched between Subsurface and Intermediate Water. Since the observations were made in winter, when the Subsurface Current was least marked (section 4.3), it is possible that Sverdrup's explanation may predominate. The position of the Subtropical Convergence is subject to seasonal variation, moving North in winter, and this will also exert an appreciable influence upon the process of sinking.

From the Mauritius line sections, it appeared that water was sinking south of station 21, and that this water was then forced upwards by the effects of the ridge, causing the " hill and valley " distribution of the isolines over the ridge. The sinking water had a density (σ_t) of about 26.0 near station 22, while it seemed that high salinity water sinking near station 20 formed the source of the Subsurface Current. Mixing must occur across the boundaries of the Subsurface and Central Water Masses and this would modify the properties of both.

It is likely, therefore, that the Central Water is not formed as a consequence of any one process, but by a combination of the postulates put forward by Sverdrup and Clowes i.e. sinking, northward spreading, and mixing along its path.

The distribution of both temperature and salinity in the region of the southernmost stations (23 in 38°S) indicated the proximity of the Subtropical Convergence. The definite change in the properties of the water masses southward is best shown by the lack of a thermocline and the presence of an extremely thick (*circa* 300 m.) surface layer. According to Deacon (1937) the convergence is marked by a distinct salinity change, the change of temperature being rather variable owing to alternate thrusts of Subantarctic and Subtropical Water. In the Indian Ocean, however, the convergence generally lies near the 15°C isotherm (Clowes 1950), and, as the surface temperatures near station 23 were about 15·80°C, it seems likely that this station lay in the sinking area north of the Convergence described by Sverdrup *et al.* (1942).

4.5. The Antarctic Intermediate water.

As its name suggests, the Antarctic Intermediate Water lies between the Central Water and the Deep Water, and is characterized by a very marked salinity minimum at depths of 600 to 1,500 m. in the Southern Subtropical areas. It is generally agreed that this water mass has its origin just north of the Antarctic Convergence, where mixed Antarctic and Subantarctic Waters

sink and spread northwards at a level of *circa* 1,000 m. The Antarctic Surface Water has a very low salinity and thus forms a minimum salinity layer (Deacon 1937). The core of the current is considered to lie at the depth of minimum salinity. The northward movement of the current is shown by an increase of salinity at the core brought about by mixing with the saline layers above and below, but this increase in salinity is small on account of the large volume of the current. The northward salinity increase and upward trend is seen in fig. 3, which compares the stations 14 (29½°S) and 23 (38°S). Station 14 has a minimum of 34·43°/$_{oo}$ at 1,100 m., while the more southerly station 23 has a minimum of 34·38°/$_{oo}$ at 1,350 m.

In the Indian Ocean, according to Tchernia, Le Floch and Lacombe (1951), the core lies at depths of 1,000 m. in 20°S, rising to meet the surface near 10°S in the Eastern part of the ocean. The current may be traced still farther north in the North West Indian Ocean (Newell 1957). In the area presently surveyed, the Antarctic Intermediate core was characterized by depths of 850 to 1,300 m., salinities of 34·40 to 34·50 and temperatures of 4° to 5°C. The core roughly followed the isopycnal σ_t = 27·20, the oxygen content being about 4·0 to 4·5 c.c./l. while the phosphate ranged about 2·0 mg. at./m^3. In the south of the region, the core lay deeper and the corresponding values of temperature and salinity were lower, and oxygen values higher.

In the Moçambique Channel, Antarctic Intermediate core water lay at *circa* 1,000 m. and displayed a marked minimum of less than 34·50°/$_{oo}$

The core of the Intermediate Water rose 200 m. closer to the surface in the Moçambique Channel, and this upward trend may be caused by the Madagascar ridge. The increase in salinity due to mixing when the current moves north is demonstrated here in that while station 23 has a minimum salinity less than 34·40°/$_{oo}$, station 13 has a minimum salinity below 34·50°/$_{oo}$ (see also fig. 3). In the same distance the temperature rises from *circa* 4·2° in the South to *circa* 4.8°C.

Between station 23 and Mauritius, the Intermediate Water was distinguished as a tongue of minimum salinity extending northward. The northward diminution in volume, increase of salinity and general upward trend of the core were clearly seen in the salinity section (figs. 22, 23). In the latitude range covered the rise in salinity and temperature was *circa* 0·20°/$_{oo}$ and 1·6°, respectively, while the core rose from a maximum depth of 1,300 m. at station 23 to 850 m. at station 18.

Along the Port St. Johns Line, the Antarctic Intermediate core lay at a much greater depth than is usual in the Atlantic (see below) being found at 1,200 to 1,400 m. Assuming the northward movement of this water takes the core to the Moçambique Channel, the T/S properties of the water do not alter much in the intervening distance although the core rises 300 m. closer to the surface.

The Antarctic Intermediate Water core lies deeper in the Indian Ocean than is found in corresponding latitudes in the Atlantic Ocean although in both oceans its temperature and salinity parameters are much the same. From Fuglister's (1960) chart, it may be seen that the Intermediate Water core lay at 600 to 1,000 m. in the Atlantic Ocean, between 16°S and 32°S. From unpublished Division of Sea Fisheries data for April, July and October, 1960, it was observed that in the Atlantic the salinity minimum lay consistently at depths varying from 950 m. (to the west of St. Helena Bay) to 700 m. (west of Walvis Bay). Along 24°S (Fuglister 1960) in the Atlantic, the Intermediate Water had a salinity less than 34.40°/$_{oo}$ and lay at 600 to 800 m. while at the same latitude in the Indian Ocean, viz. stations 18 and 19, the core lay at approximately 900 m. and had a salinity less than 34·50°/$_{oo}$. Again, at 32°S in the Atlantic, the core lay at 800 to 900 m. and its salinity is less than 34·40°/$_{oo}$, while in the Indian Ocean at 32°S (stations 20, 21, 15, 16, 31, 32) the core had a salinity of less than 34·50°/$_{oo}$ and was present at depths of 1,100 to 1,200 m.

In conclusion it seems that the " South West Indian " Antarctic Intermediate Water lies about 200 to 300 m. deeper, and has a salinity about 0.10°/$_{oo}$ greater than " South Atlantic " Antarctic Intermediate Water at corresponding latitudes.

4.6. Deep water.

The so-called Deep Water is recognized by a slight salinity maximum lying below the Antarctic Intermediate Water minimum. In the Southern Ocean, this water mass is also characterized by a temperature maximum (Deacon 1937) and is consequently sometimes called the Warm Deep Water. The Deep Water usually lies between 1,600 and 3,000 m. and, in the Atlantic, has a southward component of movement. The Deep Water of the Atlantic is formed by sinking of cooled, highly saline water near Iceland (Sverdrup *et al.* 1942), and this water mass then moves south. It has been found, however, that highly saline surface water in the Arabian Sea area sinks (Möller 1929) and forms a so-called North Indian Deep current, characterized by high salinity and very low oxygen content (less than 1 c.c./l). The exact penetration southwards of the water is in doubt; Möller (op. cit.) felt that it reached almost as far as 50°S, while Clowes and Deacon (1935) showed that in the Moçambique Channel the North Indian Deep Water penetrated only to 20°S. Clowes and Deacon also pointed out that an easterly directed current of Atlantic Deep Water existed in the southern Indian Ocean (South of 20°S), and this may be present in the deep layers of the southern Indian Ocean. These authors further suggested that the North Indian Deep Water might be traced beyond 20°S as a tongue of poorly oxygenated water sandwiched between Antarctic Intermediate and Atlantic Deep Water.

The unusual distribution of salinity found in the Moçambique Channel may perhaps be due to southward penetration of North Indian Deep Water at about 1,600 m. depth. In support of this, the oxygen minimum of less than 3·4 c.c./l found at station 7 (1,600 m. depth) was the lowest oxygen value recorded on the cruise, and apparently fairly saline North Indian Deep Water overlay Atlantic Deep Water lying at about 3,000 m. The Indian Deep Water seemed to lie close to the coast, as low oxygen values were found there, while the Atlantic Water apparently rose to the east and lay at depths of *circa* 2,000 m. between stations, nine and ten. These facts bear out Clowes' and Deacon's suggestion that the Indian Deep may be traced as a poorly oxygenated layer, which may still be identified at the latitude of our section, i.e. 26° to 27°S. The Atlantic Water, recognized by its low temperature (2 to 2.5°) and salinity of greater than 34·80°/$_{oo}$ lay at great depths near the coast, and might have been forced down by the southward movement of Indian Deep Water, which was according to the Lourenço Marques line section, characterized by temperatures of ± 3°C and salinity of 34·70°/$_{oo}$.

To the east of the Madagascar ridge, no North Indian Deep Water could be detected, and Atlantic Water appeared to flow over the ridge. Near station 30 on the Port St. Johns line, a layer of minimum oxygen (less than 4·0 c.c./l) lay between the Antarctic Intermediate Water and the Atlantic Deep (recognized by its salinity maximum greater than 34·80°/$_{oo}$) and it is possible that this layer represented the last traces of North Indian Deep Water.

The lowered salinity (approx. 34·60°/$_{oo}$) and increased oxygen content of this layer were perhaps occasioned by mixing with the well-oxygenated, poorly saline Intermediate Water, and conversely the highly saline North Indian Deep water was responsible for the increased salinity of the Antarctic Intermediate Water, the far greater volume of the Antarctic Intermediate Water accounting for the difference in magnitude of the effects. Clowes and Deacon (1935) also suggested that the North Indian Deep Water was subject to large variations, and its southward penetration possibly varies in different seasons. North Indian Deep Water could not be traced definitely anywhere else in the area, and only appeared in the Moçambique Channel. This extensive southward penetration of North Indian Deep Water in the Moçambique Channel is probably brought about by the fact that Madagascar effectively prevents mixing of this water with mid-ocean water, and thus the identity of the North Indian Deep Water is preserved.

On the Mauritius line, the Deep Water seemed to flow over the ridge but lack of data on this line limits conclusions. However, poorly oxygenated water (less than 3·6 c.c./l) was found at *circa* 850 m. at station 18 and this low oxygen water seemed to reach southward.

Along the Port St. Johns line, the Deep Water was distinguished by a salinity maximum (greater than 34·75°/$_{oo}$) at station 23, but no maximum was found at stations 24 to 28, and 31 to 32; however, a well defined maximum (greater than 34·80°/$_{oo}$) lay at about 3,000 m. at stations 29 and 30.

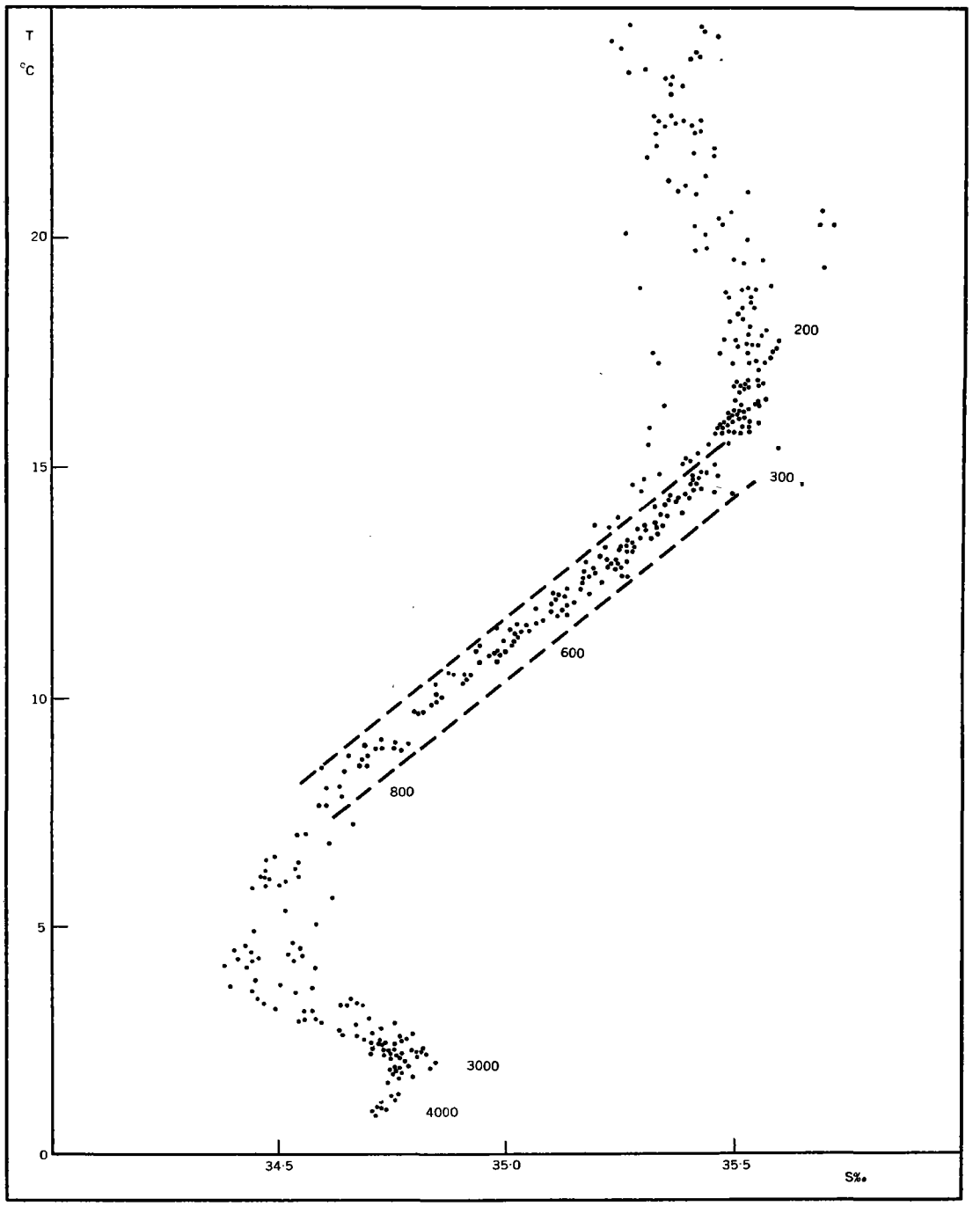


FIG. 11: SCATTER DIAGRAM OF T/S RELATIONSHIPS (SEE SECTION 4. 8).

Trigsurvey, 1963.

Government Printer, 1963

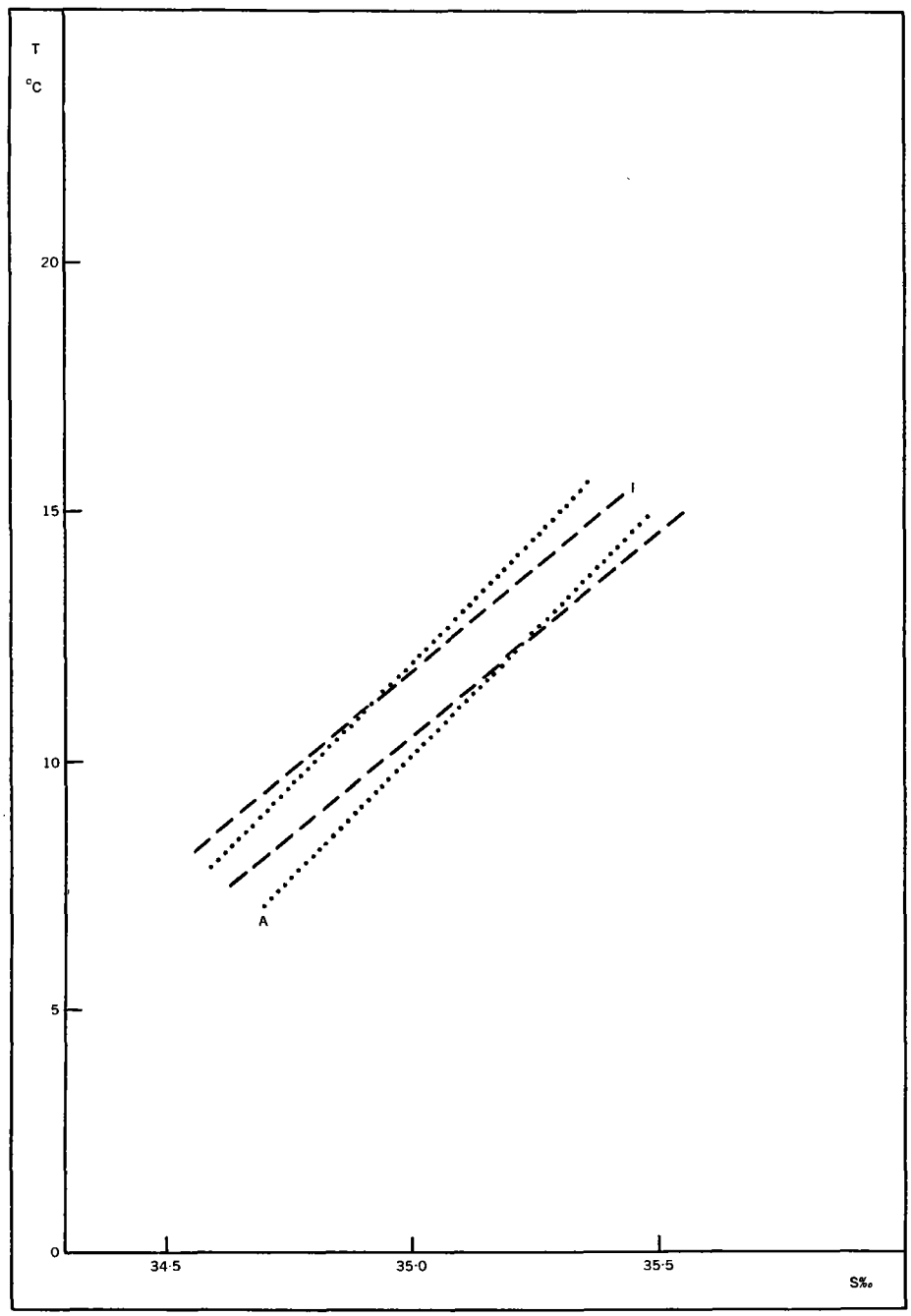


FIG. 12: COMPARISON OF ATLANTIC (A) AND INDIAN (I) CENTRAL WATER.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963.

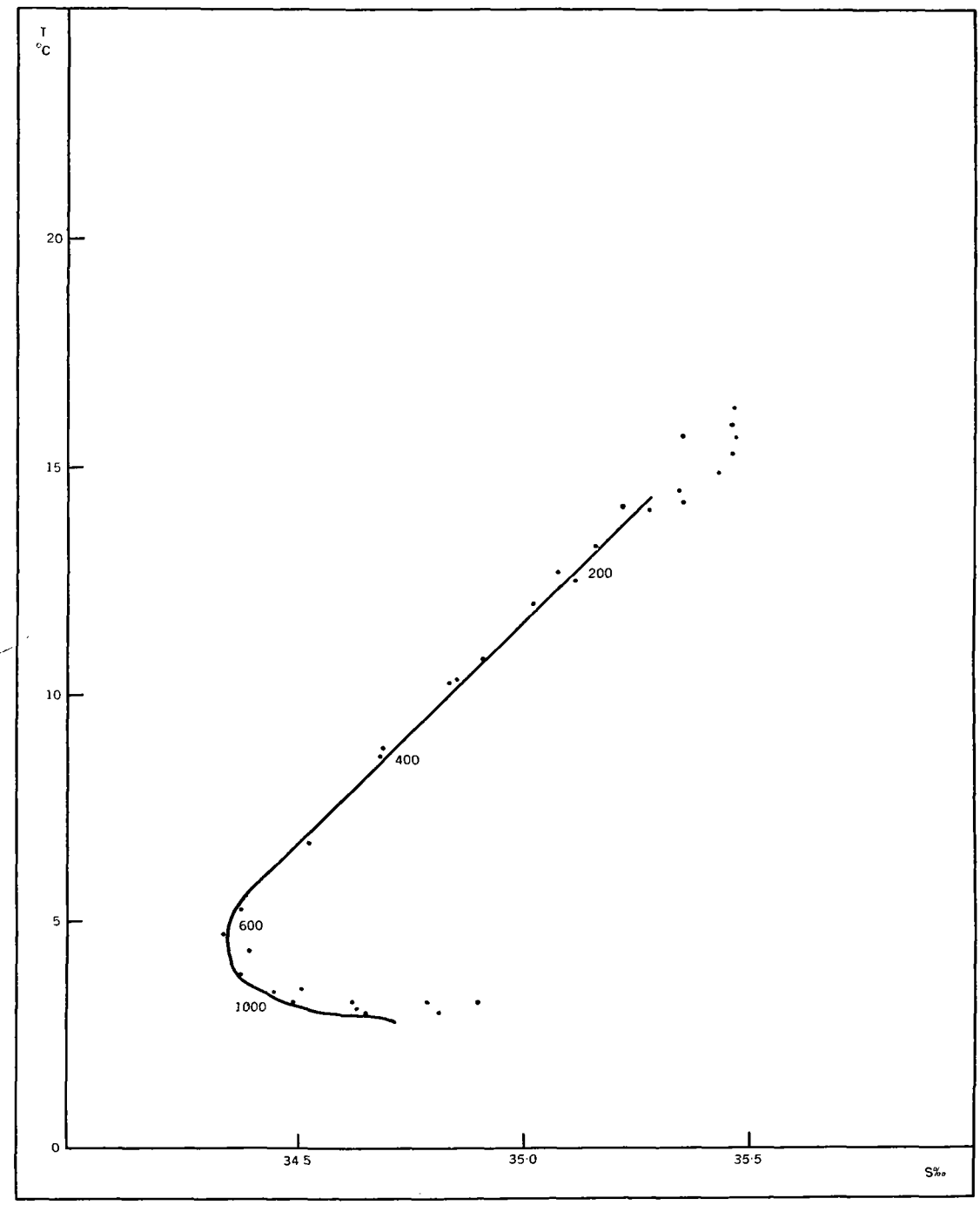


FIG. 13 : TYPICAL ATLANTIC T/S DIAGRAM. DATA FROM THREE STATIONS IN JULY 1959.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963

To sum up, Deep Water was found over almost the entire area at depths below 1,600 m. and some evidence for the existence of North Indian Deep Water at 27°S was obtained.

4.7. Bottom Water.

For the purpose of this report, Bottom Water includes all that water below 3,000 m. This layer was very stable and little change seems to occur. Temperatures are usually less than 2°C, salinities about 34·75°/$_{oo}$ while the oxygen values range approximately from 4·5 to 4·8 c.c/l.

The Madagascar ridge effectively divided the Bottom Water of the Moçambique Channel from the Eastern Ocean, and it was found that the water to the east of the ridge was about 0.2°C cooler than Moçambique Channel water at corresponding depths.

On the Madagascar line a flow over the ridge was indicated by the correspondence between the bottom profile and the isotherms. This flow probably had a northward component as Antarctic Bottom Water flows north (Deacon 1937).

The Mauritius line did not reach a sufficient sampling depth and no specific details of the Bottom Water along the line could be given.

Three peaks separated the Port St. Johns line into three main basins, which were called the "inner" basin (stations 28 to 31), "middle" basin (stations 25 to 28) and the "outer" basin (stations 23 to 25). The basin extending (presumably) from station 31 to the coast has not been discussed.

The Bottom Water in the middle and outside basins had much the same temperature, but the inner basin was definitely (*circa.* 0·2°C) warmer than the other basins. This difference is of the same order of magnitude as exists between Moçambique Channel water and that outside the ridge, and it is possible that water moves from the Port St. Johns Line region to the Moçambique Channel, separated from the rest of the ocean by the ridge at station 28 which apparently is a southward extension of the Madagascar ridge.

4.8. Generalized T/S relationships.

The grouped T/S points for the whole area at depths below 50 m. were plotted in fig. 11 but to avoid complicating the diagram, depths and station numbers were omitted. Average depths, however, have been marked in this figure.

The general T/S curve is evident from the scatter diagram—a slight salinity maximum indicating the Subsurface Water near the top (15° to 20°C); a linear slope (15° to 8°C) marking the Central Water and leading to the Antarctic Intermediate minimum salinity at about 5°C; then a rise to the Deep Water maximum salinity at temperatures of about 2°C. A slight decrease in salinity marking the approach of Antarctic Bottom Water appears near temperatures of 1°C.

Below 200 to 300 m. the remarkable T/S linearity of the Central Water region is clearly seen, and little variation occurred over the entire sampling area, indicating the extremely uniform character of this water mass. Using data from six stations widely distributed in the Indian Ocean, Sverdrup *et al.* (1942) deduced a T/S limit for Indian Central Water, and for comparison, this has been inserted in fig. 11. Although our data covered a smaller area, the sampling was more intensive (26 stations showing Central Water) and these lay almost without exception within the limits proposed by Sverdrup *et al.* (op. cit).

The linearity and uniformity in the T/S relation of Atlantic Central Water was shown by Clowes (1950), and his mean curves for Atlantic Central Water (i.e. the linear portion of his T/S curve) gave limiting values from roughly (15°±0·5°C and 35·40 ± 0·05°/$_{oo}$) to (10° ± 0·5°C and 34·90 ± 0·05°/$_{oo}$) for the Atlantic between 30° and 35°S and 5°W to 15°E. This water is almost identical with Indian Central Water (fig. 12), while fig. 13 shows a typical Atlantic T/S diagram for July, 1959. The view of Clowes (1950) that the South Atlantic Central Water boundaries proposed by Sverdrup *et al.* (1942) are incorrect, is supported here in that Indian Central and Atlantic Central Waters appear similar.

4.9. Seamounts and ridges.

Despite the large effects observed in hydrological variables near many seamounts in the North Atlantic [e.g. Altair cone, Sverdrup *et al.* (1942)], the many large seamounts in our area did not

appear to affect circulation measurably. The isolines did not follow the contours of the seamount and no upwelling effects could be detected in the ocean. The effects of the ridges were discussed under the sections 4·2 to 4·7 on Water Masses, and it was found that the isolines followed the bottom profiles in most cases. No upwelling was detected in the eddy regions, exept near Delagoa Bay.

The eddy off the Natal coast lies near a prominent seamount and it is possible that the eddy circulation may be brought about by this peak. At present insufficient evidence exists to show that the peak is responsible for this eddy.

5. ACKNOWLEDGEMENTS.

I should like to take this opportunity of thanking the Director of Sea Fisheries, Mr. C. G. du Plessis, and the Assistant Director, Mr. B. van D. de Jager, for their critical reading of the manuscript and useful suggestions. I should also like to thank the Professor of Oceanography at the University of Cape Town, Prof. J. Darbyshire, for reading the manuscript.

My grateful thanks are due to Mr. R. W. Rand for his ready advice and much encouragement during the preparation of this report, and also to my colleagues at the Division of Sea Fisheries for their assistance and constructive criticism of the manuscript. Finally, I must thank Mr. A. C. Paterson for his participation in the collection of the data on which this paper is based.

6. REFERENCES.

BUYS, M. E. L., 1957.—*The South African Pilchard (Sardinops ocellata: Temperature Variations in the upper 50 metres in the St. Helena Bay area, September, 1950, to August, 1954.* Dept. of Comm. and Ind., Div. of Fish. Invest. Rep. No. 27, Pretoria.

CLOWES, A. J. AND G. E. R. DEACON, 1935.—*The Deep Water Circulation of the Indian Ocean.* Nature, Lond., (136): 936–8.

CLOWES, A J., 1950.—*An Introduction to the Hydrology of South African Waters.* Invest. Rep. Fish. Mar. Biol. Surv., S. Afr., 12.

DEACON, G. E. R., 1933.—*A General Account of the Hydrology of the South Atlantic Ocean.* Discovery Rep. 7: 171–238.

DEACON, G. E. R., 1937.—*The Hydrology of the Southern Ocean.* Discovery Rep. 15: 1–123.

DIETRICH, G., 1935.—*Aufbau und Dynamik des Südlichen Agulhasstromgebietes.* Veröff. Inst. Meeresk. Univ. Berl. 27.

FUGLISTER, F. C., 1960.—*Atlantic Ocean Atlas.* Woods Hole Oceanographic Institution Atlas Series, Volume I.

INDIAN OCEAN CRUISE, 1961.—*South African Research Ship worked 32 stations in first Indian Ocean Cruise.* South African Shipping News and Fishing Industry Review 16 (9): 59–61.

JERLOV, N. G., 1953.—*Particle Distribution in the Ocean.* Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition. 1947–48 3 (3): 73–97.

MAO, HAN-LEE AND KOZO YOSHIDA, 1955.—*Physical Oceanography in the Marshall Islands Area.* U.S. Geol. Survey Professional Paper 260–R: 645–684.

MALLORY, J. K., 1961.—*Bathymetric and Hydrographic aspects of Marine studies off the Natal coast.* C.S.I.R. Sympos. No. S2, Pretoria, South Africa.

MICHAELIS, G., 1923.—*Die Wasserbewegung an der Oberfläche des Indischen Ozeans im Januar und Juli.* Veröff. Inst. Meeresk. Univ. Berl. 16: 1–32.

MÖLLER, L., 1929.—*Die Zirkulation des Indischen Ozeans.* Veröff. Inst. Meeresk. Univ. Berl. 21: 1–48.

NEWELL, B. S., 1957.—*Preliminary survey of the Hydrography of the British East African coastal waters.* Fish. Publ. London (9).

PEACH, H., 1926.—*Die Oberflächenstramengen im Madagaskar in ihrem Jährlichen Gang.* Veröff. Inst. Meeresk. Univ. Berl. 16.

RILEY, G. A., 1951.—*Oxygen, Phosphate and Nitrate in the Atlantic Ocean.* Bingham Oceanogr. Fdn. Bull. 13 (1): 1–126.

ROSA, H. AND T. LAEVASTU, 1960.—*Fisheries Resources of the East Coast of Africa and the Central Indian Ocean.* FAO Fisheries Division, Rome.

SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON, AND R. H. FLEMING, 1942.—*The Oceans, Their Physics, Chemistry and General Biology.* Prentice-Hall, Inc. New York.

TCHERNIA, P., J. LE FLOCH, AND H. LACOMBE, 1951.—*Contribution à l' étude de l' Ocean Indien.* Bull. Comm. Centr. Oceanogr. 3.

STATION LIST, 1947.—*Discovery Investigations Station list.* 1590–2072. Discovery Rep. 24.

STATION LIST, 1961.—*Division of Sea Fisheries, Republic of South Africa.* Annual Report for the period 1st April, 1961, to 31st March, 1962 (in press).

7. HYDROLOGICAL STATION LIST.

The data which follow are an extract from the full " Station List 1961 ", only the hydrological data being listed. The station numbers 1 to 32 used for convenience throughout this report are recorded first, and beneath these in brackets are recorded the formal station numbers used in the " Station List 1961 " (A 1,224 to A 1,255). Any additional data required may be found in the complete " Station List 1961 " under the formal station numbers.

Interpolated readings are distinguished throughout by the use of square brackets.

Station.	Hydrological Observations.						O_2 c.c./litre.
	Depth. (metres).	Depth by thermometer.	Temp. °C.	S°/₀₀.	σ_t.	Mg.-atom/m³. P.	
1 (A1224)	0	—	24·09	[35·41]	[23·95]	1·14	4·67
	10	—	24·09	35·41	23·95	1·58	4·81
	20	—	24·07	35·41	23·95	1·58	4·82
	30	—	23·98	35·39	23·96	1·70	4·84
2 (A1225)	0	—	23·17	35·35	24·17	0·75	4·82
	10	—	23·12	35·34	24·18	0·79	4·82
	20	—	23·10	35·35	24·19	0·82	4·79
	30	—	23·10	35·35	24·19	1·05	4·84
	50	—	21·72	35·30	24·55	1·37	4·00
	75	—	17·54	35·31	25·64	1·61	3·62
	100	—	15·94	35·31	26·01	1·97	3·70
	150	—	14·47	35·29	26·33	—	4·15
	200	—	13·16	35·20	26·53	—	4·29
	300	281	11·48	35·03	26·73	—	4·73
	400	383	10·35	34·90	26·84	—	4·43
3 (A1226)	0	—	23·47	35·34	24·07	0·72	4·82
	10	—	23·22	35·34	24·15	0·72	4·84
	20	—	23·27	35·34	24·15	0·78	4·85
	30	—	22·95	35·34	24·23	0·80	4·53
	50	—	18·93	35·29	25·28	1·33	3·54
	75	—	17·31	35·33	25·71	1·44	3·53
	100	—	15·51	35·31	26·11	1·93	3·76
	150	—	13·71	35·22	26·43	—	4·20
	200	—	13·03	35·17	26·54	—	4·29
	300	276	11·41	35·02	26·73	—	4·46
	400	386	9·84	34·83	26·87	—	4·62
4 (A1227)	0	—	24·58	35·41	23·80	0·59	4·77
	10	—	24·58	35·42	23·80	0·58	4·84
	20	—	24·57	35·41	23·80	0·59	4·72
	30	—	24·58	35·42	23·80	0·61	4·69
	50	—	24·56	35·43	23·82	0·61	4·73
	75	—	23·47	35·36	24·07	0·64	4·63
	100	—	20·12	35·26	24·95	0·69	3·50
	150	—	16·32	35·34	25·95	—	3·66
	200	—	14·73	35·30	26·28	—	3·88
	300	281	12·78	35·17	26·59	—	4·38
	400	384	11·25	34·99	26·74	—	4·48
	500	476	9·94	34·84	26·85	—	4·45
	600	578	8·99	34·75	26·94	—	4·09
5 (A1228)	0	—	24·64	35·41	23·78	0·42	4·79
	10	—	24·63	35·41	23·78	0·43	4·81
	20	—	24·54	35·41	23·81	0·43	4·72
	30	—	24·54	35·42	23·81	0·44	4·72
	50	—	24·48	35·42	23·83	0·45	4·78
	75	—	22·18	35·31	24·42	0·67	4·75
	100	—	19·73	35·40	25·16	0·85	4·00
	150	—	17·73	35·49	25·73	—	4·35
	200	—	16·76	35·49	25·96	—	4·61
	300	293	14·54	35·41	26·41	—	4·68
	400	390	12·96	35·23	26·60	—	4·83
	500	484	11·85	35·09	26·70	—	4·94
	600	589	10·41	34·91	26·83	—	4·87
6 (A1229)	0	—	24·01	35·40	23·96	0·35	4·72
	10	—	23·97	35·40	23·97	0·34	4·79
	20	—	23·97	35·40	23·97	0·43	4·77
	30	—	23·96	35·40	23·98	—	4·77
	50	—	22·58	35·33	24·32	0·61	4·45
	75	—	21·02	35·37	24·79	0·67	4·19
	100	—	21·02	35·53	24·91	0·35	4·87
	150	—	17·54	35·53	25·81	—	4·72
	200	—	16·72	35·51	25·98	—	4·72
	300	298	14·72	35·41	26·37	—	4·79
	400	392	13·33	35·28	26·56	—	4·48
	500	490	11·99	35·10	26·69	—	4·87
	600	585	10·81	34·94	26·78	—	4·79
	800	785	7·41	—	—	—	4·48
	1000	954	5·39	34·51	27·26	2·77	4·02
	1200	[1150]	4·16	34·57	27·45	—	3·57
	1500	1448	3·39	34·68	27·61	2·55	3·50
	2000	1981	2·37	34·80	27·81	2·82	4·82
7 (A1230)	0	—	23·74	35·31	23·97	0·34	4·79
	10	—	23·69	35·29	23·97	0·33	4·86
	20	—	23·69	35·30	23·98	0·43	4·92
	30	—	23·69	35·30	23·98	0·43	4·86
	50	—	23·68	35·30	23·99	0·45	4·83
	75	—	23·57	35·31	24·02	0·45	4·83
	100	—	23·27	35·38	24·16	0·46	4·82
	150	—	20·22	35·41	25·04	—	4·59
	200	—	18·42	35·51	25·57	—	4·72
	300	257	16·48	35·50	26·04	—	4·57
	400	344	14·91	35·42	26·34	—	4·68
	500	432	13·45	35·29	26·54	1·16	4·99
	600	526	12·23	35·12	26·65	—	4·78
	800	604	11·24	35·01	26·76	—	4·87
	1000	763	8·87	34·72	26·94	1·32	4·61
	1200	957	6·65	—	—	—	4·06
	1500	1216	4·31	34·53	27·40	2·11	3·75
	2000	1210	4·39	34·51	27·37	2·16	3·64
	2500	1571	3·33	34·67	27·61	—	3·26
	3000	1984	2·79	34·72	27·70	2·22	3·85
	4000	2770	2·24	34·80	27·82	2·29	4·59
8 (A1231)	0	—	23·70	35·25	23·93	—	4·73
	10	—	23·69	35·24	23·93	0·26	4·90
	20	—	23·69	35·24	23·93	0·27	4·89
	30	—	23·65	35·24	23·94	0·36	4·62
	50	—	23·59	35·25	23·97	0·41	4·87
	75	—	23·45	35·34	24·08	0·43	4·87
	100	—	22·01	35·31	24·47	0·41	4·38
	150	—	22·01	35·44	24·57	—	4·19
	200	—	18·49	35·49	25·54	—	4·02
	300	288	15·85	35·52	26·19	—	4·75
	400	385	13·99	35·34	26·47	—	4·77
	500	—	12·91	35·24	26·61	0·59	4·97
	500	483	12·71	35·19	26·62	—	4·99
	600	581	11·60	35·04	26·72	—	4·62
	800	744	9·05	34·77	26·95	—	4·82
	1000	934	6·18	34·54	27·19	1·90	4·11
	1000	974	5·94	34·51	27·19	—	4·08
	1200	[1105]	4·21	—	—	—	4·69
	1500	1473	3·33	34·65	27·59	2·70	3·42
	2000	—	2·75	34·74	27·73	2·57	3·89
	2000	1940	2·77	34·70	27·69	—	3·94
	2500	2445	2·43	34·79	27·79	—	4·14
	3000	2935	2·16	34·84	27·84	2·90	4·67
	4000	3873	1·13	34·73	27·84	2·66	4·65
9 (A1232)	0	—	24·07	35·41	23·95	0·27	4·81
	10	—	24·07	35·43	23·96	0·25	4·88
	20	—	24·07	35·41	23·95	0·28	4·87
	30	—	24·07	35·40	23·94	0·32	4·82
	50	—	24·07	35·41	23·95	0·36	4·87
	75	—	23·98	35·41	23·98	0·36	4·83
	100	—	21·25	35·35	24·71	0·75	4·25
	150	—	18·74	35·48	25·47	—	4·18
	200	—	17·57	35·46	25·75	—	4·19
	300	—	15·16	35·45	26·30	—	4·77
	400	—	13·25	35·27	26·56	—	4·97
	500	—	11·68	35·06	26·71	1·19	5·13
	600	547	11·07	34·99	26·78	—	4·87
	800	721	8·89	34·76	26·96	—	4·78
	1000	887	6·31	34·53	27·16	—	1·86
	1200	1094	4·65	34·54	27·38	—	—
	1500	1423	3·48	34·65	27·58	—	2·08
	2000	1920	2·77	34·79	27·76	—	2·19
	2500	2427	2·41	34·81	27·81	—	—
	3000	2895	2·19	34·77	27·79	—	2·25
	4000	3840	1·31	34·75	27·85	—	2·03
10 (A1233)	0	—	22·77	35·37	24·30	0·32	4·94
	10	—	22·78	35·34	24·27	0·35	4·99
	20	—	22·67	—	—	0·39	4·92
	30	—	22·58	35·37	24·36	0·41	4·92
	50	—	22·57	35·37	24·36	0·33	4·97
	75	—	21·84	35·41	24·59	0·43	4·62
	100	—	20·55	35·49	25·00	—	4·92
	150	—	18·02	35·53	25·70	—	4·33
	200	—	16·70	35·51	25·98	—	4·41
	300	[275]	14·33	35·40	26·44	—	4·82
	400	379	13·24	35·27	26·57	—	4·99
	500	472	12·13	35·17	26·72	0·87	5·04
	600	575	10·99	34·97	26·78	—	4·97
	800	775	8·51	34·67	26·96	—	4·84
	1000	917	6·38	34·54	27·17	1·94	4·19
	1200	1134	4·65	34·53	27·37	—	3·55
	1500	1397	3·67	34·57	27·50	2·53	3·67
	2000	1875	2·97	34·75	27·72	2·53	3·72
	2500	2170	2·59	34·77	27·76	—	4·09
	3000	2620	2·31	34·79	27·80	2·12	4·57
	4000	3488	1·72	34·79	27·85	2·95	4·89

Station.	Hydrological Observations.						O_2 c.c./ litre.
	Depth. (metres).	Depth by thermometer.	Temp. °C.	S°/₀₀.	σ_t.	Mg.-atom/ m³. P.	
11 (A1234)	0	—	23·27	35·34	24·13	0·26	4·88
	10	—	23·27	35·30	24·11	0·27	4·90
	20	—	23·25	35·30	24·11	0·29	4·88
	30	—	23·22	35·31	24·12	0·30	4·92
	50	—	22·58	35·42	24·40	0·33	4·91
	75	—	22·32	35·41	24·46	0·37	4·80
	100	—	20·97	35·41	24·83	0·63	4·32
	150	—	18·58	35·53	25·56	—	4·48
	200	—	16·74	35·51	25·98	—	4·93
	300	[250]	15·67	35·50	26·22	—	4·93
	400	357	14·29	35·37	26·43	—	4·88
	500	448	13·01	35·26	26·61	1·35	5·03
	600	[548]	12·02	35·12	26·69	—	4·88
	800	748	9·72	34·81	26·88	—	4·92
	1000	934	7·08	34·56	27·08	1·90	4·44
	1200	1150	5·00	34·49	27·29	—	3·80
	1500	1441	3·06	34·58	27·57	2·57	3·97
	2000	1966	2·32	34·70	27·73	2·38	4·18
12 (A1235)	0	—	22·69	35·31	24·27	0·46	4·94
	10	—	22·69	35·32	24·28	0·52	5·01
	20	—	22·69	35·33	24·29	0·65	5·03
	30	—	22·69	35·32	24·28	0·65	4·99
	50	—	22·64	35·32	24·29	0·73	4·99
	75	—	22·57	35·38	24·36	0·75	5·06
	100	—	22·39	35·41	24·44	0·77	4·96
	150	—	20·09	35·43	25·08	—	4·20
	200	—	18·24	35·51	25·61	—	4·40
	300	282	16·23	35·48	26·08	—	4·89
	400	379	14·61	35·40	26·38	—	4·94
	500	471	13·33	35·27	26·55	1·38	5·06
	600	575	12·30	35·18	26·69	—	5·01
	800	765	10·02	34·85	26·84	—	5·03
	1000	901	7·62	34·60	27·03	2·28	4·67
	1200	1107	5·09	—	—	—	—
	1500	1376	3·60	34·53	27·48	3·70	4·05
	2000	1834	2·55	34·71	27·71	2·84	4·20
13 (A1236)	0	—	21·11	35·49	24·85	0·38	5·08
	10	—	21·11	35·51	24·86	0·34	5·14
	20	—	21·10	35·46	24·84	0·36	5·18
	30	—	21·01	35·46	24·86	0·37	5·15
	50	—	20·60	35·69	25·14	0·41	5·16
	75	—	19·49	35·56	25·34	0·44	5·29
	100	—	17·85	—	—	0·58	5·00
	150	—	16·76	35·53	26·00	—	4·99
	200	—	16·25	35·50	26·09	—	5·01
	300	292	14·93	35·41	26·32	—	4·91
	400	391	13·67	35·31	26·51	—	5·03
	500	484	12·69	35·18	26·61	1·41	5·03
	600	582	11·41	35·02	26·74	—	4·88
	800	795	8·91	34·71	26·92	—	4·88
	1000	973	6·11	34·47	27·14	1.97	4·48
	1200	1187	4·15	34·43	27·34	—	4·08
	1500	1468	3·08	34·56	27·55	2·43	3·96
	2000	1966	2·51	34·72	27·73	2·51	4·17
	2500	2394	2·30	34·77	27·78	—	4·35
	3000	2955	1·76	34·76	27·82	2·82	4·06
	4000	3915	1·09	34·71	27·82	2·43	4·51
14 (A1237)	0	—	21·44	35·39	24·69	0·41	5·11
	10	—	21·44	35·39	24·69	0·47	5·16
	20	—	21·44	35·41	24·71	0·63	5·21
	30	—	21·21	35·42	24·77	0·62	5·26
	50	—	20·39	35·46	25·03	0·67	5·23
	75	—	18·83	35·54	25·50	0·60	5·52
	100	—	17·21	35·53	25·89	0·63	5·38
	150	—	16·02	35·48	26·13	—	5·01
	200	—	15·20	35·44	26·28	—	5·13
	300	—	14·32	35·37	26·43	—	5·23
	400	387	13·37	35·27	26·55	—	5·18
	500	484	12·51	35·17	26·65	0·79	5·13
	600	590	11·59	35·02	26·72	—	5·01
	800	790	8·91	34·69	26·90	—	4·94
	1000	973	6·03	34·47	27·15	2·55	4·74
	1200	1165	4·29	34·44	27·33	—	4·13
	1500	1466	3·20	34·57	27·54	2·93	3·93
	2000	1960	2·51	34·73	27·74	2·63	4·06
	2500	2448	2·27	34·75	27·78	—	4·30
	3000	[2870]	1·97	34·76	27·80	2·87	4·35
	4000	3870	1·11	34·71	27·82	2·82	4·54

Station.	Hydrological Observations.						O_2 c.c./ litre.
	Depth. (metres).	Depth by thermometer.	Temp. °C.	S°/₀₀.	σ_t.	Mg.-atom/ m³. P.	
15 (A1238)	0	—	20·31	35·48	25·06	0·42	5·20
	10	—	20·32	35·47	25·06	0·42	5·22
	20	—	20·31	35·47	25·06	0·45	5·31
	30	—	20·31	35·46	25·06	0·46	5·27
	50	—	20·31	35·47	25·06	0·46	5·29
	75	—	18·80	35·48	25·45	0·47	5·37
	100	—	17·32	35·55	25·88	0·52	5·26
	150	—	16·19	35·50	26·10	—	5·09
	200	—	15·31	35·45	26·27	—	5·12
	300	—	14·46	35·39	26·41	—	5·23
	400	378	13·27	35·27	26·56	—	5·11
	500	[478]	12·49	35·16	26·63	1·19	5·18
	600	579	11·61	35·04	26·70	—	4·94
	800	784	9·11	34·72	26·90	—	4·94
	1000	969	6·24	[34·49]	[27·13]	1·95	4·63
	1200	1184	4·37	34·45	27·33	—	4·08
	1500	1474	3·01	34·54	27·54	2·11	3·99
	2000	1965	2·58	34·70	27·71	2·00	4·11
	2500	2450	2·27	34·76	27·78	—	4·32
	3000	2963	1·87	34·76	27·81	2·13	4·26
	4000	3932	1·17	34·72	27·83	2·43	4·46
16 (A1239)	0	—	18·78	35·45	25·44	0·25	5·34
	10	—	18·79	35·45	25·43	0·41	5·38
	20	—	18·78	35·45	25·44	0·47	5·38
	30	—	18·78	35·45	25·44	0·51	5·38
	50	—	18·18	35·48	25·61	0·57	5·38
	75	—	17·77	35·47	25·71	0·56	5·38
	100	—	17·31	35·49	25·83	0·63	5·34
	150	—	15·45	35·59	26·34	—	5·31
	200	—	14·53	35·40	26·40	—	5·29
	300	—	13·76	35·32	26·50	—	5·26
	400	362	13·27	35·26	26·56	—	5·19
	500	[460]	12·60	35·16	26·61	1·24	5·14
	600	556	11·76	35·07	26·70	—	5·00
	800	743	9·77	34·79	26·85	—	4·95
	1000	930	6·99	34·53	27·07	2·16	4·73
	1200	1127	4·81	34·44	27·27	—	4·39
	1500	1396	3·33	34·46	27·44	2·82	3·58
	2000	1905	2·59	34·67	27·68	2·59	3·88
	2500	2370	2·23	34·74	27·77	—	4·32
	3000	2685	1·99	34·75	27·80	2·82	4·32
	4000	3605	1·24	34·72	27·82	2·68	4·56
17 (A1240)	0	—	25·87	35·21	23·26	0·31	4·74
18 (A1241)	0	—	24·69	35·27	23·67	0·31	4·99
	10	—	24·69	35·27	23·67	0·34	5·01
	20	—	24·69	35·28	23·67	0·47	5·09
	30	—	24·69	35·27	23·67	0·47	5·21
	50	—	24·68	35·27	23·67	0·46	5·04
	75	—	24·28	35·23	23·75	0·55	4·99
	100	—	24·19	35·25	23·79	0·57	4·94
	150	—	21·15	35·39	24·77	—	4·37
	200	—	19·53	35·50	25·28	—	4·33
	300	—	16·87	35·55	25·98	—	4·33
	400	—	14·85	35·46	26·38	—	4·77
	500	466	13·67	35·33	26·53	1·71	4·94
	600	563	11·89	35·13	26·73	—	4·92
	800	745	6·89	34·61	27·16	—	4·06
	1000	924	5·13	34·58	27·35	2·55	3·47
19 (A1242)	0	—	22·48	[35·32]	[24·34]	0·26	4·96
	10	—	22·48	35·33	24·35	0·28	5·16
	20	—	22·48	35·34	24·36	0·29	5·13
	30	—	22·48	35·35	24·37	0·31	5·06
	50	—	22·46	35·35	24·38	0·35	5·10
	75	—	18·97	35·58	25·48	0·43	5·32
	100	—	17·71	35·60	25·82	0·53	4·95
	150	—	16·32	35·53	25·90	—	4·77
	200	—	15·24	35·45	26·28	—	4·85
	300	—	13·73	35·30	26·50	—	5·12
	400	377	12·81	35·24	26·63	—	5·13
	500	471	11·81	35·11	26·72	1·15	5·22
	600	582	10·82	34·98	26·81	—	5·07
	800	775	8·60	34·69	26·95	—	5·01
	1000	954	5·95	34·47	27·16	1·88	4·34
	1200	1174	4·41	34·55	27·40	—	3·69
	1500	1434	3·35	34·63	27·58	2·19	3·69
	2000	[1920]	2·50	34·72	27·73	2·08	3·98

Station.	Hydrological Observations.						O_2 c.c./ litre.
	Depth. (metres).	Depth by thermometer.	Temp. °C.	S°/₀₀.	σ_t.	Mg.-atom/ m³. P.	
20	0	—	20·31	35·68	25·21	0·31	5·21
(A1243)	10	—	20·30	35·69	25·22	0·39	5·16
	20	—	20·30	35·69	25·22	0·43	5·21
	30	—	20·30	35·67	25·20	0·43	5·24
	50	—	20·30	35·68	25·21	0·48	5·31
	75	—	20·30	35·71	25·24	0·49	5·31
	100	—	19·31	35·68	25·47	0·51	5·41
	150	—	16·51	35·56	26·08	—	5·41
	200	—	15·55	35·48	26·23	—	5·31
	300	—	13·85	35·32	26·48	—	5·24
	400	—	13·25	35·24	26·54	—	5·31
	500	436	12·64	35·26	26·69	0·85	5·38
	600	540	12·09	35·14	26·70	—	5·26
	800	725	10·49	34·90	26·81	—	5·24
21	0	—	17·65	35·55	25·80	0·48	5·50
(A1244)	10	—	17·67	35·55	25·79	0·53	5·71
	20	—	17·67	35·54	25·78	0·57	5·62
	30	—	17·66	35·56	25·80	0·57	5·56
	50	—	17·66	35·53	25·78	0·56	5·54
	75	—	17·66	35·55	25·79	0·58	5·52
	100	—	16·80	35·50	25·96	0·59	5·56
	150	—	14·73	35·41	26·37	—	5·52
	200	—	14·02	35·34	26·46	—	5·42
	300	—	13·25	35·25	26·55	—	5·36
	400	380	12·61	35·25	26·67	—	5·35
	500	469	11·92	35·10	26·70	1·01	5·36
	600	576	10·93	34·98	26·79	—	5·09
	800	775	8·95	34·75	26·95	—	5·06
	1000	957	6·23	34·47	27·13	1·72	4·64
	1200	1165	4·45	34·44	27·31	—	4·43
	1500	1434	3·18	34·55	27·54	2·25	4·09
	2000	1935	2·49	34·75	27·76	2·36	4·23
22	0	—	15·92	35·50	26·17	0·45	5·60
(A1245)	10	—	15·92	35·50	26·17	0·46	5·68
	20	—	15·92	35·50	26·17	0·56	5·70
	30	—	15·91	35·48	26·15	0·61	5·70
	50	—	15·91	35·52	26·18	0·62	5·75
	75	—	15·91	35·53	26·20	0·61	5·70
	100	—	15·93	35·52	26·17	0·65	5·65
	150	—	15·92	35·52	26·18	—	5·65
	200	—	15·80	35·51	26·19	—	5·63
	300	292	14·45	35·49	26·48	—	5·46
	400	386	14·07	35·38	26·48	—	5·46
	500	482	13·55	35·32	26·54	0·89	5·46
	600	591	12·91	35·22	26·60	—	5·41
	800	780	11·49	35·00	26·71	—	5·19
	1000	971	8·64	34·67	26·94	1·79	4·89
	1200	1178	6·11	34·46	27·13	—	4·60
	1500	1456	3·79	34·45	27·39	2·43	4·45
	2000	1916	2·79	34·63	27·63	2·59	4·15
	2500	2393	2·41	34·75	27·75	—	4·57
	3000	2908	2·05	34·78	27·81	2·13	4·57
23	0	—	15·79	35·49	26·19	0·51	5·58
(A1246)	10	—	15·79	35·50	26·20	0·51	5·64
	20	—	15·79	35·50	26·20	0·53	5·57
	30	—	15·79	35·50	26·20	0·52	5·57
	50	—	15·79	35·50	26·20	0·52	5·57
	75	—	15·79	35·49	26·19	0·60	5·57
	100	—	15·80	35·49	26·19	0·61	5·56
	150	—	15·52	35·44	26·22	—	5·57
	200	—	15·34	35·42	26·23	—	5·50
	300	—	14·24	35·35	26·43	—	5·28
	400	—	13·46	35·28	26·53	—	5·37
	500	453	13·03	35·22	26·57	0·93	5·30
	600	554	12·25	35·11	26·64	—	5·13
	800	742	10·30	34·84	26·79	—	5·12
	1000	940	8·05	34·60	26·97	1·74	4·88
	1200	1047	6·54	34·49	27·10	—	4·43
	1500	1303	4·17	34·38	27·30	2·03	4·54
	2000	1776	2·91	34·59	27·58	2·25	4·05
	2500	2288	2·43	34·73	27·74	—	4·33
	3000	2956	1·92	34·76	27·80	2·11	4·47
	4000	3912	0·91	34·71	27·84	2·16	4·73
24	0	—	15·80	35·47	26·18	0·45	5·61
(A1247)	10	—	15·80	35·48	26·18	0·55	5·61
	20	—	15·79	35·46	26·17	0·53	5·61
	30	—	15·79	35·48	26·18	0·55	5·61
	50	—	15·79	35·48	26·18	0·56	5·61
	75	—	15·77	35·47	26·18	0·66	5·61

Station.	Hydrological Observations.						O_2 c.c./ litre.
	Depth. (metres).	Depth by thermometer.	Temp. °C.	S°/₀₀.	σ_t.	Mg.-atom/ m³. P.	
	100	—	15·79	35·48	26·18	0·71	5·61
	150	—	15·78	35·48	26·18	—	5·56
	200	—	15·15	35·39	26·26	—	5·39
	300	277	14·27	35·35	26·42	—	4·98
	400	375	13·21	35·21	26·53	—	5·17
	500	468	12·27	35·10	26·64	1·15	5·27
	600	570	11·07	34·93	26·73	—	5·17
	800	765	8·74	34·65	26·90	—	5·12
	1000	922	6·45	34·47	27·10	1·95	4·78
	1200	1119	4·67	34·42	27·27	—	4·51
	1500	1377	3·47	34·45	27·42	2·47	4·78
	2000	1849	2·71	34·63	27·64	2·51	4·29
	2500	2285	2·37	34·73	27·75	—	4·56
	3000	2776	1·90	34·74	27·80	2·36	4·75
25	0	—	16·39	35·54	26·10	0·51	5·47
(A1248)	10	—	16·39	35·54	26·10	0·51	5·61
	20	—	16·39	35·53	26·10	0·52	5·59
	30	—	16·39	35·52	26·07	0·52	5·51
	50	—	16·31	35·51	26·08	0·54	5·49
	75	—	16·31	35·51	26·08	0·58	5·47
	100	—	16·29	35·52	26·09	0·57	5·48
	150	—	16·22	35·50	26·10	—	5·47
	200	—	16·17	35·49	26·10	—	5·47
	300	—	15·20	35·40	26·26	—	5·12
	400	—	13·77	35·29	26·48	—	5·21
26	0	—	16·81	35·56	26·01	0·53	5·71
(A1249)	10	—	16·79	35·55	26·00	0·61	5·68
	20	—	16·79	35·55	26·00	0·62	5·68
	30	—	16·66	35·53	26·02	0·62	5·63
	50	—	16·39	35·51	26·06	0·64	5·54
	75	—	16·18	35·52	26·12	0·67	5·54
	100	—	16·12	35·51	26·12	0·76	5·54
	150	—	16·12	35·51	26·12	—	5·49
	200	—	16·05	35·49	26·13	—	5·46
	300	283	15·85	35·47	26·16	—	5·51
	400	377	14·61	35·37	26·36	—	5·10
	500	471	13·47	35·26	26·52	1·25	5·24
	600	580	12·73	35·19	26·61	—	5·27
	800	773	10·58	34·87	26·77	—	5·32
	1000	945	8·45	34·64	26·94	1·72	4·88
	1200	1153	5·97	34·49	27·17	—	4·54
	1500	[1433]	3·79	34·39	27·34	2·61	4·54
	2000	1905	2·78	34·63	27·63	2·95	4·24
	2500	2384	2·31	34·73	27·75	—	4·56
	3000	2873	1·95	34·75	27·80	2·41	4·78
27	0	—	16·89	35·56	25·99	0·37	5·51
(A1250)	10	—	16·89	35·55	25·98	0·41	5·65
	20	—	16·89	35·55	25·98	0·43	5·59
	30	—	16·89	35·54	25·98	0·44	5·55
	50	—	16·89	35·56	25·99	0·47	5·56
	75	—	16·89	35·55	25·98	0·52	5·61
	100	—	16·91	35·55	25·97	0·55	5·59
	150	—	15·87	35·46	26·15	—	5·15
	200	—	15·08	35·41	26·29	—	5·08
	300	[285]	14·92	35·34	26·27	—	5·14
	400	[386]	13·85	35·19	26·38	—	5·18
	500	483	11·91	35·06	26·67	0·99	5·13
	600	591	11·15	34·94	26·72	—	4·99
	800	788	8·77	34·69	26·93	—	4·93
	1000	968	5·89	34·44	27·14	1·95	4·65
	1200	1188	4·34	34·41	27·30	—	4·44
	1500	1460	3·25	34·49	27·47	2·29	4·20
	2000	1964	2·68	34·67	27·67	2·13	4·28
	2500	2411	2·36	34·74	27·76	—	4·48
	3000	2955	1·62	34·74	27·82	2·08	4·65
28	0	—	17·43	35·59	25·88	0·53	5·49
(A1251)	10	—	17·43	35·58	25·87	0·55	5·54
	20	—	17·42	35·57	25·87	0·53	5·56
	30	—	17·42	35·57	25·87	0·65	5·51
	50	—	17·42	35·58	25·87	0·66	5·51
	75	—	17·40	35·57	25·87	0·69	5·51
	100	—	17·30	35·56	25·89	0·78	5·46
	150	—	17·12	35·55	25·92	—	5·34
	200	—	16·70	35·51	25·98	—	5·03
	300	238	16·04	35·49	26·13	—	4·93

Station.	Hydrological Observations.						O_2 c.c./ litre.
	Depth. (metres).	Depth by thermometer.	Temp. °C.	S°/₀₀.	σ_t	Mg.-atom/ m³. P.	
	400	319	14·77	35·42	26·37	—	5·03
	500	414	13·91	35·24	26·40	1·42	5·17
	600	507	12·94	35·23	26·60	—	5·07
	800	604	12·15	35·10	26·66	—	5·00
	1000	788	9·70	34·79	26·86	2·39	4·76
	1200	989	7·27	34·66	27·13	—	4·51
	1500	1238	4·50	34·40	27·27	3·16	4·63
29	0	—	18·03	35·58	25·72	0·48	5·31
(A1252)	10	—	18·03	35·58	25·72	0·50	5·37
	20	—	18·03	35·58	25·72	0·51	5·35
	30	—	18·03	35·57	25·72	0·51	5·32
	50	—	18·03	35·57	25·72	0·54	5·37
	75	—	18·03	35·58	25·72	0·61	5·33
	100	—	18·05	35·58	25·72	0·71	5·37
	150	—	18·06	35·57	25·71	—	5·46
	200	—	17·97	35·56	25·73	—	5·39
	300	—	16·29	35·49	26·07	—	4·91
	400	—	15·16	35·39	26·25	—	4·84
	500	[475]	14·74	35·28	26·25	1·33	4·95
	600	570	12·86	35·19	26·59	—	4·94
	800	765	10·52	34·88	26·79	—	5·07
	1000	959	8·10	34·63	26·99	2·63	4·78
	1200	1149	6·00	34·52	27·19	—	4·42
	1500	1440	3·69	34·44	27·39	2·77	4·27
	2000	1902	2·97	34·67	27·65	2·98	4·03
	2500	2384	2·63	34·78	27·75	—	4·65
	3000	2847	2·31	34·82	27·83	2·47	4·84
	4000	3775	1·47	34·76	27·84	2·82	4·86
30	0	—	19·99	35·48	25·14	0·54	5·28
(A1253)	10	—	19·99	35·51	25·16	0·57	5·31
	20	—	19·97	35·50	25·17	0·56	5·31
	30	—	19·97	35·49	25·16	0·64	5·26
	50	—	19·97	35·52	25·18	0·69	5·26
	75	—	19·49	35·51	25·29	0·70	4·96
	100	—	18·91	35·51	25·44	0·74	4·96
	150	—	17·68	35·53	25·78	—	4·74
	200	191	16·93	35·52	25·94	—	4·81
	300	291	15·94	35·47	26·14	—	4·84
	400	389	14·43	35·35	26·39	—	4·84
	500	482	13·38	35·26	26·54	1·77	5·01
	600	581	12·21	35·11	26·65	—	4·96

Station.	Hydrological Observations.						O_2 c.c./ litre.
	Depth. (metres).	Depth by thermometer.	Temp. °C.	S°/₀₀.	σ_t	Mg.-atom/ m³. P.	
	800	780	10·14	34·84	26·81	—	4·96
	1000	973	7·65	34·59	27·02	2·51	4·69
	1200	1184	5·43	34·46	27·20	—	4·22
	1500	1455	3·77	34·50	27·43	3·29	4·02
	2000	1955	3·01	34·69	27·65	3·29	3·97
	2500	2440	2·62	34·76	27·75	—	4·59
	3000	2940	2·32	34·81	27·82	3·36	4·96
	4000	3912	1·35	34·75	27·85	3·04	4·96
31	0	—	19·19	35·53	25·40	0·47	5·27
(A1254)	10	—	19·17	35·53	25·40	0·50	5·42
	20	—	19·11	35·53	25·42	0·47	5·40
	30	—	19·04	35·52	25·42	0·48	5·36
	50	—	18·97	35·53	25·46	0·51	5·36
	75	—	18·75	35·54	25·52	0·53	5·22
	100	—	18·51	35·54	25·58	0·61	5·31
	150	—	17·72	35·51	25·74	—	4·73
	200	192	16·93	35·51	25·93	—	4·70
	300	297	15·81	35·46	26·16	—	4·85
	400	391	14·21	35·32	26·40	—	4·87
	500	488	13·31	35·26	26·55	1·35	4·94
	600	587	12·11	35·10	26·66	—	4·82
	800	787	9·73	34·80	26·87	—	4·91
	1000	973	7·04	34·56	27·09	2·68	4·32
	1200	1186	5·13	34·48	27·27	—	4·12
32	0	—	22·30	35·40	24·46	0·49	5·26
(A1255)	10	—	22·30	35·40	24·46	0·51	5·23
	20	—	22·30	35·40	24·46	0·52	5·21
	30	—	22·30	35·41	24·47	0·59	5·21
	50	—	22·30	35·41	24·47	0·61	5·21
	75	—	21·77	35·45	24·64	0·59	4·81
	100	—	21·35	35·43	24·74	0·62	4·69
	150	—	19·82	35·43	25·15	—	4·22
	200	186	17·97	35·52	25·69	—	4·47
	300	[275]	16·41	35·54	26·09	—	4·74
	400	368	14·95	35·43	26·33	—	4·79
	500	467	13·75	35·33	26·51	0·98	4·91
	600	575	12·55	35·20	26·66	—	4·91
	800	759	10·43	34·91	26·82	—	4·76
	1000	947	7·85	34·63	27·03	2·24	4·47
	1200	1160	5·63	34·61	27·32	—	4·32
	3400	3175	1·97	34·83	27·86	2·70	4·93

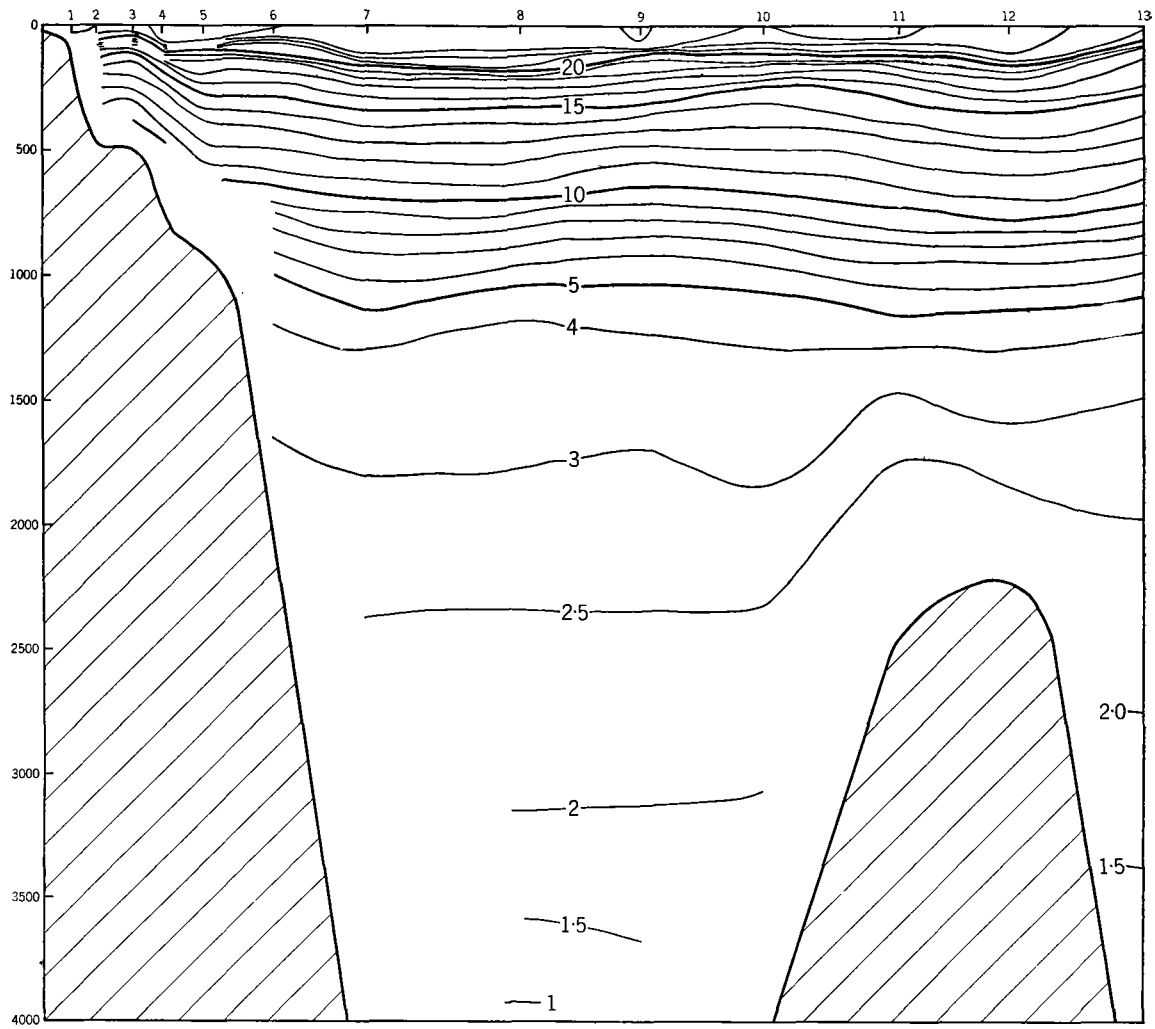


FIG. 14: LOURENÇO MARQUES LINE — TEMPERATURE SECTION.

Trigsurvey, 1963

Government Printer, 1963

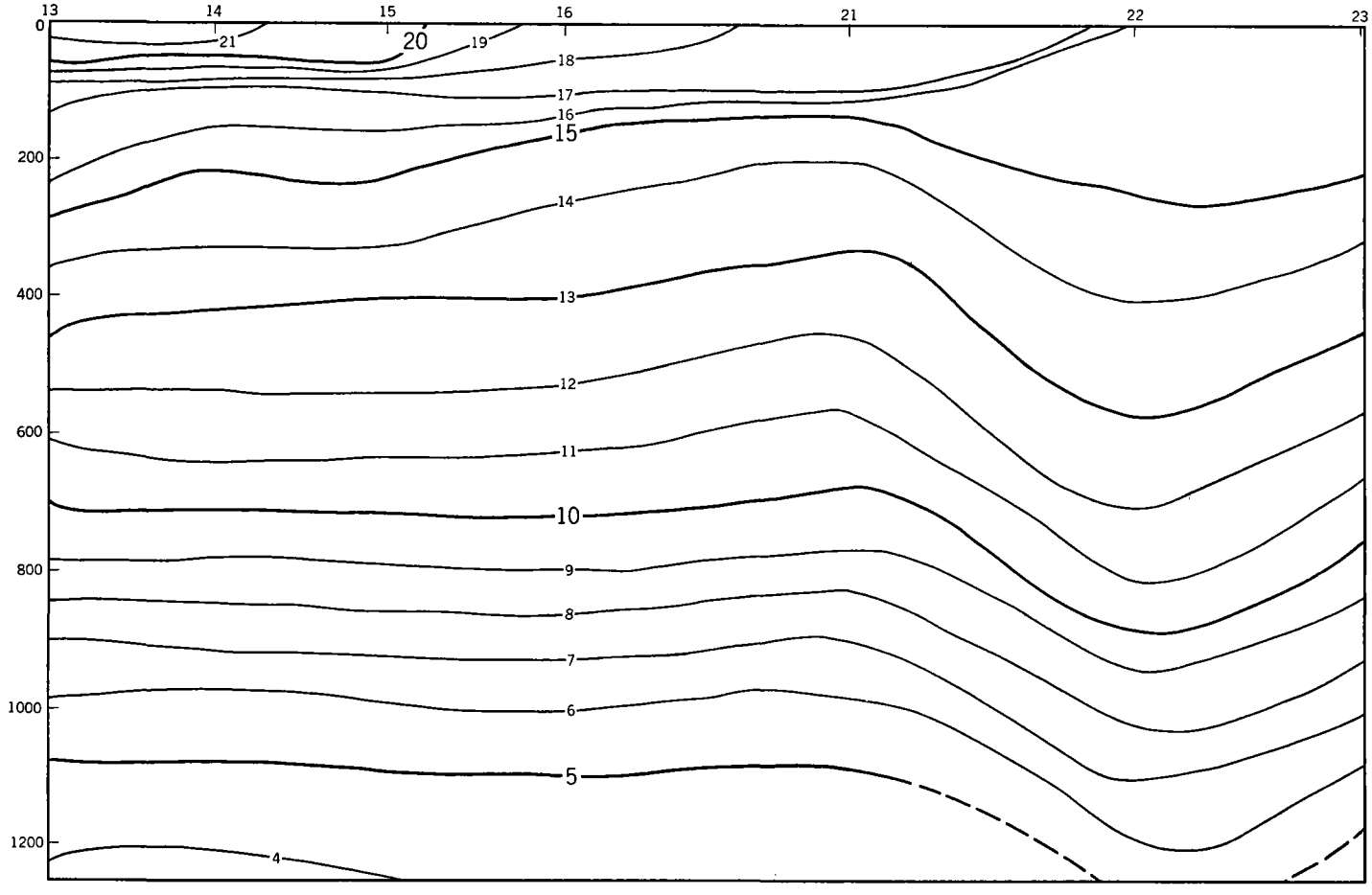


FIG. 15: MADAGASCAR LINE — TEMPERATURE SECTION.

Trigsurvey, 1963

Government Printer, 1963

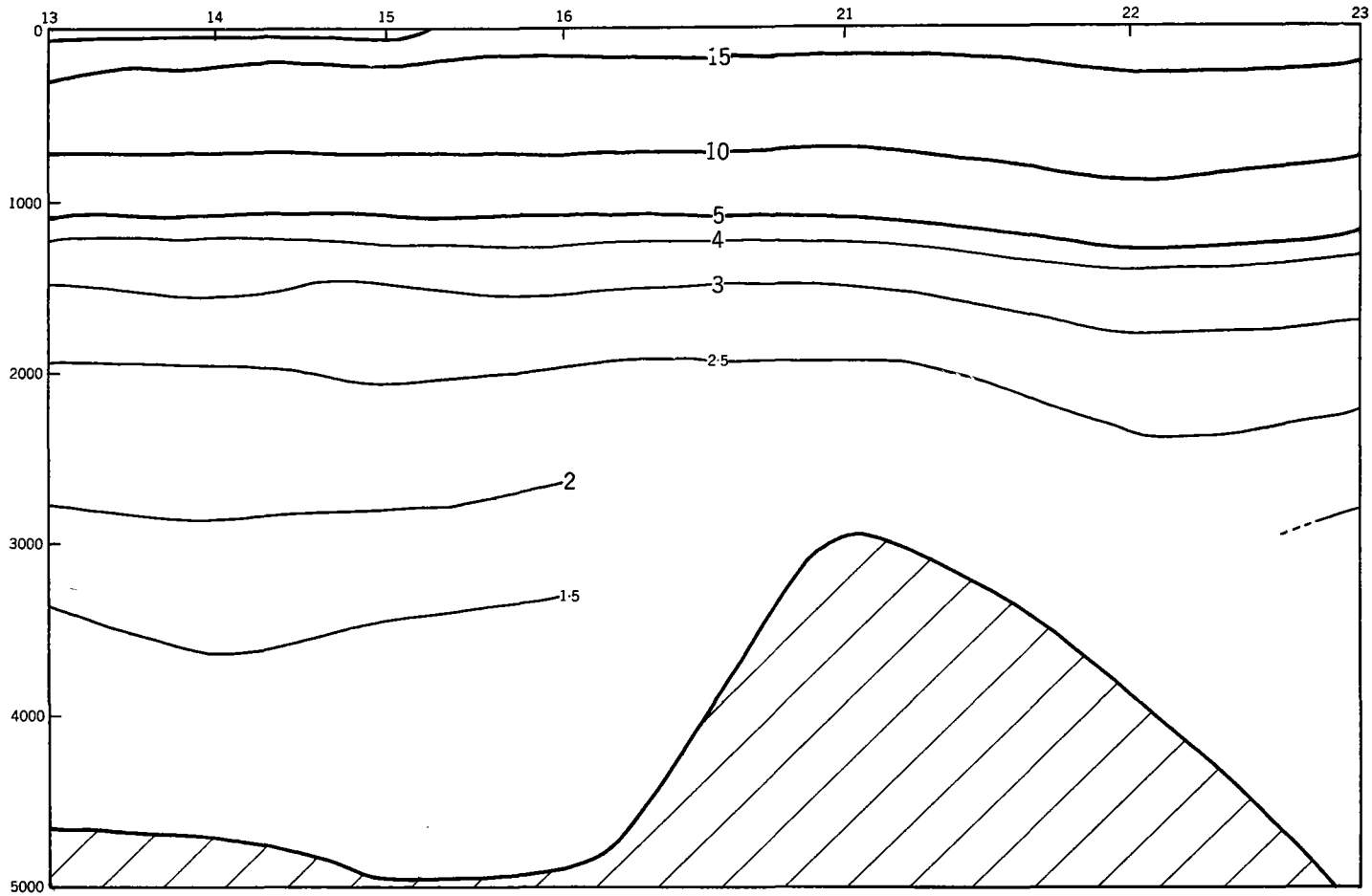


FIG. 16: MADAGASCAR LINE—TEMPERATURE SECTION.

Trigsurvey, 1963.

Government Printer, 1963.

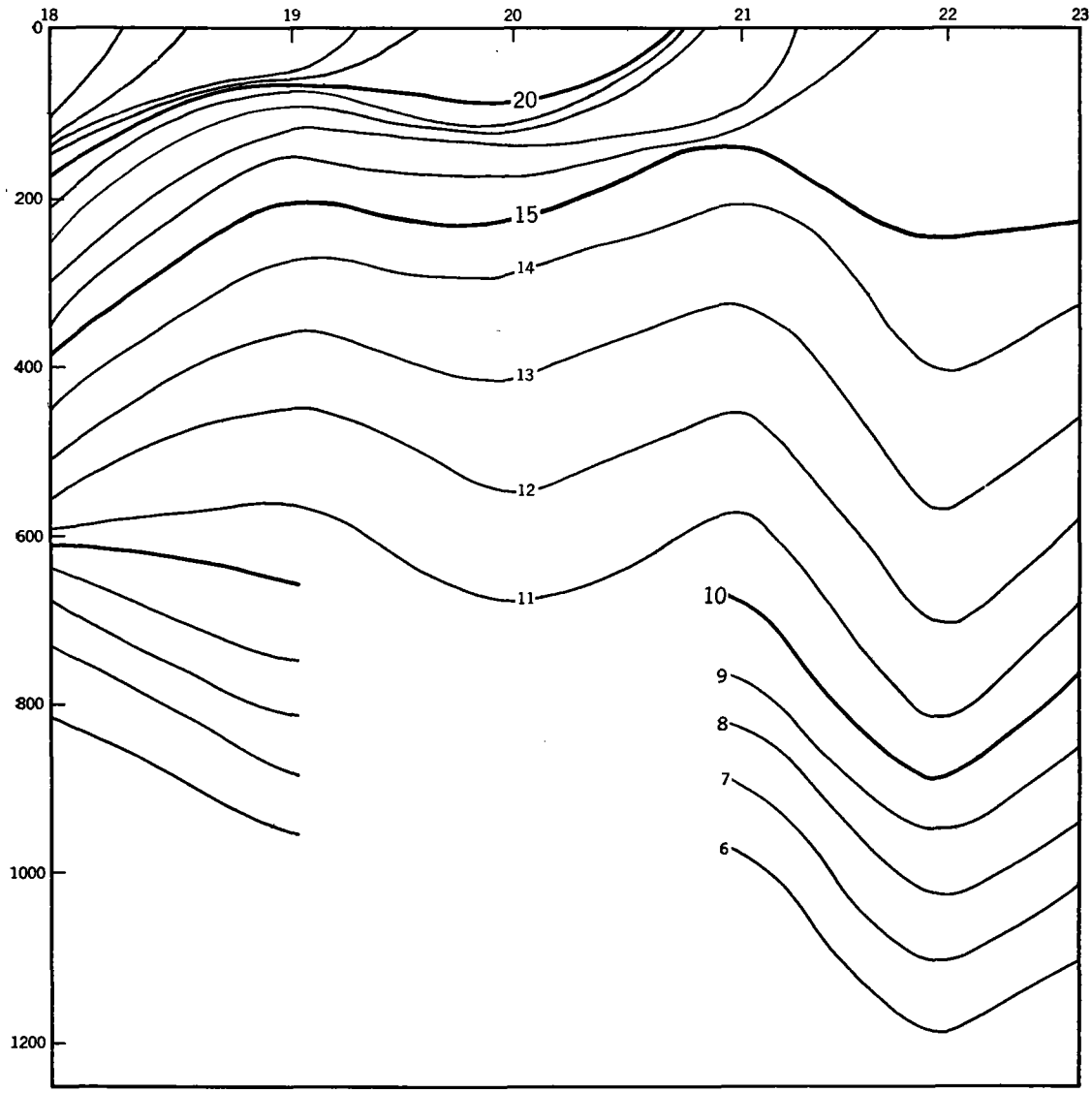


FIG. 17 : MAURITIUS LINE—TEMPERATURE SECTION.

Trgsurvey, 1963. Gover ment Printer, 1963.

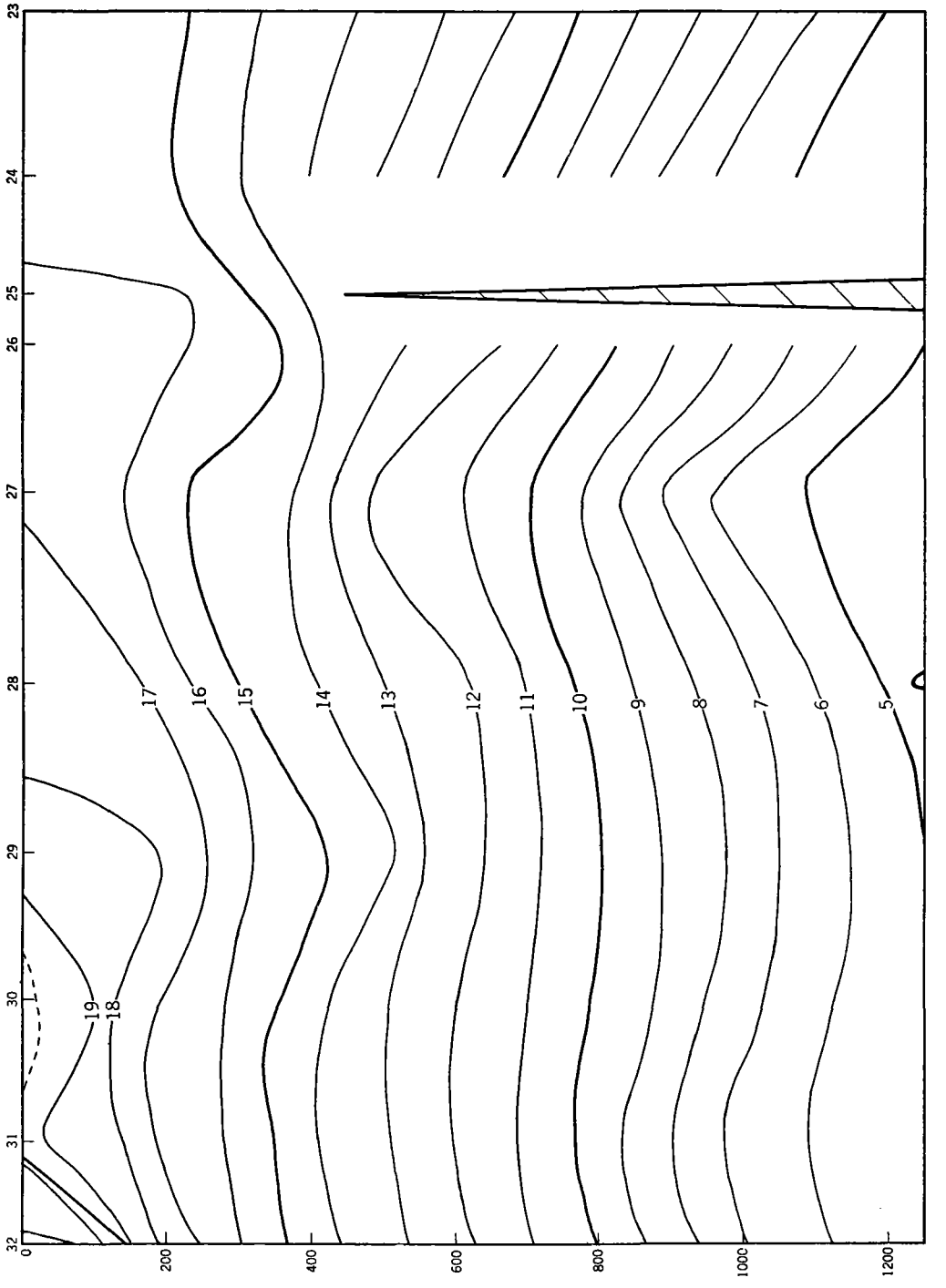


FIG. 18: PORT ST. JOHNS LINE—TEMPERATURE SECTION.

Government Printer, 1963.

Trigsurvey, 1963.

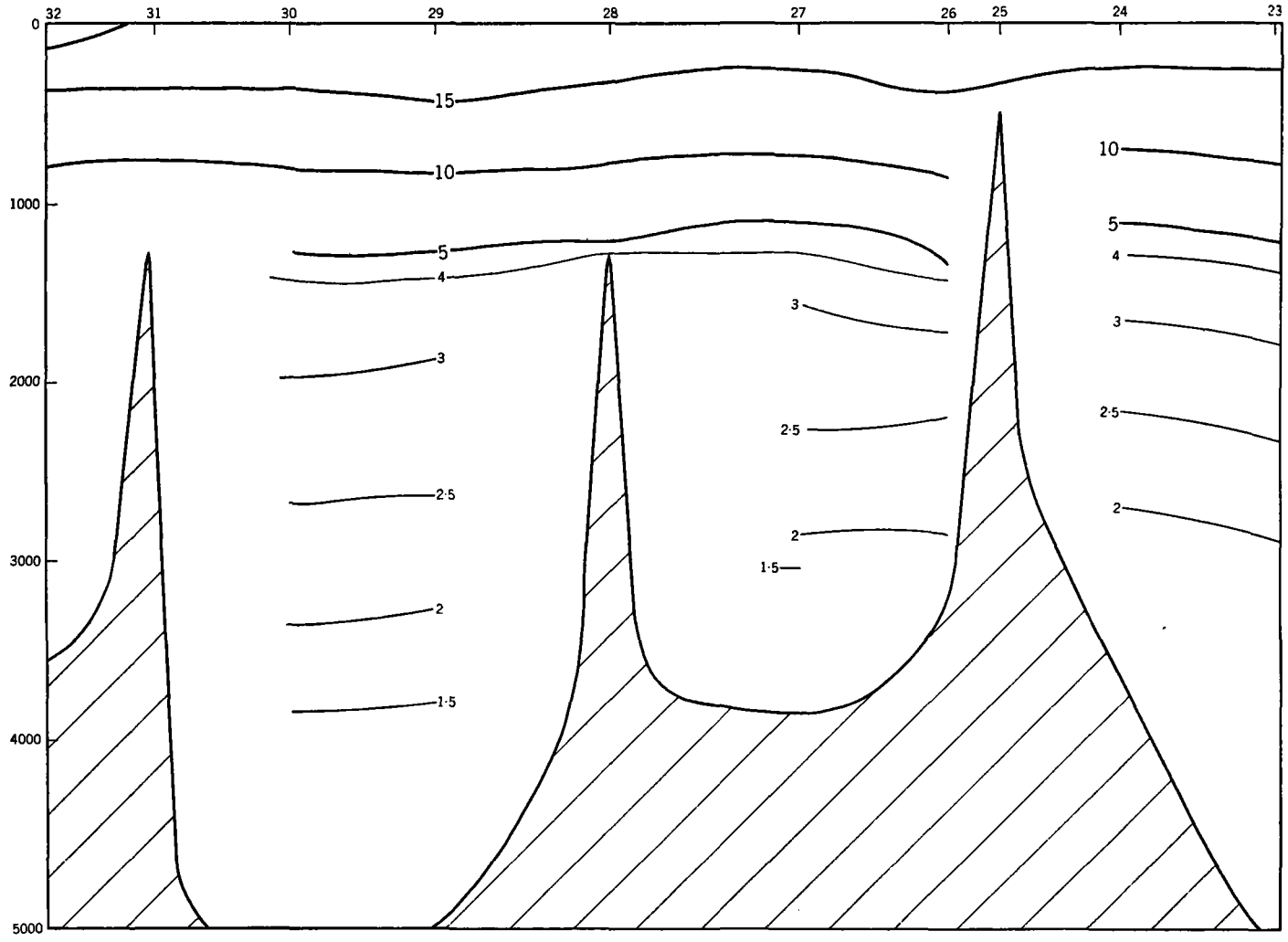


FIG. 19 : PORT ST. JOHNS LINE— TEMPERATURE SECTION.

Trigsurvey 1963

Government Printer, 1963.

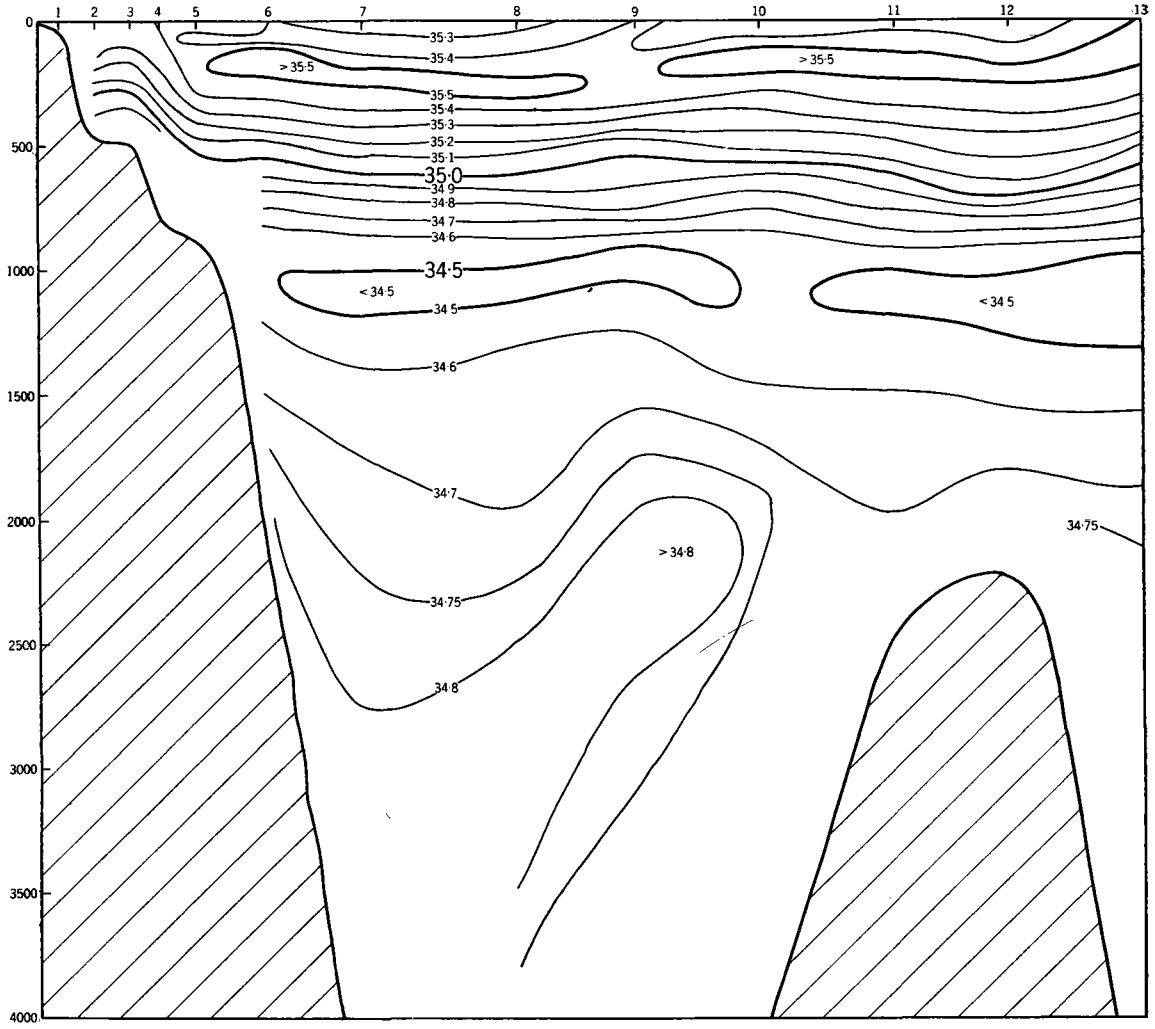


FIG. 20: LOURENÇO MARQUES LINE — SALINITY SECTION.

Trigsurvey, 1963

Government Printer, 1963

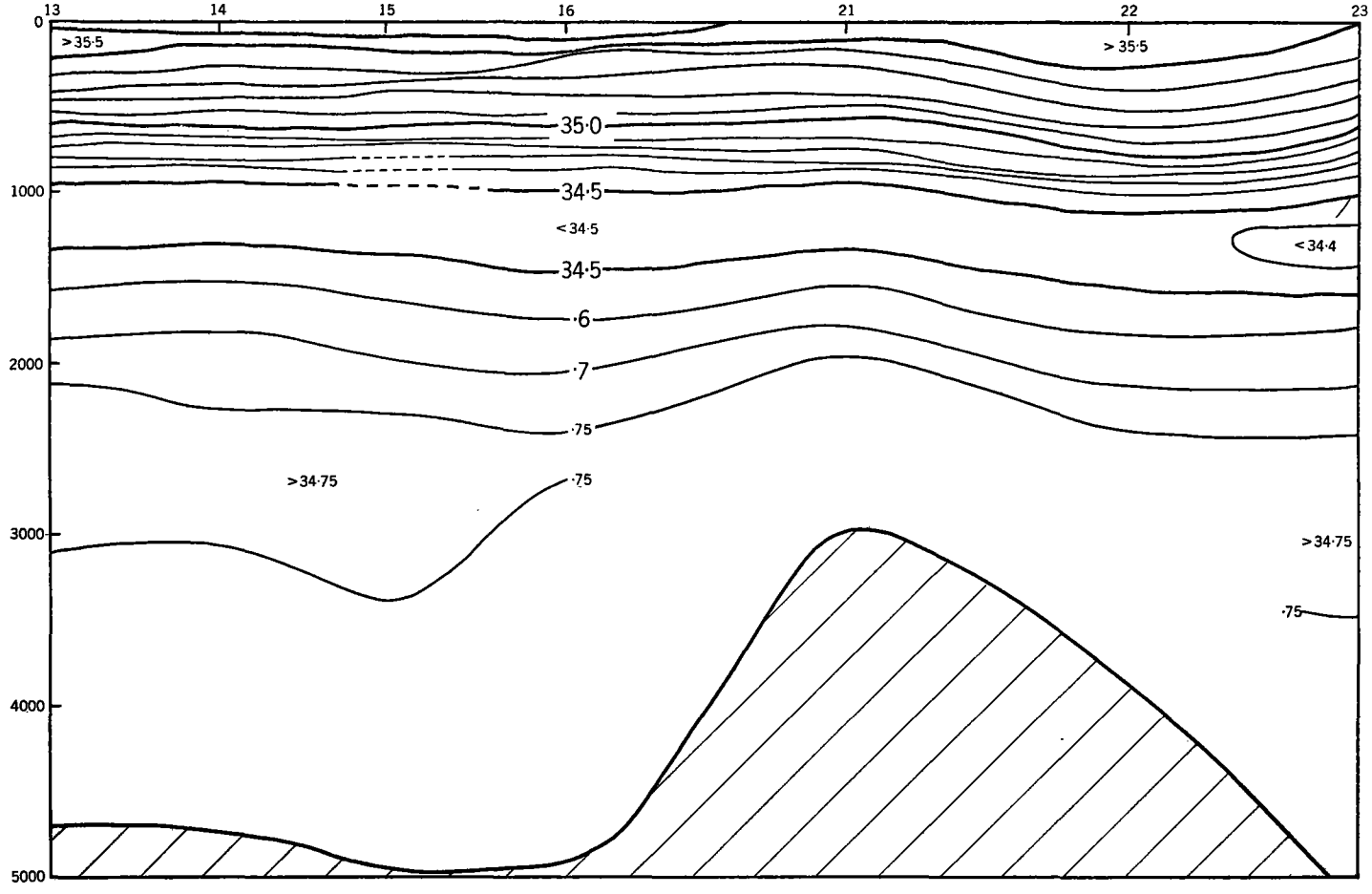


FIG. 21: MADAGASCAR LINE — SALINITY SECTION.

Trigsurvey, 1963.

Government Printer, 1963.

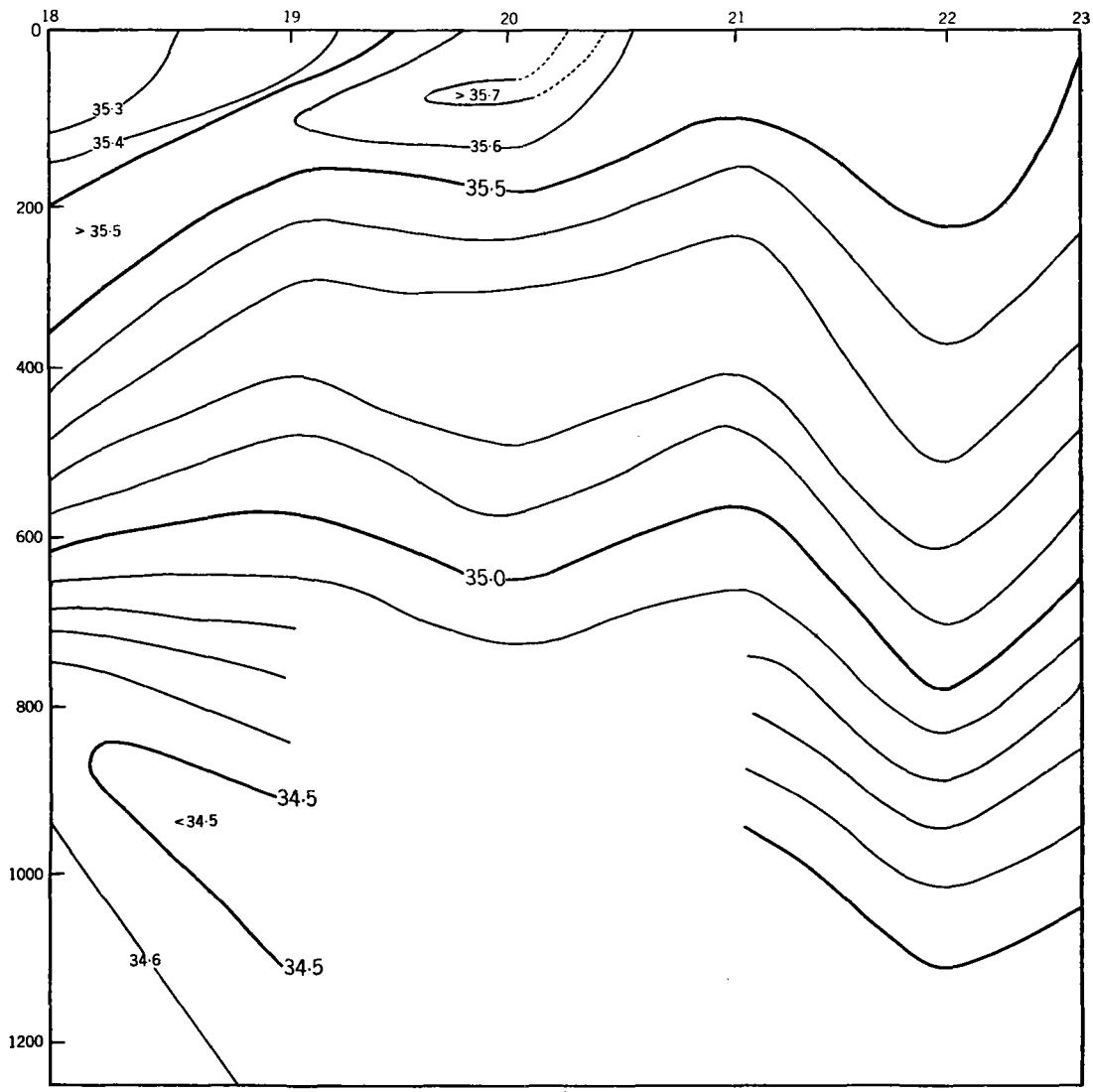


FIG. 22 : MAURITIUS LINE — SALINITY SECTION.

Trigsurvey, 1963 Government Printer, 1963

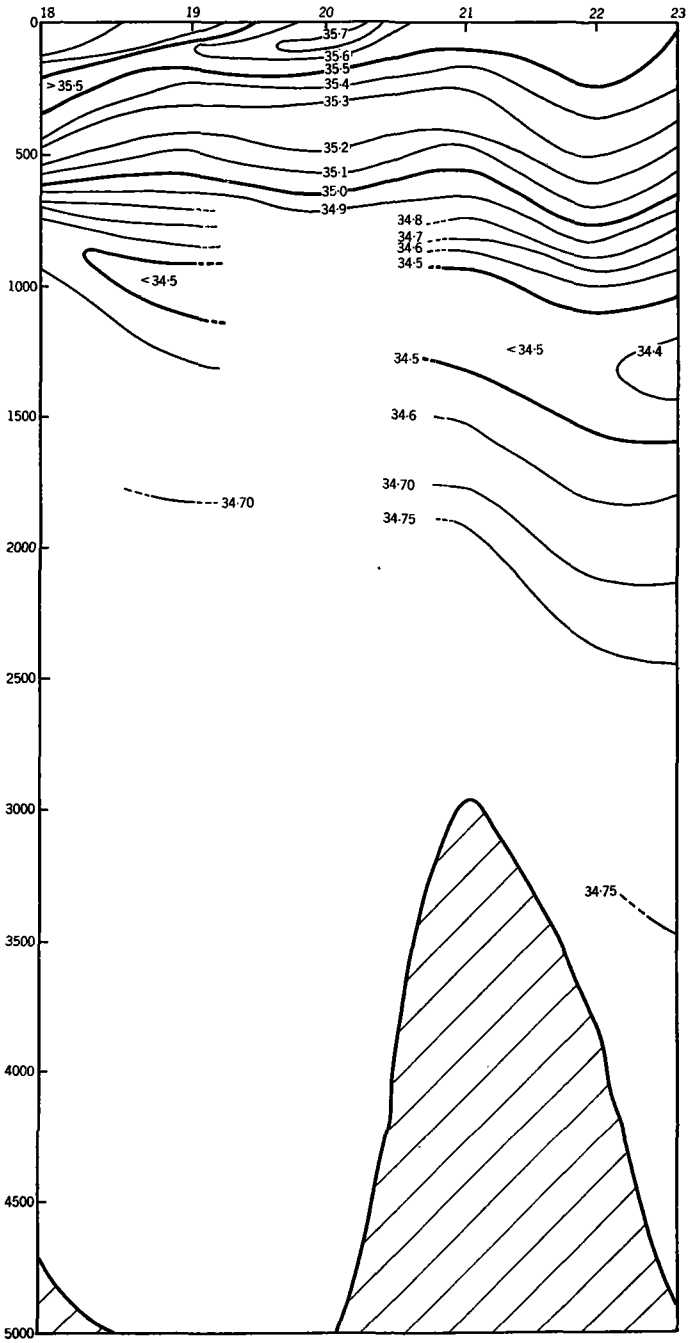


FIG. 23: MAURITIUS LINE — SALINITY SECTION.

Trigsurvey, 1963 Government Printer, 1963

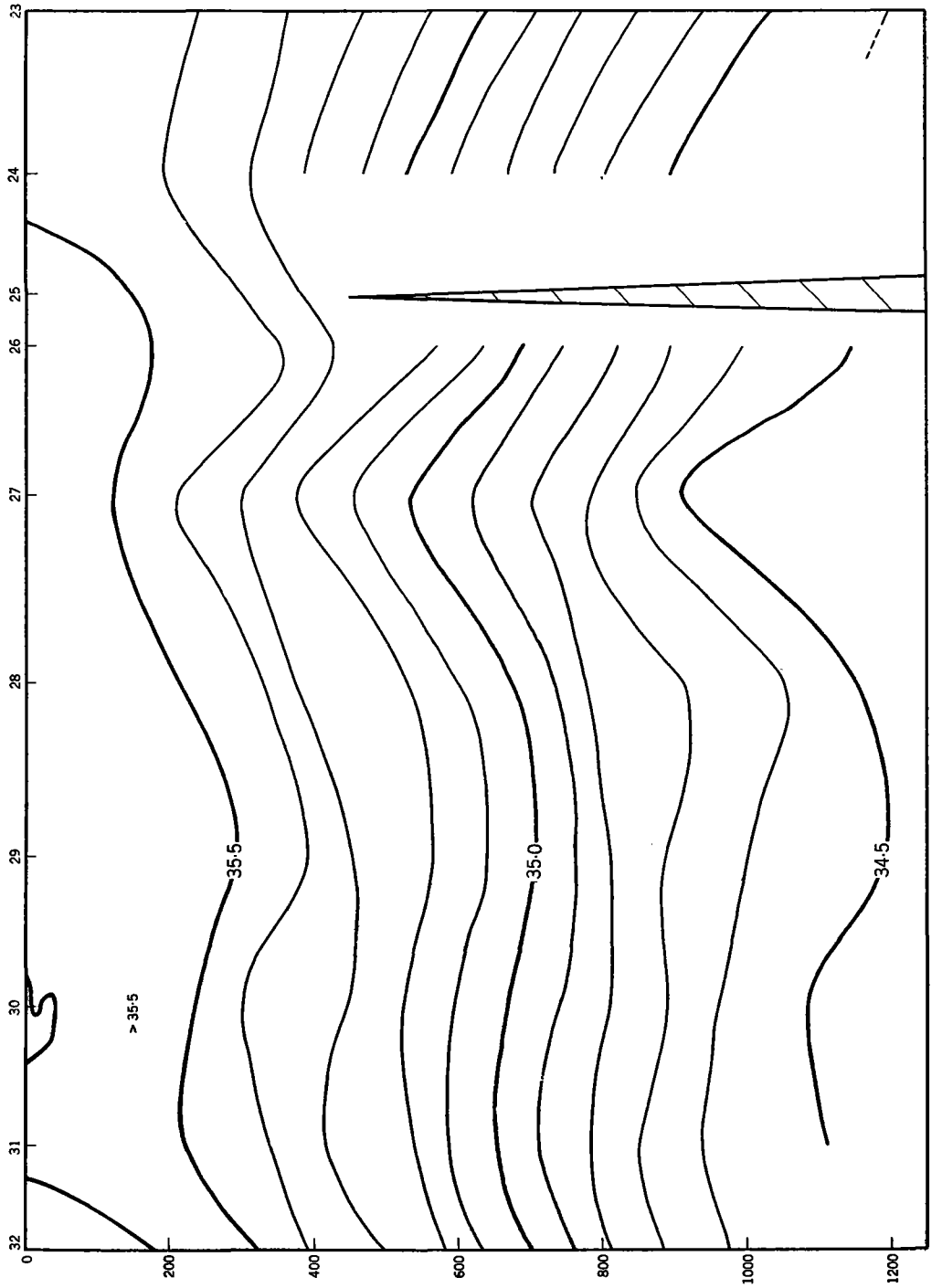


FIG. 24 : PORT ST. JOHNS LINE— SALINITY SECTION.

Government Printer, 1963.

Trigsurvey, 1963.

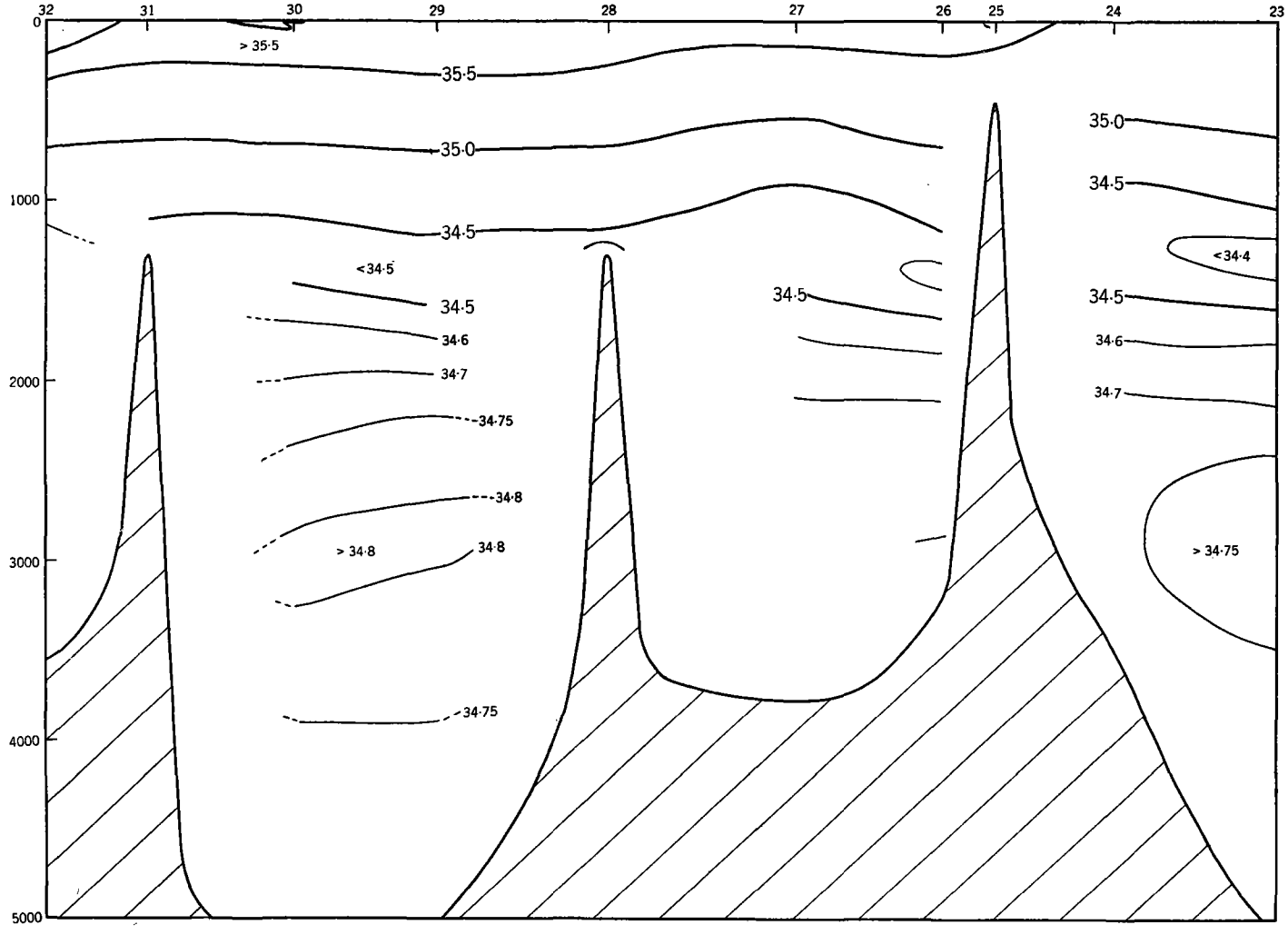


FIG. 25 : PORT ST. JOHNS LINE— SALINITY SECTION.

Trigsurvey, 1963

Government Printer, 1963.

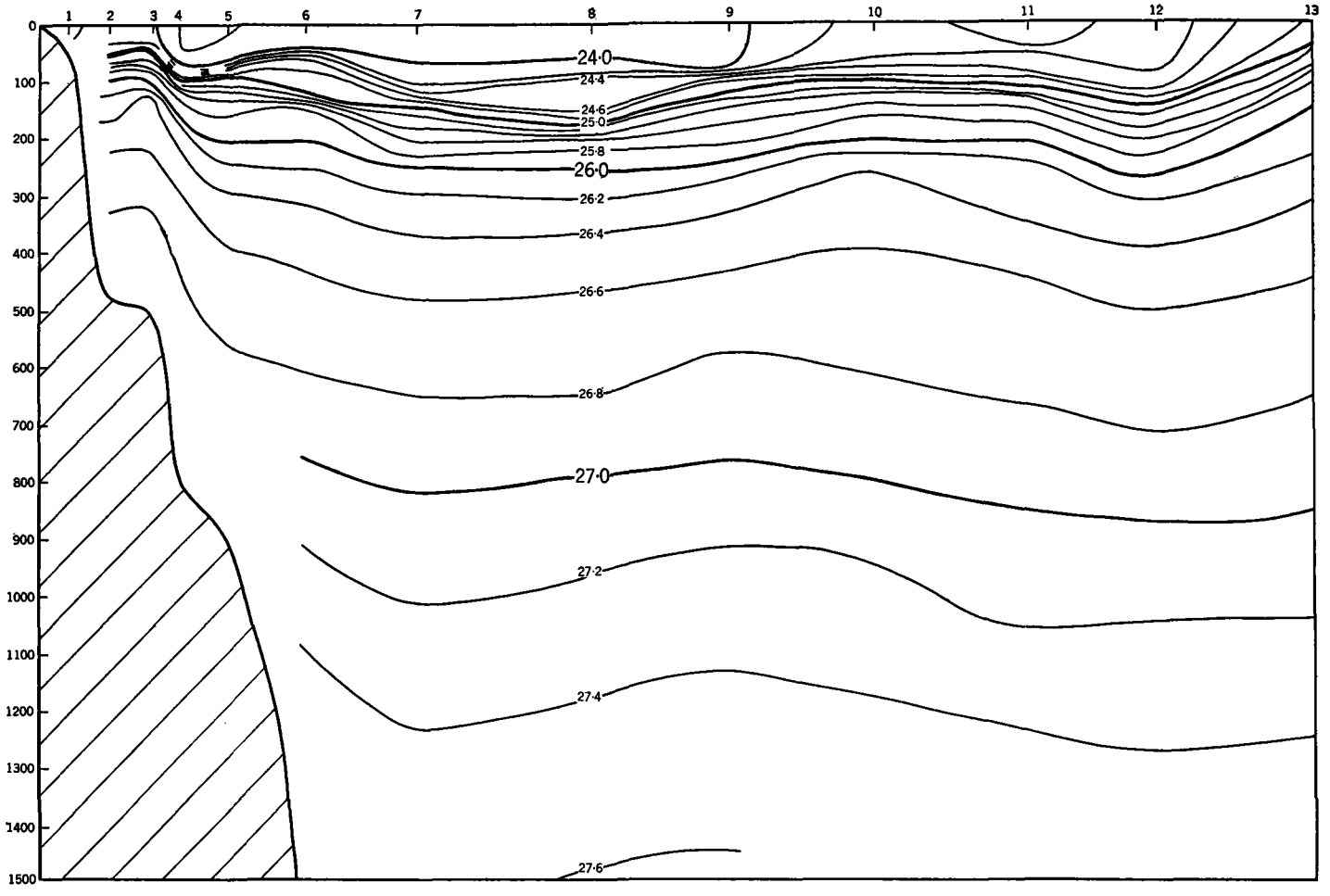


FIG. 26: LOURENÇO MARQUES LINE — σ_T SECTION.

Trigsurvey, 1963.

Government Printer, 1963.

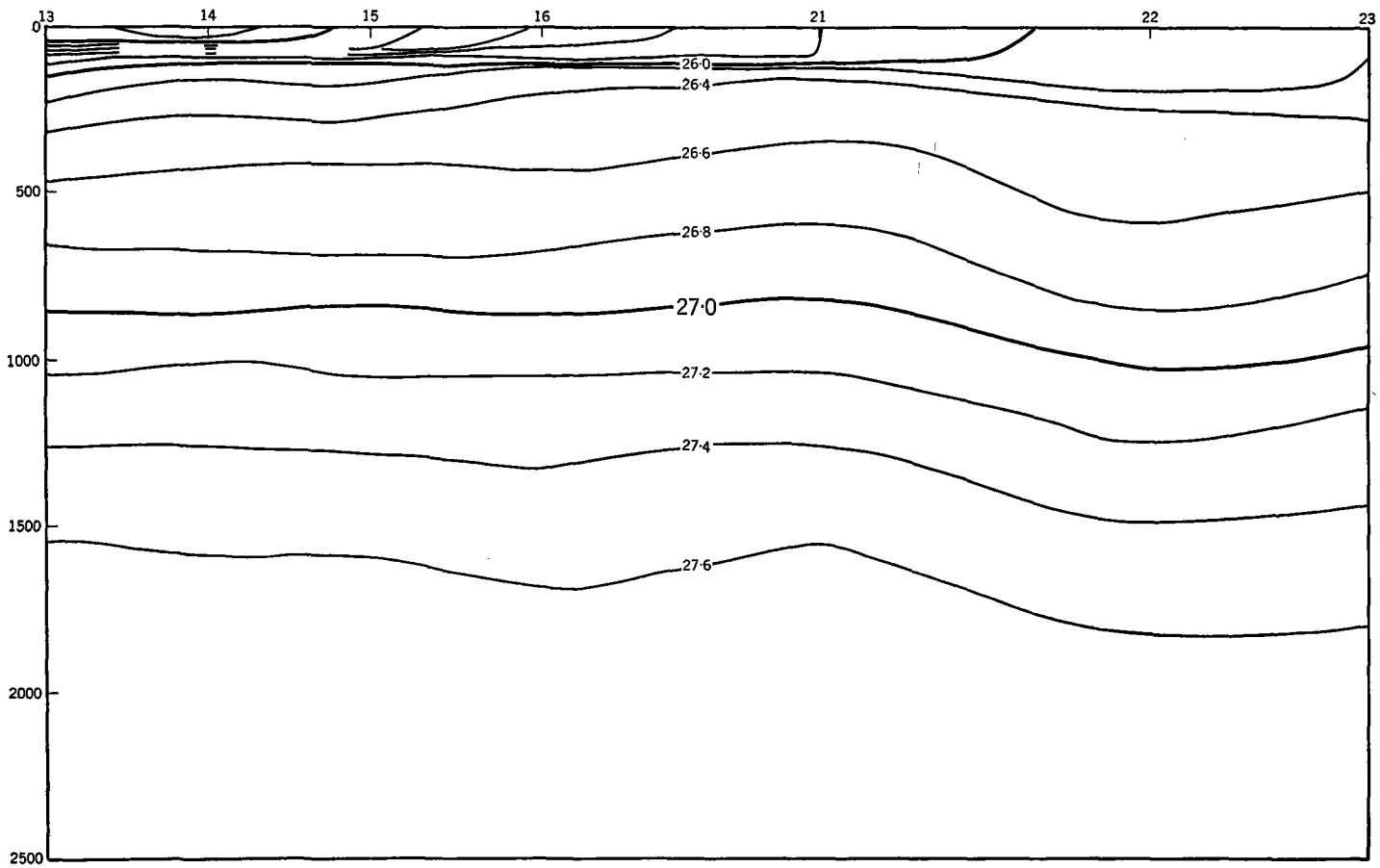


FIG. 27 : MADAGASCAR LINE — σ_T SECTION.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963.

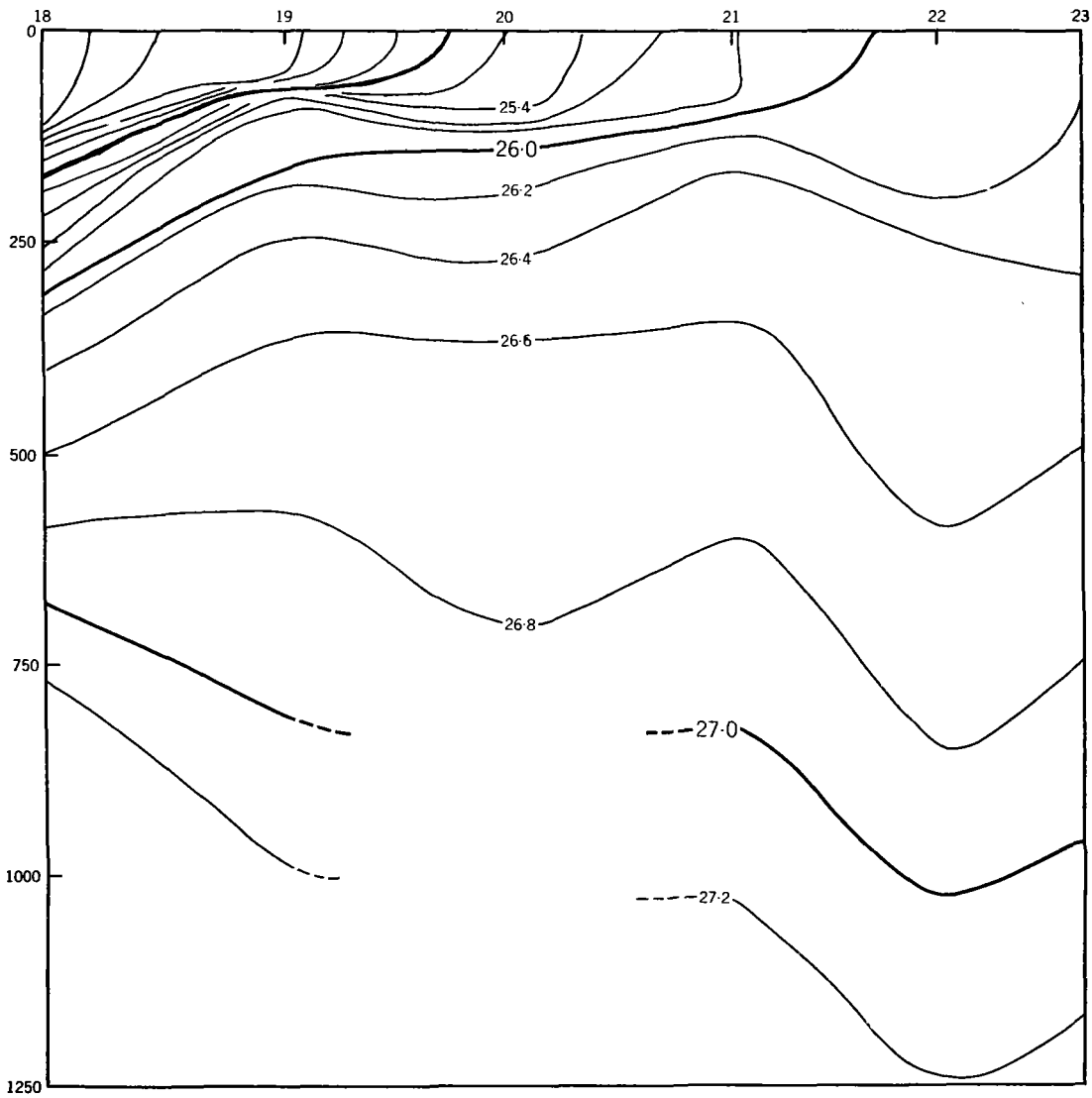


FIG. 28 MAURITIUS LINE— σ_T SECTION

Trigsurvey 1963 Government Printer 1963

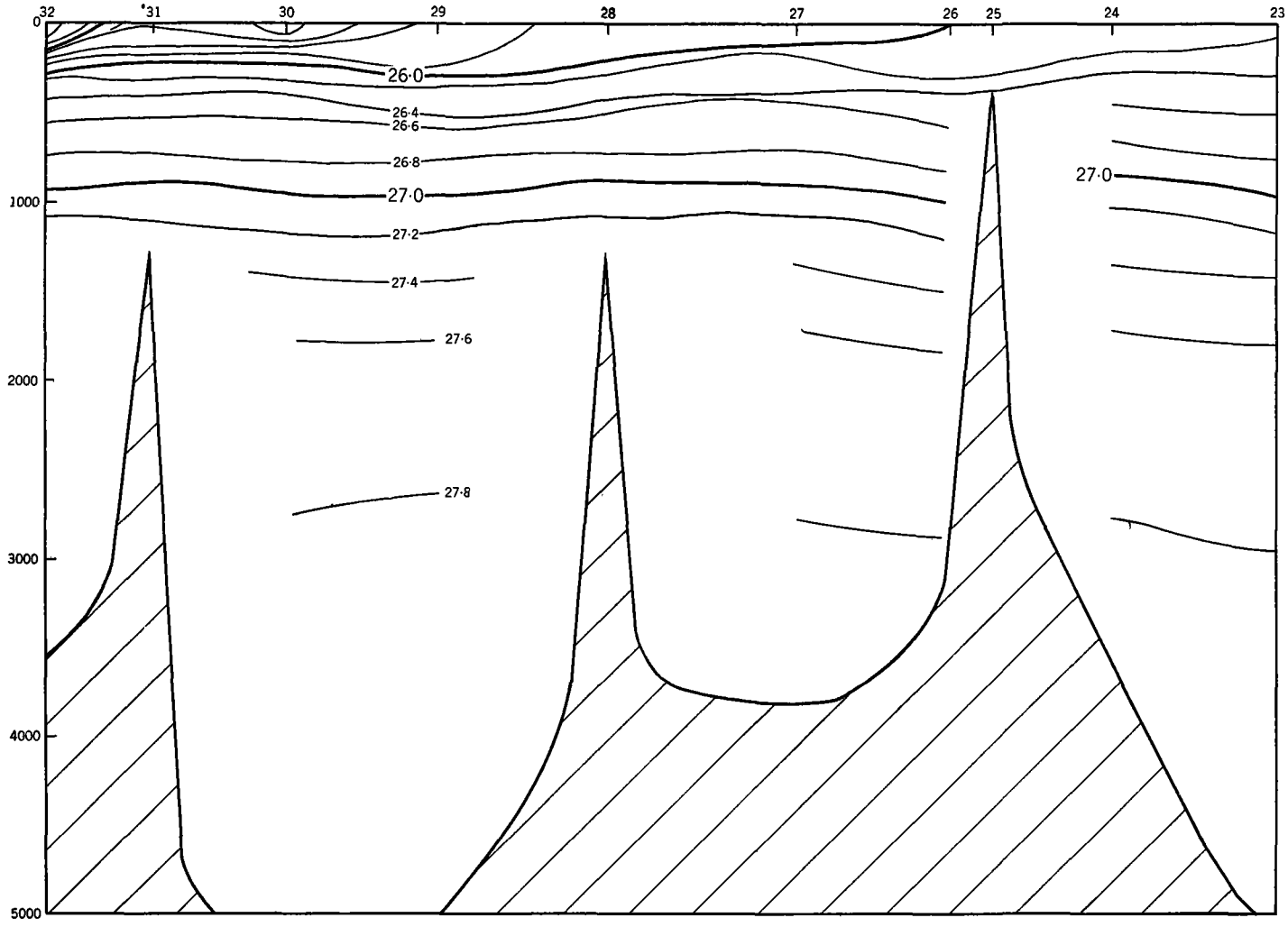


FIG. 29 : PORT ST. JOHNS LINE— σ_T SECTION.

Trigsurvey, 1963.

Government Printer, 1963.

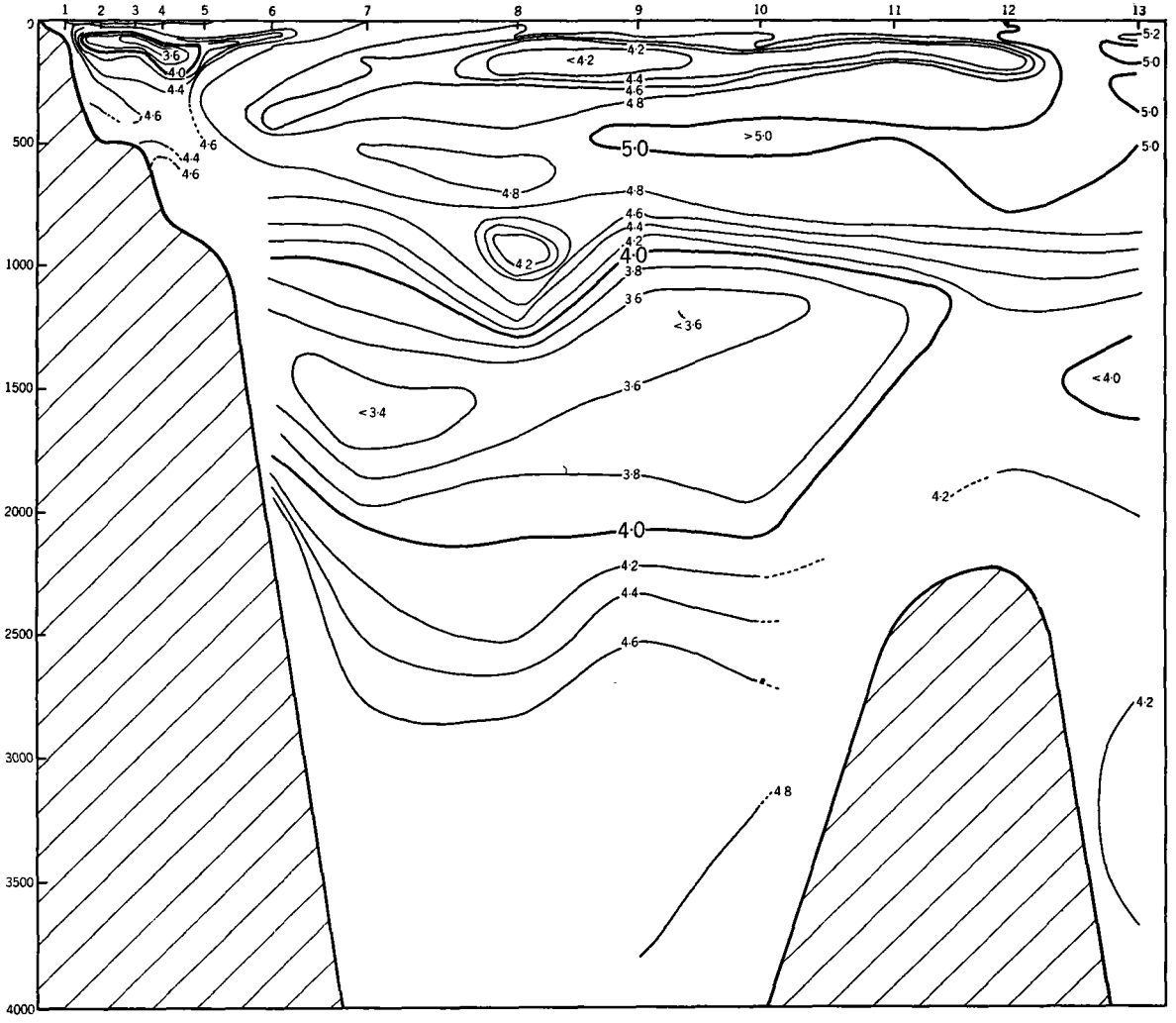


FIG. 30: LOURENÇO MARQUES LINE — OXYGEN SECTION.

Trigsurvey, 1963

Government Printer, 1963

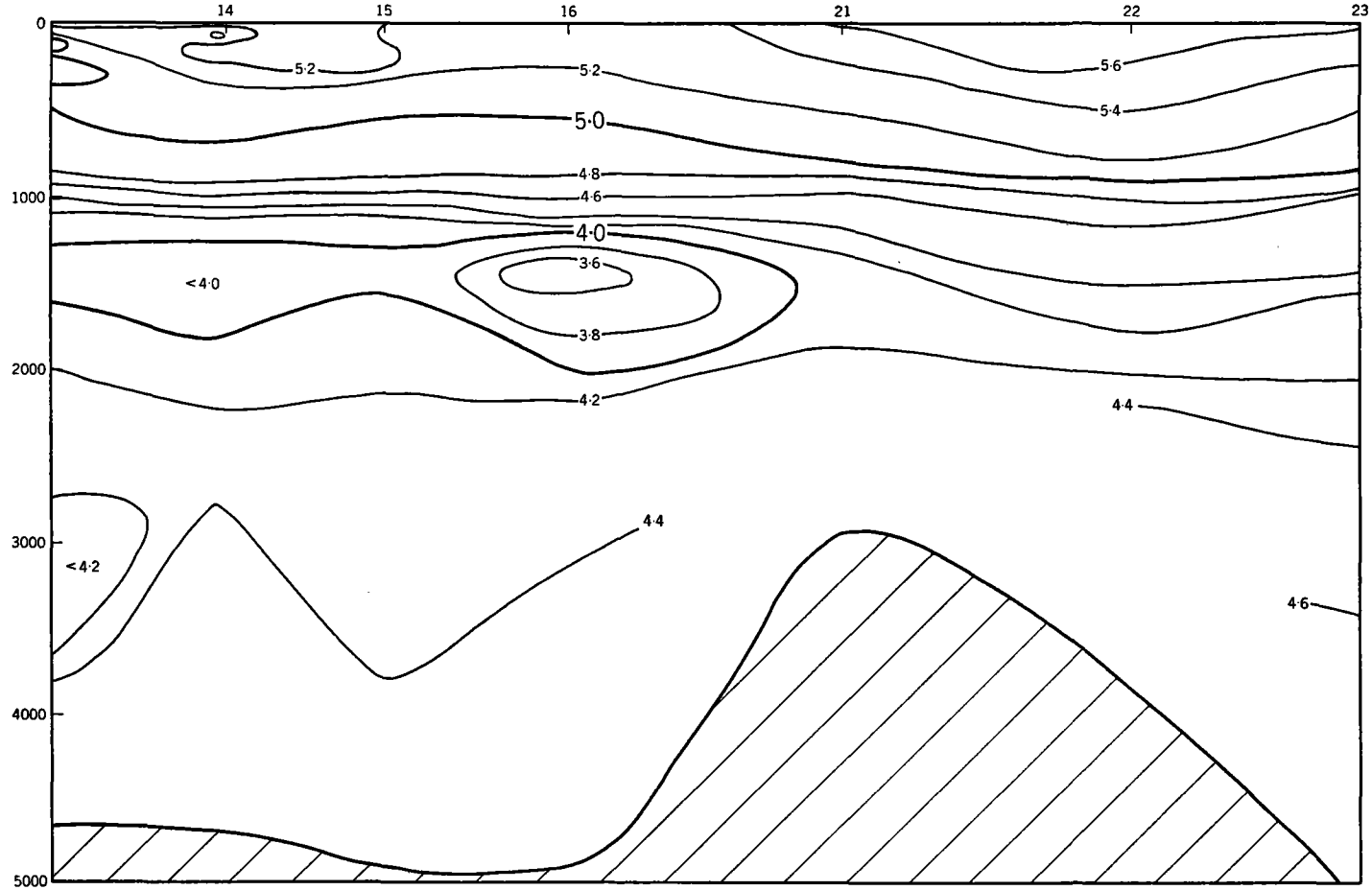


FIG. 31: MADAGASCAR LINE — OXYGEN SECTION.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963

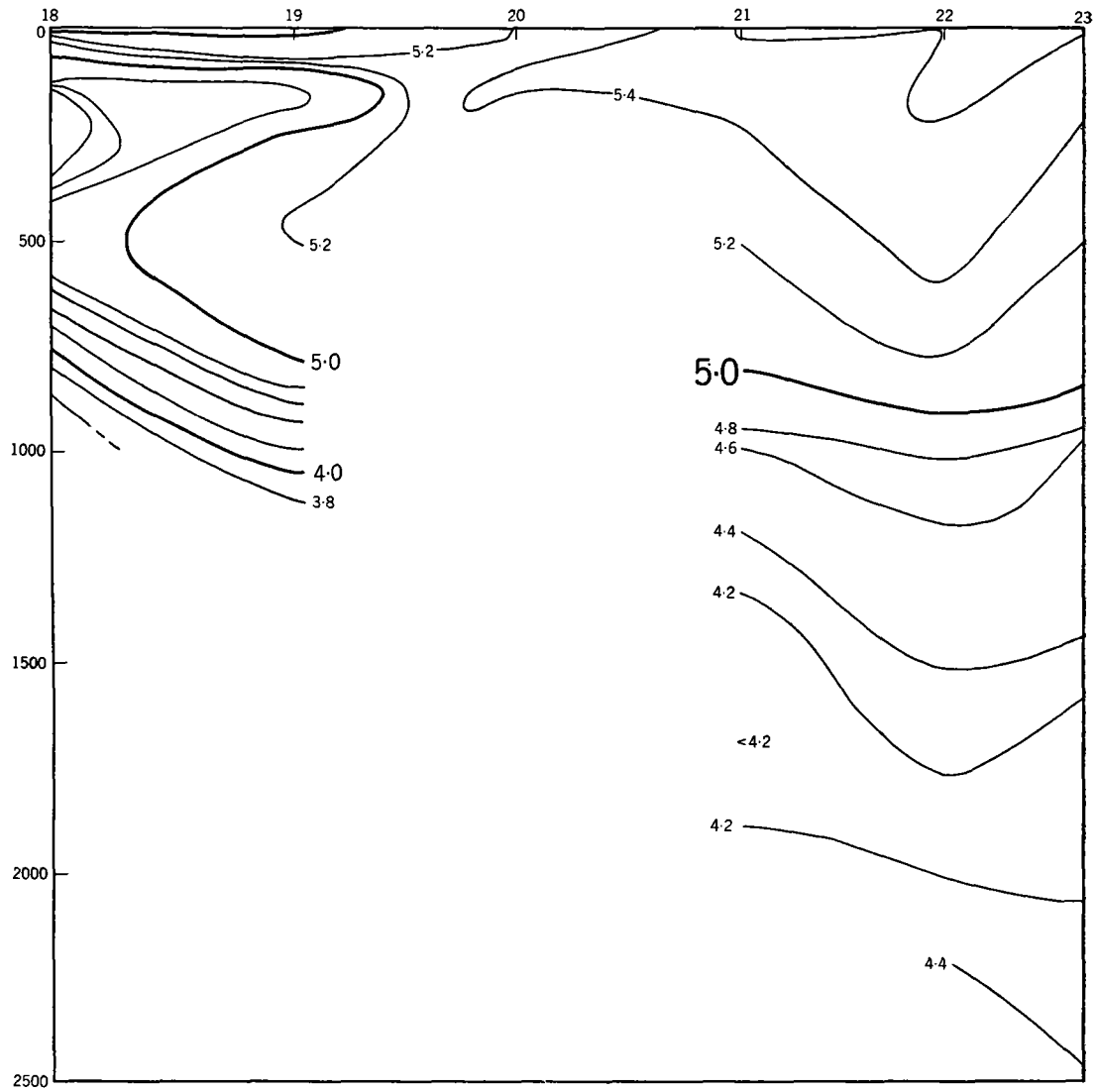


FIG. 32 : MAURITIUS LINE— OXYGEN SECTION.

Trigsurvey, 1963 Government Printer, 1963

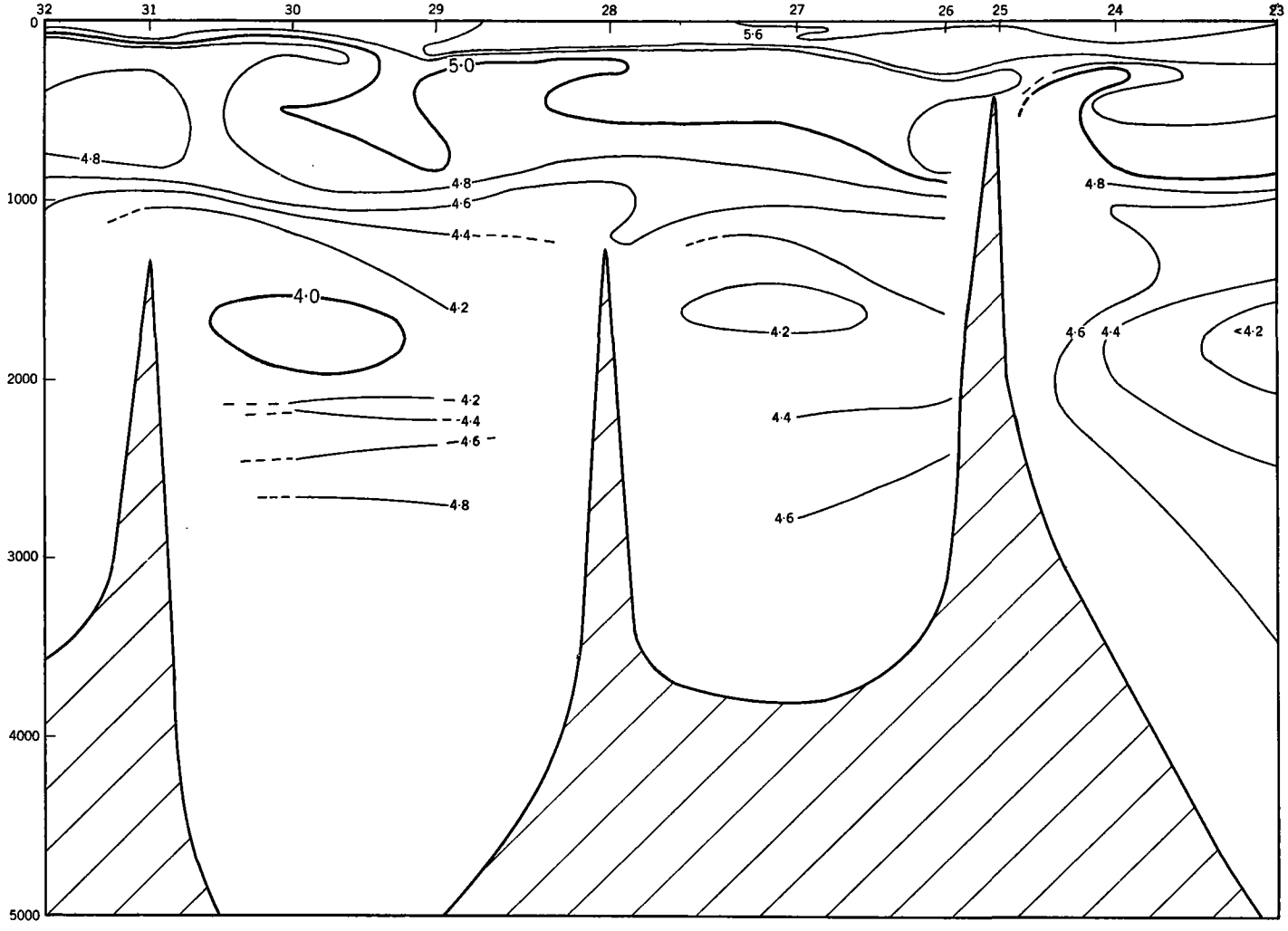


FIG. 33: PORT ST. JOHNS LINE — OXYGEN SECTION

Trgsurvey, 1963

Government Printer, 1963

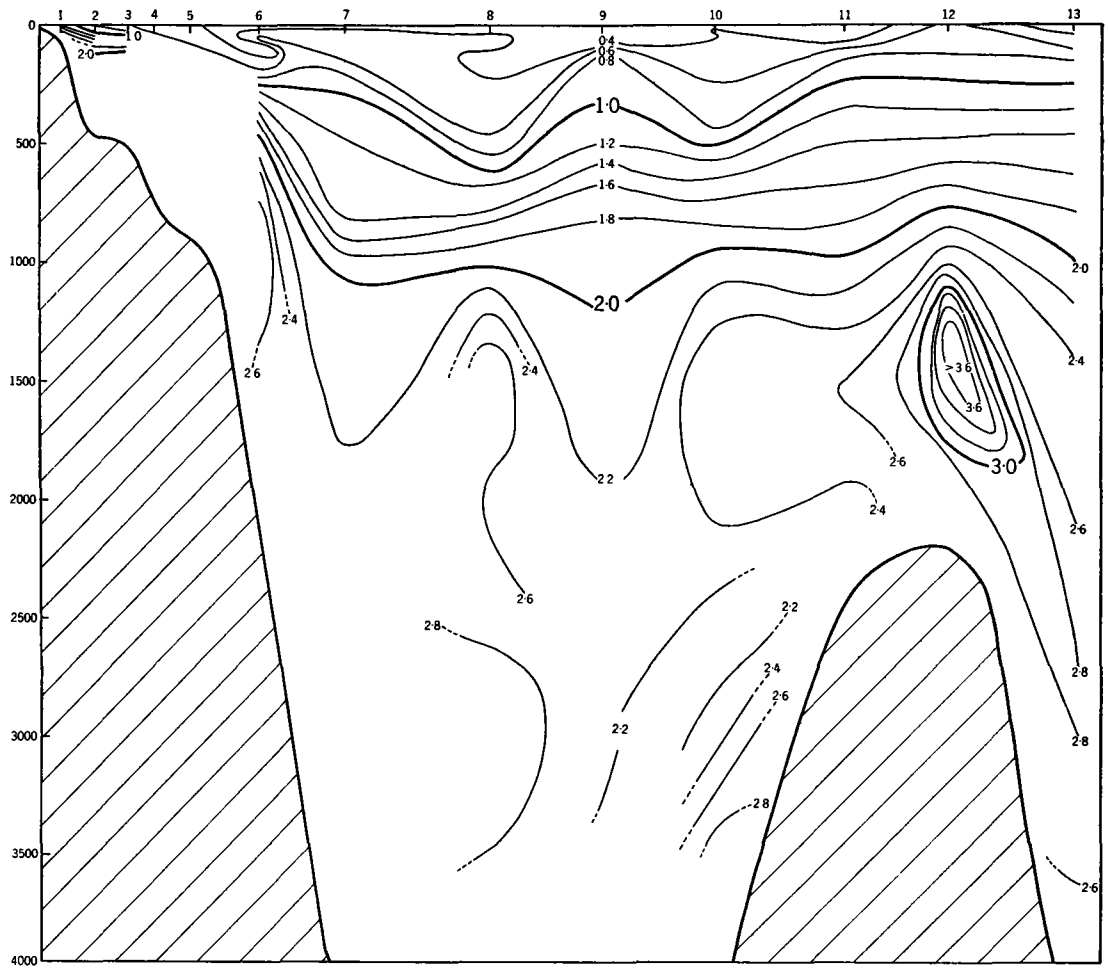


FIG. 34: LOURENÇO MARQUES LINE—PHOSPHATE SECTION.

Trigsurvey, 1963

Government Printer, 1963

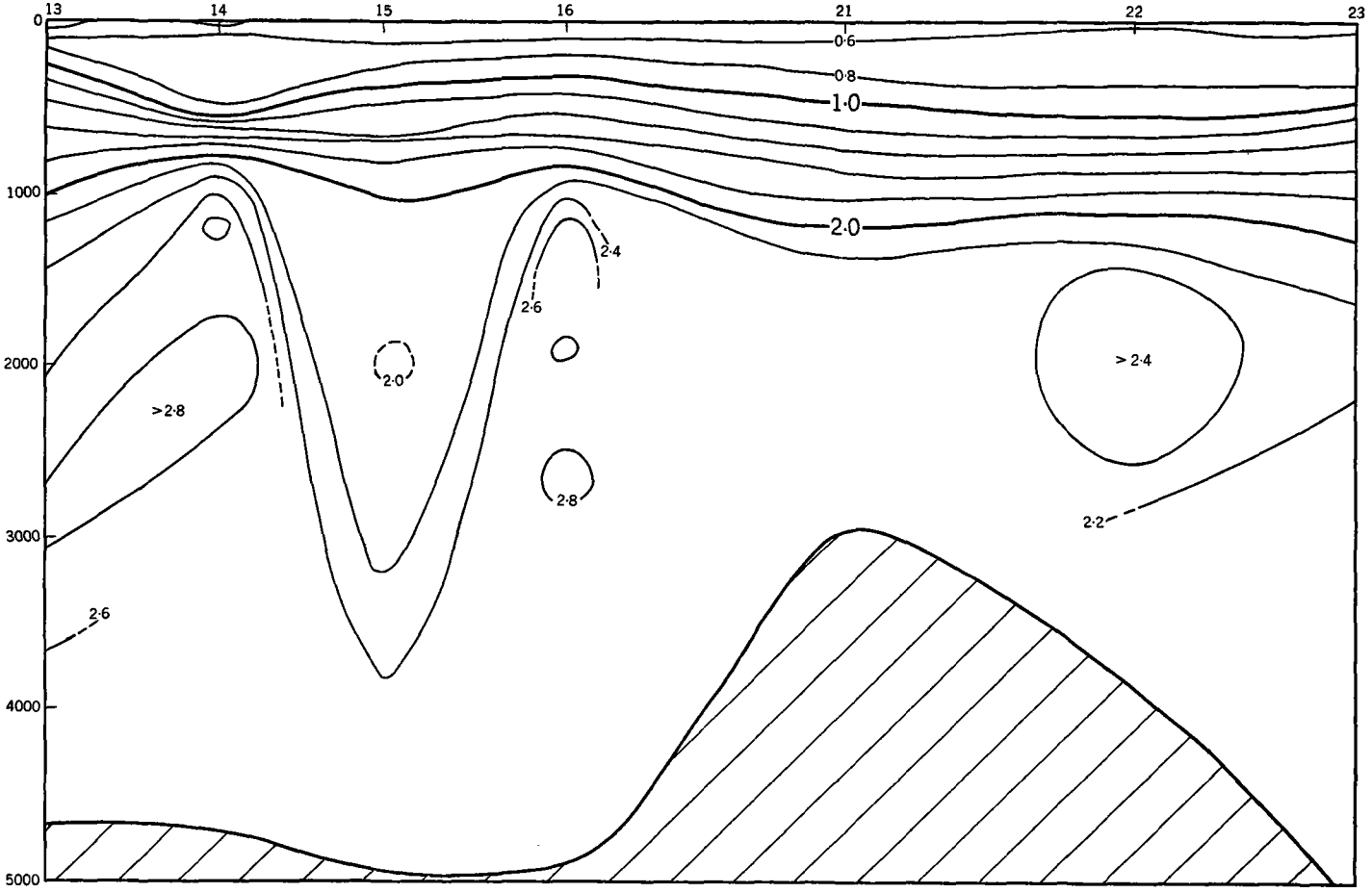


FIG. 35: MADAGASCAR LINE — PHOSPHATE SECTION.

Trigsurvey, 1963.

Government Printer, 1963.

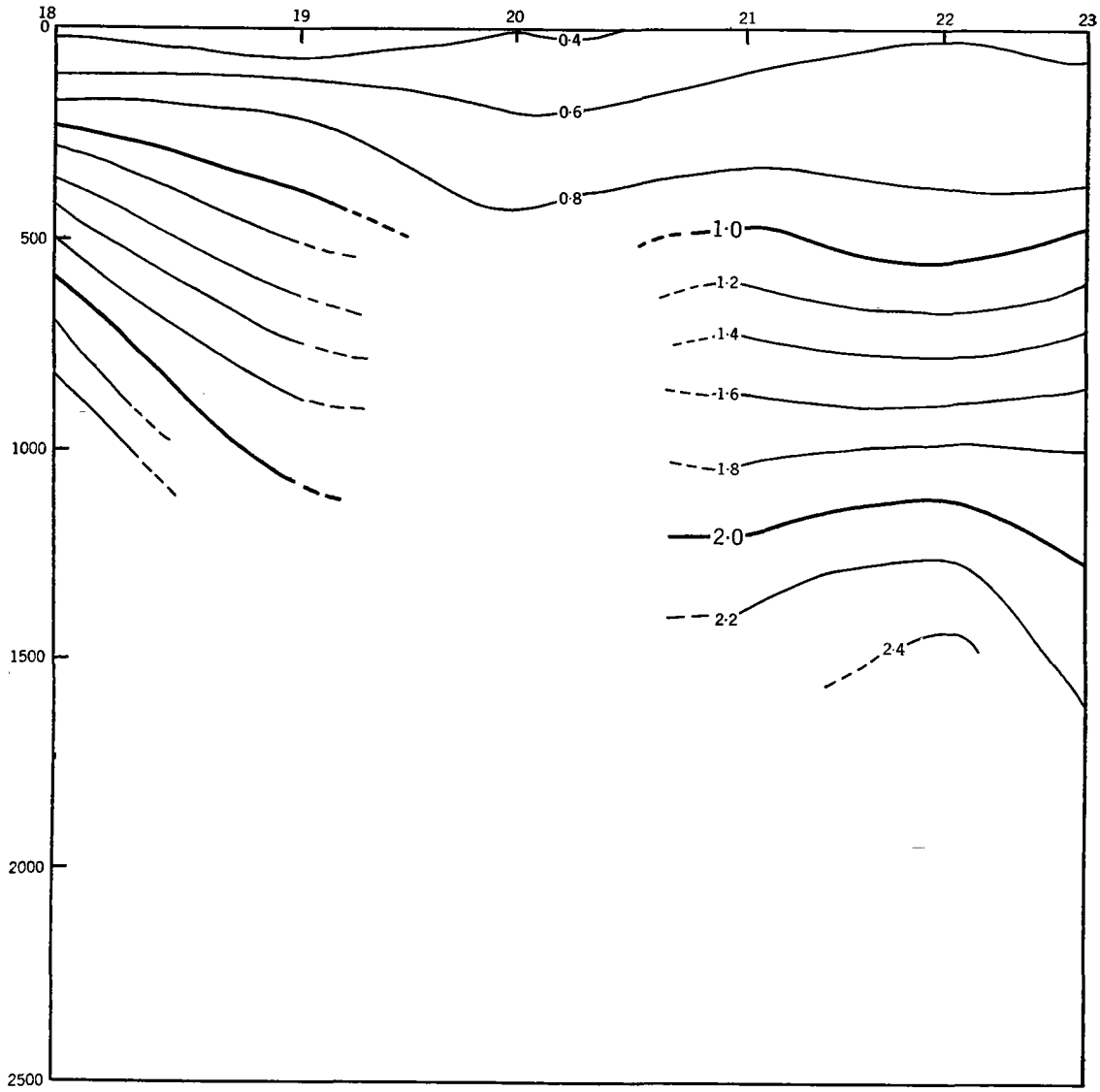


FIG. 36: MAURITIUS LINE — PHOSPHATE SECTION.

Trigsurvey, 1963. Government Printer, 1963.

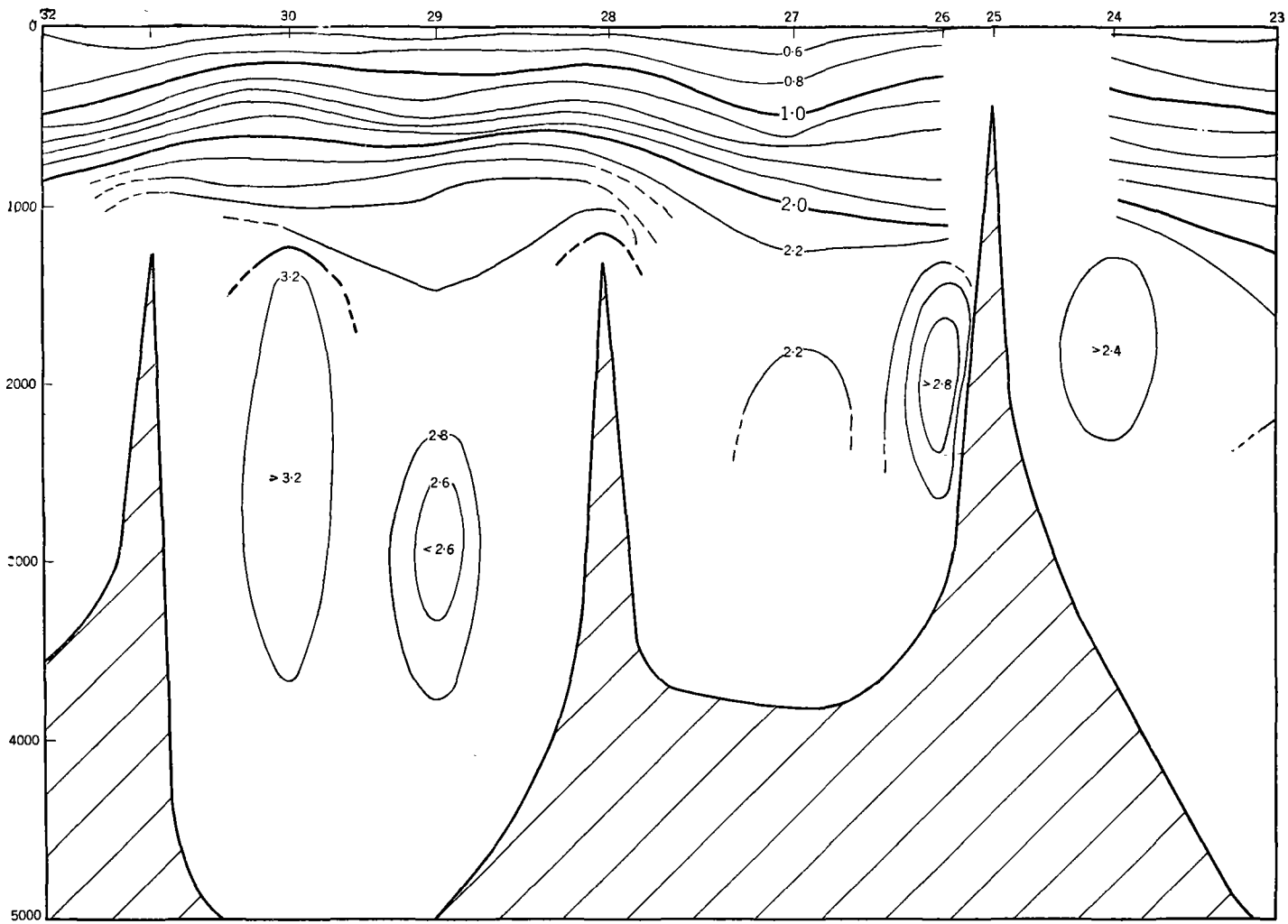


FIG. 37: PORT ST. JOHNS LINE — PHOSPHATE SECTION.

Trepsurvey 1963

Government Printer 1963

United States National Report, 1960–1963
Thirteenth General Assembly
International Union of Geodesy and Geophysics

PHYSICAL OCEANOGRAPHY

LEASON H. ADAMS, *Editor*

Equatorial Currents

JOHN A. KNAUSS

University of Rhode Island, Kingston

In recent years large, high-speed eastward flows beneath the surface along the equator have been discovered or rediscovered. Equatorial undercurrents in the Atlantic, Pacific, and Indian oceans have been extensively studied during the past three years.

Atlantic Ocean. Measurements by *Metcalf, Voorhis, and Stalcup* [1962] of the Woods Hole Oceanographic Institution in March and April 1961 clearly demonstrated the existence of an equatorial undercurrent in the central Atlantic which appears to be completely analogous to that in the Pacific. The high velocity core in the region of the thermocline, the symmetry about the equator, a transport of the order of 30×10^6 m^3/sec, a width of approximately 300 to 400 kilometers, a thickness of 200 to 300 meters, and the 'spreading' of the thermocline in the region of the equator characterize the equatorial undercurrents in both the Atlantic and the Pacific.

The differences in the observational results in the undercurrents in the Atlantic and Pacific are probably not fundamental. Metcalf et al. report oscillations in the current with a probable period of the order of 15 minutes. It is unlikely that the measuring program used in the Pacific [*Knauss,* 1960] was capable of recording such oscillations. The high salinity core reported for the Atlantic undercurrent is certainly different than the salinity distribution shown in the Pacific [*Montgomery and Stroup,* 1962]. Although it is not yet certain, it seems probable that this difference is the result of a difference in the salinity structure of the surrounding water rather than a difference in the dynamics of the two currents.

Further measurements of the equatorial undercurrent in the Atlantic are being planned by the Woods Hole Oceanographic Institution in February and March 1963 as part of the international cooperative investigations of the tropical Atlantic.

Pacific Ocean. The past triennium has seen the publication of a lengthy analysis of the original 1951 data of Cruise 16 of *Hugh M. Smith* [*Montgomery and Stroup,* 1962]. It was on this expedition that the equatorial undercurrent in the Pacific (the Cromwell current) was first measured [*Cromwell et al.,* 1954]. The recent analysis appears to establish better than any previously published data the fact that there is a geostrophic balance in the region of the Cromwell current to within half a degree of the equator. In addition their analysis shows several interesting features in the distribution of properties and in the density-momentum relationships, not all of which are yet understood.

There was one major expedition to the region of the Cromwell current during this period, the Swan Song Expedition of the Scripps Institution of Oceanography, September–November 1961. The only published result of this work is an abstract [*Knauss,* 1962]. Five sections of combined hydrographic stations and current measuring stations were made between 140°W and 87°W in the region 5°N to 5°S. The results indicated

that the Cromwell current is well established in the central Pacific at 140°W and begins to break up between 118°W and 96°W. Although the high velocity core continues unabated along the equator, the current becomes thinner and asymmetrical with respect to the equator as it approaches the Galapagos Islands at 91°W, at which point it sinks and moves through the Islands to the north of the equator.

Perhaps of greater theoretical interest is the fact that there appears to be a marked equatorward flow in the core of the current in the central Pacific, where the current is well established.

Indian Ocean. As part of the International Indian Ocean Expedition the Scripps Institution of Oceanography of the University of California and the Graduate School of Oceanography of the University of Rhode Island planned two three-month expeditions to study the equatorial circulation. Since the winds along the equator change markedly with the season, it seemed desirable to measure the currents during at least two different seasons. The first of these expeditions (June 24–September 24, 1962) during the southwest monsoons has been completed and a preliminary report has been made [*Knauss and Taft*, 1963]. They report no steady eastward flow during the period of their observations and no evidence of upwelling, spreading of the thermocline, or vertical mixing of the water at the equator, all features associated with equatorial undercurrents in the Atlantic and the Pacific. Although there were strong currents near the equator in the region of the thermocline, the currents were not steady.

Another marked difference between the Indian Ocean (during this period) and the Atlantic and Pacific was the east-west pressure gradient. The magnitude of the gradient was similar to that in the other two oceans, but the sign was reversed: the surface of the Indian Ocean along the equator sloped down toward the west, while in the Atlantic and Pacific the slope is toward the east.

Theory. Although the new observational data have helped to better define the undercurrent problem, there is not yet a completely satisfactory solution. The one paper dealing with this specific problem in the last three years [*Long*, 1961] treats the equatorial undercurrent as a turbulent jet.

Miscellaneous. For those interested in the observational evidence of equatorial undercurrents in the three oceans, mention should be made of the recent literature survey by *Montgomery* [1962].

Although the major emphasis in the study of the equatorial circulation in recent years has been on the undercurrent problem, the continued interest of California oceanographers in the circulation of the entire eastern tropical Pacific has continued. Much of the work on the structure of the Pacific equatorial countercurrent has been summarized by *Knauss* [1961].

It is expected that the international cooperative investigations of the tropical Atlantic, now under way, will result in increased knowledge of this relatively neglected region, and that there will be more to report about the equatorial circulation in the Atlantic in the next triennium.

References

Cromwell, T., R. B. Montgomery, and E. D. Stroup, Equatorial under-current in Pacific Ocean revealed by new methods, *Science, 119*, 648–649, 1954.

Knauss, J. A., Measurements of the Cromwell current, *Deep-Sea Res., 6*, 265–286, 1960.

Knauss, J. A., The structure of the Pacific equatorial countercurrent, *J. Geophys. Res., 61*, 143–155, 1961.

Knauss, J. A., Recent measurements of the Cromwell current (abstract), *J. Geophys. Res., 67*, 3571–3572, 1962.

Knauss, J. A., and B. A. Taft, Measurements of currents along the equator in the Indian Ocean, *Nature, 198*, 376–377, 1963.

Long, R. R., A turbulent equatorial jet, *J. Fluid Mech., 11*, 465–477, 1961.

Metcalf, W. G., A. D. Voorhis, and M. C. Stalcup, The Atlantic equatorial undercurrent, *J. Geophys. Res., 67*, 2499–2508, 1962.

Montgomery, R. B., Equatorial undercurrent observations in review, *20th Ann. Vol., Oceanographic Soc. Japan*, 487–498, 1962.

Montgomery, R. B., and E. D. Stroup, Equatorial waters and currents at 150°W in July–August 1962, *Johns Hopkins Oceanographic Studies, 1*, 68 pp., 1962.

(*Reprinted from Nature, Vol.* 198, *No.* 4878, *pp.* 376–377, *April* 27, 1963)

Measurements of Currents along the Equator in the Indian Ocean

In recent years large, high-speed, eastward flows beneath the surface along the equator have been discovered and/or rediscovered[1]. The structure of the Cromwell Current in the central and eastern Pacific has been described in some detail[2]. The current is symmetrical about the equator, has a transport as great as 40×10^6 m^3/sec and has a maximum speed in the thermocline of about three knots. The current appears to be steady and to be in geostrophic balance to within a half a degree of the equator. The distributions of oxygen, salinity and other properties indicate upwelling of water along the equator and strong vertical mixing. The observations in the Atlantic Ocean indicate that the current structure there is remarkably similar[3].

Although it is generally believed that these undercurrents are in some way related to the overlying wind field, the driving mechanism and method of maintenance of these currents are still not certain. For this reason an investigation of the equatorial circulation in the Indian Ocean during different monsoon conditions is part of the programme of the International Indian Ocean Expedition. The first part of this expedition has been completed. During June 28–September 24, 1962, *Argo* of the Scripps Institution of Oceanography, University of California, occupied a zonal line of stations along the equator and four cross-sections from 5° N. to 5° S. (Fig. 1). Ninety-seven hydrographic stations and twenty-one current-measuring stations were occupied. Some ninety velocity soundings were made at these twenty-one stations. The current-measurement technique was similar to that previously described.

During the period of observation there was no strong eastward, subsurface flow similar to that found in the other two oceans. Maximum speeds were not necessarily found at the equator. The maximum speeds at a given position were associated with the top of the thermocline and ranged from one to two knots. On the average, higher current speeds were found in the western than in the eastern Indian Ocean. In many instances the north–south component of velocity exceeded the east–west component.

The most characteristic feature of the three months of measurements was the variability of the flow. Although the current structure at a given location remained constant over a 24-h period, it did not remain constant over periods

UNESCO ARCHIVES

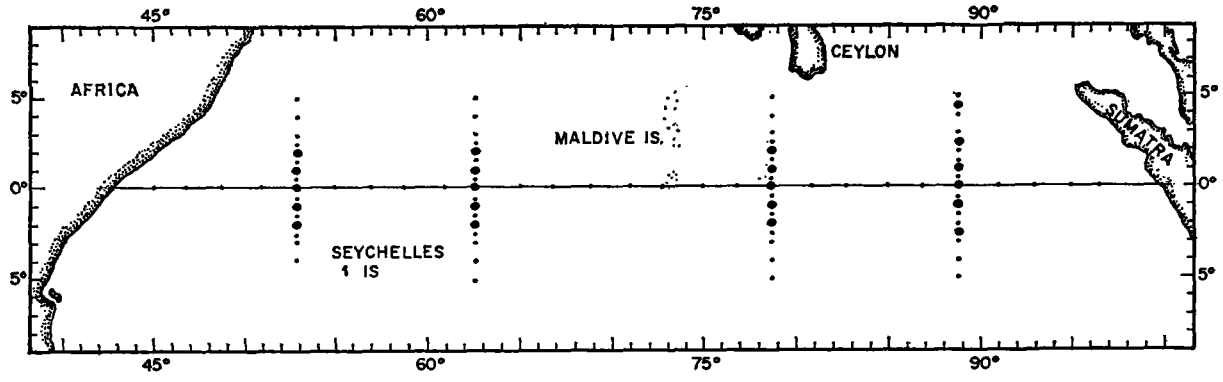


Fig. 1. Station pattern for *Argo*, June 27–September 24, 1962. Small dots indicate hydrographic stations; large dots current meter and hydrographic stations

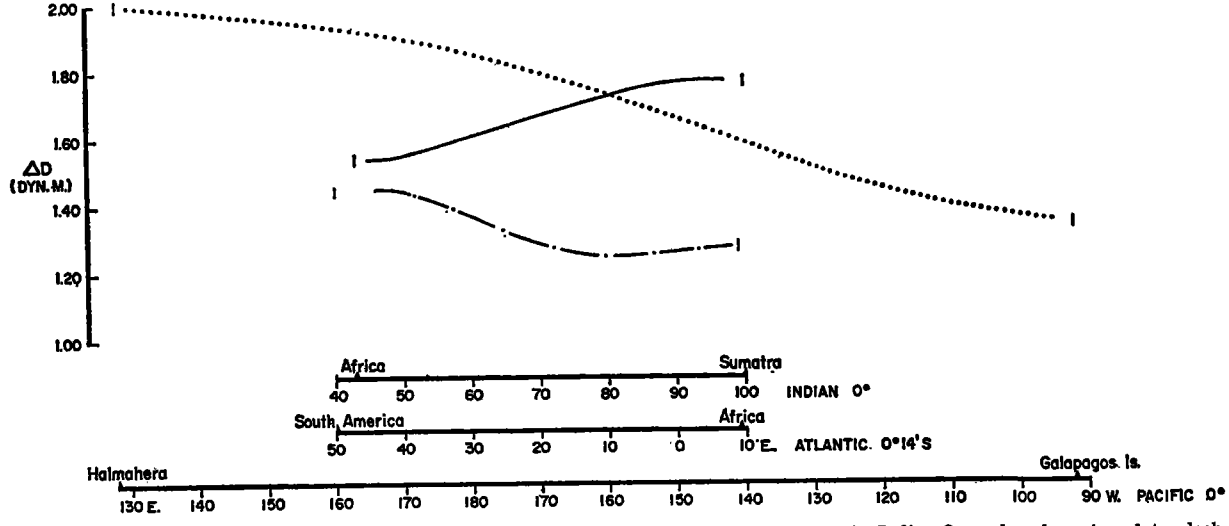


Fig. 2. Dynamic topography of the sea surface (surface referred to 1,000 decibars). Solid line is the Indian Ocean based on *Argo* data; dash–dot line is the Atlantic based on *Crawford* cruise, November 1958; dotted line is a composite of all available Pacific data

of three weeks, and on some occasions was not steady over periods of 3–5 days. This is in marked contrast to the observations in at least the central and eastern Pacific.

Preliminary indications are that the observed current was not in geostrophic balance. In one of the four cross-sections (53° E.) this was obviously the case. The north–south pressure gradient force from 2° N. to 1° S. based on seven hydrographic stations was 5×10^{-4} dyne/g. The gradient appeared to be constant and did not reverse itself at the equator. A zonal geostrophic current of 200 cm/sec (3·9 knots) at 1° N. would be necessary to balance such a pressure gradient force—a current 10 times greater than what was observed.

There was no evidence of upwelling, 'spreading of the thermocline' or vertical mixing of the water at the equator, all features which are associated with the equatorial undercurrents in the Atlantic and the Pacific.

One of the reasons for looking at the equatorial circulation in the Indian Ocean was the indication that the east–west pressure gradient in this ocean was different from that found in the Atlantic and the Pacific. In the Atlantic and Pacific the sea surface slopes down to the east along the equator. Although the magnitude of the slope varies with longitude and probably with time, there is no evidence that it changes sign. During the three-month period we were in the Indian Ocean the gradient was constant, of approximately the same magnitude as that in the Atlantic and Pacific, but of opposite sign (Fig. 2). It seems reasonable to assume that the marked difference in the current structure between the Indian Ocean and that observed in the Atlantic and Pacific is related to the change in sign of the pressure gradient. The east–west pressure gradient may be different during the other monsoon season. We expect to make further observations during the period February 15–May 15, 1963.

This work reported was part of the Lusiad Expedition—a joint University of California, University of Rhode Island venture, and a United States contribution to the International Indian Ocean Expedition. Support for the work was provided by the Office of Naval Research and the National Science Foundation.

JOHN A. KNAUSS
Narragansett Marine Laboratory,
University of Rhode Island, Kingston, Rhode Island.

BRUCE A. TAFT
Scripps Institution of Oceanography,
University of California, La Jolla, California.

[1] Montgomery, R. B., *J. Oceanogr. Soc. Japan*, twentieth anniv. vol. (in the press).
[2] Knauss, J. A., *Deep-Sea Res.*, **6**, 265 (1960).
[3] Metcalf, J. L., Voorhis, A. D., and Stalcup, M. C., *J. Geophys. Res.*, **67**, 2499 (1962).

Printed in Great Britain by Fisher, Knight & Co., Ltd., St. Albans.

Reprinted from: Science, vol. 143, no. 3604, 24 January 1964, p. 354-356

Equatorial Undercurrent of the Indian Ocean

Abstract. *Measurements of currents at the equator in the Indian Ocean indicate the presence of an equatorial undercurrent. This current is similar in many respects to the undercurrent in the Pacific and Atlantic oceans. The undercurrent in the Indian Ocean is located in the thermocline and is of low magnitude, unsteady, and more strongly developed on the eastern side of the ocean.*

During the past year the equatorial circulation of the Indian Ocean has been studied in two 3-month cruises carried out from the research vessel, *Argo*, of the Scripps Institution of Oceanography of the University of California. These studies are a United States contribution to the scientific program of the International Indian Ocean Expedition (*1*).

The main objective of these studies was to determine whether the Indian Ocean possesses a current structure similar to that found near the equator in the Atlantic and Pacific oceans (*2*). Measurements at the equator in these oceans have revealed high-speed, subsurface, eastward flows centered at the equator. The Equatorial Undercurrent in the Pacific (Cromwell Current) has been shown to have a maximum speed of 100 to 150 cm/sec at a depth of 50 to 100 m. The current is about 4° wide, symmetrical about the equator, and relatively steady in time. The Equatorial Undercurrent in the Atlantic, although less well documented, appears to be analogous to its counterpart in the Pacific (*3*).

It is generally believed that the Equatorial Undercurrent is in some way driven by the surface winds (*4*). If so, one might expect to find a difference in the equatorial current structure with different wind systems. For this reason, observations were made during the two phases of the Indian Ocean monsoon.

The first cruise, 28 June to 24 September 1962, was during the period of the southwest monsoon. The second cruise, 16 February to 15 May 1963, began at the end of the northeast monsoon period and concluded during the beginning of the southwest monsoon period. The results of a preliminary analysis of the data from the first cruise have already been reported (*5*). Some of the conclusions presented in that paper have now been modified upon further analysis of the data. In particular, an equatorial undercurrent structure, although somewhat different from that observed to be characteristic for the Pacific and Atlantic oceans, was measured on the eastern meridional sections of this first cruise and our conclusion that no undercurrent was present now applies only to the western sections. This report is based on the data from both cruises and is focused on the question of the existence of the Equatorial Undercurrent in the Indian Ocean. The station pattern on the two cruises was nearly identical with four north-south sections across the equator and a zonal section along the equator occupied during both periods (Fig. 1). Current measurements were made from the surface down to 400 m on each meridional section at 1° intervals from 2°N to 2°S. The measurements were made with a telemetering current meter from a drifting ship by a technique previously described by Knauss (*3*).

On three of the eight sections (79°E, 89°E, and 92°E) the distribution of the zonal component of velocity with depth was similar to that of the Equatorial Undercurrent. The core of these eastward flows was located in the middle thermocline, the maximum eastward speeds were centered at the equator, the associated meridional components were small in comparison to the zonal component, and the current structure in the thermocline was stable over periods of at least a week. The surface current on these sections was eastward at 79°E and 89°E and westward at 92°E. The zonal velocity structure most closely resembled that of the undercurrent on the 92°E section in April where the maximum eastward speeds in the thermocline were observed (Fig. 2). The section at 79°E in September showed a more complicated structure with a peak of westward flow in the lower portion of the surface layer and an eastward flow in the thermocline from 2°N to 2°S with a maximum speed of 60 cm/sec at the equator. The portion of this section from 1°N to 1°S was repeated approximately 1 week after the first run and the core of 60 cm/sec eastward flow in the thermocline was again found to be present. Current measurements at 89°E in September also showed eastward flow in the thermocline from 2.5°N to 1°S with a maximum eastward speed at the equator of 50 cm/sec.

Table 1. Maximum measured eastward velocity component in thermocline and associated meridional velocity component and depth for equatorial stations where the undercurrent was present. Positive meridional components are northward and negative components are southward.

Date	Zonal component (cm/sec)	Meridional component (cm/sec)	Depth (m)
	61°E		
9 March	27	+13	81
31 March	57	− 5	80
	69°E		
4 March	49	−16	90
	77°E		
1 March	31	+ 2	120
	79°E		
9 July	19	− 7	125
2 Sept.	67	+20	110
8 Sept.	61	−32	100
	85°E		
7 April	60	+23	105
	89°E		
11 Sept.	51	+12	120
17 Sept.	34	+14	140
	92°E		
9 April	81	− 7	100
22 April	76	+19	120

An eastward flow, of lower magnitude, was measured in the thermocline from 2°N to 1°S on the 61°E section in early March. The maximum eastward speed (38 cm/sec) was not located at the equator, and thus the velocity structure departed from that usually associated with the undercurrent. When considered with the evidence from the distributions of properties and the measurements of current at the equator at 61°E 3 weeks after the section was occupied (see below), our interpretation is that these measurements probably represent a weakly developed undercurrent.

On four sections, namely, 53°E in both May and August, 62°E in August, and 85°E in February, an undercurrent was not measured. The measurements on the 85°E section did indicate eastward velocities in the lower thermocline of magnitude 15 cm/sec. Since 15 cm/sec is the order of the uncertainty in the measurements of currents, the reality of this eastward flow cannot be established. On the two sections at 53°E and 62°E the zonal component of velocity in the thermocline was either westward or its magnitude was below the noise level of the measurements. In addition, on the section at 53°E in August and at 62°E the meridional flow was considerably stronger than the zonal flow (*5*).

Further evidence for the presence of the undercurrent comes from measurements of currents at stations on the equator at 61°E, 69°E, 77°E in March and at 85°E and 92°E in April. These

observations seem to indicate a continuous undercurrent from 61°E east to 92°E during late March and early April; the magnitude of this undercurrent increases from the west to the east. A strong eastward flow in the thermocline was measured on the equator at 85°E in April where the section during February revealed only a weak eastward flow. The repetition of the equatorial current measurements at 61°E, 79°E, 89°E and 92°E with time differences of 1 to 3 weeks provides evidence for the stability, over periods of weeks, of the eastward flows measured on the meridional sections. However, the sign of the meridional component of velocity associated with the maximum eastward flow was unsteady. Table 1 summarizes the measurements of an eastward undercurrent along the equator during the two cruises.

Usually associated with the undercurrent is the spreading of the thermocline at the equator. Montgomery has used thermocline spreading as a criterion for predicting the existence of an undercurrent in the Indian Ocean (*3*). On two of the sections where an undercurrent was clearly developed (79°E and 92°E) the thickness of the thermocline, as measured by the separation of the 15°C and 25°C isotherms, was a maximum at the equator (Fig. 3). The thermocline at 89°E was considerably sharper than on any of the other meridional sections and showed no tendency to spread at the equator. Associated with the thermocline spreading at 92°E were low values of dissolved oxygen and high values of inorganic phosphate in the surface layer. The meridional distributions of temperature, dissolved oxygen, and inorganic phosphate on the 61°E section, where the presence of the undercurrent was suggested but not clearly established, all showed spreading of the isopleths at the equator. The weakening of the thermocline at the equator was not observed on the other sections where the undercurrent was not present. Thus, even in the Indian Ocean, where the undercurrent is not as well developed nor as steady as in the other oceans, these indications of upwelling of water from the thermocline may be found.

Within the thermocline along the equator a salinity maximum is found whose value at the maximum decreases from west to east. On our sections at 85°E, 89°E, and 92°E this maximum was found to be isolated in the meridional plane from water of a comparable salinity (Fig. 3). This salinity maximum is present throughout the year and would require eastward transport of water of high salinity for its maintenance. The eastward undercurrent measured on the sections at 79°E, 89°E, and 92°E provides the required eastward transport. Metcalf *et al.* have described an analogous relationship between the Atlantic Undercurrent and a salinity maximum at the equator (*3*).

The sign of the slope of the sea surface did not change with the phase of the monsoon. The dynamic topography of the sea surface relative to 1000 decibars on the July equatorial section clearly showed a slope up toward the east of 5×10^{-8} (*5*). The three separate determinations of the slope of the sea surface during the February to May cruise indicated on the eastern side of the ocean a slope of half the magnitude but of the same sign. However, on the equatorial sections of both cruises (July and April) the slope of the deeper isobaric surfaces on the eastern side of the ocean changes sign and becomes negative at 100 to 125 decibars. Thus the eastward velocity component in the thermocline is associated with an eastward pressure gradient roughly comparable to that found near the core of the undercurrent in the Pacific.

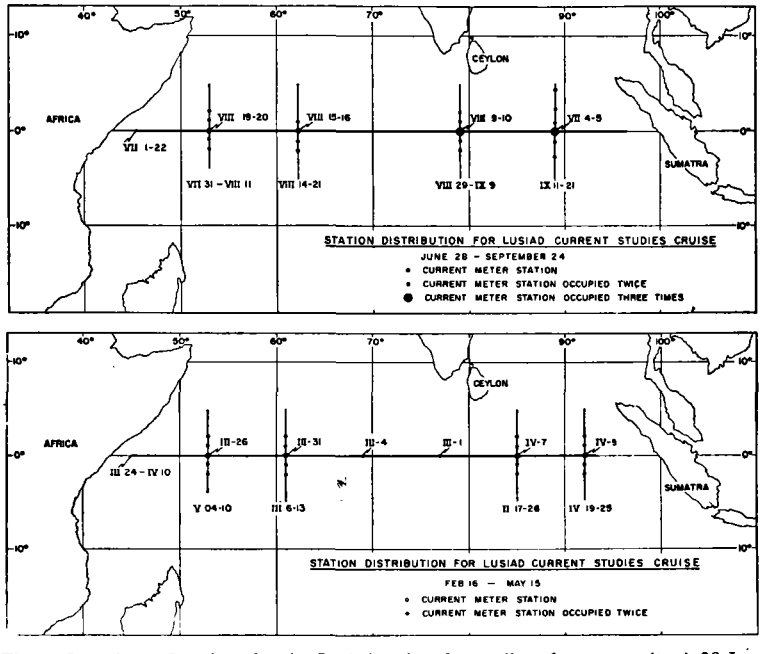


Fig. 1. Locations of stations for the *Lusiad* cruises for studies of currents: (top) 28 June to 24 September 1962; (bottom) 16 February to 15 May 1963. The heavy lines denote sections of hydrographic stations. Current-meter stations are indicated by open circles if occupied once, by filled circles if occupied twice, and by ringed filled circles if occupied three times. At the southern end of each section is shown the period during which the section was made (Roman numerals indicating the months). The dates given for single current-meter stations on the equator are the times of occupancy in addition to that while working the section.

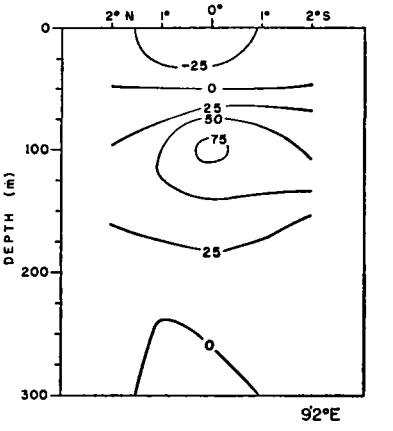


Fig. 2. Vertical section of zonal component of measured current velocity (cm/sec) at 92°E (19–25 April 1963). Eastward current is positive and westward current is negative.

These studies show that an equatorial undercurrent does exist in the Indian Ocean with many of the properties associated with the undercurrents of the Pacific and Atlantic. There is no evidence that it is restricted to only one phase of the monsoon although its maximum development occurred during the end of the northeast monsoon. The tendency for the undercurrent to develop in the Indian Ocean is more marked on the eastern side of the ocean than on the western side. The undercurrent did not appear on either of our westernmost sections at 53°E. However, the observed current structure is certainly different from that typically observed at the equator in the other ocean. The speed of the eastward flow in the undercurrent of the Indian Ocean is only half that found in the Pacific. Although the eastward velocity component does appear to be steady over periods of weeks when the undercurrent is developed and can be traced over half the width of the ocean, there were times at which the undercurrent was either weakly developed or not present (*6*).

JOHN A. KNAUSS
Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Kingston
BRUCE A. TAFT
Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego

References and Notes

1. J. A. Knauss, *Science* **134**, 1684 (1961).
2. Current measurements were made near the equator in the Indian Ocean on the 31st cruise of the *Vitiaz*. See I. M. Ovchinnikov, *Ann. Géophys. Intern., Oceanol. Res., Art., Acad. Sci. USSR*, No. 4, 18 (1961). A subsurface eastward component of current was observed beneath a westward surface current on sections across the equator 67°E and 76°E during February. A detailed discussion of these observations has not been published, so that the characteristics of the current structure are unknown.
3. For a summary of the observational evidence of the Equatorial Undercurrent see R. B. Montgomery, *J. Oceanogr. Soc. Japan, 20th Anniversary Vol.*, 487 (1962). The most detailed velocity observations are, for the Pacific, those of J. A. Knauss, *Deep-Sea Res.* **6**, 265 (1960), and for the Atlantic, those of W. G. Metcalf, A. D. Voorhis, and M. C. Stalcup, *J. Geophys. Res.* **67**, 2499 (1962).
4. A number of theoretical models of the Equatorial Undercurrent have been published in *Deep-Sea Res.* **6**, 287–327 (1960).
5. J. A. Knauss and B. A. Taft, *Nature* **198**, 376 (1963).
6. The work reported here was part of the *Lusiad* Expedition, a joint University of California–University of Rhode Island venture, and a United States contribution to the International Indian Ocean Expedition. Support for the work was provided by the Office of Naval Research and the National Science Foundation. This report is a contribution from the Graduate School of Oceanography of the University of Rhode Island and the Scripps Institution of Oceanography of the University of California.

6 November 1963

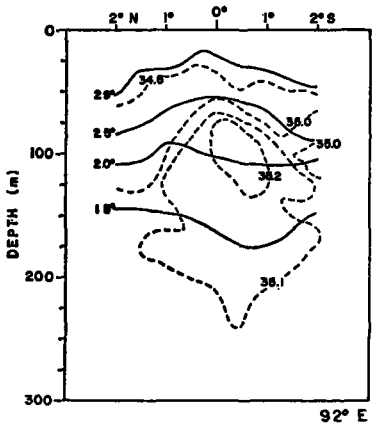


Fig. 3. Vertical section of temperature (solid lines, °C) and salinity (dotted lines, per mille) at 92°E (19–25 April 1963).

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

В. Г. Снопков

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНТАКТНОГО ТЕПЛООБМЕНА И ВЕЛИЧИНЫ ИСПАРЕНИЯ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В ПЕРИОД ЗИМНЕГО МУССОНА

§ 1. ВВЕДЕНИЕ

Наблюдения, послужившие основанием для данной работы, выполнялись во время 33 рейса «Витязя» с 6 октября 1960 г. по 19 апреля 1961 г.

Для периода зимнего муссона в северной части Индийского океана характерна относительная устойчивость атмосферных процессов, основную схему которых можно представить следующим образом. Над материком давление повышено, в приэкваториальной области пониженного давления периодически возникают тропические депрессии, которые смещаются обычно в северо-западном направлении со скоростью 10—13 *км/час*. Давление в в центре тропических депрессий в начальной стадии развития составляет в среднем 1005 *мб*, а в период максимального развития часто достигает 1000 *мб* и менее, что бывает реже. Приближаясь к материку, тропические депрессии быстро заполняются. По данным приземных наблюдений за ветром (на высоте 12 *м* над поверхностью океана), скорость зимнего муссона в северном полушарии, имеющего большей частью северо-восточное направление, в среднем составляет 6 *м/сек*. При пересечении фронтальных зон в тропических депрессиях и шквалах скорость ветра почти всегда возрастает до 10—12 *м/сек*. Максимальная наблюдавшаяся нами скорость ветра достигала 12,8 *м/сек*. Тропический фронт находится на 10—11° ю. ш., где он хорошо прослеживается по всем метеорологическим элементам. На всей рассматриваемой акватории температура воды на поверхности была в среднем на 1° выше температуры воздуха. Амплитуда суточного хода температуры воздуха на экваторе на 70° 49′ в. д. составляет 0,7°, на 83° в. д.— 2,8°; амплитуда суточного хода температуры воды составляет в обоих случаях 0,9°.

Относительная влажность воздуха в период зимнего муссона в тропиках в открытой части океана понижена и составляет 70—80%, при приближении к материку она уменьшается до 40—60%. Таковы в среднем те метеорологические условия зимнего муссона, применительно к которым мы рассчитали величины контактного теплообмена и испарения.

§ 2. КОНТАКТНЫЙ ТЕПЛООБМЕН

Морская поверхность и прилегающие к ней слои воздуха обычно имеют различную температуру, поэтому между ними существует постоянный теплообмен. По определению В. С. Самойленко, такой обмен теплом, вызываемый разностью температур воды и нижних слоев воздуха в области их непосредственного соприкосновения, называется контактным теплообменом. Контактный теплообмен вызывается и поддерживается именно этой разностью температур и существует всегда, когда эта разность не равна нулю.

Расчет контактного теплообмена производился по формулам, полученным В. С. Самойленко на основании теории турбулентно-конвективного обмена для двух случаев. В первом случае принимается, что нижние слои воздуха у морской поверхности полностью и повсюду находятся в турбулентном состоянии, причем расчетная формула имеет вид

$$q = C_z U_z (T_0 - T_z), \tag{1}$$

где T_0 — температура поверхности моря; T_z — температура воздуха на уровне z; U_z — скорость ветра, измеренная на этом уровне z; C_z — коэффициент теплообмена в турбулентном потоке воздуха, равный

$$C_z = K_0^2 \rho \frac{\sigma}{\left[\ln\left(\frac{z + z_0}{z_0}\right)\right]^2}; \tag{2}$$

здесь K_0 — постоянная Кармана, принимаемая равной 0,38; ρ — плотность воздуха (0,0013 *г/см*^{3}); σ — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении (0,24 *кал/г·град*); z_0 — параметр шероховатости, принимаемый равным 0,6 *см*; z — уровень измерения скорости ветра и температуры воздуха.

Во втором случае предполагается, что атмосфера не всегда находится в турбулентном состоянии и в некоторых местах непосредственного соприкосновения моря с атмосферой образуется тонкий ламинарный слой. В этом случае формула для расчета теплообмена имеет вид

$$q = C_z' U_z (T_0 - T_z). \tag{3}$$

В формуле (3) коэффициент теплообмена C_z' при наличии тонкого ламинарного слоя равен

$$C_z' = \frac{C_z}{1 + \frac{C_z b_z}{K}}, \tag{4}$$

где b_z — коэффициент, зависящий от уровня измерения скорости ветра (при высоте 12 *м* этот коэффициент равен 81,6); K — коэффициент молекулярной теплопроводности воздуха, равный (в системе CGS) 0,00005. Остальные обозначения прежние. Предполагается также, что температура воздуха вблизи поверхности моря равна температуре поверхности моря.

Измерения температуры воздуха и скорости ветра сделаны на уровне 12 *м* над морской поверхностью. При такой высоте коэффициенты теплообмена C_z и C_z', рассчитанные по формулам (2) и (4), соответственно равны $0{,}089 \cdot 10^{-5}$ и $0{,}036 \cdot 10^{-5}$ CGS. Контактный теплообмен рассчитывался для каждого срока метеорологических наблюдений, 8 раз в сутки на шести разрезах, идущих от материка до экватора по 62, 66, 71° в. д. в западной части рассматриваемой акватории и по 83, 87, 91° в. д. в восточной части.

Из полученных величин контактного теплообмена на каждом меридиане определялось его среднее значение. Для окончательного расчета величины контактного теплообмена со всей поверхности за период зимнего муссона (с декабря по май) была принята средняя величина из ранее полученных трех величин контактного теплообмена на каждом меридиане.

§ 3. ИСПАРЕНИЕ И ЗАТРАТА ТЕПЛА НА ИСПАРЕНИЕ

Величина испарения, как и величина контактного теплообмена, рассчитывалась по формулам испарения в турбулентном потоке, а также при наличии тонкого ламинарного слоя, предложенным В. С. Самойленко:

$$e = B_z U_z (f_0 - f_z), \tag{5}$$

где f_0 и f_z — давление водяного пара на уровне испаряющей поверхности и на уровне z; U_z — скорость ветра на уровне z; B_z — коэффициент испарения, равный

$$B_z = 0{,}62 \frac{1}{\sigma p} C_z; \tag{6}$$

здесь p — атмосферное давление; остальные обозначения прежние. При наличии тонкого ламинарного слоя расчетная формула имеет вид

$$e = B'_z U_z (f_0 - f_z), \tag{7}$$

где

$$B'_z = \frac{B_z}{1 + \frac{B_z b_z}{\delta}}. \tag{8}$$

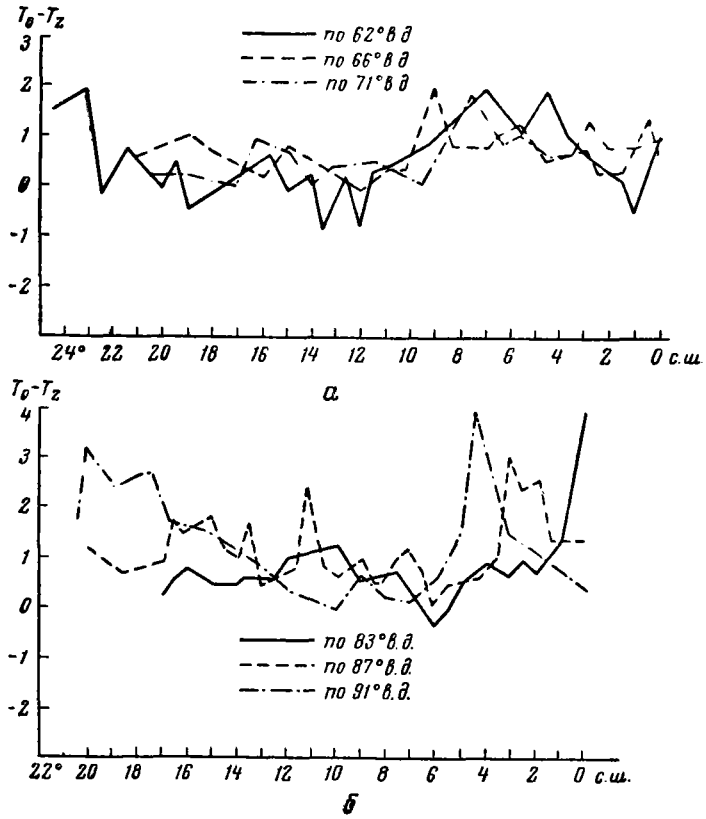
В формуле (8) δ обозначает коэффициент молекулярной диффузии водяного пара в ламинарном слое воздуха, равный $0{,}31 \cdot 10^{-3}$ *г/см·сек*. Остальные обозначения прежние. Коэффициенты B_z и B'_z, рассчитанные по формулам (6) и (8), равны соответственно $0{,}314 \cdot 10^{-8}$ и $0{,}138 \cdot 10^{-8}$ CGS. Величины испарения рассчитывались так же, как и величины контактного теплообмена. Затрата тепла на испарение была определена из соотношения

$$q_e = e\lambda, \tag{9}$$

где λ — скрытая теплота испарения, равная 595 *кал/г*. По приведенным формулам были рассчитаны величины контактного теплообмена, испарения и затраты тепла на испарения для северной части Индийского океана в период с 1 декабря по 1 мая включительно.

§ 4. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Все расчетные величины заметно изменяются от одного срока наблюдений к другому. Эти изменения вызываются в первую очередь колебаниями температуры воздуха и скорости ветра, так как температура воды морской поверхности изменяется сравнительно незначительно. Как видно из формулы (3), величина контактного теплообмена прямо пропорциональна скорости ветра и разности температур между поверхностью моря и воздуха. Разность температур велика вблизи берегов материка (см. рисунок), так как воздух, поступающий с материка в зимний период, имеет более низкую температуру, чем поверхность моря. Кроме того, как можно видеть из табл. 1, значительное увеличение разности температуры наблюдается в приэкваториальных широтах при выпадении дождя, так как



Разность температуры воды и воздуха

а — в западной части; *б* — в восточной части

температура воздуха при этом понижается на 1,5—2,0°. Максимумы разности температур, обозначенные на рисунке, как раз и обусловливаются понижением температуры воздуха при выпадении дождя.

Таблица 1

Разность температуры воды и воздуха во время дождя

Дата наблюдений	Координаты		Разность температур, *град*	Дата наблюдений	Координаты		Разность температур, *град*
	широта	долгота			широта	долгота	
6.I	10°42′ с. ш.	83° в. д.	3,3	22.I	0°00′ с.ш.	82°59′	3,9
12.I	0 14 ю.ш.	82° 06′	3,1	7.II	1 44	87 12	2,6
21.I	2 29 с. ш.	81 29	1,9	12.II	6 24	90 57	3,5
21.I	2 44	82 28	3,3				

§ 5. ГРАНИЦЫ РАССМАТРИВАЕМОГО РАЙОНА И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОЩАДИ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Для наших расчетов было необходимо установить границы рассматриваемой акватории и определить ее площадь. Вся акватория Индийского океана (включая заливы и моря), лежащая к северу от экватора, была разделена на западную и восточную части. Границами западной части были установлены 42 и 77° в. д., а восточной части — 77 и 100° в. д.

Определение площади акватории производилось путем взвешивания. С бланковой карты в Меркаторской проекции масштаба 1 : 10^7 на кальку были перенесены контуры западной и восточной частей Индийского океана, затем эти кальки взвешивались на терзионных весах. Определив площадь, соответствующую весу кальки в 1 *мг*, можно было определить и всю интересующую нас площадь.

Вес кальки в 1 *мг* соответствует площади 4177,5 *км*^{2}. Вес кальки, соответствующей площади западной части акватории, составляет 1 *г* 680 *мг*, а ее площадь равна $1680 \cdot 4177{,}5 = 7\,018\,200$ *км*^{2}. Вес кальки, соответствующей площади восточной части, составляет 1 *г* 120 *мг*, а ее площадь равна $1120 \cdot 4177{,}5 = 4\,678\,800$ *км*^{2}. Мы приводим таблицы расчетных величин контактного теплообмена и испарения для двух случаев. В табл. 2 величины контактного теплообмена и затраты тепла на испарение выражаются в *кал/см*$^2 \cdot$*сек*, а испарение — в *г/см*$^2 \cdot$*сек*.

Таблица 2

Средние величины контактного теплообмена и испарения по различным меридианам

	Западная часть			Восточная часть			Среднее	
	62° в. д.	66° в. д.	71° в. д.	83° в. д.	87° в. д.	91° в. д.	западная часть	восточная часть
Для первого случая								
Контактный теплообмен	$0{,}2 \cdot 10^{-3}$	$0{,}3 \cdot 10^{-3}$	$0{,}3 \cdot 10^{-3}$	$0{,}4 \cdot 10^{-3}$	$0{,}4 \cdot 10^{-3}$	$0{,}5 \cdot 10^{-3}$	$0{,}3 \cdot 10^{-3}$	$0{,}4 \cdot 10^{-3}$
Испарение	$1{,}2 \cdot 10^{-5}$	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$	$1{,}1 \cdot 10^{-5}$	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$	$0{,}9 \cdot 10^{-5}$	$1{,}8 \cdot 10^{-5}$	$1{,}2 \cdot 10^{-5}$	$1{,}3 \cdot 10^{-5}$
Затрата тепла на испарение	$7{,}1 \cdot 10^{-3}$	$7{,}7 \cdot 10^{-3}$	$6{,}5 \cdot 10^{-3}$	$7{,}7 \cdot 10^{-3}$	$5{,}4 \cdot 10^{-3}$	$10{,}7 \cdot 10^{-3}$	$7{,}1 \cdot 10^{-3}$	$7{,}7 \cdot 10^{-3}$
Для второго случая								
Контактный теплообмен	$0{,}08 \cdot 10^{-3}$	$0{,}12 \cdot 10^{-3}$	$0{,}12 \cdot 10^{-3}$	$0{,}16 \cdot 10^{-3}$	$0{,}16 \cdot 10^{-3}$	$0{,}20 \cdot 10^{-3}$	$0{,}11 \cdot 10^{-3}$	$0{,}17 \cdot 10^{-3}$
Испарение	$0{,}53 \cdot 10^{-5}$	$0{,}57 \cdot 10^{-5}$	$0{,}48 \cdot 10^{-5}$	$0{,}57 \cdot 10^{-5}$	$0{,}40 \cdot 10^{-5}$	$0{,}79 \cdot 10^{-5}$	$0{,}53 \cdot 10^{-5}$	$0{,}58 \cdot 10^{-5}$
Затрата тепла на испарение	$3{,}1 \cdot 10^{-3}$	$2{,}4 \cdot 10^{-3}$	$2{,}8 \cdot 10^{-3}$	$3{,}4 \cdot 10^{-3}$	$2{,}4 \cdot 10^{-3}$	$4{,}7 \cdot 10^{-3}$	$3{,}1 \cdot 10^{-3}$	$3{,}5 \cdot 10^{-3}$

1. *В первом случае*, когда делается предположение *о турбулентном состоянии нижних слоев воздуха у морской поверхности*, расчетные величины контактного теплообмена и испарения завышены по сравнению с аналогичными величинами второго случая на 40%.

Следовательно, приведенные здесь расчеты величин контактного теплообмена и испарения свидетельствуют о том, что нижние слои воздуха, непосредственно прилегающие к морской поверхности, не вполне и не всегда находятся в турбулентном состоянии и что вблизи морской поверхности су-

Таблица 3

Рассчитанные величины контактного теплообмена и испарения за период зимнего муссона

	Западная часть		Восточная часть	
	Со всей поверхности	За 5 месяцев	Со всей поверхности	За 5 месяцев
	Для первого случая			
Контактный теплообмен	$21{,}1 \cdot 10^9$ *ккал/сек*	$27{,}3 \cdot 10^{16}$ *ккал*	$18{,}7 \cdot 10^9$ *ккал/сек*	$24{,}2 \cdot 10^{16}$ *ккал*
Испарение	$84{,}2 \cdot 10^{10}$ *г/сек*	$1{,}1 \cdot 10^{19}$ *г* или 1600 *мм*	$60{,}8 \cdot 10^{10}$ *г/сек*	$7{,}9 \cdot 10^{18}$ *г* или 1690 *мм*
Затрата тепла на испарение . .	$49{,}8 \cdot 10^{10}$ *ккал/сек*	$64{,}5 \cdot 10^{17}$ *ккал*	$36{,}0 \cdot 10^{10}$ *ккал/сек*	$46{,}6 \cdot 10^{17}$ *ккал*
	Для второго случая			
Контактный теплообмен	$77{,}2 \cdot 10^8$ *ккал/сек*	$10{,}0 \cdot 10^{16}$ *ккал*	$79{,}5 \cdot 10^8$ *ккал/сек*	$10{,}3 \cdot 10^{16}$ *ккал*
Испарение	$37{,}2 \cdot 10^{10}$ *г/сек*	$48{,}2 \cdot 10^{17}$ *г* или 687 *мм*	$27{,}1 \cdot 10^{10}$ *г/сек*	$35{,}1 \cdot 10^{17}$ *г* или 752 *мм*
Затраты тепла на испарение . .	$21{,}8 \cdot 10^{10}$ *ккал/сек*	$28{,}3 \cdot 10^{17}$ *ккал*	$16{,}3 \cdot 10^{10}$ *ккал/сек*	$21{,}1 \cdot 10^{17}$ *ккал*

ществует тонкий ламинарный слой, в котором обмен теплом и влагой с вышележащими слоями воздуха осуществляется молекулярными процессами.

2. *Во втором случае* при наличии *тонкого ламинарного слоя вблизи морской поверхности* расчетная величина испарения хорошо согласуется с данными Атласа теплового баланса (1955).

SUMMARY

Using V. S. Samoylenko's method the values of the contact heat exchange and the rate of evaporation in the Indian Ocean to the north of the equator were calculated, hydrometeorological observations in the r/v «Vityaz» 33 cruise having been taken for the purpose. The rate of evaporation was computed without any account of the thin laminar layer and with an account of it as well. The values of the rate of evaporation agree with the data of Budyko's heat balance atlas, when the thin laminar layer considered. When no thin laminar layer was under consideration, values of the rate of evaporation turned to be 40% greater than the respective ones for the case, when that layer was taken into consideration.

ЛИТЕРАТУРА

В. С. Самойленко. Формирование температурного режима морей. Гидрометеоиздат, 1959.

Атлас теплового баланса, под ред. проф. М. И. Будыко. Л., 1955.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

В. Г. Снопков

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ И АЭРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ В ПЕРИОД ЗИМНЕГО МУССОНА

§ 1. ВВЕДЕНИЕ

Многие вопросы, связанные с циркуляцией атмосферы в приэкваториальной области, и поныне еще неясны. К таким вопросам можно отнести, например, взаимодействие двух полушарий, осуществляющееся посредством пассатной и муссонной циркуляций через межтропическую зону конвергенции. Мало изучены также существующие связи западных ветров с тропическим фронтом и тропическими циклонами. Происходит это в первую очередь из-за недостатка фактических данных, получаемых в основном в экспедициях. В связи с этим представляется целесообразным привести фактические материалы, полученные на совершавшем свой 33 рейс э/с «Витязь»; они могут быть использованы в дальнейшем для решения еще неясных вопросов. На «Витязе» была проведена обработка метеорологических и аэрологических наблюдений. Здесь мы коротко изложим следующие вопросы: 1) характер перехода от циркуляции северного полушария к циркуляции южного полушария; 2) некоторые результаты обработки данных радиозондирования атмосферы; 3) вычисления вертикальной составляющей скорости ветра.

§ 2. ХАРАКТЕР ПЕРЕХОДА ОТ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ К ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

Наше представление о характере перехода от циркуляции атмосферы северного полушария к циркуляции атмосферы южного полушария основывается на метеорологических и аэрологических наблюдениях, проведенных э/с «Витязь». Плавание «Витязя» в северной части Индийского океана почти полностью совпало с периодом господства зимнего муссона.

Зимний муссон характеризуется преобладанием ветров северных направлений со средней скоростью 6 *м/сек*, причем барическое поле у поверхности океана в приэкваториальной области расчленено на отдельные депрессии. Периодически наблюдалось углубление тропических депрессий от 1010 до 1005—1002 *мб*, которые затем смещались обычно в северо-западном направлении, вызывая в том или ином районе резкое ухудшение погоды. При приближении к материку депрессии эти быстро заполнялись; одна из таких депрессий 10 ноября 1960 г. в Аравийском море в точке с координатами 14° с. ш. и 62° в. д. вызвала скорость ветра 12,8 *м/сек*. Эта скорость ветра оказалась максимальной в северном полушарии за весь рейс. Образование

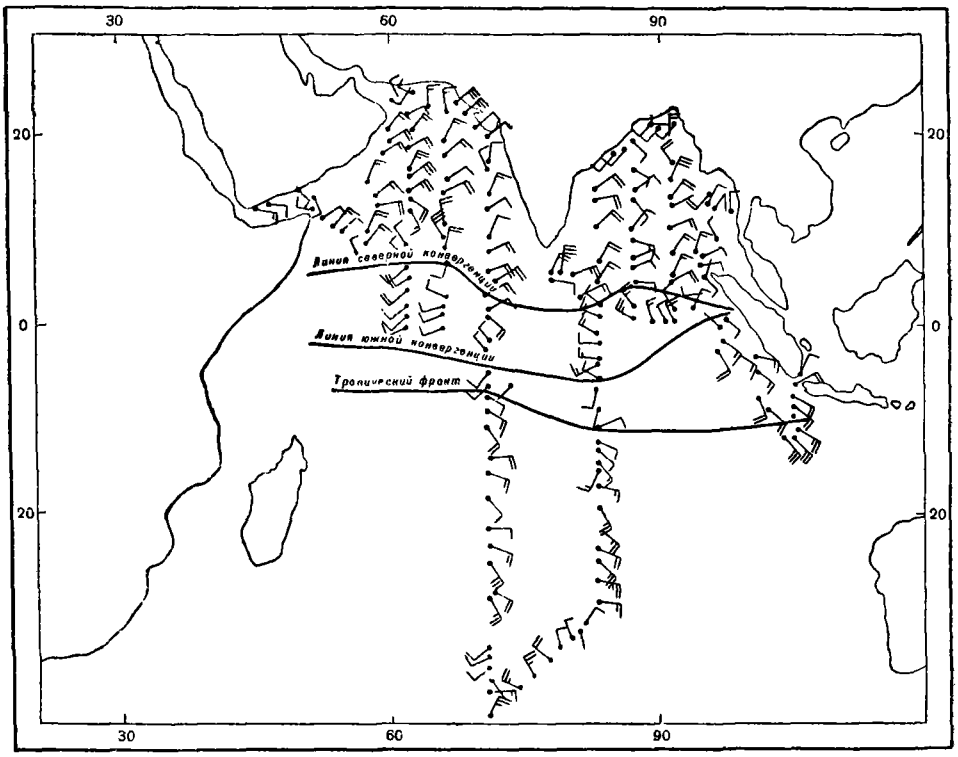


Рис. 1. Карта наблюденного ветра на высоте 12 *м*

и смещение тропических депрессий нарушает устойчивость северо-восточного муссона, обусловливая ветры других направлений.

Северо-восточный муссон наблюдался до 7° с. ш. на западе океана и до 3—2° с. ш. на востоке океана. К югу от зоны действия северо-восточного муссона находилась хорошо выраженная зона западных ветров, которая отделяется от северо-восточного муссона линией северной конвергенции, имеющей характер фронта. Линия северной конвергенции совершенно четко выделяется по облачности, осадкам и довольно резкому повороту ветра при уменьшении его скорости (рис. 1). На вертикальных разрезах температуры воздуха по 71 и 83° в. д. (рис. 2) линия северной конвергенции не обнаруживается. Зато она хорошо видна на разрезах удельной влажности воздуха (рис. 3). В южном полушарии зону западных ветров можно ограничить линией южной конвергенции, которая выделяется и по изменению направления ветра, и по ходу изолиний на рис. 3, *б*. Относительно экватора зона западных ветров располагается несимметрично, а ее ширина составляет примерно 7—10° по широте.

Следует отметить, что, согласно Флону (Flohn, 1953), зона западных ветров в Индийском океане наблюдается летом и зимой, начиная от западного побережья Африки через весь Индийский океан и Индо-Австралийский архипелаг вплоть до западной части Тихого океана. По наблюдениям, проведенным на «Витязе», зона западных ветров не столь непрерывна. Например, на меридиональном разрезе по 71° в. д. в пределах указанной зоны отмечались не западные ветры, а слабые ветры переменных направлений (1—3 *м/сек*). Не наблюдалось западных ветров и в районе Индо-Австралийского архипелага, где преобладали ветры с северной составляющей.

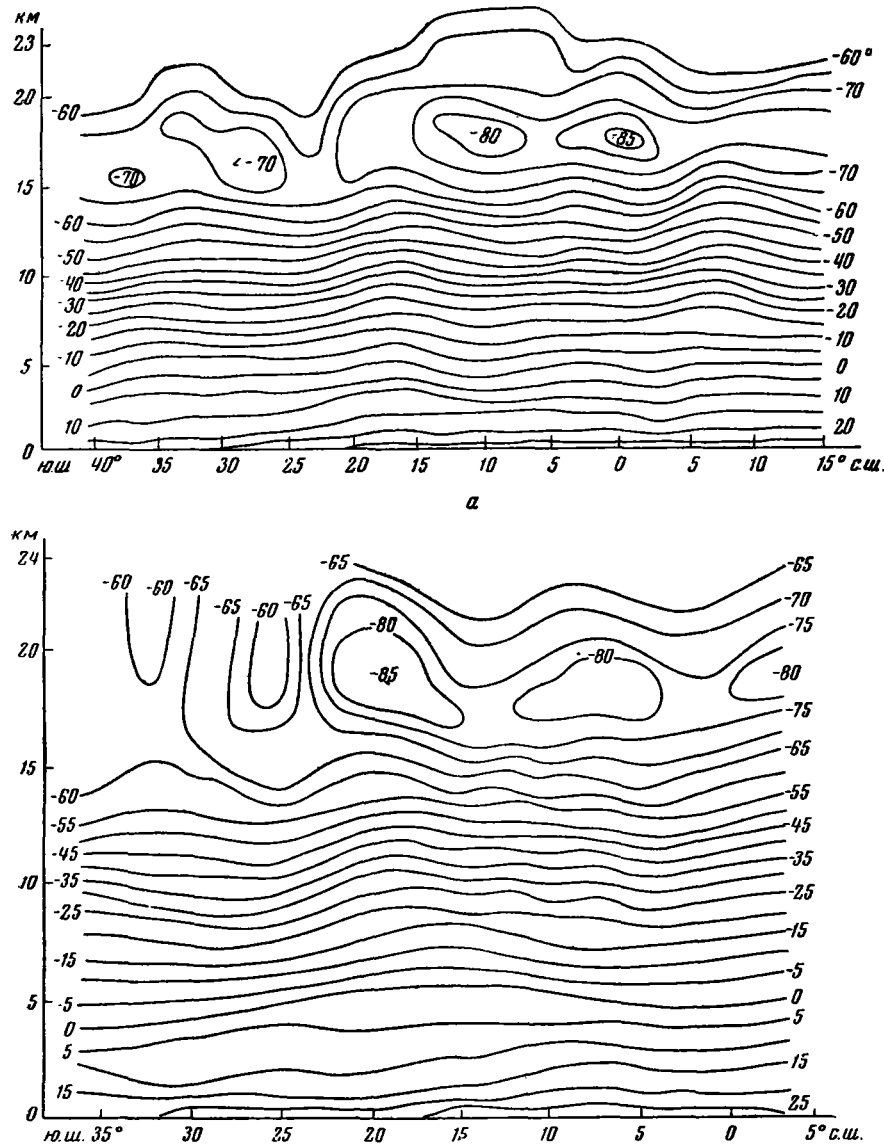


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры воздуха по 71° в. д. (*а*) и по 83° в. д. (*б*)

Далее к югу от линии южной конвергенции в полосе широт примерно от 2 до 3° на меридианах 71 и 83° в. д. зарегистрированы слабые ветры (1—2 *м/сек*) переменных направлений. К югу от этой полосы находился тропический фронт. Его положение четко определяется по изменению направления ветра, характеру облачности, осадкам, а также по ходу изолиний удельной влажности воздуха (см. рис. 3). На 71° в. д. в средине декабря тропический фронт проходил через архипелаг островов Чагос и вызвал там тропический ливень. К началу января на 83° в. д. тропический фронт опустился к югу до 11° ю. ш. Южнее тропического фронта наблюдался устойчивый по направлению и силе юго-восточный пассат. Описанная схема циркуляции у поверх-

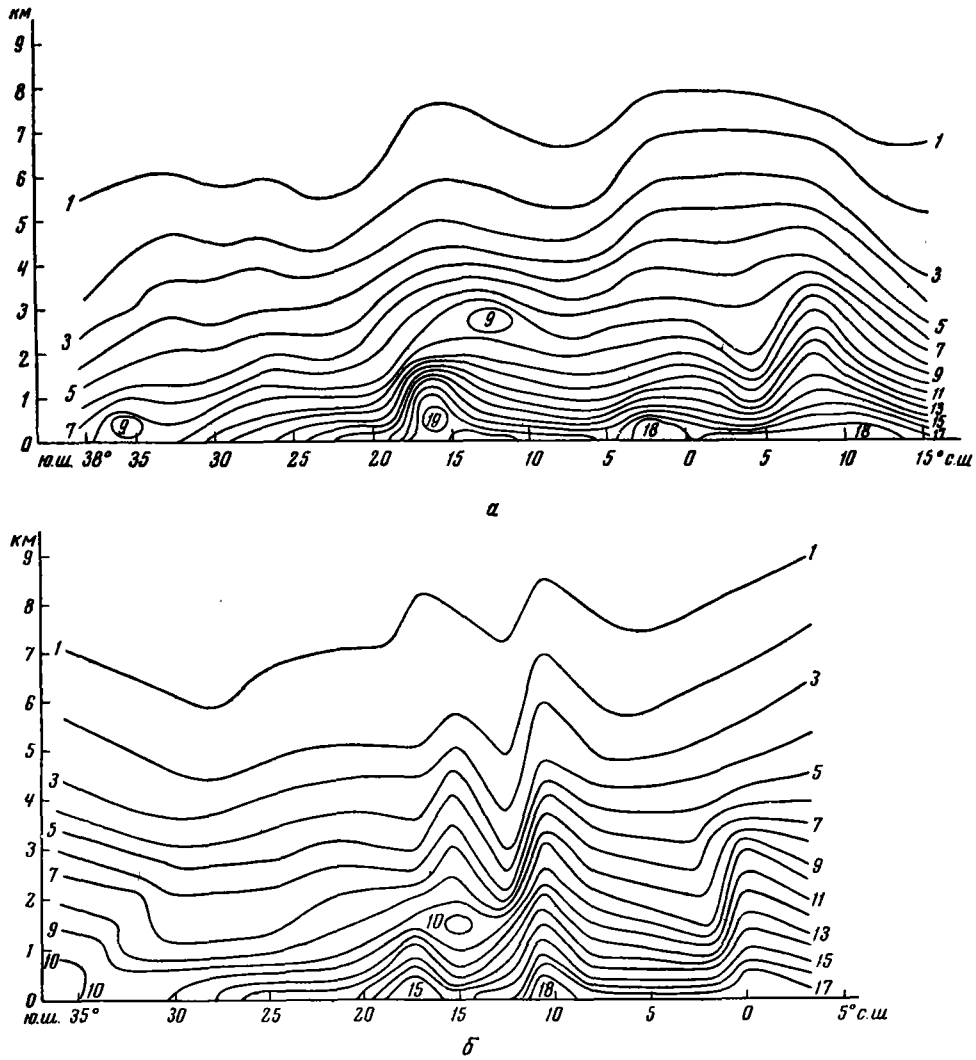


Рис. 3. Вертикальное распределение удельной влажности воздуха по 71° в. д. (*а*) и по 83° в. д. (*б*)

ности океана вблизи экватора представлена на рис. 1, на котором нанесена схема ветра, а также проведены соответствующие линии, разделяющие основные звенья циркуляции в приэкваториальной области.

В работе С. П. Хромова (1961) приводятся четыре типа приземного распределения ветра вблизи экватора. При сопоставлении этих типов с картой наблюдавшегося приземного ветра вблизи экватора над Индийским океаном в период зимнего муссона близкого сходства между ними не обнаружено. Все же разновидность первого типа (типа Iа), предложенного С. П. Хромовым, в некоторых чертах имеет сходство с приведенной выше схемой. Распределение ветра типа Iа в Индийском океане наблюдается в апреле. Оно характеризуется тем, что в южном полушарии существует только юго-восточный пассат, к северу от экватора над океаном господствуют переменные ветры, а над Индией западный перенос. Характерным для распре-

деления типа Ia является и то, что для этого периода депрессия располагается на экваторе только в восточной части океана, например над Индонезией. Над Африкой депрессия располагается севернее экватора. Сходство между сравниваемыми схемами состоит в том, что юго-восточный пассат наблюдается в обоих случаях в южном полушарии, а расхождение в том, что в период зимнего муссона к северу от 5—6° с. ш. господствуют не переменные ветры, а устойчивые ветры северо-восточного направления. Кроме того, над Индией сохраняется область пониженного давления, обусловливающая циклоническое вращение ветра у поверхности земли.

Различие между приведенными схемами, по-видимому, можно объяснить сезонной изменчивостью циркуляции атмосферы, которая так хорошо выражена над Индийским океаном. Если рассматриваемый период полностью относится к периоду господства зимнего муссона, то в апреле, вероятно, уже происходит переход от зимнего муссона к летнему. Поэтому к северу от экватора господствуют ветры переменных направлений. Представленная схема приземного распределения ветра в приэкваториальной области не является исчерпывающей. Однако можно полагать, что она сохраняет все основные черты (смещение тропического фронта в южное полушарие на 10—11°, достаточно хорошо выраженная зона западных ветров, резкое изменение направления ветра вблизи этой зоны) от одного года к другому.

Таким образом, переход от зимнего муссона к юго-восточному пассату имеет сложный кинематический характер и осуществляется через хорошо выраженную зону западных ветров.

Она ограничивается соответственно линиями северной и южной конвергенций, а между линией южной конвергенции и тропическим фронтом намечается зона шириной в 2—3° со слабыми переменными ветрами.

§ 3. НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Для определения состояния атмосферы (от поверхности океана до нижней границы стратосферы) с 7.XII 1960 г. по 13.I 1961 г. на двух меридиональных разрезах от 16° 20′ с. ш. до 38° 44′ ю. ш. по 71° в. д. и от 29° 37′ ю. ш. до 4° 46′ с. ш. по 83° в. д. было запущено 66 радиозондов. Радиозонды выпускались 2 раза в сутки в 5 и 17 *час* по судовому времени. Для каждого радиозондирования были построены эмаграммы до высоты 12—13 *км*, по которым при помощи планиметра определялась площадь между кривыми стратификации и состояния, соответствующие энергии неустойчивости атмосферы. Кроме этого, строились вертикальные разрезы утренней температуры и удельной влажности воздуха по 71 и 83° в. д. В шести точках, в которых проводились наблюдения за ветром, были рассчитаны вертикальные составляющие скорости ветра на высотах от 2 до 8 *км*.

Вертикальное распределение температуры и удельной влажности воздуха представлено на рис. 2 и 3. На этих рисунках по горизонтальной оси через каждые 5° нанесена широта, а по вертикальной оси — высота в километрах. Можно видеть, что температура воздуха в общем изменяется плавно, без заметных скачков, и изотермы почти параллельны одна другой. Этот факт свидетельствует о незначительности различия по температуре между тропическими и экваториальными воздушными массами обоих полушарий над океанами. В слое от поверхности океана до высоты 500 *м* вертикальные градиенты температуры воздуха в среднем составляют 0,7—0,8° на 10 *м*; от 500 *м* до 10 *км*, как правило, 0,6° на 100 *м*; выше 10 *км*, вплоть до нижней границы тропопаузы, значения вертикальных градиентов температуры в большинстве случаев находились в интервале от 0,7 до 0,9° на 100 *м*. Выше нижней границы тропопаузы они имели уже отрицательные значения.

Над приэкваториальной областью тропопауза наиболее высокая и холодная. По мере удаления от экватора в обоих полушариях нижняя граница тропопаузы постепенно опускается, а ее температура повышается. В табл. 1 приведены данные об особых слоях на вертикальных разрезах температуры воздуха по 71 и 83° в. д.

Таблица 1

Особые слои на вертикальных разрезах температуры воздуха

Дата наблюдения	Широта	Координаты Долгота	Граница слоя, *км*	Толщина слоя, *м*	Характеристика слоя
21.XII	18°49′ ю. ш.	71°00′ в. д.	1,78—2,7	820	Изотермия
23.XII	28 10	70 12	2,00—2,30	300	
24.XII	30 00	71 00	1,88—2,06	80	Инверсия
24.XII	30 00	71 19	2,00—2,08	80	
25.XII	32 20	71 13	1,56—3,08	1520	
26.XII	36 00	71 14	0,96—1,63	670	
26.XII	38 44	71 18	0,50—1,33	830	
30.XII	29 37	82 56	1,64—2,71	1070	
30.XII	28 30	82 58	1,67—2,99	1320	
31.XII	25 29	83 02	1,62—2,48	800	Изотермия
31.XII	24 02	83 01	2,13—2,87	740	
1.I	21 58	83 05	2,00—2,84	840	
2.I	17 30	83 05	3,43—4,37	940	
2.I	17 30	83 05	2,89—3,60	710	
4.I	12 44	82 58	2,12—2,72	600	
13.I	4 46 с. ш.	77 48	2,64—3,18	540	

Из табл. 1 видно, что в северном полушарии в период господства зимнего муссона наблюдался только один случай изотермии и ни одного случая инверсии температуры. В интервалах широт от 16°20 с. ш. до 10°40 ю. ш. в слое от поверхности океана до высоты 12—13 *км* состояние атмосферы характеризуется положительной энергией устойчивости (см. табл. 2), причем ее величина уменьшается с севера на юг и на 11—12° ю. ш. она меняет знак на противоположный. Именно на этой широте находится зона тропического фронта. На вертикальном разрезе удельной влажности воздуха (см. рис. 3,*а*) по ходу изолиний на 7°с. ш. хорошо прослеживается положение зоны северной конвергенции и на 6—7° ю. ш. зоны тропического фронта, которая выражена менее четко по сравнению с зоной северной конвергенции. К югу от тропического фронта, в области юго-восточного пассата характер стратификации атмосферы резко меняется. Здесь весьма важно отметить, что вплоть до 40° ю. ш. и далее к северу по 83° в. д. до 11° ю. ш. (положение тропического фронта) состояние атмосферы характеризуется большим запасом отрицательной энергии устойчивости. Кроме этого, примечательно наличие слоев инверсии и изотермии, нижняя граница которых в среднем наблюдается на высоте 1,6 *км* (см. табл. 1) при толщине слоя в среднем 700—800 *м*.

Причиной образования изотермических и инверсионных слоев, которые находятся в области южно-индийского антициклона, по-видимому, являются нисходящие движения и сжатие за счет этого воздуха, что приводит его к динамическому нагреванию. Под изотермическим слоем здесь наблюдалось мощное развитие слоистых и кучевых облаков, а также образование тумана. В табл. 2 даны величины энергии неустойчивости и положение нижней границы тропопаузы.

Таблица 2

Энергия неустойчивости и положение нижней границы тропопаузы

Дата наблюдения	Время	Координаты		Величина энергии неустойчивости, *дж·кг*	Нижняя граница тропопаузы, *км*
		широта	долгота		
7.XII	16 *час* 48 *мин*	16°20′ с. ш.	71°29′ в. д.	415	17,9
8.XII	4 44	15 10	71 01	68	17,84
	16 43	13 18	70 52	58	18,15
9.XII	4 40	11 20	70 58	1313	17,50
	16 44	9 33	70 58	3782	16,63
10.XII	4 44	7 45	71 00	99	—
11.XII	4 44	4 22	70 57	1587	16,51
	16 44	2 01	70 57	322	16,63
12.XII	4 43	0 54	70 48	1060	18,06
	16 43	0 00	70 49	1153	18,44
13.XII	16 44	0 44 ю. ш.	70 59	370	18,38
14.XII	4 44	2 26	71 06	998	18,12
	16 50	3 30	72 27	787	16,96
15.XII	4 45	4 45	73 42	1203	17,64
	16 56	5 39	73 58	1209	18,30
18.XII	16 44	10 40	70 58	—124	16,41
19.XII	4 44	12 30	71 03	765	16,90
	16 44	14 13	70 59	93	17,58
20.XII	4 44	16 00	71 01	—620	17,04
	16 44	16 41	70 57	—489	15,00
21.XII	4 44	18 49	71 00	—1011	16,77
	16 45	20 16	71 13	—2430	15,68
22.XII	4 44	22 18	71 10	236	13,81
	16 45	23 52	71 10	—410	14,53
23.XII	4 45	26 18	71 17	—2480	15,34
	16 45	28 10	71 12	—2015	—
24.XII	4 45	30 00	71 19	—2443	15,00
	16 45	30 00	71 19	—2907	16,70
25.XII	4 45	32 20	71 13	—4910	16,20
	16 45	34 33	71 18	—3782	—
26.XII	4 45	36 00	71 14	—5307	15,00
	16 45	38 44	71 18	—4960	15,96
27.XII	16 53	37 55	73 13	—4340	14,28
28.XII	5 02	36 12	75 24	—3534	13,90
28.XII	17 09	34 07	77 21	—3187	13,36
29.XII	5 18	32 34	79 36	—4836	13,27
	17 18	30 37	82 03	—2790	15,74
30.XII	5 32	29 37	82 56	—3125	15,85
	17 44	28 30	82 58	—3100	—
31.XII	5 32	25 29	83 02	—2790	15,58
	17 32	24 02	83 01	—2561	—
1.I	5 32	21 58	83 05	—2492	18,22
	17 32	20 00	83 10	—1959	16,54
2.I	5 32	17 30	83 05	—2170	—
	17 32	17 30	83 05	— 732	15,38
3.I	5 32	15 26	83 01	— 763	16,50
	17 32	14 56	82 57	—2108	16,98

Таблица 2 (окончание)

Дата наблюдения	Время	Координаты		Величина энергии неустойчивости, *дж·кг*	Нижняя граница тропопаузы, *км*
		широта	долгота		
4.I	5 *час* 32 *мин*	12°44 ю. ш.	82 58 в. д.	— 446	16,76
	17 32	12°44	82°58	— 632	16,69
5.I	5 31	12 46	82 47	—2908	18,44
	17 32	12 54	82 52	19	16,82
6.I	5 32	10 42	83 00	1333	17,15
	17 32	10 42	83 00	229	17,14
7.I	5 32	10 42	83 00	1624	15,69
	17 31	10 24	82 46	2660	16,63
8.I	5 32	8 10	82 56	700	17,17
	17 32	6 00	82 55	1674	17,04
9.I	5 32	4 30	83 00	1750	16,00
	17 32	3 30	82 55	1997	—
10.I	5 32	2 17	83 00	900	16,82
11.I	5 32	2 00	82 59	6222	—
	17 32	1 24	83 02	— 62	18,24
12.I	5 30	0 14	82 36	930	—
	17 25	1 41 с. ш.	81 14	564	16,90
13.I	5 17	3 16	79 15	620	18,38
	17 11	4 16	77 48	1426	17,55

§ 4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ СКОРОСТИ ВЕТРА

Применяемые в настоящее время способы определения вертикальной составляющей скорости ветра в экспедиционных условиях непригодны, так как при этом необходимо иметь приземные карты погоды по крайней мере за два срока в сутки, а также карты барической топографии. Тем не менее получение хотя бы приближенного значения вертикальной составляющей скорости ветра, ее порядка и знака представляет несомненный интерес при исследовании облачности, а также радиоактивных осадков в атмосфере. Для вычисления вертикальной составляющей скорости ветра мы используем данные по температурному и ветровому зондированию в атмосфере. Рабочая формула для подсчета вертикальной составляющей скорости ветра выводится из уравнения неразрывности, причем предполагается, что процесс стационарный и действием турбулентности можно пренебречь, так как вычисления производятся для свободной атмосферы. Запишем уравнение неразрывности

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u\frac{\partial \rho}{\partial x} + v\frac{\partial \rho}{\partial y} + w\frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho\frac{\partial u}{\partial x} + \rho\frac{\partial v}{\partial y} + \rho\frac{\partial w}{\partial z} = 0, \qquad (1)$$

где ρ — плотность воздуха; u, v, w — составляющие скорости ветра по соответствующим осям. Предположим далее, что $\partial\rho/\partial t$ мало по сравнению с другими членами, а $\rho\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}\right) = 0$; тогда получим

$$u\frac{\partial \rho}{\partial x} + v\frac{\partial \rho}{\partial y} + w\frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \qquad (2)$$

и

$$w = -\frac{u\frac{\partial \rho}{\partial x} + v\frac{\partial \rho}{\partial y}}{\frac{\partial \rho}{\partial z}}. \qquad (3)$$

Пользуясь условием квазистатичности, из уравнения состояния находим $\frac{\rho'}{\rho} = \frac{T}{T'}$ и, заменяя в (3) плотность воздуха на температуру, получим

$$w = -\frac{u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y}}{\frac{\partial T}{\partial z}}. \qquad (4)$$

Наконец, переходя к конечным разностям, получим

$$w \approx -\frac{u\frac{\Delta T}{\Delta x} + v\frac{\Delta T}{\Delta y}}{\frac{\Delta T}{\Delta z}}. \qquad (5)$$

Таким образом, зная составляющие скорости ветра и изменения температуры воздуха с высотой, по параллели и меридиану можно вычислить вертикальную составляющую скорости ветра. Исходя из указанного предположения о стационарности процесса, точность определения вертикальной составляющей скорости ветра будет зависеть от того, насколько изменяется со временем температура воздуха в данной точке. Чем меньше эти изменения, тем ближе расчетная скорость к действительной, и наоборот. Очевидно, что изменения температуры воздуха со временем в одной и той же точке в умеренных широтах над сушей будут больше, чем в низких широтах над поверхностью океана. Чтобы показать, как меняется со временем температура воздуха на различных высотах в зимний период над Индийским океаном, мы воспользовались данными радиозондирования, которые приводятся в табл. 3.

Таблица 3

Значения температуры воздуха на различных высотах

Дата наблюдения	Координаты		Высота, *км*							
	широта	долгота	1	2	3	4	5	6	7	8
4.XII	6°48′с. ш.	62°02′ в. д.	21,2	14,8	9,7	4,6	—0,8	—5,7	—10,6	—14,5
21.XII	6 56	66 00	20,1	15,5	10,0	4,9	—0,3	—5,6	—10,6	—16,1
5.II	5 21	87 02	20,3	16,1	9,1	4,1	—1,7	—7,6	—12,4	—16,9
12.II	6 34	90 58	20,9	15,9	10,5	5,4	0,7	—4,8	— 9,4	—14,4
25.I	6 40	83 02	20,1	15,4	10,0	6,0	0,3	—7,3	—12,6	—17,4
17.IX	0 00	62 00	19,9	14,3	9,8	5,7	0,8	—4,2	— 9,8	—15,7
12.XII	0 00	70 49	19,9	14,3	9,0	3,9	—1,4	—6,8	—11,5	—17,4
12.I	0 14	82 36	18,9	14,3	9,2	3,5	—2,3	—7,5	—12,5	—18,8
10.I	0 00	91 00	19,3	15,0	9,5	2,2	—3,9	—9,4	—14,5	—22,1
7.XII	16 20	71 24	22,6	17,1	10,0	4,6	0,3	—6,8	—13,4	—18,6
9.XII	9 33	70 58	20,7	15,2	9,6	4,2	—1,0	—7,2	—13,8	—20,3
11.XII	2 01	70 57	19,5	16,8	11,1	4,6	—1,1	—6,3	—11,5	—17,2
18.XII	10 40 ю.ш	70 58	20,8	15,5	10,9	6,4	1,4	—3,6	—11,1	—15,9
20.XII	16 40	71 07	19,2	14,2	10,6	6,0	1,0	—4,3	—11,1	—17,1

Из данных табл. 3 видно, что в свободной атмосфере на одних и тех же широтах в пределах тропического района Индийского океана в рассматриваемый период температура воздуха меняется сравнительно мало. Характерный масштаб по вертикали был взят 2 *км*, а по горизонтали 400 *км*.

Расчет вертикальной составляющей скорости ветра производился только в шести точках, в которых производились наблюдения за ветром, и для которых оказалось возможным определить градиенты температуры воздуха по параллели и меридиану при выбранном характерном масштабе.

Полученные значения вертикальной составляющей скорости ветра представлены в табл. 4.

Таблица 4

Рассчитанные значения вертикальной составляющей скорости ветра (*см/сек*)

Дата наблюдения	Координаты		Высота, *км*						
	широта	долгота	2	3	4	5	6	7	8
6.IX	23°22′ с. ш.	60°44′ в. д.	—0,7	0,3	0,5	0,2	—	—	—
14.XII	5 15	62 04	—0,7	—0,2	—0,1	—0,3	0,6	0,4	—
26.XII	19 11	65 56	—0,6	0,2	0,2	0,4	0,1	0,2	—0,04
4.I	12 44 ю. ш.	82 58	—0,3	—0,4	—0,8	—0,8	0,1	0,3	—0,1
6.I	10 42	83 00	—0,7	0,01	0,1	—0,01	—0,2	0,1	0,01
21.I	14 20 с. ш.	82 55	—0,3	0,05	—0,6	—	—	—	—

Из данных табл. 4 очевидно, что вертикальная составляющая скорости ветра с высотой убывает. Наибольшие значения ее наблюдаются на высоте 2 *км*, причем во всех случаях она имеет отрицательный знак. Максимальная величина вертикальной составляющей скорости ветра отмечена в зоне тропического фронта. Здесь мы дважды определяли вертикальную составляющую скорости ветра: 6 января на 10° 42′ ю. ш. и 12° 44′ ю. ш. на 83° в. д.(см. рис. 3, *б*). По наклону изотерм (см. рис. 2, *б*) видно, что температура воздуха в северном полушарии в приэкваториальной области оказывается выше, нежели в южном полушарии. Поэтому в зоне фронта более теплый воздух поднимается кверху, что приводит к увеличению удельной влажности воздуха на разных высотах. Таким образом, перед фронтом должны быть восходящие движения воздуха. К сожалению, отсутствие данных о ветре не позволило рассчитать вертикальную составляющую скорости ветра в области восходящих движений воздуха. На рис. 3,*б* эта область находилась бы на 9° ю. ш.

Первое определение вертикальной составляющей скорости ветра в зоне тропического фронта относится к точке 10° 42′ ю. ш., т. е. в том месте, где изолинии удельной влажности воздуха достигают точки перегиба. По-видимому, здесь должна происходить смена знака вертикальной составляющей скорости ветра, т. е. восходящие движения должны сменяться нисходящими движениями. Именно здесь, почти на всех высотах, исключая уровень 2 *км*, вертикальная составляющая скорости ветра имеет малые значения переменных знаков. Второе определение вертикальной составляющей скорости ветра находится в области нисходящих движений воздуха. Здесь вертикальная составляющая скорости ветра имеет отрицательный знак и максимальное значение.

Таким образом, сопоставление вертикальной составляющей скорости ветра с распределением удельной влажности воздуха находится в согласии с представлением об атмосферных процессах в области фронта. Это обстоятельство указывает на то, что расчетные значения вертикальной составляющей скорости ветра, вероятно, близки к их действительным значениям. Более точные показатели вертикальной составляющей скорости ветра можно было бы получить при одновременном проведении температурного и ветро-

вого зондирования атмосферы с двух судов, идущих параллельными курсами на расстоянии одно от другого, равном характерному масштабу в горизонтальном направлении.

Приэкваториальная область пока мало изучена, но представляет несомненный интерес как для океанологов, так и для метеорологов. Поэтому многие вопросы, относящиеся к этой области, могли бы найти свое решение на основании экспедиционных наблюдений, полученных на двух или трех судах одновременно. Такие наблюдения, вероятно, могли бы быть организованы в порядке международного сотрудничества.

SUMMARY

According to hydrometeorological observations in the 33 cruise of the r/v «Vityas» and the surface daily weather charts an atmospheric circulation scheme in the tropical Indian Ocean was made. From the data of aerological observations energy of instability was computed in the layer up to 12 *km*, the particular atmospheric layers were singled out, the vertical wind component in the layer from 2 to 8 *km* was calculated.

ЛИТЕРАТУРА

Гандин Л. С. и др. Основы динамической метеорологии. Гидрометеоиздат, 1955.

Курс метеорологии (физика атмосферы) под ред. проф. Тверского. Гидрометеоиздат, 1951.

Хромов С. П.. К вопросу о характере междутропической зоны конвергенции. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 92, вып. 2, 1960.

Хромов. С. П. Типы приземного распределения ветра вблизи экватора. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, т. 92, вып. 2, 1961.

Flohn H. Studies on the trade-wind circulation and equatorial westerlines. Procès verbaux Assoc. metéorol. UNESCO. Bruxelles, 1953.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

Ю. А. Иванов

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Исследования северо-западной части, проведенные во время 33 рейса э/с «Витязь», начались в период смены муссона: летний юго-западный муссон сменялся северо-восточным зимним муссоном. Северо-восточная часть Индийского океана изучалась уже в период зимнего муссона. Поэтому целесообразно рассмотреть северо-западную и северо-восточную части Индийского океана раздельно.

В Центральной части Красного моря была выполнена станция 4780. Вертикальная структура температуры и солености на этой станции характерна для всего Красного моря. Температура на поверхности 31° 22′, соленость 38,38‰. С глубиной температура понижается и на глубине 200 *м* достигает 22°,14. Начиная с глубины 200 и до 900 *м*, температура продолжает медленно понижаться, так что на глубине 900 *м* она достигает уже 21°,17. С глубины 1000 *м* ко дну температура медленно возрастает. Соленость с глубиной повышается. В подповерхностном слое изменения происходят сравнительно быстро, однако, начиная с горизонта 100 *м*, вертикальные градиенты становятся незначительными. Вблизи дна вертикальный градиент солености несколько увеличивается.

По данным Барлоу (Barlow, 1934), поверхностное течение согласно с направлением превалирующих ветров с ноября по март направлено на северо-северо-запад, т. е. из Аденского залива в Красное море, а с июня по сентябрь — на юго-юго-восток, т. е. из Красного моря в Аденский залив. Апрель, май и октябрь являются переходными месяцами, когда, вероятно, могут наблюдаться течения различных направлений.

Относительно низкое значение солености в поверхностном слое на ст. 4780 указывает на существование в середине октября северо-северо-западного течения (из Аденского залива). Температура же воды в поверхностном слое в результате значительного прогрева теряет свойства, характерные для температуры воды в Аденском заливе. Ниже 200 *м* располагается собственно красноморская вода, свойства которой формируются главным образом в зимний период в результате вертикальной конвекции. Некоторое повышение температуры вблизи дна, вероятно, следует объяснить геотермическим притоком тепла.

Наблюдения, выполненные в Баб-эль-Мандебском проливе, явно указывают на существование двуслойной циркуляции. Соленость и температура в проливе с глубиной повышаются, что может иметь место только при наличии подповерхностного течения, направленного из Красного моря в Аденский залив. В поверхностном слое, как уже отмечалось, течение направлено в Красное море.

Большой интерес представляет разрез, пересекающий Аденский залив и Сомалийское течение (рис. 1). В Аденском заливе в слое 300—1300 *м* хо-

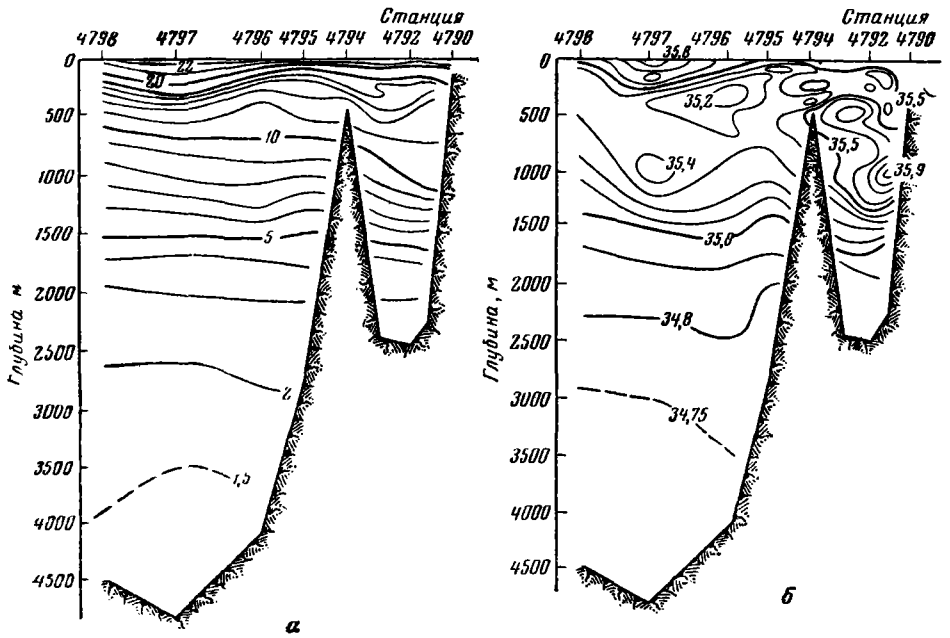


Рис. 1. Разрез через Аденский залив и Сомалийское течение
а — распределение температуры; *б* — распределение солености

рошо заметно пятно повышенной солености. Максимальная соленость в этом слое находится на глубине 1000 *м* и равна 35,9‰. Изотермы в этом слое наклонены ко дну, что указывает на наличие более теплых вод по сравнению с прилегающими районами океана. Скорости течения, вычисленные для этого разреза динамическим методом, показывают наличие в пределах этого слоя течения, направленного из Аденского залива в океан. Иначе говоря, в этом слое наблюдаются следы процесса адвекции солености и температуры из Красного моря. Этот процесс сопровождается турбулентным обменом соли и тепла, в результате чего значения температуры и солености в Аденском заливе существенно отличаются от значения этих характеристик в Баб-эль-Мандебском проливе. Экстремальные значения солености, обязанные своим происхождением адвекции из Красного моря, прослеживаются на большой акватории океана и являются индикатором так называемых «красноморских вод».

В настоящее время известно, что Сомалийское течение наиболее ярко проявляется в период летнего муссона, который, вероятно, и вызывает течение в это время. В пользу этого предположения говорит и тот факт, что при зимнем муссоне, когда преобладают северо-северо-восточные ветры, течение изменяет знак на обратный, т. е. направлено на юго-юго-запад.

Наши работы проводились в районе Сомалийского течения во время становления зимнего муссона. Преобладающие направления ветра в этом районе были северо-северо-восточными. Однако инструментальные измерения на автономной буйковой станции показали, что от поверхности до глубины 2000 *м* течение мощным потоком (на поверхности — 120 *см/сек*, на глубине 2000 *м* — 25 *см/сек*) направлено на север. Расчеты течения, сделанные динамическим методом, хорошо согласуются с данными инструментальных наблюдений. Иначе говоря, на примере Сомалийского течения путем

непосредственных измерений мы убеждаемся в наличии сдвига фаз ветра и вызываемого им течения. Распределение солености и температуры на разрезе обнаруживает следы Сомалийского течения по характерному подповерхностному минимуму солености и некоторому уменьшению вертикальных градиентов температуры, которое, однако, не приводит к образованию экстремальных значений температур в этом слое. На ст. 4794, 4795 по вертикальному распределению солености и температуры хорошо заметна зона дивергенции: вода пониженной солености обнаруживается на поверхности, изохалины имеют характерный для зоны дивергенции вид выпуклостью вверх; такой же вид имеют изолинии температуры. Зона дивергенции по отношению к течению [1] располагается слева по его периферии (если смотреть вниз по течению) и является следствием поперечной циркуляции в течении. Справа, на периферии в районе ст. 4797 нетрудно видеть, что изохалины и изотермы имеют форму, определяющую этот район как зону конвергенции. По распределению температуры и солености на разрезе и по картам динамической топографии в Аденском заливе нетрудно выделить еще три фронтальных зоны: в районе ст. 4793 — зона конвергенции; в районе ст. 4792 — зона дивергенции и, наконец, в районе ст. 4790 — зона конвергенции. Эти фронтальные зоны выражены менее ярко, чем фронтальные зоны Сомалийского течения, так как находятся в районах сравнительно слабых течений. На рис. 2 приведены характерные кривые вертикального распределения температуры и солености, построенные по данным рассматриваемого разреза для районов Аденского залива и Сомалийского течения. На этих кривых, кроме описанных особенностей, обращает на себя внимание следующее. В районе Сомалийского течения на горизонтах порядка 1000 *м* обнаруживается второй максимум солености, который, вероятно, возникает в результате турбулентного обмена с водами красноморского происхождения, имеющими повышенную соленость. С увеличением глубины соленость уменьшается и в придонных горизонтах достигает 34,70‰. Температура в этом районе (Сомалийское течение) с глубиной монотонно уменьшается, достигая у дна 1,3°.

В Аденском заливе соленость, достигнув максимума на глубине 1000 *м*, начинает уменьшаться, так что у дна составляет 34,8‰. Температура понижается от поверхности до дна. На поверхности она колеблется в пределах 26,3—29,4°, а вблизи дна равна 2,5°. Такое понижение температуры и солености с глубиной является, очевидно, следствием влияния вод Антарктики.

В Аравийском море выполнены четыре меридиональных гидрологических разреза и три автономных буйковых станции. Благодаря этим работам в настоящее время можно уже описать гидрологические условия Аравийского моря. Исследования проводились с конца октября по первую половину декабря 1960 г. В это время преобладали северо-восточные ветры, что свидетельствует об установлении зимнего муссона. Однако, в гидрологическом отношении смена сезона еще не произошла. Действительно, на картах динамической топографии циркуляция вод представляется отдельными вихрями различных масштабов, что при равномерном муссонном поле ветра может свидетельствовать только о переходной неустойчивой стадии циркуляции вод. Как было уже сказано, Сомалийское течение во время исследования находилось в фазе летнего муссона, тогда как циркуляция в Аравийском море, исследовавшаяся позднее,— в переходной стадии. Учет этих обстоятельств приводит к мысли о значительных и быстрых изменениях в циркуляции вод в этот период. Поэтому карты динамической топографии,

[1] См. статью Фомичева, наст. том, стр. 43

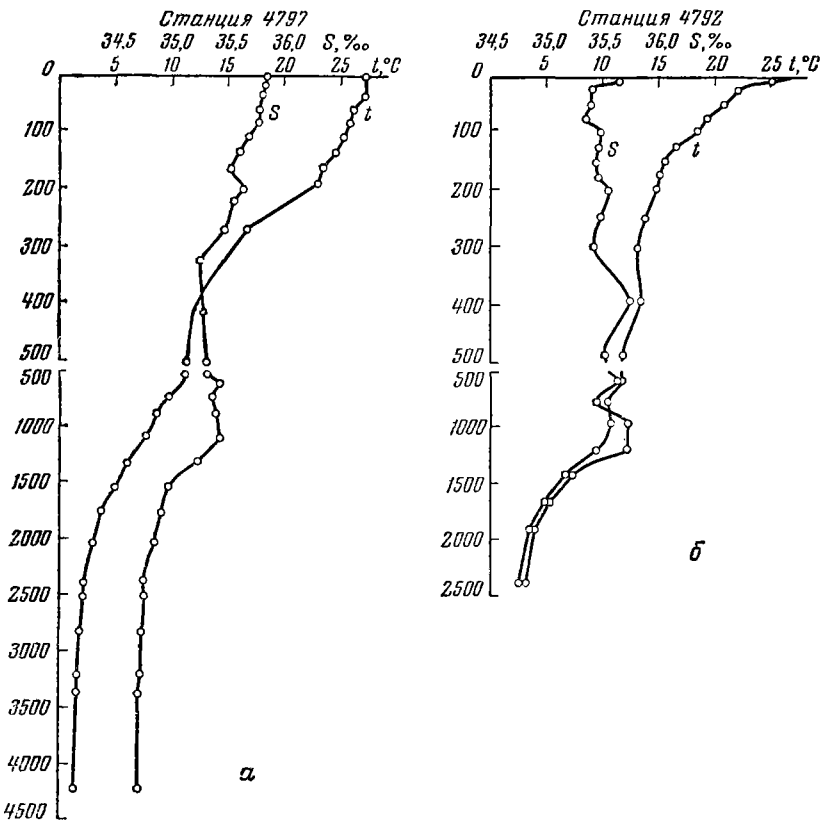
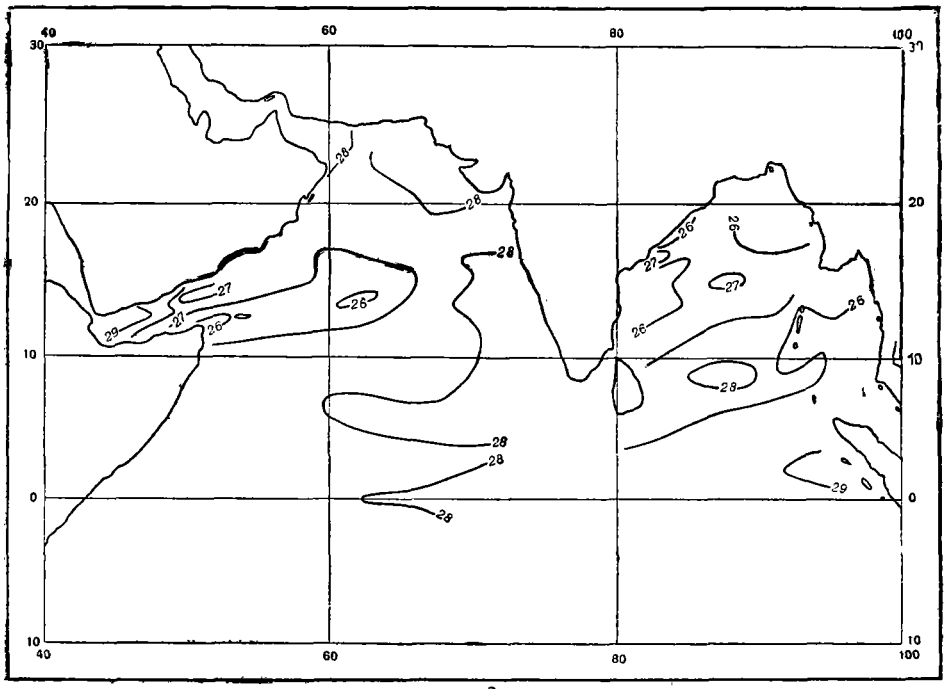


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры и солености
а — в Аденском заливе; *б* — в районе Сомалийского течения

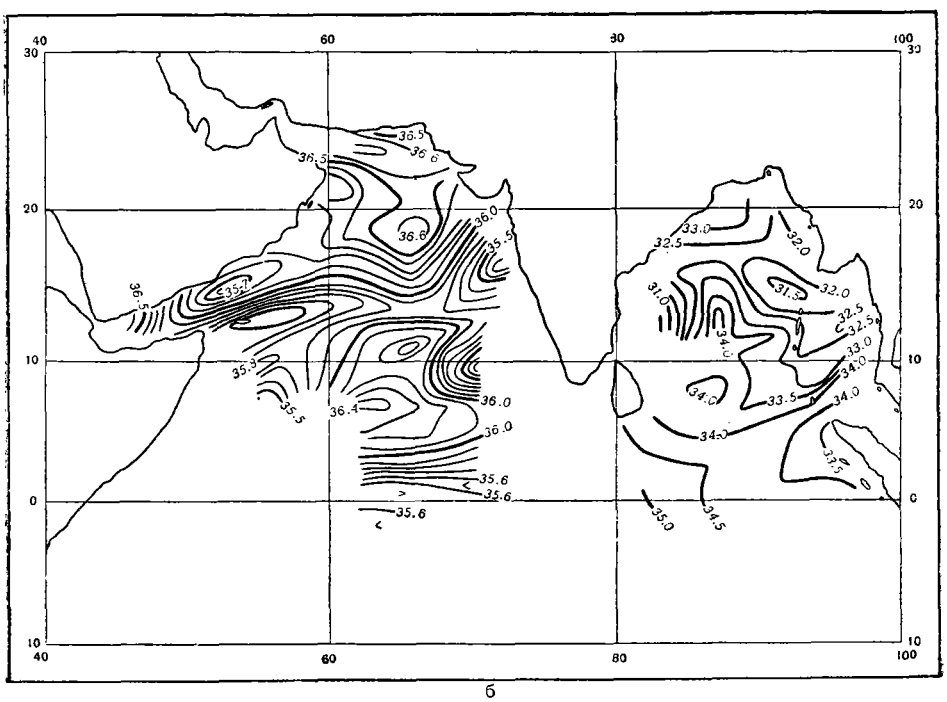
построенные для Аравийского моря, не могут рассматриваться как карты средних изолиний геострофического течения, ибо временны́е изменения циркуляции вод существенны. Однако эти карты, несомненно, интересны, так как позволяют изучить характер переходной стадии циркуляции. Действительно, отдельные вихри, качественно представляющие циркуляцию вод Аравийского моря в данный период, свидетельствуют о том, что поле масс, сформировавшееся в период летнего муссона, разрушается во время смены ветра и только по истечении определенного промежутка времени (вероятно, порядка месяца) поле плотности приспосабливается к зимнему муссону.

Суммарный поток тепла в Аравийском море направлен от поверхности моря. Это обстоятельство определяет в данных условиях сильный прогрев поверхностных слоев воды. Температура воды на поверхности колеблется между 27—28°. Между 10 и 15° с. ш. наблюдается зона пониженной температуры 27° (рис. 3). Анализ поля ветра позволяет сделать вывод, что в этом районе установилась такая циркуляция дрейфового потока, которая приводит к подъему вод, а следовательно, и к понижению температуры поверхностного слоя. Такое же объяснение следует предложить и для района пониженной температуры, находящегося на северо-востоке.

На горизонте 100 *м* поле температуры имеет значительно более сложный характер, чем на поверхности (рис. 4). Обращает на себя внимание

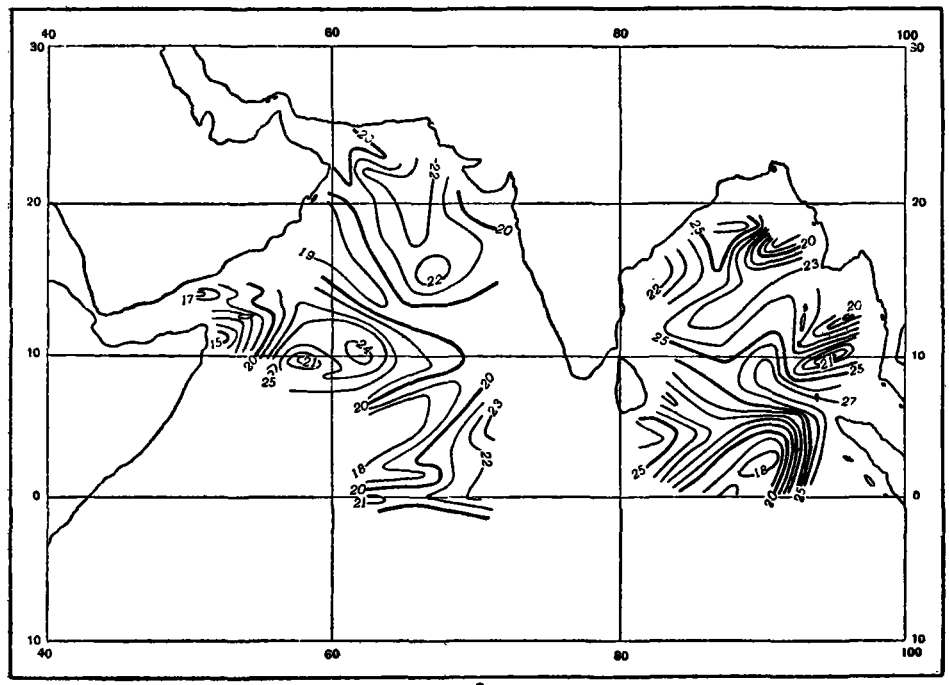


а



б

Рис. 3. Карты распределения температуры (*а*) и солености (*б*) на поверхности



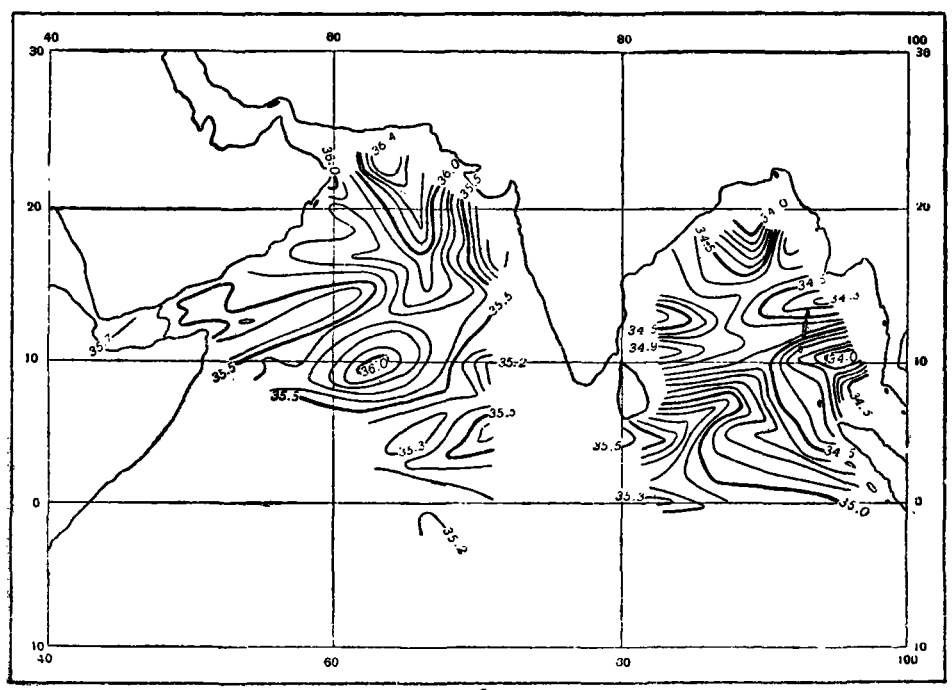


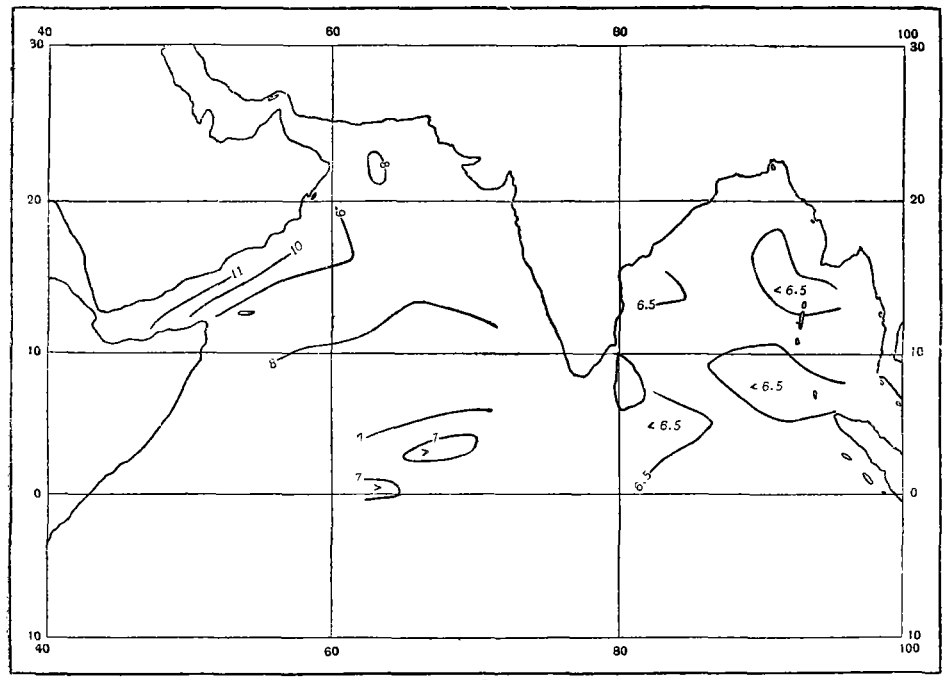
Рис. 4. Карты распределения температуры (*а*) и солености (*б*) на горизонте 100 *м*

язык теплых вод, распространяющийся из северной части Аравийского моря. Учитывая, что циркуляция вод в этом районе представлена отдельными вихрями, которые не могут привести в результате адвекции температуры к наблюдаемому распределению, следует признать существенную роль горизонтальной турбулентной теплопроводности в формировании поля температур в данном районе. На юге моря в районе 10° ю. ш. наблюдается обширное пятно вод с повышенной температурой, вызванное опусканием на эту глубину более теплых поверхностных вод. Зона конвергенции в этом районе обусловлена поперечной циркуляцией в течении с антициклональным вращением. В районе Сомалийского течения и его ответвлений отмечено понижение температуры, что объясняется адвекцией тепла течением, приносящим в этот район более холодные воды с юга.

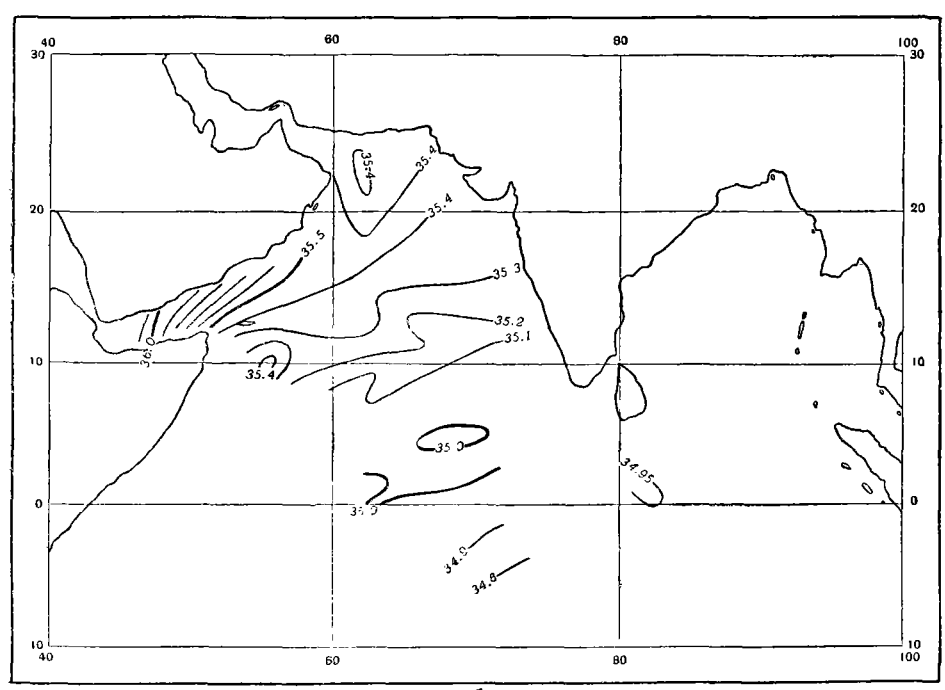
На горизонте 250 *м* распределение температуры в общем подобно распределению температуры на горизонте 100 *м*, что указывает на идентичность процессов, формирующих поле температуры на этих глубинах.

На горизонте 1000 *м* (рис. 5) в основной части Аравийского моря температура изменяется между 8 и 9°. В юго-западной части моря температура повышается и в Аденском заливе достигает 11°. На горизонтах ниже 1000 *м* распределение температуры в значительной степени однородно, однако оно продолжает сохранять общие закономерности на горизонте 1000 *м*.

Распределение температуры на четырех разрезах в Аравийском море отражает те же особенности, которые уже были описаны по картам распределения температуры на различных горизонтах. Придонная температура моря на юге равна 1,3—1,5°, на севере 1,6—1,8°. Такие низкие температуры свидетельствуют об активном теплообмене между северными и южными широтами. Однако, пока не представляется возможным установить преобладающий характер теплообмена. Нам кажется более реальным считать, что в данном районе первостепенную роль в теплообмене вод имеет теплопроводность. Действительно, если бы теплообмен осуществлялся адвекцией тепла, то поле температуры вырисовывалось бы в виде холодных и теплых или тех и других направленных языков. Но на глубинах таких языков мы не обнаружили, и это дает основание считать, что в Аравийском море теплых и холодных струй, которые бы осуществляли обмен теплом, нет или они несущественны. С другой стороны, можно сделать предположение, что меридиональные градиенты плотности в масштабе океана в силу наличия материков приводят к горизонтальной циркуляции вод, осуществляемой таким образом, что на больших глубинах движение направлено на север, а в поверхностных слоях — на юг. В таком случае отдельные языки могут и не наблюдаться, так как адвекция тепла осуществляется в масштабе океана. Однако при наличии адвекции тепла на южных и северных границах океана должны наблюдаться соответственно зона опускания и зона подъема вод. Обращаясь вновь к разрезам температуры, можно видеть, что в северной части Аравийского моря, характерного для зон подъема изгиба изотерм не наблюдается; больше того, изотермы опускаются, свидетельствуя о наличии конвергенционной зоны в этом районе или о большом прогреве поверхности моря и усилении процесса вертикального турбулентного обмена тепла. Наконец, если считать, что первопричиной течений в океане является ветер, то следует признать, что макростратификация температуры, солености, кислорода и других гидрологических характеристик определяется турбулентным обменом свойств, так как циркуляция атмосферы, а следовательно, и циркуляция океана генетически не связаны с процессами теплообмена и водообмена на поверхности океана, и поэтому течения, вызванные ветром, не могут привести к тепловому и солевому равновесию. Учитывая изложенные соображения, мы приходим к предположению



а



б

Рис. 5. Карты распределения температуры (*а*) и солености (*б*) на горизонте 1000 *м*

о преобладающей роли теплопроводности в формировании поля температуры в северной части Индийского океана.

Распределение солености в северной части Индийского океана определяется результатом взаимодействия водообмена на поверхности с водами повышенной солености всей толщи океана. Значительное преобладание испарения над осадками (Морской атлас, т. 2, 1953) приводит к осолонению вод на поверхности. Особенно интенсивно этот процесс протекает в Красном море, Аденском заливе и в северной части Аравийского моря. Вертикальный солеобмен и конвекция приводят к осолонению более глубоких слоев воды. Затем в результате горизонтального обмена и адвекции соли на большой акватории океана, примыкающей к этим источникам осолонения, образуются слои повышенной солености. Аналогичным путем формируются слои пониженной солености, вызванные наличием источников опреснения вод.

В Аравийском море на поверхности наблюдается ярковыраженный язык высокосоленых вод, распространяющийся с севера (см. рис. 3). С востока и запада в него вклиниваются воды пониженной солености, которые приносятся с запада Сомалийским течением, а с востока — ответвлением северного муссонного течения. Система течений в этом районе приводит к подъему нижележащих слоев воды к поверхности моря, что также является благоприятным фактором для создания здесь зоны пониженной солености. В северной части Аденского залива на поверхности хорошо заметно пятно пониженной солености, которое, как уже отмечалось, связано с подъемом менее соленых подповерхностных вод.

На горизонте 100 *м* (см. рис. 4) характер распределения солености принципиально не меняется. Все главные особенности распределения солености, свойственные для поверхности моря, проявляются и на этом уровне. Однако разницы экстремальных величин солености становятся меньше.

На горизонте 250 *м* картина распределения солености несколько изменяется: уменьшаются горизонтальные градиенты солености, языки вод пониженной солености в восточной части моря, хорошо заметные на картах распределения солености для горизонтов 0 и 100 *м*, исчезают; слабо выражена зона подъема вод в северной части Аденского залива. Язык менее соленых вод Сомалийского течения локализуется в небольшом районе, ограниченном с севера изохалиной 35,5‰. В масштабе всего моря соленость уменьшается с севера на юг: в районе, прилегающем к Оманскому заливу, соленость достигает 36,2‰, а на периферии моря с юга она равна 35,2‰.

На горизонте 1000 *м* (см. рис. 5) значительную роль в формировании поля солености имеет зональный обмен. На карте хорошо заметен язык вод повышенной солености, распространяющийся из Аденского залива и, как уже указывалось, имеющий красноморское происхождение. С севера, из района высокосоленых вод распространяется к югу второй язык. Однако на этом горизонте он выражен значительно слабее, чем на вышележащих уровнях. На разрезах, показывающих распределение солености (см. рис. 1) в Аравийском море, обнаруживаются уже описанные по картам характерные особенности поля солености. Целесообразно провести анализ этих данных, поскольку они дают возможность более точно судить о вертикальной структуре солености и о процессах, обусловливающих формирование данного поля. Распределение солености на разрезах указывает на фронтальный характер зоны пониженной солености, пересекающей южную часть Аравийского моря. На западном разрезе эта зона располагается на 13° с. ш. В этом районе соленость ниже, чем в прилегающих районах. Горизонтальные градиенты солености незначительны, в то время как к северу и югу горизонтальные градиенты резко увеличиваются и достигают 0,05‰ на 10 миль, т. е. величины, близкой к максимальным градиентам для открытой части

моря. В вертикальном плане фронтальная зона прослеживается до глубины 800—1000 *м*. Ниже изолинии солености, обращенные выпуклостью вниз, характеризуют глубинную зону конвергенции. На разрезе по 62° в. д. (рис. 6) поверхностная зона пониженной солености наблюдается в районе 13—14° с. ш. На этом разрезе она выражена менее отчетливо, особенно на подповерхностных горизонтах, что затрудняет определение ее границ. По всей глубине вид изолиний солености одинаков; это говорит о том, что процесс того или иного знака охватывает всю толщу океана. На разрезе по 66° в. д. описываемая зона определяется на 1—2° с. ш. по характерному для зоны дивергенции изгибу изолиний выпуклостью вверх. Начиная с горизонта 500 *м*, ход изолиний солености говорит об обратном процессе опускания вод. Следует, однако, отметить, что на глубинах, превышающих 1000 *м*, вид изолиний солености указывает обычно на процессы значительно большего горизонтального масштаба, а поэтому корреляция процессов в поверхностных и глубинных слоях на первом этапе анализа имеет в известной мере формальный характер. На восточном разрезе некоторое понижение солености в верхних горизонтах наблюдается в районе экватора. На всех разрезах язык повышенной солености, распространяющийся с севера на юг, раздваивается. Это обстоятельство, вероятно, является результатом распресняющего влияния ветви Сомалийского течения, идущего с запада, и северного ответвления муссонного течения — с востока.

На кривых вертикального распределения солености обнаруживается наличие двух максимумов солености, что является отражением описанных выше особенностей поля солености. Ниже второго максимума соленость уменьшается, достигая в придонных горизонтах 34,70‰. Следует отметить, что такие величины солености указывают на существенный солеобмен с водами южных широт океана, где создаются условия для формирования вод пониженной солености.

В северо-восточной части Аравийского моря химический отряд экспедиции в подповерхностном слое обнаружил сероводород. В связи с этим представляется целесообразным дать описание гидрологических условий этого района. Максимальные значения содержания сероводорода были обнаружены на глубинах 150—600 *м*; они заключены в пределах 0,03—0,10 *мл/л*. В Аравийском море количество кислорода в подповерхностном слое уменьшается с юга на север, что обусловлено отсутствием ярковыраженных зон конвергенции, которые являются одним из существенных источников обогащения кислородом подповерхностных слоев океана. Сравнительно высокая температура приводит к более интенсивному потреблению кислорода в этом слое. По оценкам Томсона (Sverdrup, 1942), величина потребления кислорода в Красном море на глубинах 350—600 *м* при температуре 22° составляет 2 *мл/л* в год. В Аравийском море температура в слое 150—600 *м* изменяется в пределах 22—14°, т. е. довольно высокая по сравнению с открытыми районами океана. Величина биохимического потребления кислорода в Аравийском море, вероятно, может значительно превышать 2 *мл/л* в год, ибо в Аравийском море, в отличие от Красного моря, имеются мощные источники органических соединений (Emary, 1956). В этом районе поступление кислорода с поверхности затруднено резко выраженным слоем скачка плотности. Циркуляция вод имеет преимущественно антициклональный характер, т. е. поступление вод из других районов минимально вследствие замкнутости изолиний геострофического течения. Наконец, существенное значение имеет соотношение биомассы фито- и зоопланктона. Судя по картам содержания кислорода на поверхности, можно сделать вывод об уменьшении этого соотношения.

К сожалению, мы не располагаем данными по биомассе фито- и зоопланктона, не знаем точного значения потребления кислорода при данных

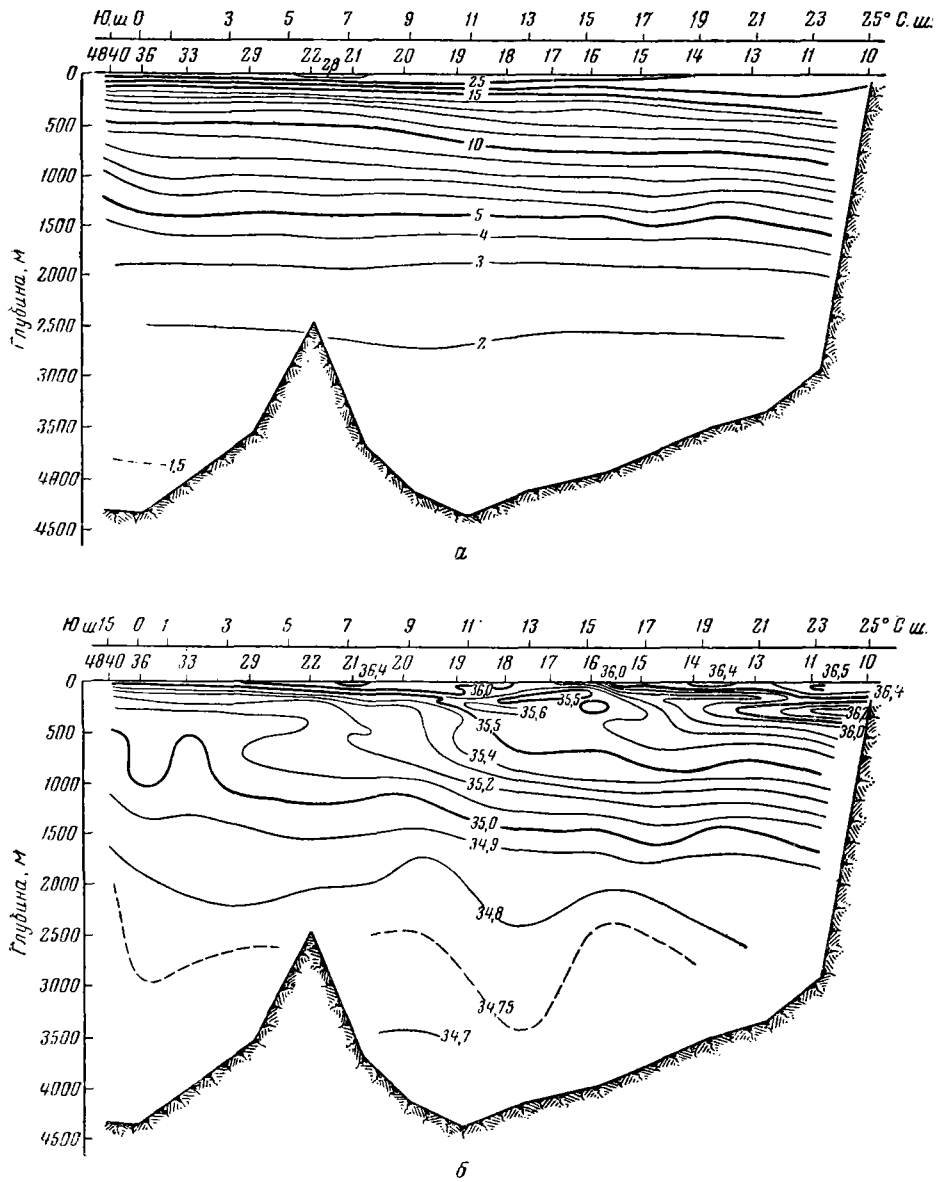


Рис. 6. Распределение температуры (*а*) и солености (*б*) на разрезе по 62° в. д.

условиях, не имеем достаточно удовлетворительного представления о процессах турбулентного обмена. Эти обстоятельства делают невозможным проведение количественного анализа этого явления. Однако следует признать, что сочетание приведенных условий благоприятно для появления в море сероводородных зон.

В центральной части Индийского океана были выполнены два меридиональных разреза по 71 и 83° в. д. Распределение температуры и солености на этих двух разрезах, в общем, подобны, поэтому для описания основных особенностей гидрологических условий в этом районе можно ограничиться анализом разреза, проходящего по 83° в. д. (рис. 7). Изолинии температуры имеют общий наклон с юга на север, что свидетельствует о постепенном уменьшении теплосодержания в толще океана. На поверхности температура изменяется от 28,5° на 1° ю. ш. до 20,8° на 30° ю. ш. На глубине эти изменения уменьшаются, так что на горизонте 2500 *м* составляют только 1°; в южной части разреза температура на этой глубине составляет 1,9°, а в северной 2,0°. На общий ход температуры, определяемый условиями теплообмена на поверхности и в толще океана, накладывается ряд возмущений, вызванных динамическими причинами. К ним относится адвекция тепла горизонтальными и вертикальными составляющими течения. В центральной части Индийского океана течения имеют ярко выраженный зональный характер и поэтому не искажают существенно поле температуры. Вертикальные составляющие в силу значительных вертикальных градиентов температуры приводят к соответствующим искривлениям изолиний температуры. Особенно резко это проявляется в районах, где вертикальные скорости достигают максимальных значений, в участках гидрологических фронтов. В районе 2—3° ю. ш. по всей глубине наблюдается изгиб изолиний температуры выпуклостью вниз, что является результатом опускания вод. Зона конвергенции сменяется на разрезе зоной дивергенции, которая обнаруживается по характерному и заметному на всех глубинах изгибу изолиний температуры выпуклостью вверх. Эта зона расположена в районе 8° ю. ш. Первая фронтальная зона (конвергенция) проходит по границе северного пассатного течения и экваториального (межпассатного) противотечения и вызвана поперечной циркуляцией в этих течениях, приводящей на этой границе к опусканию вод. Вторая фронтальная зона (дивергенция) проходит по границе экваториального (межпассатного) противотечения и южного пассатного течения и является также следствием поперечной циркуляции. Третья фронтальная зона располагается в районе 20° ю. ш. Формы изолиний температуры определяют эту зону, как зону опускания вод. Опускание вод вызвано резким ослаблением течения с изменением широты. Ослабление течения происходит вследствие уменьшения средних градиентов давления атмосферы в антициклоне при приближении к его центру. Уменьшение градиентов давления приводит к ослаблению ветра, а значит, и к ослаблению течения, вызванного этим ветром; поэтому чисто дрейфовый полный поток, направленный на юг севернее этой зоны, будет больше чисто дрейфового потока южнее этой зоны, что и приводит к опусканию вод в этом районе. Далее к югу течение продолжает ослабевать вплоть до 28—29° ю. ш., центра антициклона, затем ветер, а следовательно, и течение меняют знак на обратный и довольно быстро усиливаются, а в районе усиления образуются зоны подъема вод. На рассматриваемом разрезе зона дивергенции только намечается на южной оконечности разреза.

Распределение солености на разрезе более сложно. С юга на север распространяются подповерхностный язык вод высокой солености и глубинный язык вод пониженной солености. Первый формируется в центре антициклона в результате осолонения вод, вызванного превышением испарения над осадками. В этом же районе, как указывалось выше, происходит опускание

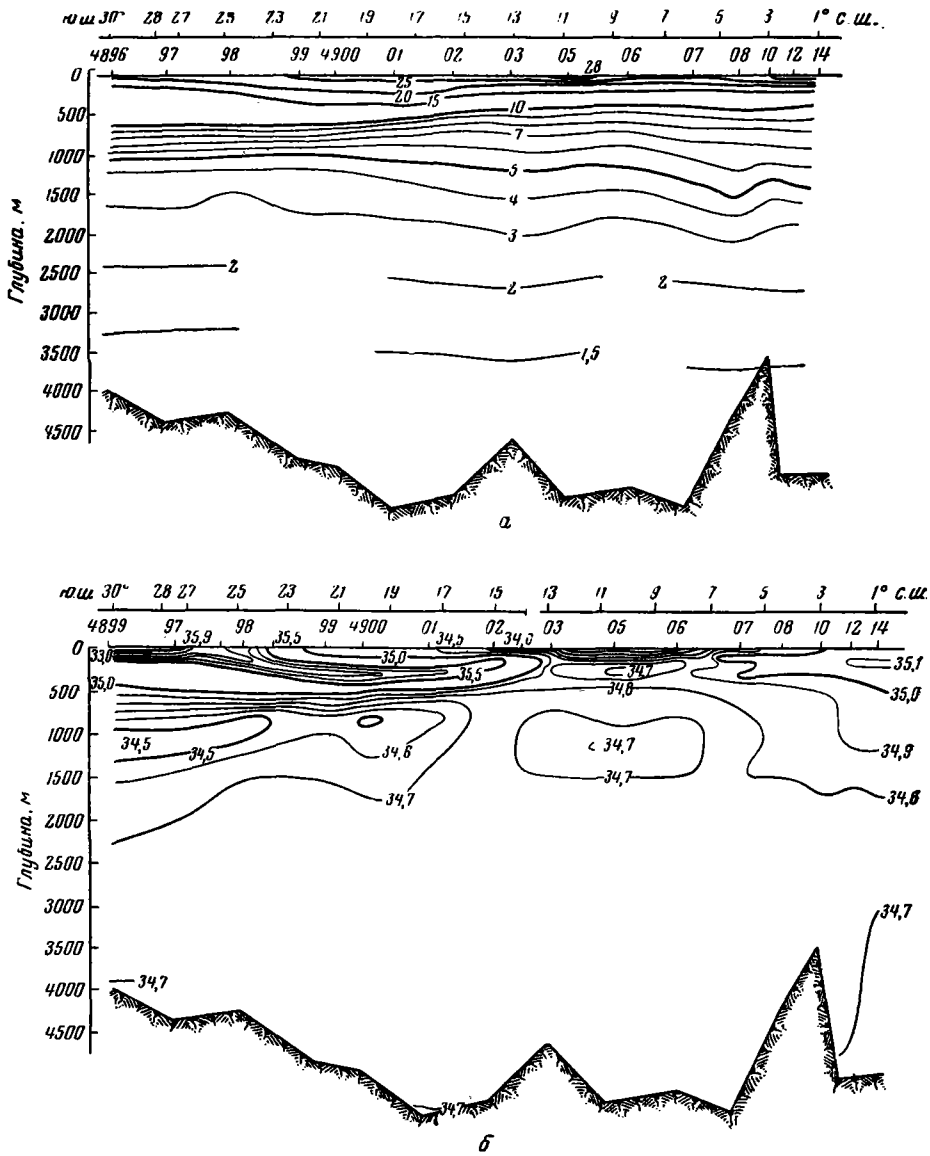


Рис. 7. Распределение температуры (*а*) и солености (*б*) на разрезе по 83° в. д.

вод, вызванное динамическими причинами. В результате взаимодействия этих факторов и турбулентного обмена и появляется отмеченный язык вод повышенной солености, распространяющийся вплоть до 13° ю. ш. Глубинный язык вод пониженной солености формируется в зоне антарктической конвергенции и известен в литературе под названием «антарктическая промежуточная водная масса». Этот язык прослеживается по глубинному минимуму солености до 5° ю. ш. Величина солености в ядре этого слоя на общем фоне повышения солености к северу несколько колеблется; эти колебания проявляются на разрезе в виде отдельных замкнутых изолиний. По-видимому, этот факт следует объяснить сезонными перемещениями зоны антарктической конвергенции и изменением интенсивности этой зоны в течение года. Действительно, в результате сезонных северо-южных смещений антарктической конвергенции и сезонных колебаний метеорологических элементов изменяются условия формирования поверхностных вод. Самое южное положение эта зона занимает осенью южного полушария (57° ю. ш.) и самое северное (49° с. ш.) весной, т. е. колебание составляет 8° по широте. Естественно, что весной в зоне антарктической конвергенции формируются более соленые воды, чем осенью. Эти обстоятельства и определяют прерывистый характер языка вод пониженной солености.

Севернее 13° ю. ш., вплоть до 7° ю. ш., на разрезе обнаруживается зона пониженной солености, которая обязана своим происхождением переносу вод пониженной солености южным пассатным течением. Далее к северу это течение сменяется межпассатным противотечением, которое несет воды повышенной солености из западных районов океана. Как результат этого переноса, на разрезе хорошо заметна область повышенной солености с максимальными значениями 35,1‰, распространяющаяся в подповерхностных горизонтах от 1° ю. ш. до 6° ю. ш.

Поверхностный слой распреснен, причем распреснение прослеживается почти на всем разрезе (с 1° ю. ш. до 26° ю. ш.). В связи с этим в подповерхностных горизонтах появляется первый максимум солености, который с глубиной сменяется минимумом, обусловленным языком малосоленых вод. Ниже этого минимума соленость несколько увеличивается (второй максимум солености), а при непосредственном приближении ко дну снова уменьшается. Это уменьшение, очевидно, есть результат солеобмена в меридиональном направлении местных вод с водами Антарктики, которые характеризуются пониженной соленостью. На разрезе распределения солености фронтальные зоны достаточно хорошо заметны. Их положение совпадает с положением этих зон, обнаруженных по характерному распределению температуры на разрезе.

Основные работы в Бенгальском заливе были проведены в феврале, т. е. в период зимнего муссона. Надо полагать, что к этому времени поле масс приспособилось к среднему ветру, а поэтому и схема циркуляции вод, полученная в результате обработки данных по температуре и солености динамическим методом, близка к реальной установившейся картине течений для зимнего муссона. Инструментальные измерения в общем подтверждают эту схему, хотя и обнаруживаются отдельные расхождения. Полученная схема более сложна, чем приведенная в Морском атласе по течениям Бенгальского залива для зимы северного полушария.

Особенно существенны различия для северной части залива: в морском атласе показан один антициклональный круговорот вод, а на полученной схеме обнаруживаются три круговорота, причем один из них антициклональный и два циклональных. Условия теплообмена на поверхности Бенгальского залива близки к условиям, формирующимся в Аравийском море. Поэтому в среднем температура на поверхности (см. рис. 3) имеет такие же значения, как и в Аравийском море (26—28°). Некоторое понижение темпе-

ратуры 26° обнаруживается в северной и западной частях залива. Как видно из динамических карт [1], это обусловлено подъемом вод в циклональных круговоротах. На горизонте 100 *м* (см. рис. 4) температура воды в Бенгальском заливе значительно выше, чем в Аравийском море. Преобладающая температура в заливе колеблется в пределах 25—23°, т. е. приблизительно на 3° выше температуры воды в Аравийском море на том же горизонте. Этот факт следует объяснить следующим образом. Вследствие превышения испарения над осадками в поверхностных слоях Аравийского моря происходит осолонение вод, а следовательно, и уплотнение их, что приводит к слабо выраженной по отношению к Бенгальскому заливу вертикальной стратификации плотности. В Бенгальском заливе, вследствие превышения осадков над испарением, поверхностные слои опресняются, создавая тем самым резко стратифицированные по плотности слои: поверхностный слой, сильно прогретый в силу положительного теплообмена моря с атмосферой, и подповерхностные слои, более холодные по сравнению с Аравийским морем. Распределение температуры на горизонте 100 *м* довольно сложно: имеются области резких понижений температуры. Они располагаются в северо-восточной части, где температура падает до 18° С, в северо-западной ($t < 22°$), в восточной ($t < 21°$) и, наконец, на южной окраине моря, где температура также падает до 18°. Пониженные температуры в этих районах не следует рассматривать как стационарное состояние для периода зимнего муссона, ибо они, возможно, определяются эпизодическим подъемом вод, вызванным проходящим циклоном или местным усилением ветра. Наиболее устойчивая зона пониженных значений температуры формируется в восточной части моря, в проливах, разделяющих Бенгальский залив и Андаманское море. Процессы перемешивания в проливах более интенсивны, чем в открытых частях моря. Это приводит к тому, что более глубокие и холодные слои воды, обмениваясь теплом с поверхностными слоями, создают в них понижение температуры.

На горизонте 250 *м* распределение температуры сравнительно однородно. Температура колеблется в пределах 1° (12—13°). На этом же горизонте в Аравийском море температура выше в среднем на 2—3°. Это, как уже говорилось, есть результат более интенсивного вертикального теплообмена в Аравийском море. На горизонте 1000 *м* (см. рис. 5) температура изменяется в пределах 7—6°, т. е. на 1—2° меньше, чем в Аравийском море. Следует заметить, что с глубиной различия в температуре между этими двумя бассейнами сглаживаются. На глубине 4000 *м* они равны всего 0,3—0,4°.

Распределение температуры на всех трех разрезах, выполненных в Бенгальском заливе, в общем подобны, однако при более внимательном рассмотрении нетрудно заметить некоторые различия, обусловленные нарушением зональности в процессах подъема и опускания вод.

Распределение температуры на разрезе по 83° в. д. (рис. 8) указывает на наличие зон опускания вод в районе 3—4° с. ш., подъем вод в районе 8° с. ш., опускания в районе 11—12° с. ш. и, наконец, вновь подъем вод в северной части разреза. Как уже отмечалось, зоны подъема и опускания вод выделяются по характерному для того или иного процесса изгибу изолиний. На данном разрезе форма изолиний отчетливо определена. Ниже 1300 *м* форма изолиний температуры не дает указаний на распространение процессов подъема и опускания вод до таких глубин; больше того, изгибы изолиний в некоторых районах меняют знак. Это может свидетельствовать о том, что опускание вод сменяется подъемом, или наоборот.

Распределение температуры на разрезе по 88° в. д. (рис. 9) не обнаруживает явно выраженных зон подъема и опускания вод. Изолинии

[1] См. статью Фомичева, наст. том, стр. 43.

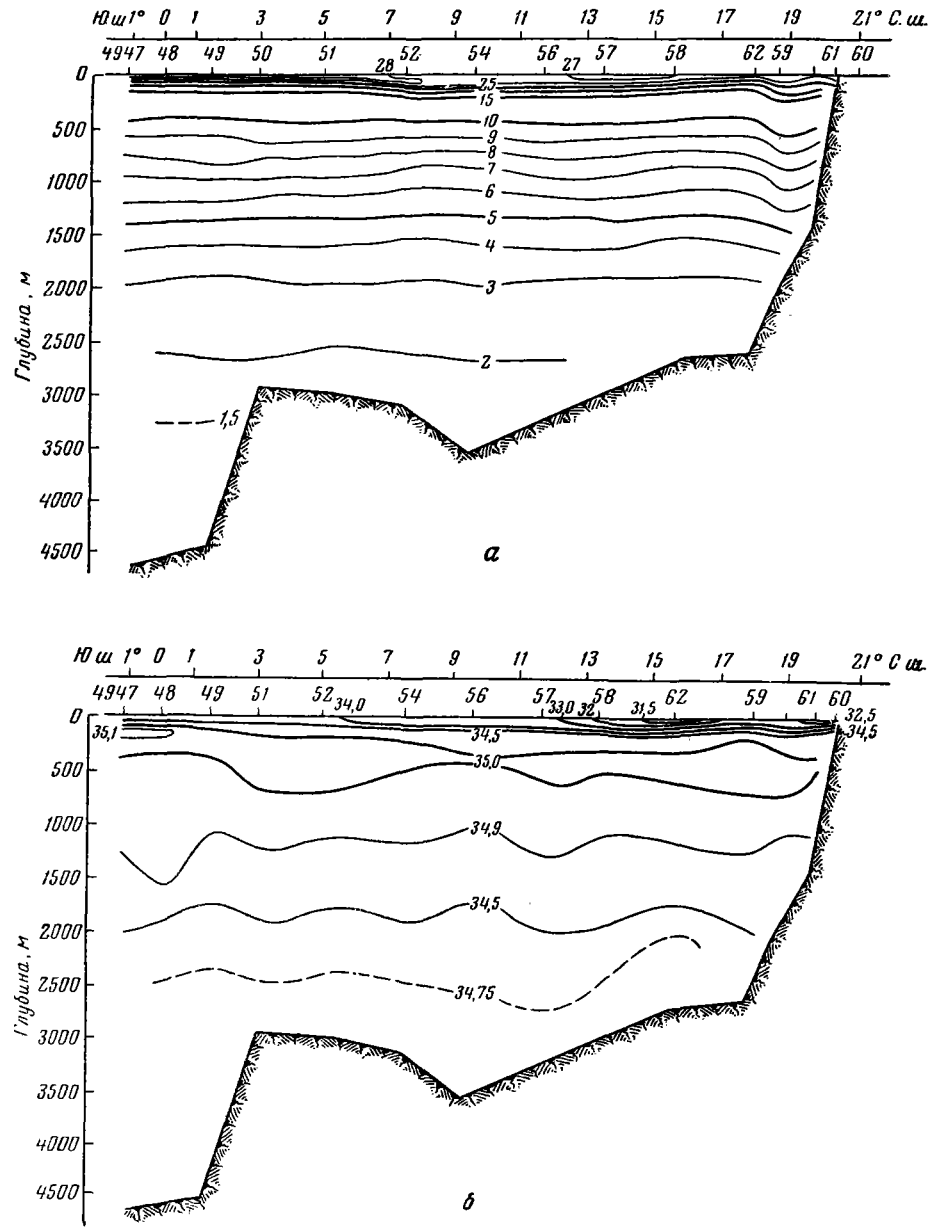


Рис. 8. Распределение температуры (*а*) и солености (*б*) на разрезе по 83° в. д.

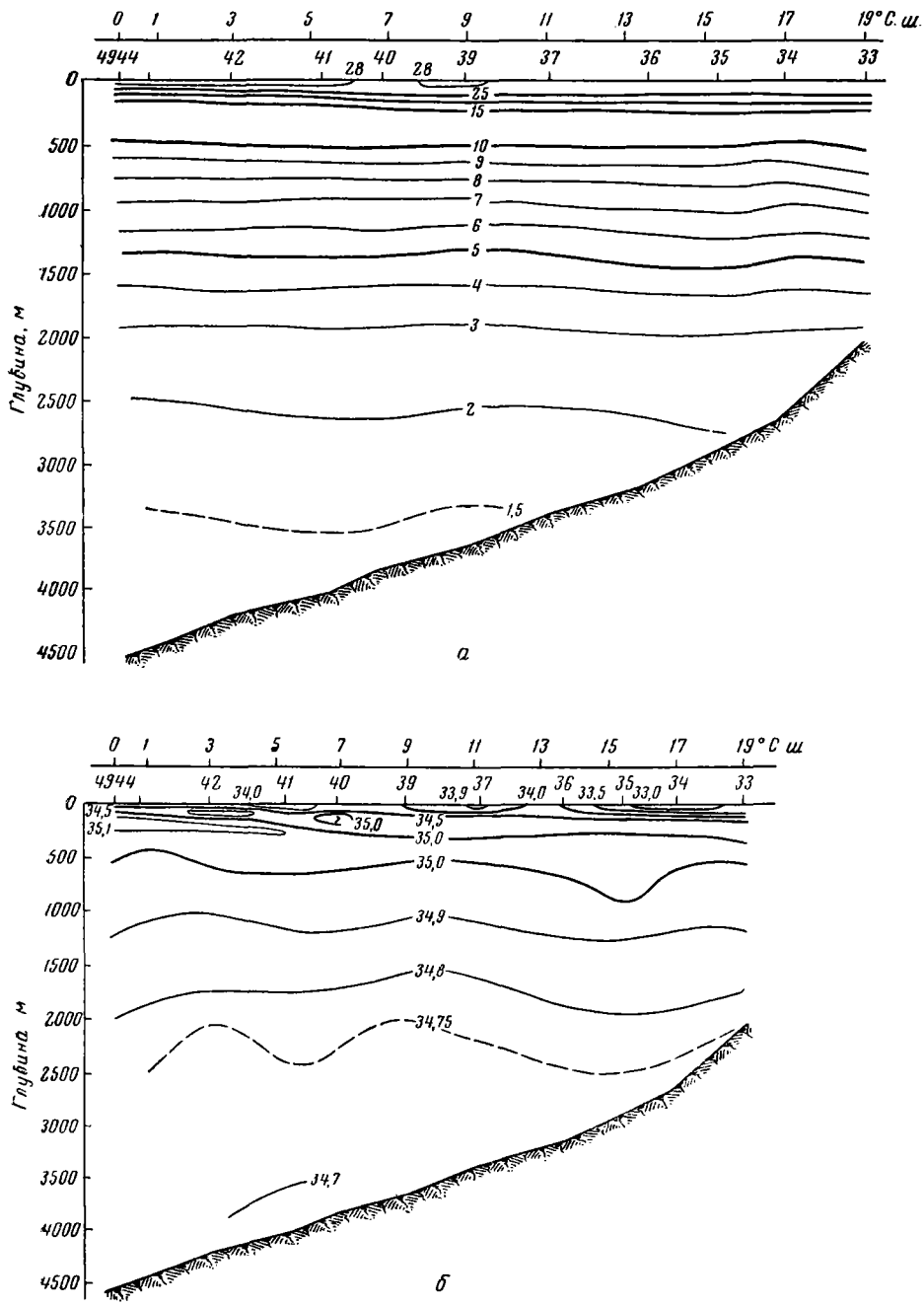


Рис. 9. Распределение температуры (*а*) и солености (*б*) на разрезе по 88° в. д.

температуры представлены линиями, близкими к горизонтальным прямым, что свидетельствует о слабой вертикальной циркуляции вод.

Распределение температуры на разрезе по 91° в. д. существенно не отличается от предыдущего разреза. За исключением самой северной его части, на всем протяжении разреза (по температуре) не наблюдается ярко выраженных зон подъема или опускания вод. В районе 19° с. ш. форма изолиний температуры указывает на существование здесь значительных вертикальных составляющих скорости, направленных от поверхности океана. Опускание вод прослеживается до 2000 *м*. Непосредственно вблизи берега изолинии температуры изгибаются к поверхности, обнаруживая подъем вод у берега. Особенности распределения солености на поверхности Бенгальского залива, как уже указывалось, определяются преобладанием выпадения осадков над испарением. Некоторое, но к сожалению, для нас не известное опресняющее влияние на воды залива оказывает материковый сток. Первое и второе обстоятельства приводят к распреснению поверхностного слоя вод. Значения солености на поверхности (см. рис. 3) Бенгальского залива колеблются от 34,0‰ в южной и центральной частях до 32,0—31,0‰ на западной, северной и восточной границах залива.

Язык повышенной солености, распространяющийся в центральные районы, обусловлен адвекцией с юга. Следует отметить, что распределение солености на поверхности Бенгальского залива достаточно хорошо коррелируется с картой динамической топографии. Явной связи распределения солености на поверхности с районами подъема и опускания вод обнаружить не удается, в то время как распределение температуры достаточно хорошо согласуется с этими зонами. Это объясняется тем, что горизонтальные градиенты температуры на поверхности крайне малы, а следовательно, и горизонтальная адвекция температуры на поверхности не существенна. Вертикальные градиенты температуры велики, поэтому адвекция температуры по глубине приводит к ее понижению или повышению на поверхности в зависимости от характера процесса. С другой стороны, горизонтальная адвекция солености приобретает существенное значение и в значительной степени вуалирует процессы подъема и опускания вод в силу относительно больших величин горизонтальных градиентов солености.

Распределение солености на горизонте 100 *м* (см. рис. 4), как и на поверхности, в значительной мере определяется адвекцией солености. У южного берега Цейлона течение направлено на запад; в соответствии с ним искривляются изолинии солености. Несколько мористее этого района течение, определенное методом сравнения, имеет восточные составляющие, в результате чего появляется язык повышенной солености. Языки пониженной солености обнаруживаются в восточной части Бенгальского залива, их следует объяснить адвекцией солености из Андаманского моря. В северо-восточной части залива хорошо заметно пятно повышенной солености, которое, по всей вероятности, определяется подъемом вод, вызванным циклонической системой течений в этом районе.

На горизонте 250 *м* распределение солености носит однородный характер. По всей акватории залива соленость близка к 35,0‰. Колебания солености от района к району не превышают 0,1‰. Еще большая однородность в распределении солености наблюдается на горизонте 1000 *м*, где она изменяется в очень узких пределах: 34,90—34,95‰. Распределение солености на трех разрезах (см. рис. 8, *а*), выполненных в Бенгальском заливе, в общем подобны.

Слой повышенной солености, оконтуренной изолиниями 35,0‰, обнаруживается на всех трех разрезах, причем структура слоя существенно не изменяется от разреза к разрезу. Заметно, однако, уменьшение его толщины с запада на восток. Этот факт, вероятно, следует объяснить тем, что

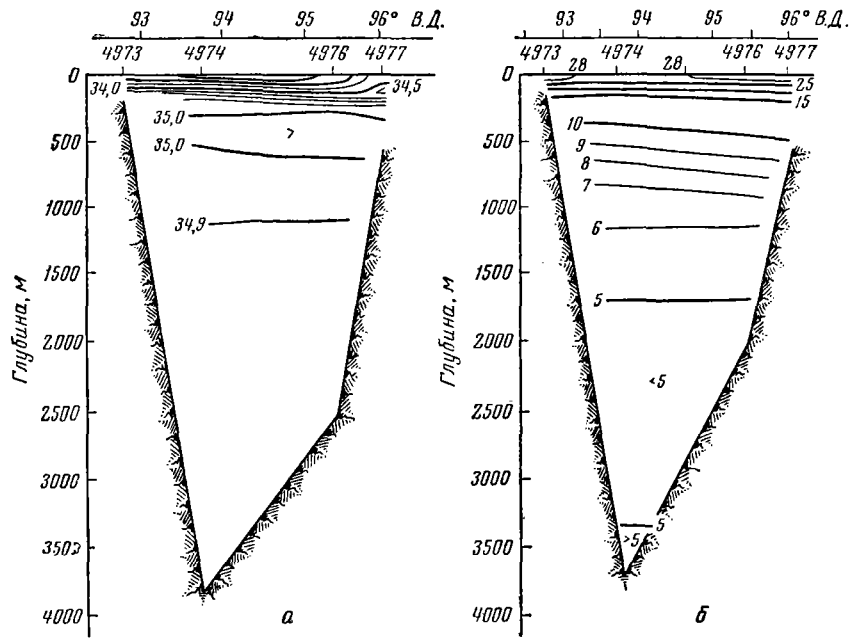


Рис. 10. Распределение температуры (*а*) и солености (*б*) на разрезе по 9° с. ш. (Андаманское море)

основной источник поступления осолоненных вод расположен в юго-западной части залива.

На разрезе по 83° в. д. ниже 500 *м* в обширном районе от 6° с. ш. до 10° с. ш. обнаруживается хорошо выраженная по форме изолиний солености глубинная зона подъема вод. Выше 500 *м* форма изолиний солености, обращенная выпуклостью вниз, дает указание на существование в поверхностном слое конвергентной зоны. На глубинах южной и северной границ разреза наблюдается наклон изолиний солености ко дну, в верхних горизонтах наклон изолиний изменяет знак на обратный. Первое обстоятельство свидетельствует об опускании вод на глубине, второе — о подъеме вод в верхних горизонтах. Подобная макроструктура вертикальной циркуляции вод обнаруживается по форме изолиний солености на разрезах по 87 и 91° в. д.

Из описания карт и разрезов распределения солености становится ясным характер преобладающей вертикальной структуры поля солености: верхний распресненный слой, соленость которого колеблется в пределах 31,2—34,2‰; подповерхностный слой максимальной солености 35,0—35,1‰; глубинный слой, соленость которого уменьшается ко дну по экспоненциальному закону, принимая в придонных горизонтах на глубине 4500 *м* значения, близкие к 34,70‰.

Распределение температуры и солености в Андаманском море до глубины 1500 *м* в значительной степени сходно с распределением этих характеристик в Бенгальском заливе. Это объясняется тем, что процессы, формирующие гидрологические условия этих двух бассейнов, идентичны. В Андаманском море (рис. 10), как и в Бенгальском заливе, верхний слой вследствие преобладания выпадения осадков над испарением значительно распреснен. Величина солености на поверхности близка к 33,0‰. В подпо-

верхностном слое обнаруживается максимум солености, имеющий те же значения, что и в Бенгальском заливе. Этот слой залегает несколько глубже. Распределение температуры в верхних слоях 500—600 *м* идентично распределению температуры на этих глубинах в Бенгальском заливе. Ниже указанной глубины характер распределения температуры и солености в этих двух водоемах существенно различен. Соленость с увеличением глубины почти не изменяется, на горизонте 600 *м* она составляет 35,0‰, а на глубине 3500 *м* равна 34,82‰. Температура уменьшается с глубиной также значительно

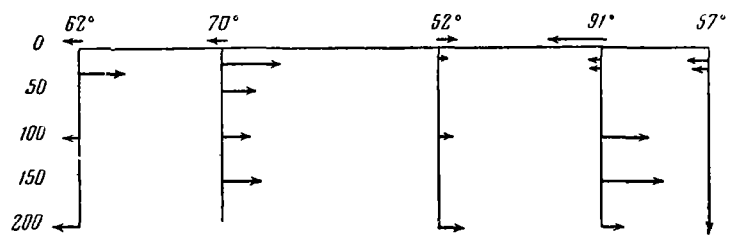


Рис. 11. Проекции скоростей течения и ветра на экваторе

Горизонтальный масштаб = 1° = 1 *см*; вертикальный масштаб 20 *м* = 1 *см*; масштаб скорости течения 20 *см/сек* = 1 *см*; масштаб скорости ветра 20 *м/сек* = 1 *см*

медленнее, чем в Бенгальском заливе. На горизонте 2500 *м* она достигает значения 4,97°, затем начинает повышаться так, что у дна равна 5,03°. Такое распределение температуры и солености объясняется характером водообмена этого моря с прилегающими частями океана. Андаманское море отделено от океана островной дугой, состоящей из Андаманских и Никобарских о-вов. Наибольшую глубину порога (1500 *м*) имеет пролив между Суматрой и о-вом Большой Никобар. Распределение температуры, солености, кислорода и других консервативных элементов ниже глубины порога в значительной степени определяются значениями этих характеристик в проливе на глубине порога. В результате водообмена через пролив температура и соленость воды, заполняющей котловину Андаманского моря ниже глубины порога, близки к их значениям на пороге. Более высокие температуры, по сравнению с Бенгальским заливом, следует объяснить усилением вертикальной циркуляции вследствие адвективного характера обмена моря и прилегающего к нему океана. Общее содержание кислорода в Андаманском море больше, чем в Бенгальском заливе, что также является результатом более активного вертикального обмена вод. Повышение температуры в слое 2500 *м* — дно следует объяснить геотермическим притоком тепла. Наконец, подповерхностный слой повышенной солености в Андаманском море имеет, безусловно, адвективное происхождение, поскольку в пределах этого бассейна в силу превышения поступления осадков над испарением не могут формироваться воды подобной солености.

Во время 33 рейса э/с «Витязь» выполнено пять автономных буйковых станций на экваторе. Эти работы были посвящены изучению вертикальной структуры течений. Исследование течений вблизи экватора проводилось для выявления там аналога течения Кромвелла в Индийском океане. Теоретические исследования, выполненные в 1960 г. целым рядом авторов (Arthur, Stommel, Charny, Veronis) показывают, что возникновение этого течения определяется специфическими условиями на экваторе. Специфика этих условий состоит прежде всего в том, что ускорение Кориолиса в районе экватора близко к нулю, а на самом экваторе равно

нулю. В связи с этим в общем балансе сил приобретают существенное значение силы трения и инерционные силы.

Из пяти станций, выполненных на экваторе, аналог течения Кромвелла был обнаружен только на ст. 4948 (91° в. д.). В слое 0—25 *м* проекция скорости течения на параллель была равна 13 *см/сек* и направлена на запад (рис. 11). На горизонте 100, 150 и 200 *м* проекция скорости течения направлена на восток. Максимальная скорость 63 *см/сек* отмечена на горизонте 150 *м*. На горизонте 200 *м* скорость резко уменьшилась до 15 *см/сек*. Привлекая данные о ветре, нетрудно понять, почему на других станциях, выполненных на экваторе, подобной вертикальной структуры течения не обнаружено. Проекции скорости ветра на параллель на всех этих станциях близки к нулю, тогда как на ст. 4948 ветер направлен на запад и имеет скорость 5,7 *м/сек*. Учитывая данные по измерениям течений и ветра на экваторе, вероятно, можно сделать следующие предварительные выводы:

1) наличие и величина зональных составляющих ветра являются основным критерием возникновения подповерхностного течения, аналогичного течению Кромвелла в Тихом океане;

2) нестационарность ветровых условий на экваторе в Индийском океане, с одной стороны, и обнаружение описанной структуры течения на ст. 4948, с другой стороны, свидетельствует о быстром приспособлении течения к полю ветра вблизи экватора.

SUMMARY

Hydrological conditions of the north-western, central and north-eastern parts of the Indian Ocean according to data obtained during the 33 cruise of the r/v«Vityaz» are discussed. Some features of distribution of temperature and salinity are found out.

Distribution of $t°$ and $S‰$ in upper levels is shown to be connected mainly with advection. In deep water it is determined by turbulence exchange. Influence of the upwelling and sinking upon the distribution of $t°$ and $S‰$ is shown.

The main frount zones, the upwelling and sinking regions are distinguished.

ЛИТЕРАТУРА

Муромцев А. М. Основные гидрологические черты Индийского океана. М., Гидрометеоиздат, 1959.

Arthur R. C., Stommel H., Charny L. G., Veronis G. Deep Sea Res. v. 6, 1960.

Emery K. O. Sediments and water of Persean gulf. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 40, № 10, 1956.

Sverdrup H. U., Jonson M. W., Fleming R. H. The Oceans, 1942.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

А. В. Фомичев

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕЧЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Одной из основных задач 33 рейса э/с «Витязь» было изучение циркуляции вод в северной части Индийского океана. Для этого широко применялся метод сравнения и данные его привлечены для анализа средней картины установившихся течений.

Инструментальные наблюдения методом сравнения проводились на горизонтах 15, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 500 и 1000 *м* (горизонт сравнения) на станциях, где брались батометрические серии до дна, а в некоторых случаях — на подвесных станциях.

При работе в мелководных районах близ берегов (Баб-эль-Мандебский пролив, Андаманские, Никобарские, Малые Зондские о-ва), когда предполагалось наличие значительного течения на всех горизонтах до дна и не представлялось возможным выбрать удовлетворительный горизонт сравнения, движение судна рассчитывалось навигационным методом по радиолокационным пеленгам и дистанциям до ближайшего берега.

Косвенные методы изучения течений и, в частности, примененный для расчета геострофических течений в районах Аравийского моря и Бенгальского залива динамический метод, также не дают оснований ожидать получения абсолютных значений. Однако, как показал опыт, в Аравийском море и Бенгальском заливе динамические карты достаточно хорошо отражают среднюю картину течений (по крайней мере ее качественную сторону) как при установившихся муссонных течениях (Бенгальский залив), так и в начале зимы (Аравийское море).

Динамические карты Аравийского моря и Бенгальского залива построены отдельно. Невозможность дать единую карту объясняется неприменимостью динамического метода близ экватора и разрывом во времени между наблюдениями в Аравийском море и Бенгальском заливе.

Для обоих районов положение нулевой поверхности рассматривалось по методу Дефанта. Исследования показали, что для всей изучаемой части Индийского океана, за исключением Андаманского моря, целесообразно выбрать отсчетную поверхность 2000 *дцб*.

Работы в Аравийском море проходили в ноябре и декабре 1960 г. Эти месяцы обычно считаются началом установления зимнего муссона. Но начало исследований в западной части Аравийского моря в случае поздней осени и позднего установления зимнего муссонного режима могло совпасть с концом осеннего периода, т. е. с нестационарностью в атмосфере и в океане, связанной с перестройкой поля давления и системы господствующих ветров. Рассмотрение направления ветра на карте, составленной по данным наблюдений, проведенных на «Витязе», показало преобладание северо-восточных ветров на всей исследуемой акватории, т. е. установление зимнего муссона.

Анализ динамических карт Аравийского моря, построенных для поверхности моря, и горизонтов 25, 50, 100, 150, 200 и 500 *дцб* не выявляет установившихся муссонных потоков. На картах течений Индийского океана зимой одним из основных признаков зимнего муссона является циклоническая система циркуляции (см. Морской атлас, т. II, карты 27 и 32). Этот признак слабо выражен на динамической карте для горизонта 50 *дцб* (рис. 1, *а*), которую можно отождествить с динамической картой поверхности океана. Восточная и центральная части Аравийского моря на карте заняты рядом циклонических круговоротов с незначительными скоростями течений, во многих местах меньшими, чем точность инструментальных измерений.

Еще больший контраст с картами течений зимой представляет собой юго-западная часть Аравийского моря, лежащая к западу от Аденского залива и далее к югу от м. Гвардафуй. Этот район находится в зоне влияния Сомалийского течения. По общепринятым схемам (например, Морской атлас, т. II, карта 32) в летний период Сомалийское течение направлено на север и имеет скорости, превышающие 1,5 узла (более 75 *см/сек*). Порядок скоростей, снятых с динамической карты поверхности 50 *дцб* одинаков (75 *см/сек* и более) со скоростями, указанными в Морском атласе на карте течений в летнее время. Значительно большие скорости Сомалийского течения (свыше 200 *см/сек*) получены на поверхности моря и на горизонте 25 *дцб*. На карте поверхности 25 *дцб* циклонические круговороты в восточной и центральной частях Аравийского моря совсем не прослеживаются. Течения из Аденского залива направлены на северо-восток (за исключением южной части пролива), что также характерно для летнего сезона.

Динамическая карта поверхности 150 *дцб* (рис. 1, *б*) в общем повторяет структуру динамической карты поверхности 50 *дцб*. Порядок скоростей и направление потока в центральной и восточной частях моря сохраняются. Перенос из Аденского залива выражен слабо. Намечается, как и на горизонте 50 *дцб*, вынос воды из Оманского залива. Ясно выражено Сомалийское течение. Его скорость ниже (в среднем около 30 *см/сек*), чем на карте поверхности 50 *дцб*. Северную границу влияния Сомалийского течения можно указать примерно на 11° с. ш. (на горизонте 50 *дцб* около 14° с. ш.).

По динамической карте поверхности 500 *дцб* (рис. 1, *в*) величины скоростей в северной и восточной частях Аравийского моря остаются равными порядку скоростей на вышележащих горизонтах (т. е. не выше 10 *см/сек*). Сомалийское течение прослеживается на север до м. Гвардафуй в зоне шириной около 120 миль. Восточнее заметны потоки разного направления. Скорости Сомалийского течения на горизонте 500 *дцб* почти не отличаются от скоростей на горизонте 150 *дцб* (в среднем около 20 *см/сек*).

Заканчивая рассмотрение динамической топографии Аравийского моря, следует указать, что динамические карты, составленные по данным за ноябрь и первую декаду декабря 1960 г., еще не отражают существенно структуру зимних муссонных потоков, хотя метеорологические характеристики (например, направление и скорость ветра) совпадали со средними зимними характеристиками. Особенно резкие различия между метеорологическими характеристиками и данными гидрологии наблюдались в зоне Сомалийского течения. Течения в этом районе, безусловно, требуют детального изучения инструментальными и косвенными методами.

Инструментальные наблюдения над течениями в Аравийском море в общих чертах согласуются с данными динамических карт. Ввиду того, что они могут расматриваться как суммарный вектор, можно считать, что имеющиеся расхождения вызваны действием других сил (инерционные силы, сила трения), а также связаны с условностью выбора отсчетной поверхности для динамических расчетов. По динамической карте трудно судить о на-

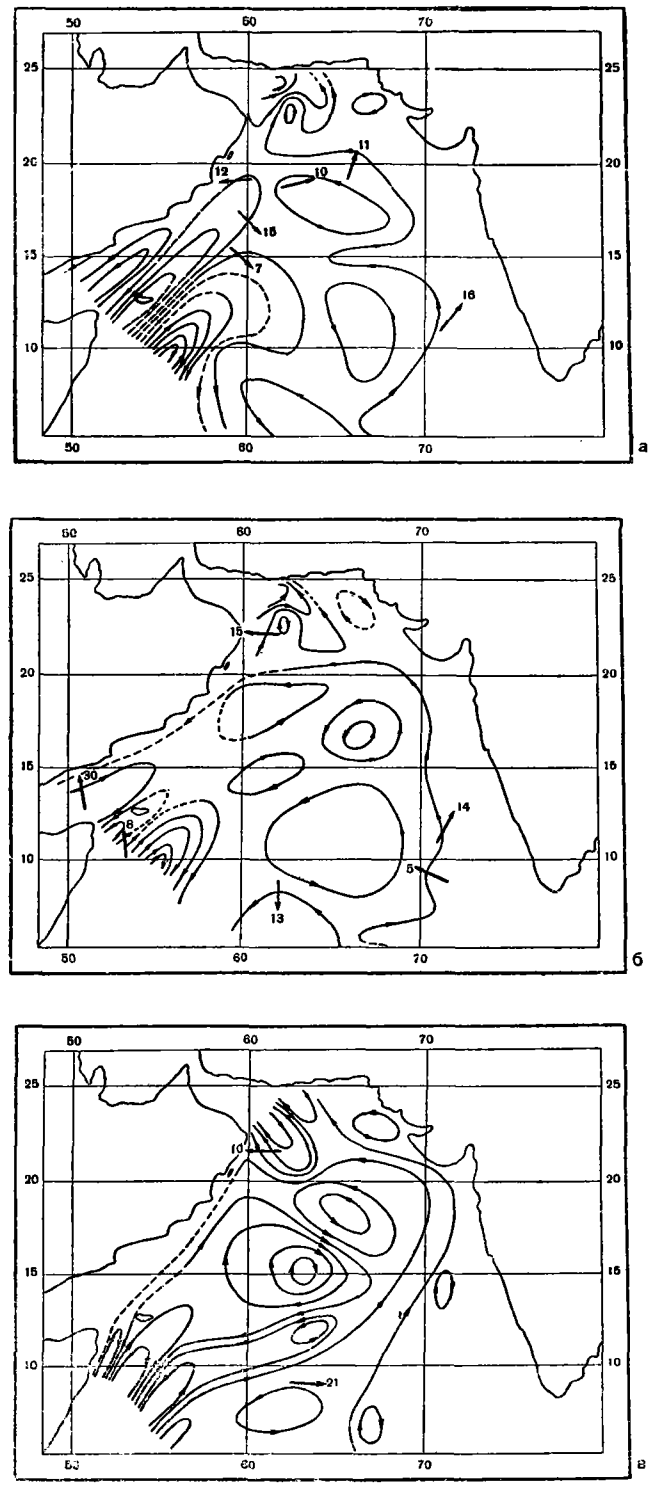


Рис. 1. Динамические карты Аравийского моря в период установления зимнего муссона (ноябрь-декабрь 1960 г.)

а — поверхность 50 *дцб*; *б* — поверхность 150 *дцб*; *в* — поверхность 500 *дцб*. Изолинии проведены через 50 дин. *мм* (на поверхностях 50 и 150 *дцб*) и 25 дин. *мм* (на поверхности 500 *дцб*). Цифры у стрелок указывают скорость в *см/сек*

правлении в районах с вихрями и равнонаправленными потоками течения в данной точке. Как правило, порядок скоростей в хорошо выраженных струйных потоках со значительными скоростями подтверждается данными инструментальных наблюдений.

Наблюдения в Бенгальском заливе проходили в феврале — начале марта 1961 г. Этот отрезок времени целиком относится к сезону зимнего муссона. Общим на представленных динамических картах для поверхностей 50 и 100 *дцб* (рис. 2) является преобладание западного переноса в области, лежащей к югу примерно от северной оконечности о-ва Цейлон (10° с. ш.). Система течений, отклоняющихся в северном полушарии вправо от направления ветра, в данном районе согласуется с преобладающими юго-восточными ветрами. Возможно, что вторичный эффект перераспределения поля плотности под действием ветра здесь в значительной мере учитывается динамическим методом. Восточно-западный перенос, полученный по данным динамических расчетов, подтверждается инструментальными измерениями. На горизонте 50 *дцб* перенос на запад, согласный с динамическим рельефом, отмечен на ст. 4923 и 4952 (скорости соответственно 77 и 25 *см/сек*), на ст. 4941 и 4954 (скорости 52 и 19 *см/сек*). Скорости, снятые с динамических карт, имеют меньшие величины (соответственно 20, 24, 12 и 25 *см/сек*). Перенос с востока на запад в южной части Бенгальского залива подтверждается большей частью инструментальных наблюдений в этом районе. Некоторые характеристики, полученные методом различия на станциях в южной части Бенгальского залива, не согласуются с динамической топографией поверхности 50 *дцб* (ст. 4915 и 4916) и 100 *дцб* (ст. 4916).

В северной части Бенгальского залива на горизонтах 50 и 100 *дцб* хорошо видны два циклональных круговорота и антициклонический круговорот со скоростями течений, превышающими 50 *см/сек*. Необходимо указать, что антициклонический круговорот, не известный по более ранним картам течений, прослеживается по данным ряда станций. На карте поверхности 500 *дцб* (рис. 2, *в*) заметен меридиональный перенос вод с севера на юг и увеличение скорости течения южнее Цейлона.

Характер циркуляции на поверхности моря (рис. 3, *а*) сходен с циркуляцией на горизонте 50 *дцб*. Но Бенгальский залив представляет собой район, на поверхности которого гидрологические условия формируются под влиянием муссонного климата, и можно предполагать, что дрейфовая составляющая оказывает существенное влияние на формирование поверхностных течений.

На рис. 3, *б* представлены динамическая карта поверхности моря и схема непериодических течений. Геострофическое течение на поверхности считалось установившимся в условиях зимнего муссона. Дрейфовая составляющая рассчитывалась по ветру, наблюдавшемуся на судне (среднее значение за сутки, в течение которых выполнялась гидрологическая станция в данном районе).

В формировании поля плотности крайней северной части Бенгальского залива имеет значение пресный сток Ганга и его компенсация; изучение этого фактора в условиях мелководного района требует постановки специальных исследований.

Распределение температуры и солености в Андаманском море и максимальные глубины проливов порядка 1500 *м* наводили на мысль о целесообразности выбора отсчетной поверхности для динамических расчетов на меньшей по сравнению с другими районами глубине. Исследование нулевой поверхности по способу Дефанта для восьми пар станций подтвердило предположения о выборе нулевой поверхности на глубине 1500 *дцб*. Для возможности качественного сравнения карты построены на горизонтах, одинаковых с горизонтами карт Бенгальского залива 0, 50, 100 и 500 *дцб*.

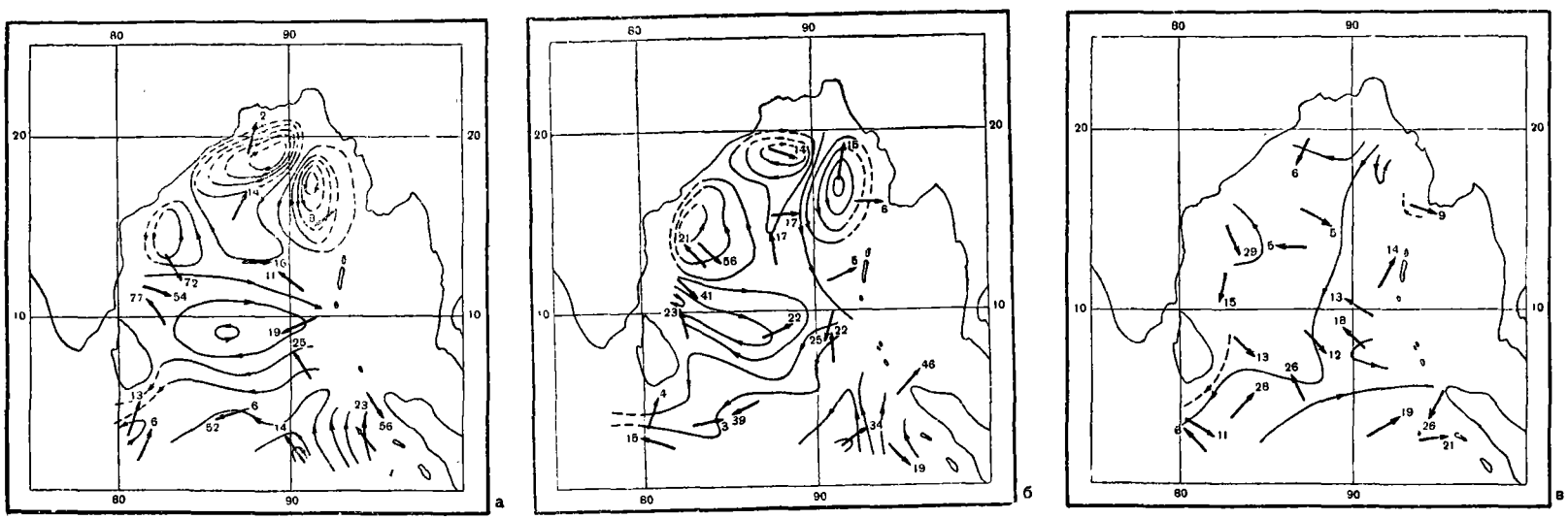


Рис. 2. Динамические карты Бенгальского залива во время развитого зимнего муссона (февраль 1961 г.)

а — поверхность 50 дцб; б — поверхность 100 дцб; в — поверхность 500 дцб.
Изолинии проведены через 50 дин. *мм*

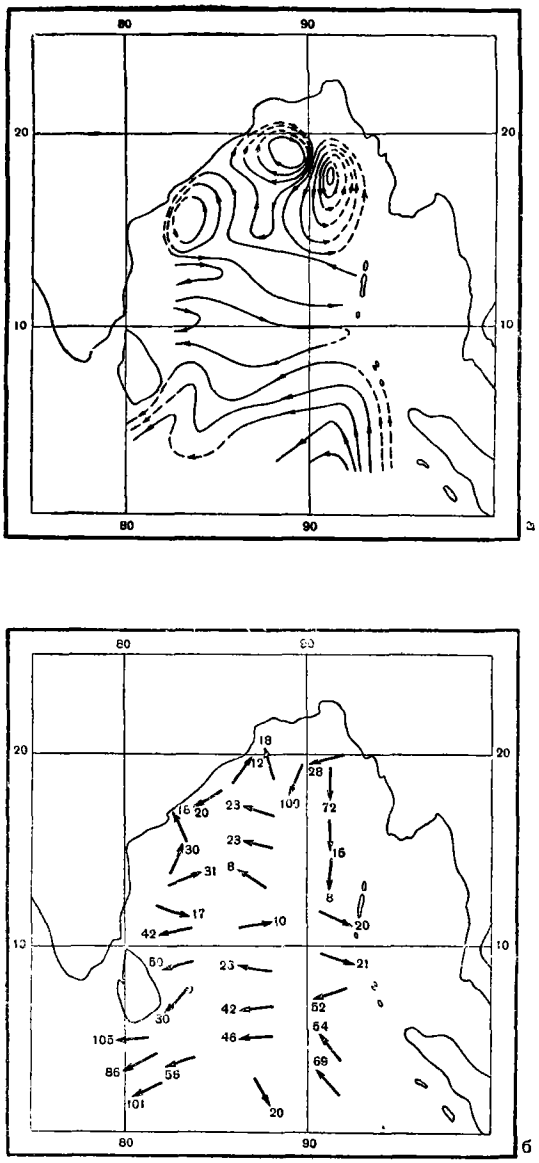


Рис. 3. Течения на поверхности Бенгальского залива

а — динамическая карта; изолинии проведены через 50 дин. *мм*;
б — схема непериодических течений

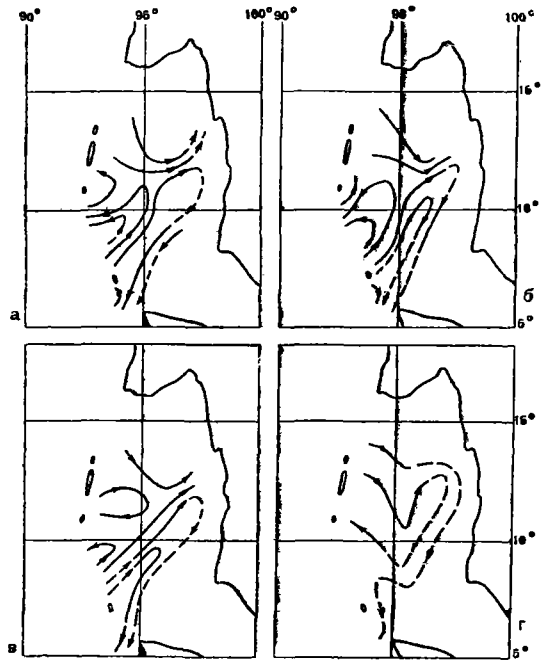


Рис. 4. Динамические карты Андаманского моря (первая декада марта 1961 г.)

а — поверхность моря; *б* — поверхность 50 *дцб*; *в* — поверхность 100 *дцб*; *г* — поверхность 500 *дцб*. Изолинии проведены аналогично картам на рис. 1 и 2. Кружками отмечены положения гидрологических станций

Как видно из карт (рис. 4), характер циркуляции с глубиной не меняется. В северной и западной частях моря намечаются циклонические системы. В северной части пролива между Андаманскими и Никобарскими о-вами наблюдается перенос на восток, а в южной — на запад. По данным динамических карт для горизонтов 0 и 50 *дцб* пролив относится к типу проливов с водообменом в горизонтальной плоскости. В проливе между Никобарскими о-вами и Суматрой перенос к западу на большей части сечения подтверждается инструментальными наблюдениями на горизонтах 50 и 500 *м*. Перенос на запад в этом проливе показан также на месячных картах поверхностных течений в «Лоции Бенгальского залива» и немецкой лоции «Handbuch für das Bengalische Meer».

Результаты наблюдений над течениями в экваториальной зоне освещены в статье Ю. А. Иванова (наст. том).

SUMMARY

The data of observations carried out during the 33 cruise of the r/v «Vityaz» are investigated.

The dynamical charts of the Arabian Sea, Bay of Bengal and Andaman Sea are presented. The investigation of the Arabian Sea waters in November—December 1960 showed a non-stationary picture in the most part of the Ara-

bian Sea, while the meteorological data indicated the appearance of the winter monsoon. The Somali current flowed northward as in summer and had a velocity of more than 50 *cm/sec*.

The Bay of Bengal waters were investigated in winter.

ЛИТЕРАТУРА

З у б о в Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. М., Географгиз, 1956.
Лоция Бенгальского залива. Изд. Гидрограф. упр. ВМС.
Морской атлас, том II. Изд. Главного штаба Военно-Морских сил, 1953.
K n a u s s J. A. Measurements of the Cromwell Current. Deep-Sea Res., v. 6, 1960.
Handbuch für das Bengalische Meer, 1941.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

К. Д. Сабинин

СЛОИ ПОВЫШЕННОЙ СОЛЕНОСТИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

На кривых вертикального распределения солености в водах северной части Индийского океана повсеместно наблюдаются слои повышенной солености. Основное значение в образовании этих слоев обычно приписывается влиянию соленых и теплых красноморских вод, переваливающих через порог Баб-эль-Мандебского пролива и распространяющихся на значительных глубинах на большие акватории Индийского океана. Свердруп (Sverdrup, 1942), в частности, указывает, что следы красноморских вод наблюдаются в западной части океана до 40° ю. ш. Он считает, что в самом Аравийском море образуется только один слой повышенной солености — подповерхностный максимум солености, а роль вод, вытекающих из Персидского залива, невелика. С другой стороны, немецкие океанографы приписывают в рассматриваемом процессе большое значение Аравийскому морю, особенно его северо-западной части, где в результате сильного испарения и конвекции возникают плотные и соленые воды (Валло, 1947). Наконец, Муромцев (1959) принимает во внимание все три источника образования высокосоленых вод в северной части Индийского океана — Красное море, Персидский залив и Аравийское море. Муромцев считает, что подповерхностная вода Аравийского моря обладает высокой соленостью благодаря воздействию всех трех факторов, а промежуточная вода — благодаря красноморским водам.

Таким образом, современные представления о солевом режиме северной части Индийского океана носят слишком общий и даже противоречивый характер, что объясняется, во-первых, большой сложностью этого района, во-вторых, значительной сезонной изменчивостью гидрологических условий и, в-третьих, малочисленностью и разрозненностью океанографических данных.

Работы, выполненные на э/с «Витязь» во время его 33 рейса в северной части Индийского океана, более полны и систематичны, чем наблюдения предшествующих экспедиций, однако и эти работы не вполне удовлетворительны, главным образом потому, что сильно растянуты во времени и плохо освещают чрезвычайно важный в гидрологическом отношении водообмен Аравийского моря с Красным морем, Персидским и Бенгальским заливами. Особенно неудачным следует считать то обстоятельство, что наблюдения в Аравийском море выполнены по существу в переходный период от лета к зиме, благодаря чему гидрологическая обстановка оказалась чрезвычайно сложной.

Для изучения слоев с повышенной соленостью был выбран «метод ядра» («Kernschichtmethode»): с кривых вертикального распределения снималась глубина и значения максимумов солености, а также значения температуры и плотности, соответствующие глубинам положения максимумов. Вследствие сложности соленосного строения вод Аравийского

моря (на некоторых вертикалях отмечалось до четырех максимумов солености) наиболее трудно было проследить распространение различных слоев вод повышенной солености. Действительно, в результате перемешивания и иных причин соленость, температура, плотность и глубина положения максимумов меняются в пространстве не всегда равномерно, а на некоторых станциях максимум вообще не отмечается. Поэтому иногда возможно возникновение ошибок, например, ошибочное отнесение значений верхнего максимума к нижнему, или наоборот.

Чтобы избежать этого, распространение высокосоленых вод прослеживалось не только по вертикальному распределению океанологических характеристик, но в затруднительных случаях использовались *TS*-кривые.

Понятно, что такой метод изучения распространения вод повышенной солености сложнее изопикнического, однако он, по-видимому, правильнее отражает реальное распространение вод, так как основное предположение изопикнического метода— движение вдоль поверхностей равной плотности — не всегда справедливо.

Проведенный подобным образом анализ позволил выделить три основных максимума солености, встречающихся в Аравийском море почти повсеместно,— подповерхностный, промежуточный и нижний. Каждый из этих максимумов характеризуется более или менее определенными глубинами залегания и плотностями. Правда, плотность подповерхностного максимума колеблется в широких пределах из-за сильного изменения температуры в верхних слоях моря, но плотности двух следующих максимумов меняются меньше: промежуточный максимум характеризуется условной плотностью 26,2—26,8, нижний максимум 27,1—27,4. Перейдем к описанию отдельных максимумов.

В Аравийском море наиболее хорошо прослеживается распространение промежуточного максимума. На рис. 1 даны соленость и глубины залегания этого максимума. Как это хорошо видно по карте изолиний, язык высокосоленых вод вторгается в центральную часть Аравийского моря с северо-западной его части, по-видимому, из Оманского залива и распространяется в юго-восточном и южном направлениях. Изгиб изолинии 35,70‰ дает основание предполагать, что основная масса этих вод распространяется на юг меридиана 66° в. д. Ось максимума солености залегает на глубинах около 200 *м*, испытывая колебания от 150 до 320 *м*. На разрезе к югу от о-ва Цейлона этот максимум выражен значительно слабее и, по-видимому, вторгается с запада в виде двух языков, оконтуренных изохалиной 35,10‰. Так как этот цейлонский разрез и разрез по 71° в. д. далеко отстоят один от другого и к тому же между ними вздымаются гряды Мальдивских и Лаккадивских о-вов, безусловно влияющие на распространение промежуточных вод, представлялось целесообразным использовать разрез по 76° в. д., выполненный в этом «пустом» пространстве в конце января—начале февраля 1960 г. (31 рейс «Витязя»). Использование данных этого разреза позволило предположить, что изучаемые воды проникают сюда из Аравийского моря через глубокий и широкий пролив между Лаккадивскими и Мальдивскими о-вами. Однако настаивать на правильности такого предположения, хотя оно и кажется наиболее вероятным, вряд ли возможно, поскольку в самом проливе наблюдения не производились, а данные разреза по 71° в. д. ничего не говорят об этом. Возможно также, что поступление промежуточных соленых вод в этот район происходит между Лаккадивскими о-вами и материком. Однако изохалина 35,20‰ проведена на основании первого предположения, так как оно лучше согласуется с данными о распространении подповерхностных вод повышенной солености (см. ниже) и со схемой летних течений, играющих, по-видимому, решающую роль в перемещении вод Аравийского моря.

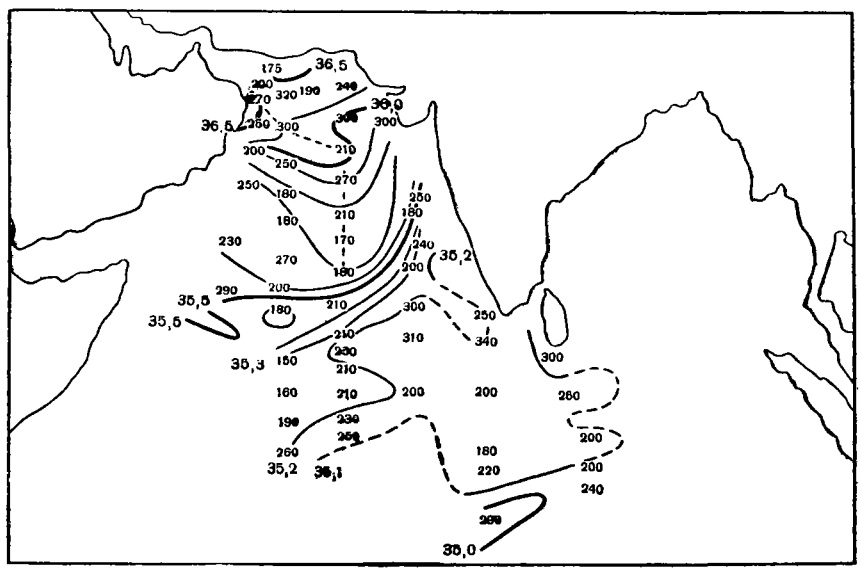


Рис. 1. Промежуточный максимум солености
Изолинии — соленость; цифры — глубина (в *м*)

Где может находиться очаг формирования этих промежуточных вод? Проще всего предположить, что эти воды формируются в северной и северо-западной частях Аравийского моря в процессе зимней конвекции. Известно, что зимой температура поверхностных вод в этой части моря понижается до 22—23° и этот процесс сопровождается усиленным испарением и, следовательно, осолонением поверхностных слоев моря. В результате можно ожидать более или менее значительной вертикальной термохалинной конвекции, формирующей эти сравнительно плотные и соленые воды.

Однако расчеты зимней вертикальной циркуляции по методу Н. Н. Зубова показали, что конвекция в северной части Аравийского моря вряд ли распространяется ниже 100 *м*, доходя в основном до 50—80 *м*.

Так как ядро промежуточных вод повышенной солености лежит значительно ниже, в основном на глубинах 200—300 *м*, формирование этих вод за счет зимней конвекции маловероятно. Можно, конечно, предположить, что эти воды формируются на мелких прибрежных местах за счет более сильного охлаждения и осолонения, чем в открытом море, а затем сползают на большие глубины, где мы их обнаруживаем в виде промежуточного слоя высокой солености. Однако и это предположение вряд ли справедливо, поскольку в таком случае в промежуточном максимуме солености должны были бы наблюдаться следы сезонного характера формирования этих вод, чего в действительности не отмечается.

Остается другой «источник» этих вод — Персидский залив. Его принимает во внимание Шотт (Schott, 1935), а Эмери (Emery, 1956) прямо проводит аналогию между Баб-эль-Мандебским и Ормузским проливами и пишет, что вытекающие из Персидского залива воды прослеживаются на расстоянии около 900 миль от Ормузского пролива, занимая глубины от 100 до 300 *м*.

Однако, как это уже говорилось выше, Свердруп (Sverdrup, 1942) полагал, что влияние вод мелководного Персидского залива на распределение солености в Аравийском море несущественно, так как водообмен через Ормузский

пролив очень незначителен. Попытаемся оценить водо- и солеобмен Персидского залива и Аравийского моря. Для этого воспользуемся известными формулами водообмена в проливах (Зубов, 1956), основанными на водном и солевом балансе:

$$W_1 S_1 = W_2 S_2$$

и

$$W_1 + F - W_2 = 0,$$

где W_1 и S_1 — объем и соленость втекающих вод; W_2 и S_2 — то же для вытекающих вод; F — пресная составляющая водного баланса рассматриваемого бассейна (осадки + береговой сток — испарение). Из приведенных уравнений легко получить выражение для объема вытекающих вод

$$W_2 = \frac{FS_1}{S_1 - S_2}. \qquad (1)$$

По Эмери (Emery, 1956) осадки над Персидским заливом составляют 50—280 *мм* в год. Принимая среднее значение 165 *мм* в год и помножив это значение на площадь Персидского залива (239 000 $км^2$), получаем приход пресных вод с осадками $400 \cdot 10^9$ $м^3$ в год. Сток Шатт-эль-Араба составляет 210 $км^3$ в год, или $210 \cdot 10^9$ $м^3$ в год (Самойлов, 1952). Данных по испарению в Персидском заливе, к сожалению, нет, но, по-видимому, они близки к данным по испарению в Красном море. Последнее составляет слой 2,3 *м* в год (Егоров, 1950), что дает для Персидского залива объем $550 \cdot 10^9$ $м^3$ в год. Отсюда F = 210 $км^3$ в год + 40 $км^3$ в год — 550 *км* в год = — 300 $км^3$ в год. Из данных, приводимых Эмери (Emery, 1956), можно заключить, что в Ормузском проливе соленость втекающих в Персидский залив вод близка к $38^0/_{00}$, а вытекающих — к $40^0/_{00}$.

Подставляя все эти значения в формулу (1), получаем количество вод, вытекающих из Персидского залива: $W_2 = \frac{FS_1}{S_1 - S_2} = 6 \cdot 10^{12}$ $м^3$ в год = =6000 $км^3$ в год.

Среднегодовой расход вод, вытекающих из Красного моря, составляет 0,3—0,4 млн. $м^3/сек$, или 10—12 тыс. $км^3$ в год (Sverdrup и др., 1942), т. е. примерно в 2 раза больше. Отсюда ясно, что воды, поступающие из Персидского залива, могут оказывать существенное влияние на соленость вод Аравийского моря.

Остановимся на последн-м обстоятельстве, не оставляющем никаких сомнений в правильности этого предположения. По карте изохалин промежуточного максимума солености (см. рис. 1) можно установить направление движения этих вод. Как показывает пунктирная линия на карте, ст. 4807, 4813, 4854, 4853, 4852, 4851 и 4850 примерно совпадают с осью промежуточных вод.

На рис. 2 даны изменения глубины, солености, температуры и плотности промежуточного максимума вдоль этого разреза. Если соленость непрерывно уменьшается от ст. 4807 до ст. 4850, то остальные величины испытывают хорошо заметные колебания. Постепенное уменьшение солености говорит о том, что «источник» высокосоленых вод действует непрерывно, а колебания других величин свидетельствуют о сезонной изменчивости температуры поступающих вод. Все это убеждает в том, что формирование промежуточных вод не связано с зимней конвекцией и что основным их источником является Персидский залив. Ясно, что воды, поступающие из Персидского залива зимой, имеют более низкую температуру и более высокую плотность, а потому залегают глубже, чем воды, поступающие летом. Это позволило оценить скорость распространения персидских вод, которая оказалась равной 2 *см/сек*.

Необходимо остановиться на одной интересной особенности персидских вод. Шотт (Schott, 1935) указывает, что в Оманском заливе на глубине 420 *м* найдены большие количества сероводорода; следы сероводородного заражения наблюдаются в слое 100—1200 *м* даже в открытых частях Аравийского моря. 33 рейс «Витязя» это указание Шотта подтвердил. Зона сероводородного заражения охватывает большие пространства северной части Аравийского моря на глубинах от 125—300 до 400—1000 *м* (Иваненков, Розанов, 1961). Эта зона хорошо совпадает с областью распространения персидских вод. Отсюда можно заключить, что персидские воды обладают некоторыми особенностями, способствующими возникновению в них сероводорода. Такие особенности действительно имеются. Эмери (Emery, 1956) указывает, что на дне Персидского залива в нескольких местах имеются выходы нефтеносных пород и, кроме того, выходых подземных вод сравнительно высокой солености (до 28‰), которые среди прочих компонентов содержат растворенный гипс и серу. Воды Персидского залива, находящиеся в Аравийском море, отличаются пониженным содержанием кислорода. По-видимому, он быстро расходуется на окисление большого количества органических веществ, выносимых из Персидского залива, а так как поступлению кислорода сверху препятствует интенсивный пикноклин, наблюдающийся в Аравийском море, то создаются условия для возникновения сероводородного заражения.

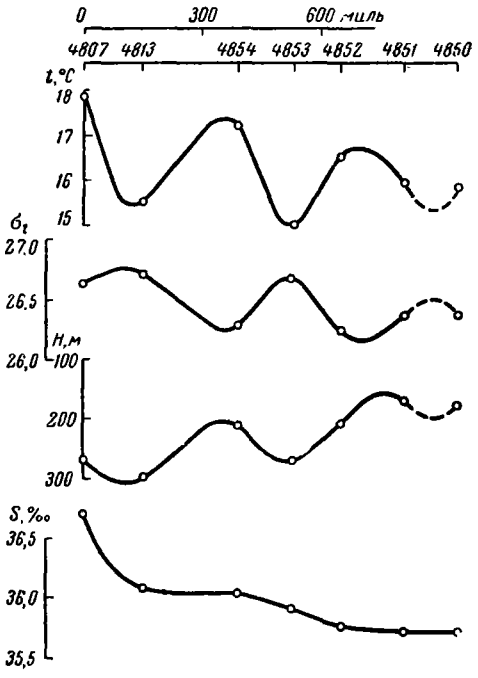


Рис. 2. Изменения температуры (t), плотности (δ_t), глубины (H) и солености (S) вдоль оси распространения промежуточного максимума солености

Перейдем к рассмотрению нижнего максимума солености. Как видно из рис. 3, воды этого слоя повышенной солености распространяются из Аденского залива в восточном направлении. Это красноморские воды. Глубина положения максимума солености этих вод в основном меняется от 400 до 800 *м*, и только на выходе из Аденского залива максимум находится на глубине 1000—1200 *м*. По-видимому, здесь начинается глубинная ветвь красноморских вод, которая продвигается далеко на юг вдоль восточных берегов Африки на глубине 1000—1500 *м*.

Вообще говоря, детально проследить распространение аравийской ветви красноморских вод только по солености довольно трудно, так как соленость вод северной части Аравийского моря на тех же глубинах такая же как соленость красноморских вод, или даже несколько больше, а на меньших глубинах она даже возрастает за счет притока персидских вод. Поэтому в северной части моря нижний максимум солености не наблюдается хотя поступление сюда красноморских вод вполне возможно. Это обстоятельство, а также недостаточное количество взятых станций не позволяет судить о северной границе красноморских вод. Возможно, что они распро-

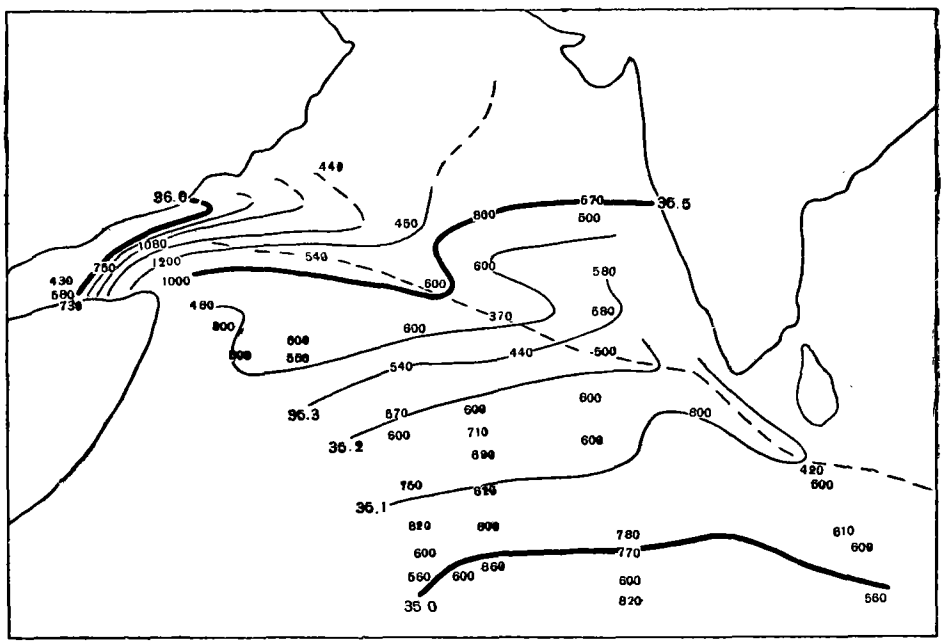


Рис. 3. Нижний максимум солености

страняются к северу вдоль берегов Аравии. Изгибы изохалин 35,5, 35,4, 35,3, 35,2 и 35,1‰ отчетливо показывают проникновение красноморских вод далеко на восток. В виде узкого языка они распространяются в восточную часть Индийского океана через пролив между Лаккадивскими и Мальдивскими о-вами, как это было и в случае промежуточного максимума солености. Здесь также привлекались данные 31 рейса э/с «Витязь», позволившие проследить этот язык.

В заключение необходимо отметить, что на разрезе, построенном вдоль предполагаемого распространения красноморских вод (пунктирная линия на рис. 3), хорошо заметны колебания глубины положения и значения максимума солености. Это свидетельствует о том, что поступление красноморских вод подвержено сезонной изменчивости. Однако оценка скорости движения этих вод по этому признаку нам кажется преждевременной, поскольку характер распространения красноморских вод в западной части Аравийского моря неясен, а в восточной части последовательность этой изменчивости может быть сильно нарушена влиянием различных второстепенных факторов.

Рассмотрим, наконец, подповерхностный максимум солености. Само название «подповерхностный» несколько условно, так как в некоторых районах этот максимум находится на поверхности моря. Как видно из рис. 4, такое «поверхностное» положение этого максимума наблюдается преимущественно в северной части Аравийского моря. Это показывает, что именно здесь, где испарение велико, а осадки незначительны, и находится очаг формирования подповерхностных вод высокой солености, распространяющихся отсюда к югу и юго-востоку с постепенным углублением оси максимума до 100—120 *м*. Подповерхностные воды проникают в восточную часть океана в виде двух четко выраженных языков, огибающих Мальдивские о-ва. (Здесь также использованы данные, полученные во время 31 рейса э/с «Витязь»

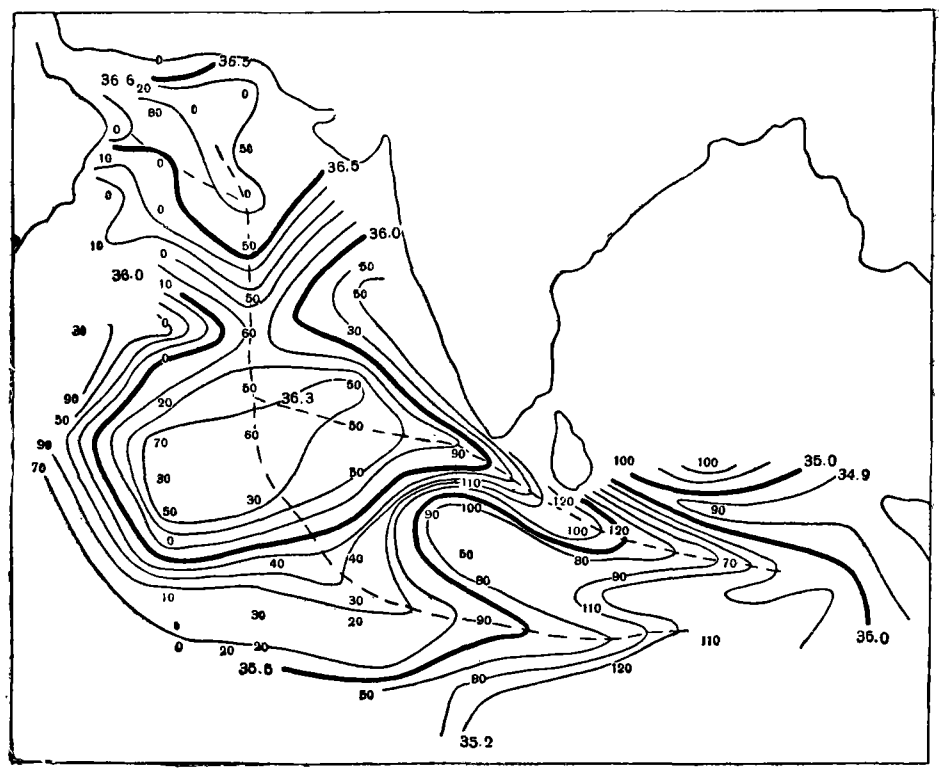


Рис. 4. Подповерхностный максимум солености

Сказать что-либо о сезонной изменчивости формирования и распространения подповерхностных вод на основании рис. 4 трудно, так как гидрологические условия в этом слое наиболее сложны и изменчивы.

Деление единого языка подповерхностных вод, продвигающихся с севера, на две области, по-видимому, объясняется перестройкой поля течений от летнего режима к зимнему. Во всяком случае, существование южной области повышенной солености хорошо согласуется с циклоническим круговоротом вод в этом районе, заметным по динамическим картам.

Итак, в Аравийском море отчетливо прослеживаются три слоя повышенной солености — *подповерхностный*, собственно аравийского происхождения, *промежуточный*,— формирующийся за счет притока вод из Персидского залива, и *нижний* — красноморского происхождения. Все эти слои по мере удаления от очагов их формирования трансформируются и все более теряют свою индивидуальность. Входя в восточную часть океана, эти слои окончательно перемешиваются и заполняют Бенгальский залив в виде одного слоя повышенной солености большой толщины. Максимум солености здесь выражен слабо и колеблется по всей акватории Бенгальского залива и Андаманского моря в пределах 35,00—35,07‰. Глубину залегания максимума из-за его нечеткости определить здесь трудно — она колеблется от 200 до 600 *м*.

Такой характер слоя повышенной солености в Бенгальском заливе позволяет утверждать, что поступление вод высокой солености в этот залив носит преимущественно турбулентный характер в отличие от преимущественно адвективного характера распространения высоко-соленых вод в Аравийском море.

Затронутый нами вопрос требует дальнейшего изучения по следующим направлениям.

1. Определение характера сезонной изменчивости положения слоев повышенной солености. Эта проблема связана с основной проблемой муссонной изменчивости динамики и строения вод северной части индийского океана и требует постановки специальных наблюдений.

2. Определение источника вод повышенной солености в северной части Индийского океана. Необходимо изучить водообмен через Ормузский пролив и по данным прибрежных наблюдений в северной части Аравийского моря установить роль прибрежных мелководий в формировании холодных и соленых промежуточных вод.

3. Детализация картины распространения красноморских вод в западной части Аравийского моря и водообмена между западной и восточной частями северной половины Индийского океана.

Для решения этих проблем необходимо провести специальные экспедиционные работы, поскольку соленосная структура вод северной части Индийского океана очень сложна и интересна и с ней связаны многие вопросы гидрологии, гидрохимии и биологии этой части океана.

SUMMARY

The treatment of the hydrological data, obtained by «Vityaz» in the northern part of the Indian Ocean (33 cruise, winter 1960—1961), allowed to estimate that there were three layers of water of higher salinity in the Arabian Sea—the subsurface layer, the intermediate layer and the lower layer. «The core method» («Kernschichtmethode») was applied to study the spread of these waters. As a result it was found out that the subsurface layer of high salinity originated because of intensive evaporation from the surface of Arabian Sea and therefore the region of its formation is Arabian Sea itself; the intermediate layer is formed by the tributary of the high salinity water, from the Persian gulf (the core of this water — salinity maximum — is observed at the depth of 150—300 *m*); finally, the lower layer is composed of the waters of the Red Sea's origin (salinity maximum is observed usually at the depth of 400—800 *m*).

All these waters move away from the places of their origin, experience gradual transformation and approaching the eastern part of the Ocean finally mix up and fill the Bay of Bengal as one layer of high salinity and large thickness.

ЛИТЕРАТУРА

Валло К. Общая география морей. М.—Л., Учпедгиз, 1948.

Егоров Н. И. Метеорология и гидрология, № 3, 1950.

Зубов Н. Н. Основы учения о проливах Мирового океана. Л. Гидрометеоиздат, 1956.

Иваненков В. Н., Розанов А. Г. Сероводородное заражение промежуточных слоев Аравийского моря. Океанология, № 3, 1961.

Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Индийского океана. Л., Гидрометеоиздат, 1959.

Самойлов И. В. Устья рек, 1952.

Emery K. O. Sediments and water of Persian gulf. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologist, v. 40, N 10, 1956.

Schott G. Geographie des Sudischen und Stillen Ozeans, 1935.

Sverdrup H., Johnson M., Fleming R. The Oceans, 1942.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

Б. А. Тареев

О ВОЗМОЖНОСТИ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПРИДОННОЙ ВЕРТИКАЛЬНОЙ КОНВЕКЦИИ В НЕКОТОРЫХ РАЙОНАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Необходимым, но еще недостаточным условием для возникновения вертикальной конвекции является отрицательная устойчивость вод. Возможность возникновения и характер такой конвекции определяются значением так называемого числа Рэлея. В случае чисто термической конвекции, когда неустойчивость вод обусловлена сверхадиабатическим повышением температуры с глубиной, выражение для числа Рэлея имеет вид

$$R = \frac{\alpha g (\theta_2 - \theta_1) h^3}{k\nu},$$

где g — ускорение силы тяжести; α — коэффициент термического расширения морской воды; $\theta_2 - \theta_1 > 0$ — разность температур на нижней и верхней границах; h — толщина слоя, охваченного конвекцией; k, ν — соответственно коэффициенты температуропроводности и кинематической вязкости морской воды.

Возникновение конвекции имеет место, если фактическое число Рэлея будет больше соответствующего критического значения этого числа. Критические числа определяются из решения соответствующей динамической задачи. В наших работах (1959, 1960) было показано, что на величину критических чисел Рэлея в условиях, характерных для океана, существенное влияние оказывает вращение Земли.

Гидрологические работы, проведенные во время 33 рейса э/с «Витязь», выявили два основных района, в которых наблюдается отрицательная вертикальная устойчивость в придонных горизонтах. Это район центральной части Аравийского моря и район Яванской глубоководной впадины. В районе глубоководной части Аравийского моря, как правило, начиная с глубин 2500—3000 *м*, наблюдается весьма слабое (порядка сотой градуса на 100 *м*) понижение температуры с глубиной и, как правило, несколько более сильное (в смысле влияния на плотность) понижение солености. Таковы условия на ст. 4818, 4820, 4851, 4854 и некоторых других. На всех этих станциях основным фактором, формирующим неустойчивость, является уменьшение солености с глубиной. Учитывая зависимость плотности от температуры

$$\rho = \rho_1 [1 - \alpha (\theta - \theta_1)],$$

где ρ_1 — плотность морской воды при температуре θ_1, в приведенном выше числе Рэлея можно заменить $\alpha (\theta_2 - \theta_1)$ через $\frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1} > 0$.

Число Рэлея может быть переписано в виде

$$R = \frac{gh^3}{k\nu} \cdot \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1} = -\frac{gh^4}{k\nu} \cdot \frac{E}{\rho_1};$$

$$E = \frac{\rho_2 - \rho_1}{h} < 0;$$

здесь ρ_2 и ρ_1 — значения потенциальной плотности соответственно на нижней и верхней границах конвективного слоя, т. е. слоя, в котором потенциальная плотность убывает с глубиной. В приведенной формуле потенциальная плотность может быть произвольной функцией температуры и солености, для чего достаточно предположить справедливость известного уравнения плотностной диффузии, которое должно быть использовано в задаче вместо уравнения теплопроводности, имеющего место в случае чисто термической конвекции.

Для условий низких широт, в которых находятся рассматриваемые районы Индийского океана, в работе автора (1959) была получена простая формула для критического числа Рэлея

$$R_c = \frac{27\pi^4}{4} + \frac{1}{2} \cdot \frac{f_y^2 h^4}{\nu^2};$$

здесь f_y — меридиональная слагающая параметра Кориолиса, остальные обозначения прежние. При $f_y = 0$ получим

$$R_c = \frac{27\pi^4}{4} \approx 657{,}5 \quad \text{(значение Рэлея)}.$$

Таким образом, наша задача заключается в вычислении фактических чисел Рэлея и сравнении их с соответствующими критическими значениями.

Устойчивость вод, через которую в данном случае наиболее удобно выразить числа Рэлея, вычислялась по стандартной схеме, рекомендуемой в «Океанологических таблицах» Н. Н. Зубова (1957) по соответствующей формуле

$$E = \frac{\partial \rho}{\partial \theta}\left(\frac{d\theta}{dZ} - \frac{d\zeta}{dZ}\right) + \frac{\partial \rho}{\partial S} \cdot \frac{dS}{dZ};$$

здесь S — соленость; $d\zeta/dZ$ — адиабатический градиент температуры.

Опуская промежуточные вычисления, приведем в табл. 1 окончательные результаты для ст. 4818 и 4854 в Аравийском море, где наблюдается наибольшая неустойчивость.

Таблица 1

Станция 4818				Станция 4854			
Z, м	θ, °C	S, ‰	$E \cdot 10^8 \frac{\Delta\rho}{м}$	Z, м	θ, °C	S, ‰	$E \cdot 10^8 \frac{\Delta\rho}{м}$
3132	1,74	34,77	−0,14	2911	1,83	34,78	−27,14
4123	1,67	34,73		3003	1,77	34,75	

Для коэффициентов вязкости и температуропроводности естественно принять следующие молекулярные значения: $\nu = 0{,}018$; $k = 0{,}0013$;

$k\nu=2{,}34\cdot10^{-5}$; $\nu^2=3{,}24\cdot10^{-4}$ в единицах CGS. Измеряя толщину в сантиметрах, для ст. 4818 получим $E=0{,}14\cdot10^{-10}\frac{\Delta\rho}{см}$; h=4123—3132=991$м$=$9{,}91\cdot10^4 см$; $g=9{,}81\cdot10^2$; $\rho_1\approx1$.

Используя эти величины, получим

$$R=-\frac{gh^4}{k\nu}\cdot\frac{E}{\rho_1}\approx5{,}9\cdot10^{16}.$$

Учитывая, что вблизи экватора $f_y\cong2\omega$, где $\omega=7{,}29\cdot10^{-5}$ $сек^{-1}$, для R_c^1 получим

$$R_c=657+\frac{2\omega^2h^4}{\nu^2}\approx657+3{,}3\cdot10^{15}.$$

Следовательно, R примерно на порядок больше R_c, и происходит конвекция, несмотря на стабилизирующее влияние вращения Земли. Из предыдущей формулы видно, что учет параметра $f_y^2h^4/\nu^2$ увеличивает критическое число Рэлея примерно в 10^{13} раз. Производя аналогичные вычисления для ст. 4854 при значениях $h=9{,}2\cdot10^3$ $см$, $E=-2{,}61\cdot10^{-9}$, получим

$$R=\frac{9{,}81\cdot10^2\cdot6{,}59\cdot10^{15}}{2{,}34\cdot10^{-5}}\cdot2{,}61\cdot10^{-9}\approx7{,}43\cdot10^{14};$$

$$R_c=\frac{1{,}06\cdot10^{-8}\cdot6{,}59\cdot10^{15}}{3{,}24\cdot10^{-4}}+657\approx2{,}15\cdot10^{11}+657.$$

Таким образом, и здесь $R>R_c$.

Для глубоководной ст. 5020, расположенной в Яванской впадине, вычисленная устойчивость для придонных горизонтов, где возможна конвекция, приведена в табл. 2.

Таблица 2

Z, $м$	θ, °C	S, ‰	ζ	$E\cdot10^9\frac{\Delta\rho}{м}$
4839	1,16	34,72	1,16	—0,51
5347	1,24	34,72	1,17	—2,14
5854	1,19	34,70	1,18	—4,1
6100	1,34	34,69	1,18	
6334	1,38	34,68	1,18	—3,4

В последней строке табл. 2 приведено значение устойчивости между крайними горизонтами 4839 и 6334 $м$, где наблюдаются отрицательные значения устойчивости. Из предпоследнего столбца видно, что имеется слабое повышение потенциальной температуры с глубиной, что указывает на наличие притока тепла со стороны дна.

Производя определение чисел Рэлея, получим

$$R=\frac{9{,}81\cdot10^2\cdot5{,}06\cdot10^{20}}{2{,}34\cdot10^{-5}}\cdot2{,}3\cdot10^{-10}\approx2{,}12\cdot10^{18};$$

$$R_c=\frac{1{,}06\cdot10^{-8}\cdot5{,}06\cdot10^{20}}{3{,}24\cdot10^{-4}}\approx1{,}5\cdot10^{16},$$

т. е. опять установлено существование ячеистой вертикальной конвекции: $R>R_c$. Оценка скорости этой конвекции требует привлечения более

подробных теоретических данных, поэтому она здесь производиться не будет, хотя уже заранее можно сказать, что скорость эта очень мала, так как распределение потенциальной плотности очень слабо отклоняется от линейного.

SUMMARY

It has been shown that in some regions of the Indian Ocean, in spite of the stabilizing effect of the Earths rotation, steady cellular convection will take place in deep layers.

ЛИТЕРАТУРА

Зубов Н. Н. Океанологические таблицы. Гидрометеоиздат, 1957.
Тареев Б. А. О свободной конвекции в глубоководных впадинах океанов. Докл. АН СССР, т. 127, № 5, 1959.
Тареев Б. А. К теории конвекционной циркуляции в глубоководных впадинах океана. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 1960.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

С. Г. Панфилова

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В настоящей работе сделана попытка проследить изменение основных гидрологических характеристик северной части Индийского океана путем сравнения данных, полученных во время 33 рейса э/с «Витязь» (1960—1961), с материалами советских экспедиций, работавших в этом районе ранее (рис. 1).

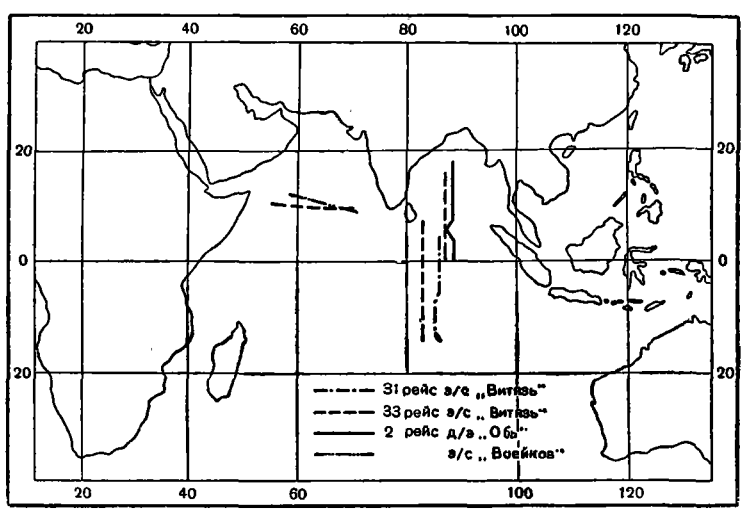


Рис. 1. Карта-схема расположения разрезов

По материалам этих экспедиций были построены шесть разрезов температуры и солености и подсчитаны теплосодержание и содержание солей по слоям от поверхности до 25, 50, 100, 200, 500 и 1000 *м* (см. приложение). Это позволило проследить за пространственными изменениями теплосодержания и содержания солей вдоль разрезов. Для характерных станций на каждом разрезе были построены кривые вертикального распределения теплосодержания и содержания солей, причем были взяты средние величины для 1 $м^3$ каждого слоя.

Ценно, что наблюдения, в Аравийском море («Воейков», сентябрь 1959 и «Витязь», ноябрь 1960) производились в один и тот же сезон (см. рис. 1).

При общем сходстве в распределении температуры на обоих разрезах обнаруживается некоторое различие, отмеченное для западной части разреза (рис. 2). По форме изотерм, полученных в 1959 г., можно считать, что на разрезе подъем вод происходит между 60—61° в. д. Так, изотерма 5° здесь резко поднимается вверх с 1500 до 1250 *м*. При приближении к поверхности подъем ослабевает и на глубине 300 *м* искривление изотерм не наблюдается. В 1960 г. изотермы столь значительного искривления не давали.

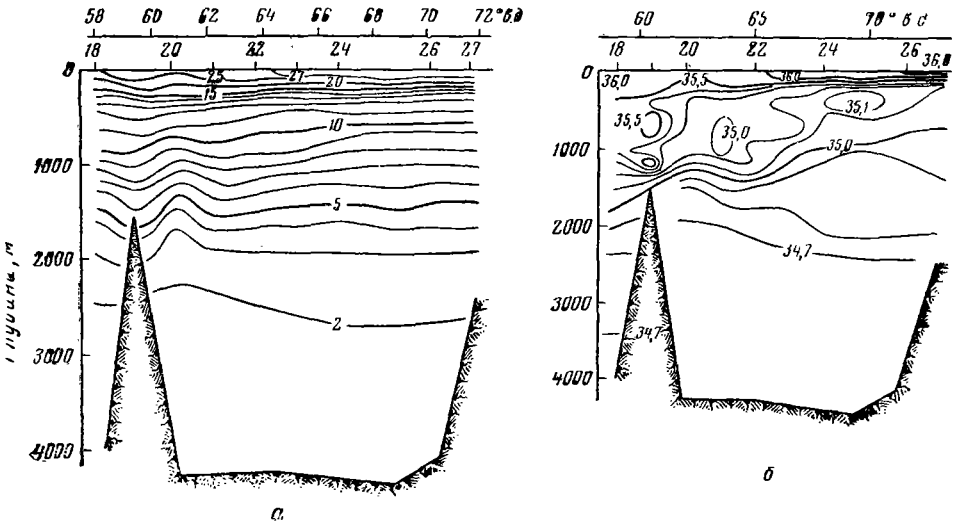


Рис. 2. Разрез температуры (*а*) и солености (*б*) через Аравийское море по материалам э/с «Воейков»

Разрез в 1960 г. (рис. 2) проходил несколько севернее, и рельеф дна в этом месте был более ровный, поэтому можно предположить, что замеченные изменения имеют локальный характер и вызваны различиями в рельефе дна. Небольшой изгиб изотерм отмечался и в 1960 г. примерно на 57° в. д., что также можно связать с рельефом дна.

Распределение солености имеет очень сложный характер, особенно это отмечалось в 1959 г. (см. рис. 2). когда в подповерхностных слоях наблюдалось выклинивание вод с запада на восток. В 1960 г. распределение солености было проще (см. рис. 3). Значительные различия между сравниваемыми разрезами объяснить в настоящее время трудно. Возможно,что они связаны с переходом от летнего муссона к зимнему.

Разрезы меридионального переноса вод (рис. 4) показывают, что в 1959 г. наблюдались пять потоков, из коих три были направлены на север и два — на юг. Максимальные скорости течения наблюдались в потоках, направленных на север. В 1960 г. прослеживались только три потока: два, идущих на север, и один — на юг, причем скорости течения были значительно меньшими. В 1959 г. в поверхностных слоях скорость достигала более 100 *см/сек*, а в 1960 г. она не превышала 60—70 *см/сек*, причем преобладали скорости порядка 10 *см/сек*.

Скорости течений на разрезе, полученном в 1960 г., хорошо согласуются с данными инструментальных наблюдений и с соответствующими картами течений Аравийского моря, построенными по материалам 33 рейса э/с «Витязь» (см. статью Фомичева, наст. том, стр. 43).

Теплосодержание в слоях 0—25 и 0—50 *м* аналогично для обоих сравниваемых разрезов (см.рис. 7, стр. 71). Оно почти одинаково вдоль разрезов и лишь

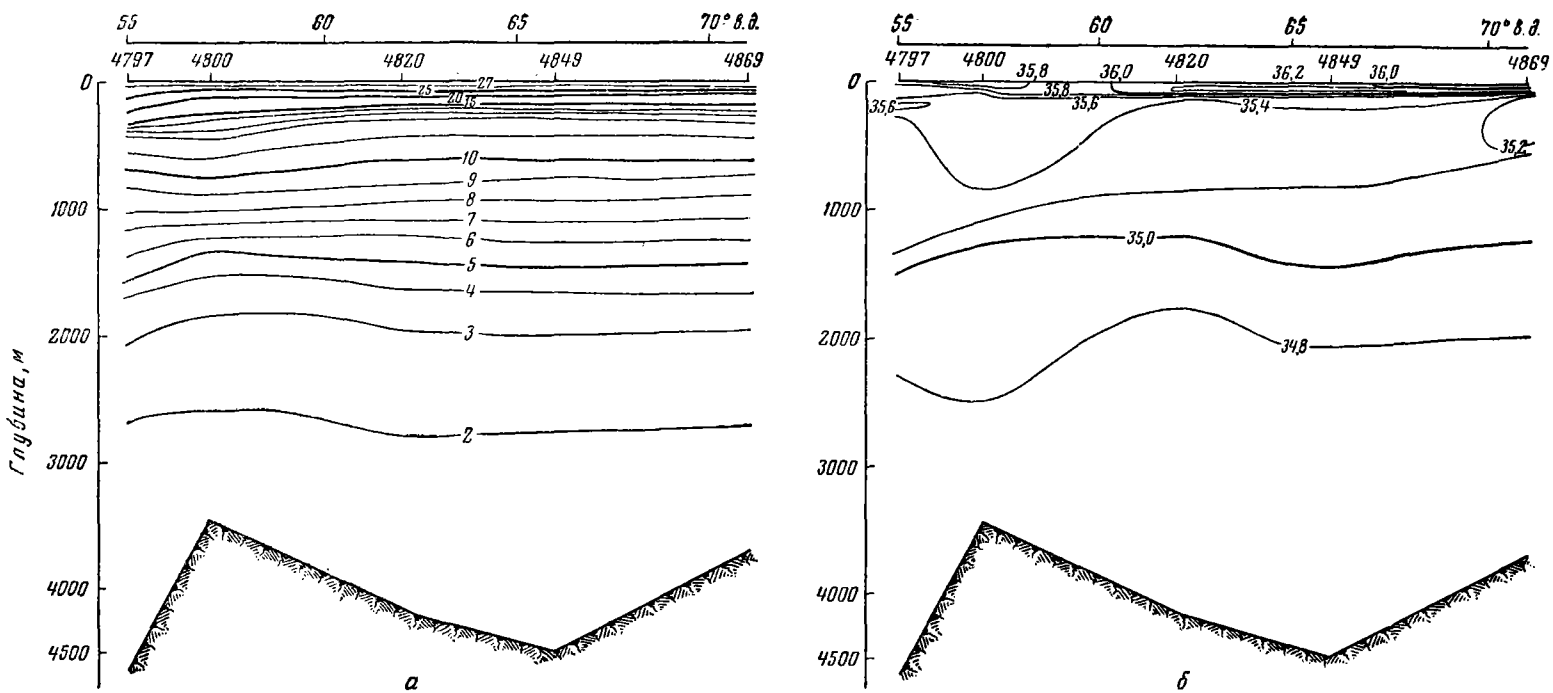


Рис. 3. Разрез температуры (*а*) и солености (*б*) через Аравийское море по материалам 33 рейса э/с «Витязь»

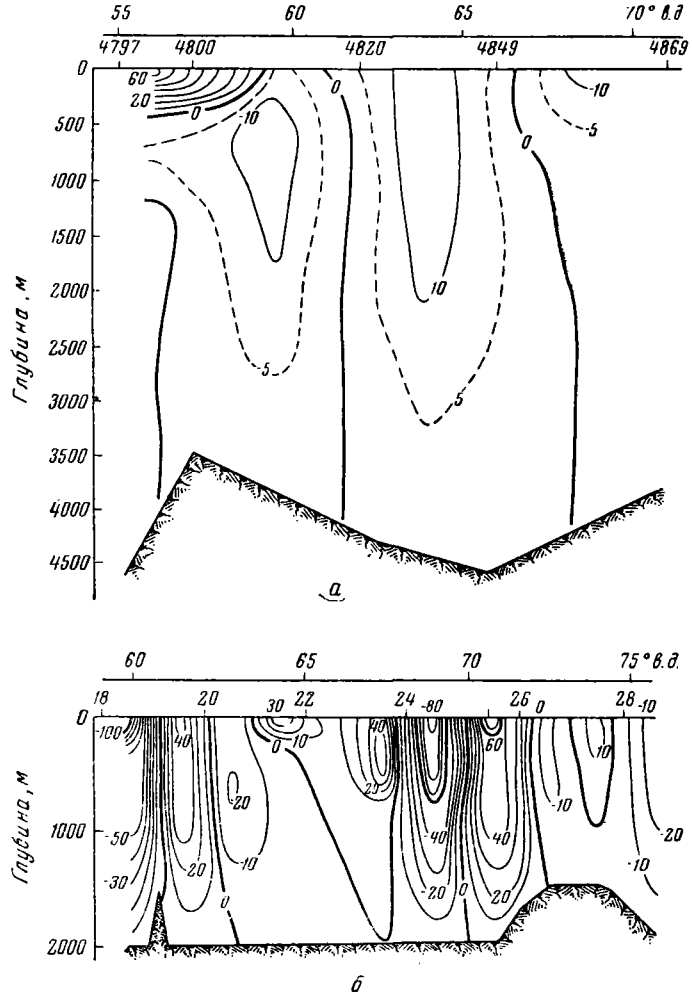


Рис. 4. Меридиональные составляющие скорости течения по материалам 33 рейса э/с «Витязь» (*а*) и по материалам э/с «Воейков» (*б*)

немного увеличивается к востоку. По мере увеличения толщины слоя наблюдается более резкое различие. В 1960 г. теплосодержание равномерно распределялось по всему разрезу. Исключение представлял слой 0—500 *м*, где примерно с 62° в. д. далее на запад отмечалось резкое увеличение теплосодержания.

Полученные в 1959 г. кривые, отражающие теплосодержание слоев 0—100, 0—150 и 0—200 *м*, имеют четыре максимума, два из которых резко увеличиваются с ростом толщины слоя. В слое 0—100 *м* по длине разреза теплосодержание изменяется на $465 \cdot 10^3$ *ккал*, а в слое 0—200 *м* — на $800 \cdot 10^3$ *ккал*.

В 1960 г. в слое 0—100 *м* эти изменения не превышали $70 \cdot 10^3$ *ккал*, а в слое 0—200 *м* — $90 \cdot 10^3$ *ккал* (см. приложение, табл. 1 и 2).

В слое 0—500 *м* в 1960 г. теплосодержание менялось с $8320 \cdot 10^3$ *ккал* примерно на 57° в. д. до $7800 \cdot 10^3$ *ккал* на 62° в. д., и дальше до конца раз-

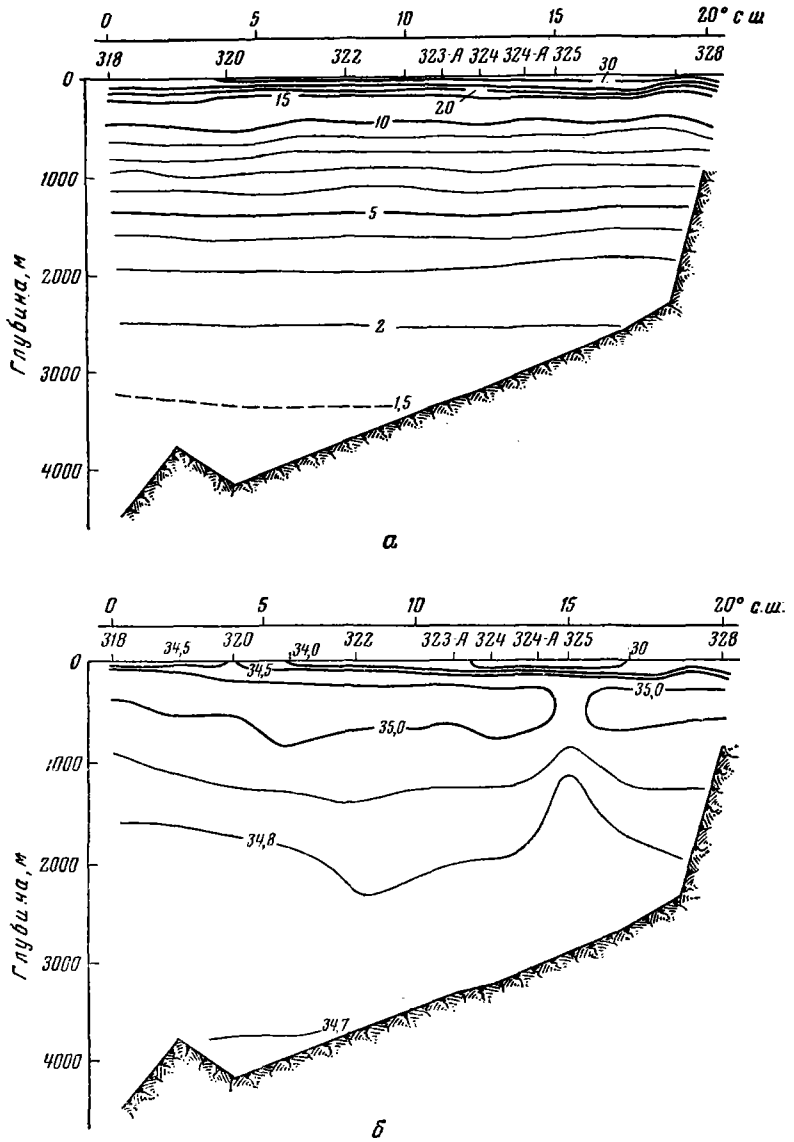


Рис. 5. Разрез температуры (*а*) и солености (*б*) по 88° в. д. через Бенгальский залив по материалам 2 рейса д/э «Обь»

реза оставалось постоянным. В 1959 г. на западе наблюдалось резкое увеличение теплосодержания до 60° в. д. (см. рис. 7), а затем довольно резкое уменьшение его на востоке. На фоне общего уменьшения имеются два довольно резких увеличения теплосодержания, соответствующих максимумам, отмеченным в верхних слоях.

Изменения теплосодержания с глубиной рассматриваются на повторных станциях (см. рис. 8, стр. 72) (ст. 20, 23, 26 э/с «Воейков» 1959 г., соответствуют ст. 4820, 4849, 4869 э/с «Витязь» 1960 г.). Как отмечалось выше, на этих кривых представлено среднее теплосодержание в 1 $м^3$ каждого слоя, отнесенное к нижней его границе. Первая пара кривых показывает, что в 1959 г.

5*

от поверхности до глубины 100 *м* воды были холоднее, чем в 1960 г. Глубже 100 *м* и до 800 *м* наблюдается обратная картина. От 800 *м* теплосодержание фактически почти не изменяется во времени. Наибольшее отклонение с 1959 по 1960 г. в этом районе отмечается на глубине 200 *м* ($4 \cdot 10^3$ *ккал*/*м*^{3}).

Изменение теплосодержания с глубиной на ст. 23 и 4849 мало отличается от изменений на ст. 4820 (рис. 5). До 500 *м* теплосодержание на ст. 23 было несколько большим, чем на ст. 4849. Глубже 500 *м* отмеченные различия сглаживаются. Теплосодержание на последней паре станций совпадает по всей водной толще. Наибольшее колебание наблюдается в поверхностном слое, но и тут оно не превышает $2 \cdot 10^3$ *ккал*, а в остальных слоях равно $0{,}2—0{,}3 \cdot 10^3$ *ккал*.

Характер изменения количества солей по слоям вдоль разрезов показан на рис. 6 (см. приложение, табл. 7 и 8). В слоях 0—25 *м* (900 *кг*) и 0—50 *м* (1800 *кг*) содержание солей в 1959 и 1960 гг. остается неизменным. В слоях от поверхности до 100, 150, 200 и 500 *м* можно наблюдать некоторое уменьшение содержания солей в восточной части разреза; максимальная концентрация солей отмечена на 62—65° в. д.

Кривые вертикального распределения содержания солей строились для названных выше повторных станций (см. рис. 1). Количество солей (в *м*^{3}) меняется по годам особенно резко в верхних горизонтах, где оно составляет более 36 *кг*/*м*^{3} (см. рис. 8). На всех станциях, за исключением ст. 20, концентрация солей резко уменьшается в слое от 50 до 150 *м*. Ниже 200—300 *м* оно меняется очень мало.

В 1960 г. максимум солей наблюдается не на поверхности, а примерно на глубине 25—50 *м*. Кривые распределения солей имеют довольно сложный вид. На ст. 20 (1959 г.) содержание солей до глубины 200 *м* было значительно меньше, чем на ст. 4820 (1960 г.). С 200 до 500 *м* наблюдается обратная картина; в обоих случаях содержание солей на глубине остается почти постоянным (35,3 *кг*/*м*^{3}).

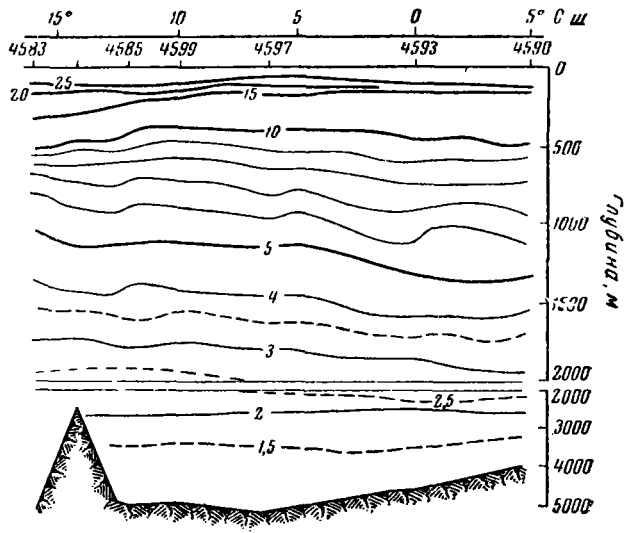
В районе ст. 23 и 4845 в 1959 г. поверхностные воды содержали больше солей, чем в 1960 г., а глубже 200 *м* наблюдалась обратная картина (см. рис. 8).

На последней паре станций (ст. 26 и 4869), расположенной на 70° в. д., солей меньше в верхнем слое 50—150 *м*. Максимум в обоих случаях наблюдается не на поверхности, а на глубине 25—50 *м*. С глубины 200 *м* количество солей меняется незначительно.

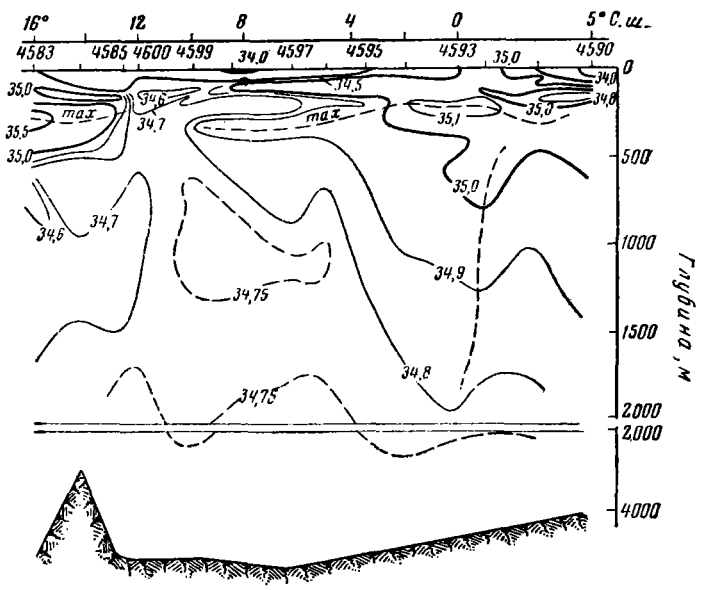
В мае 1957 г. в Бенгальском заливе (см. рис. 1) проводились экспедиционные работы на д/э «Обь» и в том же районе в феврале 1961 г. работало э/с «Витязь». Исследования в мае 1957 г. были приурочены к началу установления летнего муссона, а наблюдения в феврале 1961 г. относились к зимнему муссону. В силу этих обстоятельств не вызывает удивления, что между обоими разрезами температуры еще не наблюдается существенного различия. Исключение представляет поверхностный слой, наибольшая температура которого в мае была на 2° выше (до 30° С), чем в феврале (28° С). Характерно, что изотерма 28° С в мае проходила примерно на глубине 50—75 *м*, тогда как в феврале такая температура наблюдалась только в южной части разреза в самом поверхностном слое.

Очень интересно проследить за распределением солености на сравниваемых разрезах. Если в мае (1957 г.) в районе 15° с. ш. наблюдающийся изгиб изохалин свидетельствует о возможном наличии здесь подъема глубинных вод, то в феврале (1961 г.) в этом районе, правда, не на 88° в. д., а на 87° в. д. с глубины примерно 500 *м* изгиб изохалин свидетельствует о возможном наличии опускания вод.

Слой максимальной солености (35‰) на обоих разрезах встречается в подповерхностных слоях от 100 до 500 *м*, а в некоторых случаях до 800 *м*.



а



б

Рис. 6. Разрез температуры (*а*) и солености (*б*) по 86° в. д. по материалам 31 рейса э/с «Витязь»

В феврале 1961 г. этот слой простирался с юга на север вдоль всего разреза. В мае примерно с 14°,5 до 16° с. ш. он прерывается, что можно объяснить подъемом глубинных вод, который, как уже указывалось, наблюдается в данном районе. Наличие слоя высокой солености, по-видимому, связано с поступлением вод из Аравийского моря (подробно см. в статье Сабинина, наст. том, стр. 51).

В поверхностном слое северной части разреза в силу значительного влияния материкового стока и атмосферных осадков наблюдается минимальная соленость (32,5—33,0‰).

Теплосодержание по слоям (рис. 7 и приложение, табл. 3 и 4) по аналогии с распределением температуры подтверждает факт большего прогрева поверхностных (0—50 *м*) вод в мае относительно февраля. Однако этот вывод верен не для всей акватории Бенгальского залива. Дело в том, что различие в теплосодержании увеличивается при продвижении с юга на север. Так, в слое 0—25 *м* в районе экватора изменение теплосодержания во времени составляет $25 \cdot 10^3$ *ккал*, а на 10° с. ш. оно уже равно $120 \cdot 10^3$ *ккал*. В слое 0—50 *м* на экваторе в феврале вода была даже теплее, чем в мае, а на 10° с. ш. она холоднее майской на $200 \cdot 10^3$ *ккал*.

Теплосодержание в слоях 0—100, 0—150, 0—200 и 0—500 *м* в феврале достигает максимума на 10° с. ш. и падает до минимума на 15° с. ш. и в районе экватора. В мае в названных выше слоях теплосодержание при общей тенденции увеличиваться с юга на север, имеет два максимума примерно на 2 и 17° с. ш. Минимальное количество тепла в этом месяце наблюдалось на 10 и 20° с. ш. С увеличением толщины слоя максимумы и минимумы выражаются все более четко.

Вблизи 10° с. ш. при толщине слоя 0—100 *м* отмечается район, где воды в феврале были теплее, чем в мае. С увеличением толщины слоя площадь этого района увеличивается. Например, в слое 0—100 *м* он занимает небольшую акваторию около 10° с. ш., в слое 0—200 *м* простирается уже от 6 до 12° с. ш., а в слое 0—500 *м* — от 5 до 13° с. ш. На 17° с. ш. в названных выше слоях наблюдается обратная картина, т. е. в мае вода была теплее, чем в феврале (см. приложение, табл 3 и 4).

Содержание солей на приведенных разрезах, начиная с февраля, меняется плавно и мало отличается от мая (см. рис. 7). Во всех случаях видна ясная тенденция уменьшения содержания солей с юга на север, что связано с материковым стоком в Бенгальский залив.

Сравнение кривых вертикального изменения теплосодержания и содержания солей (в *кг/м*^{3}) приводится на рис. 8.

Практически в Бенгальском заливе, как и в Аравийском море, теплосодержание с глубины 500 *м* перестает меняться во времени. Количество же солей не меняется во времени с глубины примерно 250 *м*. В поверхностном слое концентрация солей на трех станциях, кроме станции на 13°,5 с. ш., была в феврале меньше, чем в мае.

Сравним результаты меридиональных разрезов, сделанных в течение 31 рейса э/с «Витязь» в январе 1960 г. (по 86° в. д., см. рис. 6) и в течение 33 рейса 1961 г. (по 83° в. д.). В центральной части Индийского океана разрезы повторяются с 5° с. ш. до 16° ю. ш. Характер распределения температуры и солености на обоих разрезах почти одинаков. В северной части (3—5° с. ш.) ясно видны два максимума солености. Г. Н. Иванов-Францкевич (1960 г.) предполагает, что верхний максимум связан с индийской «молодой» экваториальной водой, принесенной сюда течениями с юга, а происхождение второго максимума он связывает с водами, поступившими из Аравийского моря. В южной части разрезов действительно наблюдается поступление более соленых вод с юга.

На участке примерно от 13 до 8° ю. ш. располагается фронтальная зона

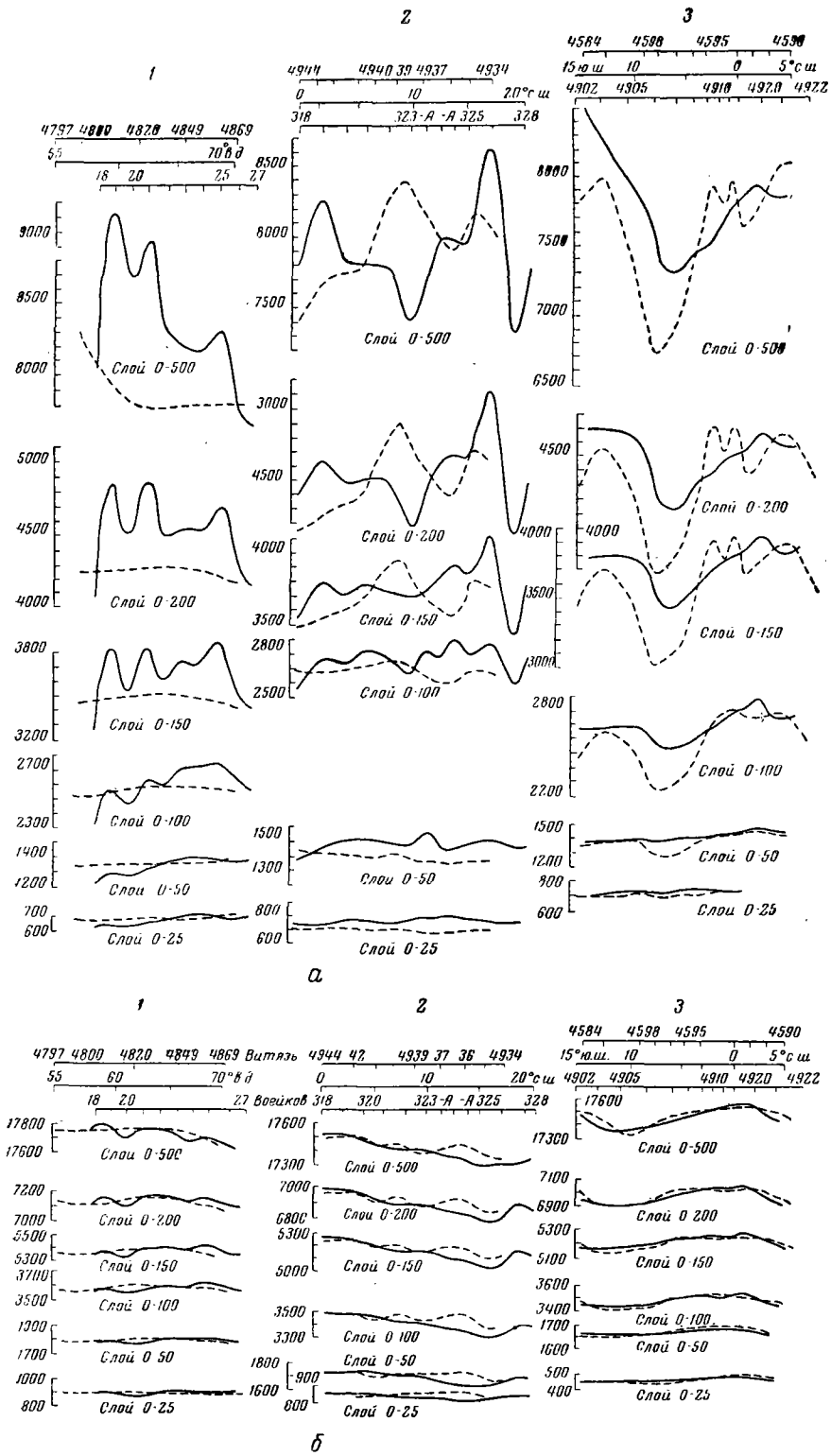


Рис. 7. Разрезы теплосодержания (*а*) и содержания солей (*б*)

1 — в Аравийском море; *2* — в Бенгальском заливе; *3* — в центральной части Индийского океана

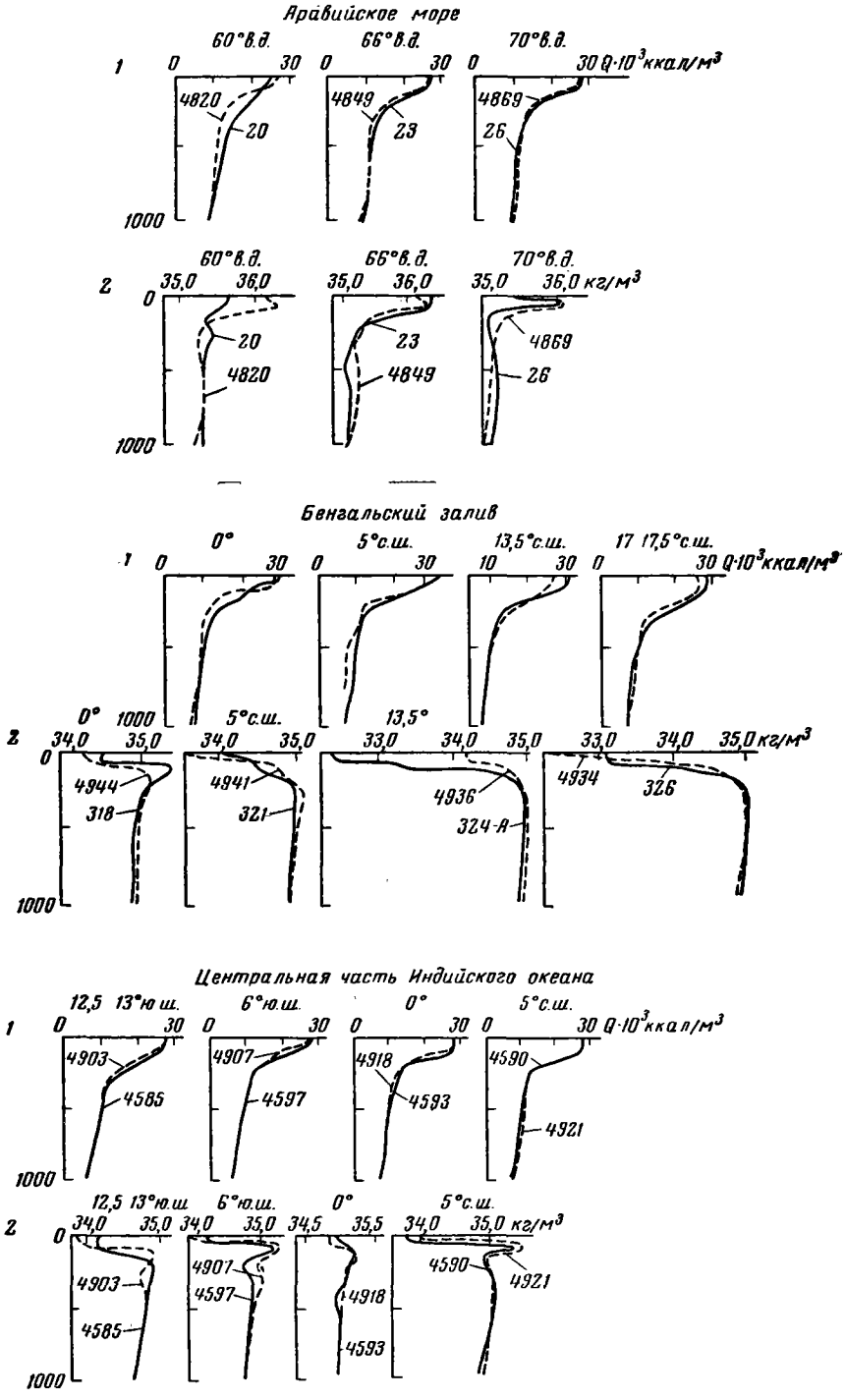


Рис. 8. Изменения теплосодержания (*1*) и содержания солей (*2*) с глубиной на характерных станциях

с соленостью вод 34,7—34,8‰ по всей толще. Иванов-Францкевич указывает, что эта зона, проникающая до больших глубин, отделяет воду центральной части Индийского океана от вод Аравийского моря. Минимальная соленость на обоих разрезах наблюдается в поверхностном слое 50—100 *м*; она колеблется от 34,0 до 34,5‰. Только вблизи экватора на поверхность выходят воды с соленостью 35,0‰.

Теплосодержание и содержание солей на разрезах в январе 1960 и 1961 г. представлено на рис. 7 и приводится в приложении (табл. 5, 6, 11, 12). Теплосодержание в верхнем слое 50 *м* мало изменяется и во времени и в пространстве, однако в январе 1961 г. между 5—10° с. ш. оно меньше. Это уменьшение более четко выражено в слоях 0—100, 0—150, 0—200 и 0—500 *м*, причем в январе 1960 г.— с некоторым смещением к северу.

По всей толще теплосодержание в январе 1960 г. было больше, чем в январе 1961 г. Исключением является район от 5° ю. ш. до экватора, где в 1961 г. воды были теплее, чем в 1960 г.

Количество солей в январе 1960 и 1961 гг. почти неизменно. Заметно некоторое увеличение солей в направлении с юга на север, примерно от 10° ю. ш. до 1° с. ш.; далее начинается их уменьшение.

Характер изменения теплосодержания и содержания солей с глубиной показан на четырех парах кривых вертикального распределения (см. рис. 8). Наибольшие различия отмечаются на глубине 200 *м* и равны 0,2 *кг/м*^{3} слоя. В южной части разреза на ст. 4585 (1960 г.) и 4903 (1961 г.) глубже 400 *м* содержание солей не меняется, а в верхних слоях до 400 *м* эти кривые вертикального распределения на данных станциях имеют некоторые отличия (см. рис. 8).

ВЫВОДЫ

1. В Аравийском море распределение температуры на обоих разрезах было почти одинаковым. Теплосодержание в 1960 г. было меньше, чем в 1959 г. Максимальное содержание солей отмечалось в поверхностном слое, а с глубины 200—500 *м* оставалось почти постоянным.

2. В Бенгальском заливе временна́я изменчивость температуры, солености, а также теплосодержания и содержания солей отмечалась в поверхностном слое. Теплосодержание в этом слое в феврале 1961 г. было меньше, чем в мае 1957 г.

3. В центральной части Индийского океана теплосодержание на большей части разреза было больше в январе 1960 г., чем в январе 1961 г., а содержание солей менялось во времени мало.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

Теплосодержание в Аравийском море (по материалам э/с «Воейков»)
($Q \cdot 10^{-3}$ *ккал*)

Слой, *м*	Станция				
	18	19	20	21	22
0—25	611,9	661,4	638,0	660,9	670,7
0—50	1222,7	1313,9	1267,0	1322,4	1344,2
0—100	2334,1	2580,9	2459,8	2621,1	2605,2
0—150	3260,1	3835,9	3534,3	3845,6	3612,7
0—200	4084,1	4865,9	4515,3	4878,1	4497,7
0—500	8051,1	9148,9	8698,8	8937,1	8301,7
0—1000	13196,1	14463,9	13491,3	13947,1	13106,7

Таблица 1 (окончание)

Слой, *м*	Станция				
	23	24	25	26	27
0—25	693,3	697,8	692,3	686,6	693,6
0—50	1380,8	1395,6	1384,5	1370,6	1383,1
0—100	2692,0	2711,6	2755,3	2600,6	2555,1
0—150	3740,0	3734,6	3879,3	3523,6	3423,1
0—200	4544,0	4536,6	4700,3	4266,6	4153,6
0—500	8221,5	8199,1	8334,3	7764,6	7658,1
0—1000	12846,5	12656,6	12769,3	12089,6	1205,6

Таблица 2

Теплосодержание в Аравийском море (по материалам 33 рейса э/с «Витязь»)
($Q \cdot 10^{-3}$ *ккал*)

Слой, *м*	Станция				
	4797	4800	4820	4849	4869
0—25	679,8	682,2	688,7	672,7	703,0
0—50	1348,3	1347,2	1359,7	1354,7	1400,8
0—100	2642,0	2519,7	2587,2	2583,2	2558,8
0—150	3871,0	3451,7	3521,2	3514,2	3443,8
0—200	5010,0	4264,7	4279,2	4285,7	4199,3
0—500	9407,0	8311,2	7817,7	7803,7	7825,8
0—1000	14212,0	13260,2	12407,7	12329,7	12521,8

Таблица 3

Теплосодержание в Бенгальском заливе (по материалам 2 рейса д/э «Обь») ($Q \cdot 10^{-3}$ *ккал*)

Слой, *м*	Станция						
	318	319	320	321	322	323	323А
0—25	743,0	732,5	752,5	779,5	747,2	753,3	795,0
0—50	1381,0	1447,5	1482,5	1509,5	1478,4	1472,1	1553,8
0—100	2550,5	2735,5	2721,3	2810,5	2778,4	2650,6	2802,8
0—150	3552,5	3793,5	3703,8	3782,5	3740,4	3501,6	3731,3
0—200	4393,5	4650,5	4424,8	4524,5	4500,4	4185,6	4447,3
0—500	7805,5	8263,5	7846,8	7816,0	7813,4	7424,6	7698,8
0—1000	11910,5	12491,0	12069,3	11848,5	11815,9	11379,6	11713,8

Таблица 3 (окончание)

Слой, *м*	Станция					
	324	324А	325	326	327	328
0—25	749,5	782,5	756,8	742,5	722,5	725,0
0—50	1456,7	1543,7	1480,0	1485,0	1423,5	1442,5
0—100	2777,4	2893,2	2803,3	2882,0	2580,2	2781,2
0—150	3823,4	3923,2	3858,8	4124,0	3437,2	3791,7
0—200	4633,4	4683,2	4659,9	5148,0	4137,2	4509,7
0—500	8015,9	8003,2	7993,3	8695,5	7369,2	7858,2
0—1000	12095,8	11988,2	12020,8	12650,5	11364,2	—

Таблица 4

Теплосодержание в Бенгальском заливе (по материалам 33 рейса э/с «Витязь») ($Q \cdot 10^{-3}$ *ккал*)

Слой, *м*	Станция								
	4944	4942	4941	4940	4939	4937	4936	4935	4934
0—25	716,6	714,2	701,9	692,6	701,1	677,3	655,1	674,8	660,3
0—50	1430,1	1421,2	1397,4	1383,6	1396,9	1351,8	1329,3	1346,6	1335,9
0—100	2682,6	2678,2	2699,7	2719,6	2744,1	2640,3	2571,3	2676,6	2649,1
0—150	3478,1	3567,2	3659,2	3801,6	3940,6	3710,3	3577,3	3809,6	3762,6
0—200	4155,1	4299,2	4377,2	4635,6	4905,6	4602,3	4407,8	4720,6	4628,6
0—500	7394,6	7696,2	7771,7	8117,1	8415,6	—	7952,8	8210,6	8044,6
0—1000	11450,6	11765,2	11650,7	—	—	—	12060,8	12376,6	12127,6

Таблица 5

Теплосодержание в центральной части Индийского океана (по материалам 31 рейса э/с «Витязь») ($Q \cdot 10^{-3}$ *ккал*)

Слой, *м*	Станция						
	4583	4584	4585	4599	4598	4597	4596
0—25	670,8	681,3	691,0	699,6	696,3	711,0	709,5
0—50	1345,3	1361,9	1375,8	1381,6	1368,3	1385,5	1387,5
0—100	2627,8	2685,4	2688,2	2680,1	2557,6	2549,7	2597,8
0—150	3739,3	3786,4	3807,2	3744,1	3479,6	3457,7	3592,8
0—200	4707,3	4692,9	4707,7	4564,1	4184,6	4156,2	4337,8
0—500	8918,3	8517,9	8214,2	7791,1	7377,1	7346,2	7510,8
0—1000	12353,3	12031,9	11777,2	11189,1	10881,1	11044,2	11150,8

Таблица 5 (окончание)

Слой, м	Станция					
	4595	4594	4593	4592	4591	4590
0—25	705,3	704,9	714,6	725,7	715,0	704,2
0—50	1396,8	1406,4	1428,1	1450,7	1422,5	1409,7
0—100	2691,3	2766,2	2817,6	2877,9	2754,0	2775,4
0—150	3698,3	3790,2	3847,6	3960,4	3831,5	3864,4
0—200	4398,3	4499,2	4566,6	4699,9	4612,0	4623,4
0—500	7544,3	7748,2	7921,6	7994,9	7895,0	7948,9
0—1000	—	11677,2	11941,6	11931,9	11750,0	11926,8

Таблица 6

Теплосодержание в центральной части Индийского океана (по материалам 33 рейса э/с «Витязь») ($Q \cdot 10^{-3}$ *ккал*)

Слой, м	Станция					
	4896	4897	4898	4899	4900	4901
0—25	517,2	547,8	574,5	638,8	645,2	650,4
0—50	978,7	1060,8	1123,8	1261,6	1272,4	1300,9
0—100	1783,7	1942,4	2118,1	2407,9	2433,4	2508,4
0—150	2503,7	2725,4	3028,1	3472,9	3513,4	3608,4
0—200	3168,7	3434,4	3853,1	4490,9	4529,4	4663,4
0—500	6653,2	7044,4	7634,1	9092,9	9088,0	9204,4
0—1000	10757,2	11112,4	11558,1	13096,9	12952,4	12847,4

Таблица 7

Содержание солей в Аравийском море (по материалам э/с «Воейков») (*кг*)

Слой, м	Станция				
	18	19	20	21	22
0—25	895,5	900,7	891,5	893,7	901,9
0—50	1791,0	1800,7	1782,5	1791,7	1807,4
0—100	3573,5	3593,4	3559,7	3595,5	3616,7
0—150	5348,0	5386,4	5327,7	5393,0	5408,7
0—200	7128,5	7174,4	7094,7	7175,5	7183,7
0—500	17781,5	17813,9	17696,7	17778,5	17767,2
0—1000	35504,0	35556,4	35331,7	35436,0	35377,2

Таблица 7 (окончание)

Слой, м	Станция				
	23	24	25	26	27
0—25	908,3	903,9	908,3	900,0	898,4
0—50	1815,8	1808,1	1816,8	1801,8	1801,4
0—100	3629,3	3613,6	3633,1	3590,8	3577,9
0—150	5419,3	5389,6	5421,1	5359,3	5341,9
0—200	7188,3	7148,1	7179,1	7120,3	7097,4
0—500	17751,8	17685,6	17723,1	17661,3	17618,4
0—1000	35349,3	35213,1	35265,6	35163,8	35113,4

Таблица 8

Содержание солей в Аравийском море (по материалам 33 рейса э/с «Витязь») (кг)

Слой, м	Станция				
	4797	4800	4820	4849	4869
0—25	895,7	892,0	904,0	904,1	883,7
0—50	1790,7	1785,8	1809,0	1810,1	1786,2
0—100	3578,7	3571,8	3617,0	3614,6	3563,5
0—150	5360,7	5348,8	5396,0	5392,6	5316,5
0—200	7140,7	7124,3	7163,5	7164,1	7069,5
0—500	17752,2	17765,3	17742,5	17758,6	17615,5
0—1000	35442,2	35478,3	35353,5	35370,6	35179,5

Таблица 9

Содержание солей в Бенгальском заливе (по материалам 2 рейса д/э «Обь») (кг)

Слой, м	Станция						
	318	319	320	321	322	323	323А
0—25	863,4	855,6	864,2	851,6	832,7	838,8	836,5
0—50	1715,6	1726,1	1734,2	1710,4	1690,2	1682,0	1676,0
0—100	3485,1	3484,7	3486,9	3435,4	3422,2	3408,8	3369,3
0—150	5253,1	5250,2	5230,9	5170,4	5159,2	5152,8	5112,8
0—200	7013,1	7007,2	6979,9	6917,9	6905,2	6901,3	6859,8
0—500	17515,1	17523,2	17494,4	17430,9	17412,7	17405,3	17369,8
0—1000	34985,1	34978,2	34979,4	34930,9	34902,7	34895,3	34852,3

Таблица 9 (окончание)

Слой, м	Станция					
	324	324А	325	326	327	328
0—25	813,0	807,0	809,3	827,0	835,0	829,7
0—50	1643,0	1628,8	1620,8	1654,0	1678,0	1659,7
0—100	3357,8	3338,6	3309,2	3318,0	3398,0	3368,9
0—150	5099,3	5080,6	5047,2	5029,5	5143,0	5101,9
0—200	6844,3	6827,6	6790,2	6773,5	6891,0	6847,9
0—500	17354,3	17334,6	17281,7	17284,0	17403,0	17354,9
0—1000	34829,3	34824,6	34751,7	34776,5	34890,5	—

Таблица 10

Содержание солей в Бенгальском заливе (по материалам 33 рейса э/с «Витязь») (кг)

Слой, м	Станция								
	4944	4942	4941	4940	4939	4937	4936	4935	4934
0—25	857,0	856,7	842,4	852,0	850,5	846,8	855,0	828,3	815,8
0—50	1719,0	1727,7	1693,4	1709,0	1704,7	1694,3	1710,0	1665,1	1652,3
0—100	3459,0	3485,9	3426,4	3457,0	3428,2	3414,5	3457,2	3375,1	3354,3
0—150	5216,0	5235,4	5168,4	5207,0	5159,2	5153,5	5178,2	5109,6	5086,3
0—200	6972,0	6989,4	6916,4	6948,5	6895,2	6896,5	6922,2	6852,6	6830,3
0—500	17484,5	17502,4	17436,4	17453,0	17387,2	—	17425,7	17360,6	17332,3
0—1000	34978,5	34982,4	34923,4	—	—	—	34917,7	34868,6	34820,3

Таблица 11

Содержание солей в центральной части Индийского океана (по материалам 31 рейса э/с «Витязь») (кг)

Слой, м	Станция						
	4583	4584	4585	4599	4598	4597	4596
0—25	865,7	856,8	853,7	853,0	852,1	856,8	853,1
0—15	1731,2	1714,4	1708,2	1712,5	1711,1	1725,3	1734,9
0—100	3474,5	3439,7	3423,2	3444,3	3444,1	3485,6	3499,4
0—150	5222,0	5182,7	5157,7	5179,3	5189,1	5234,6	5253,4
0—200	6976,5	6934,7	6905,7	6917,3	6926,1	6972,6	6999,4
0—500	17576,5	17468,2	17359,7	17360,3	17386,6	17432,1	17474,4
0—1000	34902,5	34830,2	34713,7	34729,3	34764,6	34834,1	34878,4

Таблица 11 (окончание)

Слой, м	Станция					
	4595	4594	4593	4592	4591	4590
0—25	864,1	875,9	872,7	881,3	864,4	843,0
0—50	1742,6	1755,9	1747,2	1762,3	1737,9	1691,5
0—100	3505,6	3520,4	3503,2	3529,3	3485,4	3435,3
0—150	5257,6	5277,4	5261,2	5295,8	5236,4	5186,3
0—200	7004,6	7031,9	7017,2	7051,8	6983,4	6933,3
0—500	17491,6	17528,9	17520,2	17572,3	17489,4	17450,8
0—1000	—	34994,9	35009,2	35074,3	34966,4	34938,8

Таблица 12

Содержание солей в центральной части Индийского океана (по материалам 33 рейса э/с «Витязь») (*кг*)

Слой, *м*	Станция					
	4896	4897	4898	4899	4900	4901
0—25	787,8	897,0	892,8	867,6	865,6	864,0
0—50	1682,1	1792,5	1785,3	1738,1	1734,1	1728,5
0—100	3464,9	3579,8	3575,1	3496,1	3487,2	3468,5
0—150	5238,9	5359,3	5366,1	5265,1	5249,2	5227,5
0—200	7004,4	7129,3	7150,1	7044,1	7013,7	6999,5
0—500	17527,4	17668,3	17715,6	17701,1	17646,7	17610,5
0—1000	34862,4	35007,3	35033,6	35073,1	34980,7	34955,5

SUMMARY

An attempt to trace the variability of the main hydrological characteristics in the Indian Ocean by comparison of the 33 cruise of r/v «Vityaz» observational data to those earlier obtained is made.

Six temperature and salinity sections are given and heat and salt contents for the layers from the sea surface down to the depths 25, 50, 100, 150, 200, 500 and 1000 *m* respectively are computed. For some specific stations in each section heat and salt contents vertical variation diagrams are constructed.

ЛИТЕРАТУРА

Иванов-Францкевич Г. Н., Храмов Б. О распределении солености в северной части Индийского океана в период зимнего муссона. Отчет 31 рейса, т. 2 (рукопись).

Иванов-Францкевич Г. Н. Отчет 31 рейса, т. 1 (рукопись).

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

В. Н. Иваненков

ВЛИЯНИЕ ВНУТРЕННЕЙ ПОВЕРХНОСТИ БАТОМЕТРА НА ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОБЕ ВОДЫ

§ 1. ЗАДАЧИ ХИМИЧЕСКОГО ОТРЯДА

Перед химическим отрядом, работавшим на э/с «Витязь» во время его 33 рейса, были поставлены три основных задачи: исследовать химическую структуру вод, изучить физические, физико-химические и химические свойства донных отложений и выяснить взаимосвязь между величиной первичной продукции и содержанием биогенных элементов в воде.

Для выполнения этих задач на всех стандартных горизонтах гидрологических станций были определены величины pH, щелочного резерва и концентрации растворенного кислорода, фосфатов, кремнекислоты и нитритов, а на части станций — количества нитратов, валового фосфора и сероводорода. Кроме того, были отобраны и подготовлены для анализа пробы для изучения содержания железа, марганца, общего азота, органического углерода и для исследования качественного состава органического вещества. В колоночных и дночерпательных пробах донных отложений определялись влажность, объемный вес, pH, окислительно-восстановительный потенциал, и в грунтовых растворах — концентрация хлора, нитратов, нитритов, аммиака, фосфатов, кремнекислоты и величина щелочности. Кроме того, производился сбор грунтовых растворов для последующего изучения в лаборатории Института (в Москве) солевого состава, микроэлементов, органического углерода и качественного состава органического вещества.

В пробах воды, взятых пятилитровым винипластовым батометром, с восьми стандартных горизонтов от 0 до 200 *м*, была исследована первичная продукция методом радиоактивного углерода, определено содержание фосфора в минеральной и органической формах, количество нитратов, изучен качественный и количественный состав фитопланктона.

§ 2. ОБЪЕМ ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

Стандартные химические определения в воде выполнены на 3845 горизонтах 182 гидрологических станций. Всего сделано 29193 анализа. Нестандартные химические определения в воде (1457 анализов) проведены на станциях до дна, а также там, где это было необходимо. Первичная продукция была определена почти на всех буйковых станциях, а также на станциях, начинавшихся между 3 и 11 *час* утра (всего 74 станции, 1100 проб.) Пробы донных отложений отобраны во всех длинных колонках и колонках большого диаметра, а также из части прямоточных трубок. Пробы грунта взяты из 6 трубок и 41 дночерпателя, в которых выполнено 1995 анализов.

§ 3. МЕТОДИКА ХИМИЧЕСКИХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ И ФОРМЫ ВЫРАЖЕНИЯ АНАЛИЗОВ

Все химические определения в воде сделаны по стандартной методике, описанной в «Руководстве по морским гидрохимическим исследованиям» (1959).

Количество кислорода, фосфатного фосфора, кремния, нитратного и нитритного азота выражено в микрограмм-атомах на литр, щелочной резерв — в миллиграмм-эквивалентах на литр, $pH_в$ — в единицах Серенсена с температурными и солевыми поправками, величины которых приведены в указанном выше «Руководстве». Растворимость кислорода в морской воде рассчитывалась по Трусдейлу и др. по номограммам, составленным А. Н. Богоявленским и В. Н. Иваненковым (1962 г.). Колориметрирование при определении фосфатов, кремния и нитритов производилось визуально в цилиндрах Генера на 50 *мл*, а при определении нитратов — в цилиндрах Генера на 10 *мл*. Все стандарты готовились на морской воде с малым содержанием исследуемого элемента. Щелочной резерв определяли прямым титрованием, pH — визуальным колориметрированием.

Точность выполнения анализов при применявшейся методике равна: по кислороду ± 1—2 *мкг-ат/л*, по степени насыщения воды кислородом $\pm 0{,}5\%$, по pH $\pm 0{,}02$, по AlK $\pm$ 0,005 *мг-экв/л*, по фосфатам 5—10% при содержании $P < 0{,}5$ *мкг-ат/л* и 2—3% при содержании $P > 1{,}0$ *мкг-ат/л*, по кремнию— 3—5%, по нитритам 2—5%, по нитратам 10%.

§ 4. ВЛИЯНИЕ ВНУТРЕННЕЙ ПОВЕРХНОСТИ БАТОМЕТРА БМ-48 И ВРЕМЕНИ ПРЕБЫВАНИЯ ПРОБЫ ВОДЫ В БАТОМЕТРЕ НА ИЗМЕНЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

В начале рейса, когда работы проходили в Красном море и Аденском заливе, были замечены незакономерные изменения в величинах pH, щелочного резерва, в концентрации кислорода и фосфатов в одних и тех же слоях на всех станциях. Сначала мы объясняли эти изменения своеобразием гидрологического режима Аденского залива, т. е. проникновением красноморских вод, однако отмеченное явление продолжалось по выходе из Аденского залива в открытый океан, химическая структура которого нам была довольно хорошо известна. Причина нарушения обычных закономерностей очевидно была иная. Были предприняты соответствующие поиски возможных источников ошибок от момента отбора проб воды до производства анализов и расчетов. Когда стало ясно, что аналитики не виновны в этих ошибках, оставалось предположить, что источник их находится в батометрах. Были выписаны номера тех батометров, которые дают «выскоки». Обычно на одинаковые горизонты посылались одни и те же батометры, но при работе в две или три серии часть батометров использовалась дважды, в том числе и заподозренные в ошибочных показаниях. Оказалось, что эти батометры и на новых горизонтах дают незакономерные изменения. Источник ошибок был найден. Когда все забракованные батометры были заменены новыми, незакономерные изменения химических характеристик прекратились.

До конца рейса за всеми рабочими батометрами был установлен тщательный контроль: визуальный осмотр внутренней поверхности, промывка пресной водой, замена испорченных батометров новыми.

В табл. 1 приводятся наиболее характерные примеры незакономерных изменений химических характеристик, имевших место в начале рейса. Из этой таблицы видно, что чем больше глубина, на которую посылается загрязненный батометр, т. е. чем больше время пребывания пробы воды в таком батометре, тем большие изменения химических элементов это вызывает.

Таблица 1

Значения t (*град*), S (‰), O_2, pH, AlK, P на некоторых горизонтах и величина незакономерных изменений химических характеристик в зависимости от качества батометров*

Горизонт	№ батометра	t, °C	S, ‰ набл.	O_2, *мкг-ат/л*			pH_B			AlK, *мкг-экв/л*			P, *мкг-ат/л*		
				набл.	интерп.	ошибка	набл.	интерп.	ошибка	набл.	интерп.	ошибка	набл.	интерп.	ошибка
							Ст. 4786. 21 октября 1960 г.								
983		11,85	36,20	29			1,72			2,457			1,88		
1346	18	9,27	35,68	37	62	25	7,94	7,74	0,20	2,568	2,460	0,108	1,81	2,23	0,42
1478		5,99	35,21	70			7,74			2,461			2,45		
							Ст. 4792. 26 октября 1960 г.								
959		10,77	35,73	44			7,70			2,411			2,47		
1192	18	9,51	35,74	37	47	10	7,88	7,70	0,18	2,500	2,414	0,086	2,21	2,60	0,39
1422		6,68	35,23	69			7,69			2,420			2,73		
							Ст. 4798. 31 октября 1960 г.								
3004		1,79	34,74	329			7,84			2,400			2,66		
3450	18	1,68	34,73	279	338	54	8,16	7,86	0,30	2,575	2,407	0,168	2,18	2,61	0,43
3900		1,52	34,72	347			7,87			2,415			2,56		
							Ст. 4801. 2 ноября 1960 г.								
3134		1,71	34,75	329			7,86			2,412			2,44		
3530	18	1,61	34,73	298	334	36	8,07	7,87	0,20	2,541	2,417	0,124	2,18	2,42	0,24
3987		1,59	34,72	338			7,87			2,422			2,41		

* Батометр № 18 был загрязнен и коррозирован в наибольшей степени по сравнению с другими батометрами.

Чтобы определить качество новых и забракованных батометров, был поставлен следующий опыт. Поверхностная вода, взятая на ходу судна в его носовой части полиэтиленовым ведром, в которой были определены величины pH, AlK и Cl, заливалась в батометры и содержалась в них на палубе в течение 1—2 *час* (при температуре воздуха 30° С). Температура воды была 28,6°. Изменения за час пребывания пробы поверхностной воды (по сравнению с водой, взятой полиэтиленовым ведром) в хороших новых батометрах не превышали: по pH + 0,02, по AlK + 0,005 *мг-экв/л* и Cl $\pm 0{,}01‰$; за два часа пребывания пробы в этих же батометрах соответственно не превышали: + 0,02 + 0,03; + 0,005 + 0,010 и $\pm$ 0,01. В сильно корозированном батометре № 18 за два часа пребывания в нем пробы поверхностной воды величина pH увеличилась на 0,15, щелочной резерв увеличился на 0,074 *мг-экв/л*, количество хлора увеличилось на $0{,}015‰$, а количество фосфатов уменьшилось на 0,05 *мкг-ат/л*.

В течение рейса фосфаты определялись не только в пробах воды, взятых батометром БМ-48, но и в пробах воды, отобранных 5-литровым винипластовым батометром (в слое 0—200 *м*) для изучения взаимосвязи между первичной продукцией и биогенными элементами. Отбор проб 5-литровым батометром и батометрами БМ-48 на 20 станциях осуществлялся практически одновременно, но с различных лебедок, в связи с чем разница в выходе на одинаковый горизонт не превышала 5 *м*. Результаты сравнения концентрации фосфатов в пробах воды из пластмассового и металлического батометров (средние из 20 станций в слое 0—200 *м*) представлены в табл. 2.

Таблица 2

Разница в концентрации фосфатов в слое 0—200 *м*, определенной в пробах воды, отобранных 5-литровым винипластовым батометром и батометром БМ-48 (среднее по 20 станциям)

Слой *м*,	$\Delta P_{ср}$, *мкг-ат/л* *	Пределы различий в концентрации P на одинаковых горизонтах в пробах, взятых пластмассовыми батометрами и батометрами БМ-48, *мкг-ат/л*	Горизонт, *м*
0—25	—0,03	$\pm$0,15	0, 10 и 25
50—75	+0,02	$\pm$0,20	50 и 75
100—200	+0,08	$\pm$0,20	100, 150 и 200

* $\Delta P_{ср}$ — разность между средними величинами концентрации фосфатов в пластмассовом батометре и батометре БМ-48.

Среднее различие концентрации P в 0,02 и 0,03 *мкг-ат/л* в слое 0—75 *м* при общей концентрации фосфатов в этих слоях 0,30—1,50 *мкг-ат/л* лежит в пределах ошибки определения и делать выводы на основе этих цифр нецелесообразно. Но в слое 100—200 *м* при концентрации фосфатов 1,5—2,0 *мкг-ат/л*, когда точность определений равна 2—3%, среднее различие в концентрации фосфатов между пластмассовым батометром и батометром БМ-48, равное +0,08 *мкг-ат/л* (в 2 раза больше точности определения), говорит о том, что в батометре БМ-48 концентрация фосфатов изменяется. Об этом же говорят экспериментальные работы, проведенные В. В. Мокиевской и Г. П. Тихоновым во время 34 рейса э/с «Витязь». Сравнение количества фосфора в пластмассовом батометре и батометре БМ-48 с одного и того же горизонта дало следующие цифры: в пластмассовом батометре — 3,05 *мкг-ат/л*, а в батометре БМ-48 — 2,85 *мкг-ат/л*, т. е. из-

менение количества фосфатов в батометре БМ-48 в данном конкретном случае было равно 0,20 *мкг-ат/л*. При двухчасовом хранении проб воды в батометрах БМ-48 с горизонтов 200, 500, 1000 *м* количество фосфатов уменьшилось на 0,20—0,40 *мкг-ат/л*. Таким образом, экспериментами В. В. Мокиевской и Г. П. Тихонова подтверждается порядок величин изменения содержания фосфатов, представленный в табл. 1.

Анализ материалов, полученных во время экспедиций на э/с »Витязь», «М. Ломоносов», «Обь» и др., показал, что часть данных по pH, AlK, фосфатам и растворенному кислороду, ввиду применения батометров БМ-48, явно сомнительна. Имеется много случаев, когда на одном и том же горизонте количество кислорода и фосфатов незакономерно занижено, при одновременно незакономерном увеличении величин pH, AlK и AlK/Cl.

В конце 33 рейса были проверены все употреблявшиеся батометры БМ-48. Оказалось, что батометры, опускавшиеся на глубину 500 *м*, за один час пребывания в них пробы поверхностной воды изменяют величину pH на +0,02, AlK — на +0,010 *мг-экв/л*, количество фосфатов на —0,05—0,10 *мкг-ат/л*. Батометры, опускавшиеся на горизонты 600—2000 *м*, за два часа пребывания в них поверхностной воды, изменяют величину pH пробы на + 0,02+0,03, AlK — на 0,010 + 0,020 *мг-экв/л*.

Все это говорит о том, что к величинам pH, AlK, P и O_2, полученным во время 33 рейса э/с «Витязь», надо относиться не с точностью метода определений, указанных в § 3 настоящей статьи, а с точностью, соответственно: $\pm$ 0,03 (pH), $\pm$ 0,010 *мг-экв/л* (AlK), 10—15% для слоя 0—100 *м* и 5—8% для слоя глубже 200 *м* (P), $\pm$ 3—5 *мкг-ат/л* (O_2).

Эти замечания касаются, очевидно, не только данных, полученных во время 33 рейса э/с «Витязь», но и всех советских экспедиций в тропиках, употреблявших батометры БМ-48.

SUMMARY

The Nansen bottle (model BM-48, made of brass, tinned inside) must be washed with fresh warm water after each dropping in the Sea. If this is not done corrosion of the inner surface of the bottles commences. Dirty bottles augment pH and AlK and diminish O_2 and P values. The stronger the corrosion of the bottle is and longer the sample is the greater are the errors. During two hours in a considerably dirty bottle pH augments by 0,10—0,15; AlK augments by 0,050—0,080 μ *g-equ/l*; O_2 diminishes by 10—30 μ*g-at/l* and P diminishes by 0,2—0,6 μ*g-at/l*.

During the 33 cruise of the r/v «Vityaz» a systematic maintenance of bottles was organized. Bottles were washed with fresh water. Dirty bottles were substituted by new ones. Questionable data were omitted. Only the following accuracy may be considered as valid: $O_2 \pm 5$ μ*g-at/l*, pH $\pm$ 0,03, AlK $\pm$ 0,01 μ*g-equ/l*, P $\pm$ 0,10 μ*g-at/l*.

ЛИТЕРАТУРА

Богоявленский А. Н., Иваненков В. Н. Таблицы для вычисления растворимости кислорода и pH в морской воде. Гидрометеоиздат, 1962.

Отчет 33 рейса э/с «Витязь». Фонды Ин-та океанологии АН СССР, 1961.

Отчет 34 рейса э/с «Витязь». Фонды Ин-та океанологии АН СССР, 1961.

Руководство по морским гидрохимическим исследованиям. М., Гидрометеоиздат, 1959.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

А. Г. Розанов, В. С. Быкова

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НИТРАТОВ И НИТРИТОВ В ВОДЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Распределение нитритов и нитратов, растворенных в морской воде, зависит в большой степени от гидрологических, биологических и физико-химических условий. В слое, где протекает процесс фотосинтеза, содержание растворимых форм минерального азота может понижаться в результате его потребления фитопланктоном. С другой стороны, при минерализации органического вещества происходит цикл превращений, конечная стадия которого, по общепринятому мнению (Бруевич, 1954), включает окисление аммиака до нитратов с промежуточным образованием нитритов. Этот процесс идет самопроизвольно, так как он сопровождается понижением свободной энергии. Образование нитритов за счет восстановления нитратов требует дополнительной затраты энергии или идет в специфически восстановительных условиях.

В исследованной части Индийского океана работали экспедиции на «Мабахисе» (1933—1934 гг.), «Дискавери-II» (1931—1939 гг.), «Дане» (1928—1930 гг.), «Оби» (1955—1957 гг.) и «Витязе» (1959—1961 гг.). На «Мабахисе» (Thompson, Gibson, 1937) и «Дискавери-II» (Discovery Reports, 1941—1947) нитраты определялись колориметрически со стрихнином, на «Оби» (Иваненков, Губин, 1960) с дифениламином, на «Витязе» (отчеты 31 и 33 рейсов) — с дифенилбензидином. Во всех экспедициях определение нитритов велось по методу Грисса-Илосвая.

Вся обследованная во время 33 рейса э/с «Витязь» акватория Индийского океана разделена была на следующие районы: Аравийское море, открытая северная часть Индийского океана и Бенгальский залив с прилегающим к нему Андаманским морем.

Аравийское море (октябрь-ноябрь). Распределение нитратов в водной толще Аравийского моря зависит от следующих особенностей: повышенной, по сравнению с другими районами Индийского океана, биологической активности этих вод (продуктивность Аравийского моря приближается к продуктивности наших дальневосточных морей) [1], наличием резко выраженных скачков плотности, наличием обширного слоя кислородного минимума и зоны сероводородного заражения (Иваненков, Розанов, 1961) в промежуточных водах.

В поверхностных водах нитраты, как правило, отсутствуют. Под слоем скачка плотности (25—50 *м* у побережий и 50—75 *м* в центральной части) наблюдается резкое увеличение концентрации нитратов, достигающее 15—20 *мкг-ат/л*. С глубиной нитратов становится больше — 18—24 *мкг-ат/л*.

[1] См. работу Наумова и Пономаревой, наст. том, стр. 250.

Вертикальное распределение кислорода, нитратов и нитритов (*мкг-ат/л*)

Аравийское море								Открытая часть океана				Бенгальский залив			
Ст. 4814				Ст. 4865				Ст. 4890				Ст. 4934			
φ 18°41′0 с. ш. λ 61°59′2 в. д.				φ 15°19′5 с. ш. λ 70°57′8 в. д.				φ 30°00′9 ю. ш. λ 71°22′9 в. д.				φ 16°58′4 с. ш. λ 86°59′7 в. д.			
Глубина, *м*	O_2	$N-NO_3$	$N-NO_2$	Глубина, *м*	O_2	$N-NO_3$	$N-NO_2$	Глубина, *м*	O_2	$N-NO_3$	$N-NO_2$	Глубина, *м*	O_2	$N-NO_3$	$N-NO_2$
0	410	0,2	<0,01	0	396	0,8	<0,01	0	462	0,2	<0,01	0	413	0,6	<0,01
11	403	0,2	<0,01	10	397	—	<0,01	10	457	0,4	<0,01	12	414	0,3	<0,01
25	402	0,1	<0,01	25	394	0,2	<0,01	25	454	0,4	<0,01	27	384	0,4	<0,01
56	341	17	0,50	50	138	14	0,32	41	480	3,1	<0,01	55	409	0,4	<0,01
83	205	15	0,03	75	43	14	0,09	65	524	0,2	<0,01	82	239	3,0	0,05
110	175	16	0,01	100	17	18	<0,01	90	486	0,4	<0,01	110	94	17	0,03
138	11	—	0,28	125	8	—	0,04	114	484	—	0,03	137	36	—	0,03
166	10	17	0,44	149	6	20	0,95	139	500	3,0	<0,01	165	20	20	0,03
189	11	—	<0,01	175	6	—	3,08	162	482	—	0,23	188	13	—	0,01
215	13	17	0,02	200	7	9,2	2,79	186	475	6,2	<0,11	211	14	21	0,01
293	17	—	<0,01	250	7	19	0,08	235	473	—	<0,01	256	13	—	0,02
358	12	—	<0,01	299	6	15	0,18	284	480	10	<0,01	305	15	21	0,01
484	12	16	0,03	404	8	16	0,18	383	477	13	<0,01	407	15	21	0,01
602	15	—	<0,01	500	7	—	0,08	478	480	14	<0,01	504	24	22	<0,01
823	17	—	<0,01	592	5	19	0,08	572	476	15	<0,01	600	26	22	0,03
1093	22	17	<0,01	784	13	19	<0,01	780	461	19	<0,01	794	45	22	<0,01
1200	57	17	<0,01	981	21	18	0,06	985	414	22	<0,01	987	73	21	<0,01
1363	31	—	<0,01	1215	37	—	<0,01	1005	423	22	<0,01	1223	108	—	—
1468	73	18	<0,01	1444	65	20	<0,01	1222	369	—	<0,01	1459	125	21	—
1710	135	—	<0,01	1684	121	—	<0,01	1457	334	—	<0,01	1683	178	—	—
1977	163	18	<0,01	1925	175	21	<0,01	1692	348	21	<0,01	1899	211	21	—
2428	205	—	<0,01	2391	237	21	<0,01	2178	357	21	<0,01	2373	236	21	—
2897	229	15	<0,01					2665	368	21	<0,01				
3367	258	18	<0,01					3148	371	20	<0,01				
								3612	387	22	<0,01				

Распределение нитратов по глубине в зоне сероводородного заражения, или в непосредственной близости от нее, и в зоне, где влияние сероводородного заражения не сказывается, различно. Для вод, зараженных сероводородом или находящихся вблизи сероводородной зоны, содержание нитратов несколько уменьшается в слое 200—500 *м* и появляются нитриты (см. таблицу, ст. 4865). В зоне, где сероводородное заражение отсутствует, нитраты достигают на некоторой глубине максимальной концентрации; ниже эта концентрация остается почти без изменения (см. таблицу, ст. 4814).

Распределение нитратов по акватории Аравийского моря показано на горизонтах 0, 100 и 600 *м*, что дает возможность оценить их содержание в слое наибольшей биологической активности (0 *м*), под первым слоем скачка плотности (100 *м*) и в зоне их максимальных концентраций (600 *м*). На поверхности и в верхнем слое 25—50 *м* количество нитратов на большей части акватории практически равно нулю. Только в районах максимального вертикального перемешивания вод количество нитратов в слое 0—50 *м* достигает 0,5—1,5 *мкг-ат/л* (см. рис. 3 в статье Кабановой, наст. том, стр. 90).

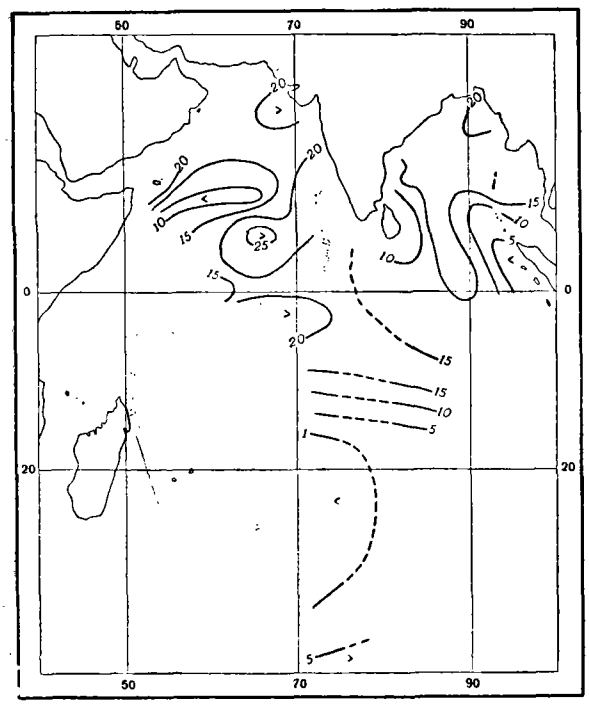


Рис. 1. Распределение нитратов (*мкг-ат/л*) на горизонте 100 *м*

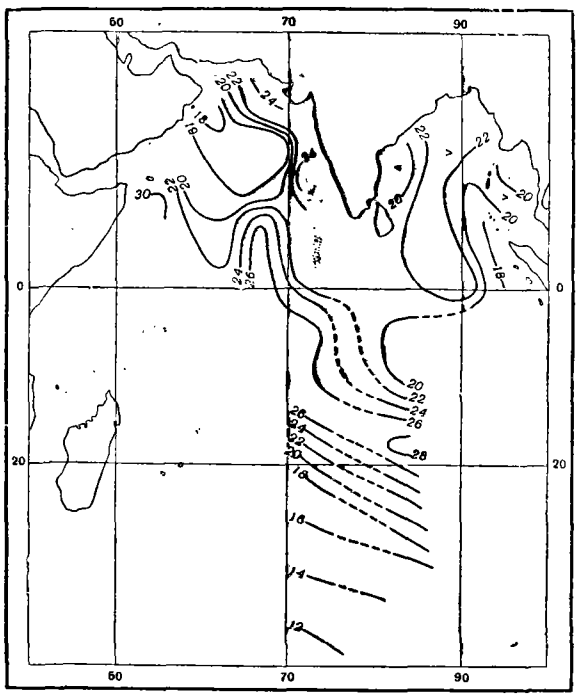


Рис. 2. Распределение нитратов (*мкг-ат/л*) на горизонте 600 *м*

На горизонте 100 *м* (рис. 1) были отмечены следующие величины содержания нитратов: в центральной части Аравийского моря 16—18 *мкг-ат/л*, у побережья Индии и в Аденском заливе 20—22 *мкг-ат/л*, в районе Сомалийского течения 5—15 *мкг-ат/л*.

Вызванное Сомалийским течением перемешивание несколько увеличивает содержание нитратов на вышележащих горизонтах (50—100 *м*) и уменьшает на нижележащих (100—150 *м*).

На горизонте 600 *м* (рис. 2) концентрация нитратов в районе Сомалийского побережья возрастает до 22—24 *мкг-ат/л* (а на ст. 4797 достигла 32 *мкг-ат/л*). В остальной части Аравийского моря содержание нитратов на этом горизонте имеет тенденцию увеличиваться с запада на восток, от 18 *мкг-ат/л в западной* и центральной части, до 24 *мкг-ат/л* у побережья Индии. Следует отметить, что сходный характер имеет здесь и распределение фосфатов [1]. Глубже 600 *м* содержание нитратов практически не изменяется.

Вертикальное распределение нитритов в Аравийском море отличается следующими особенностями. На поверхности и в слое 0—25 *м* они отсутствуют, в слое скачка плотности 25—75 *м* отмечается появление первого промежуточного максимума нитритов, который на глубине 100—150 *м* уже не обнаружен. В зоне сероводородного заражения и районах, прилегающих к ней, на глубинах от 150 до 1500 *м* отмечается второй промежуточный максимум нитритов.

Нахождение первого промежуточного максимума нитритов на глубине 25—75 *м* не является особенностью Аравийского моря, а характерно для всего Мирового океана и связано с окислением органического вещества разлагающихся организмов планктона. Наличие второго промежуточного максимума нитритов — явление, характерное только для вод Аравийского моря (и сходных с ним районов), и связано с особыми восстановительными условиями в промежуточных слоях этого моря. Эти слои имеют исчезающе малое количество кислорода (менее 15 *мкг-ат/л*), характеризуются падением окислительно-восстановительного потенциала (Мокиевская, 1961), в них появляется сероводород (Иваненков, Розанов, 1961). Слой второго промежуточного максимума нитритов является одновременно слоем с несколько уменьшенным содержанием нитратов, что можно объяснить их частичным восстановлением до нитритов.

Первый промежуточный максимум нитритов (рис. 3) в виде тонкого слоя появляется в слое скачка плотности и под ним. В северной части Аравийского моря, концентрация нитритов достигает 0,10—0,20 *мкг-ат/л*, в центральной части 0,20—0,50 *мкг-ат/л*, у побережья Индии более 0,50 *мкг-ат/л*, и в западной части моря, у берегов Аравии—более 1,00 *мкг-ат/л*. В районе Сомалийского течения концентрация нитритов в слое первого промежуточного максимума достигает 2,00 *мкг-ат/л*. Можно отметить хорошую корреляцию в рассматриваемом слое между содержанием нитритов и биомассой зоопланктона (а не фитопланктона, так как животный белок при разложении дает большее количество азота). Для осеннего сезона в Аравийском море характерна очень высокая биомасса планктона (более 1 *г/м*^{3} в сыром весе)[2], причем как и в других районах Мирового океана, наиболее богат слой 0 — 100 *м*. Самая большая биомасса планктона наблюдалась в Аденском заливе и в западной части моря, т. е. в местах с максимальными концентрациями нитритов. Подобная связь отмечалась ранее (Бруевич, 1954) и в других районах Мирового океана.

Глубже слоя первого промежуточного максимума нитриты исчезают или их количество уменьшается до следов (менее 0,10 *мкг-ат/л*). В слое 150—

[1] См. статью Розанова наст. том, стр. 102.
[2] См. статью Наумова и Пономаревой, наст. том, стр. 249.

1500 *м* нитриты появляются вновь, иногда с перерывами, в количествах 0,20—0,50 *мкг-ат/л*. В сероводородной зоне второй максимум нитритов характеризуется содержанием 1,00—5,00 *мкг-ат/л* (рис. 4).

В центральной части Аравийского моря второй максимум нитратов находится на глубине 150—200 *м*. У Аравийского побережья и в северной части моря он расположен на глубине 400—500 *м*.

По наличию второго промежуточного максимума нитритов можно судить о распространении вод Аравийского моря на юг и восток в открытую часть океана. Такой же характер распространения аравийских вод отмечает и К. Д. Сабинин [1], на основании изучения расположения максимумов солености.

В открытой северной части Индийского океана (декабрь-январь) наблюдается несколько иная картина распределения минеральных растворенных форм азота. Малая продуктивность вод открытой части Индийского океана, а также меньшие вертикальные градиенты плотности ведут к тому, что нарастание концентрации нитратов с глубиной происходит медленнее, чем в водах Аравийского моря и абсолютные ее значения здесь меньше (см. таблицу, ст. 4890).

В поверхностной воде наблюдаются ничтожно малые количества нитратов (менее 0,5 *мкг-ат/л*), за исключением нескольких пятен в районах подъема вод. В поверхностной воде восточной части экваториальной зоны Индийского океана количество нитратов достигает 1—2 *мкг-ат/л*.

На глубине 100 *м* (см. рис. 1) в западной части экваториальной зоны можно выделить подзону малых концентраций нитратов в районе Сомалийского течения (10—15 *мкг-ат/л*), подзону подъема вод к западу от Мальдивских о-вов (20—25 *мкг-ат/л*) и подзону подъема вод на 5° ю. ш. к северу от архипелага Чагос (20 *мкг-ат/л*). В восточной части экваториальной зоны на той же глубине концентрации нитратов несколько меньше, чем в западной. Наибольшие количества нитратов (15 *мкг-ат/л*) наблюдаются юго-западнее о-ва Цейлон и в районе, примыкающем к Бенгальскому заливу. К югу от зоны южно-экваториальной дивергенции отмечается постепенное уменьшение содержания нитратов, падающее южнее 16—17° ю. ш. до ничтожных количеств (менее 1 *мкг-ат/л*), что связано с углублением здесь слоя скачка плотности. На глубине 600 *м* в открытой части Индийского океана концентрация нитратов достигает максимума и, как правило, сохраняется до дна. На рис. 2 четко выделяется место подъема вод в зоне южно-экваториальной дивергенции с количеством нитратов более 26 *мкг-ат/л* и уменьшением их содержания к югу от нее.

Первый промежуточный максимум нитритов в открытой части океана, связанный по своему положению с первым скачком плотности равен 0,25—0,50 *мкг-ат/л* (см. рис. 3). Повышение концентрации нитритов в районе Мальдивских о-вов, Цейлона и Чагос можно объяснить большой биомассой планктона в этих районах. В экваториальной зоне глубина залегания слоя первого промежуточного максимума нитритов составляет 50—80 *м* в западной ее части и 80—100 *м* в восточной. К югу от экватора верхняя граница этого слоя поднимается до 30 *м* в зоне южно-экваториальной дивергенции, на 20—25° ю. ш. она постепенно углубляется до 150 *м*.

Второй промежуточный максимум нитритов, связанный с водами аравийского происхождения, в открытой части океана выражен гораздо слабее, чем в Аравийском море (см. рис. 4). К югу он прослеживается приблизительно до 10° ю. ш.; в восточной части экваториальной зоны наблюдается в виде узкой полосы, идущей южнее Цейлона к Суматре, в слое 200—500 *м* (0,10—0,16 *мкг-ат/л*).

[1] Наст. том стр. 51.

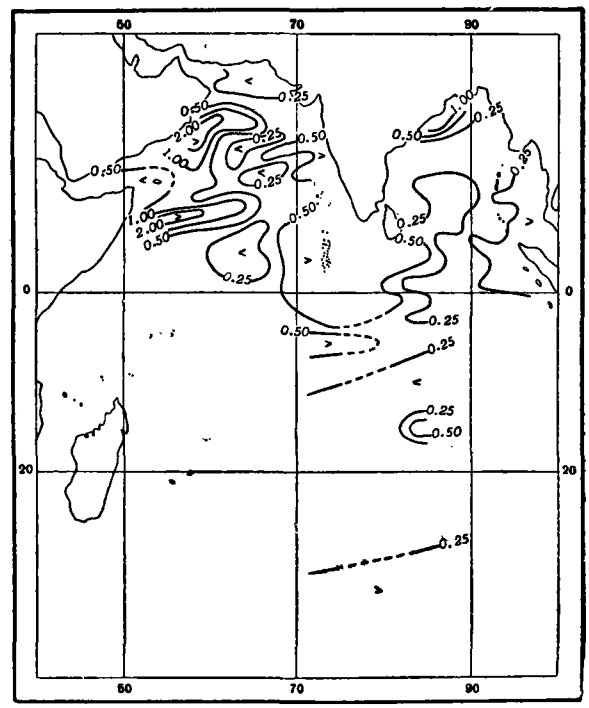


Рис. 3. Распределение величин верхнего промежуточного максимума нитритов (*мкг-ат/л*)

Рис. 4. Распределение величин второго промежуточного максимума нитритов (*мкг-ат/л*)

7*

Бенгальский залив и Андаманское море (февраль-март). Характер распределения нитратов и нитритов в водах Бенгальского залива и Андаманского моря в большой степени сходен с наблюдаемым в Аравийском море (см. таблицу, ст. 4934). Однако имеются и существенные различия: наличие значительных количеств нитратов в поверхностных водах, отсутствие второго промежуточного максимума нитритов. Средние величины содержания нитратов и нитритов в Бенгальском заливе меньше, чем в Аравийском море.

В поверхностной воде на большей части акватории Бенгальского залива количество нитратов составляет 1—1,5 *мкг-ат/л*. В восточной части Бенгальского залива и в Андаманском море оно несколько выше — 2,0 *мкг-ат/л* (см. рис. 3 в статье Кабановой, наст. том, стр. 90).

На глубине 100 *м* в центральной части Бенгальского залива содержание нитратов равно 15 *мкг-ат/л*, к берегам Индии оно уменьшается до 10 — 13 *мкг-ат/л* (см. рис. 1).

На глубине 600 *м* в центральной части залива количество нитратов равно 22 *мкг-ат/л*, а у побережья Индии — менее 20 *мкг-ат/л* (см. рис. 2). В северной части Бенгальского залива и центральной части Андаманского моря концентрация нитратов достигает 23 *мкг-ат/л*.

Верхний промежуточный максимум нитритов в центральной части Бенгальского залива не превышает 0,25 *мкг-ат/л*, доходит до 0,50 *мкг-ат/л* в южной и до 1,00 *мкг-ат/л* в северной части залива. Содержание нитритов в Андаманском море в слое первого промежуточного максимума колеблется от 0,25 до 0,50 *мкг-ат/л* (см. рис. 3).

Второй промежуточный максимум нитритов наблюдался нами только в одном районе Бенгальского залива, вблизи побережья Индии на глубинах 200—500 *м* (0,10—0,20 *мкг-ат/л*). В этом районе были найдены небольшие количества сероводорода (0,05 *мл/л*) (Иваненков, Розанов, 1961). В Андаманском море второй промежуточный максимум нитритов отсутствует.

ВЫВОДЫ

1. Общий характер распределения нитратов в водах северной части Индийского океана таков: очень небольшие количества на поверхности (обычно менее 1 *мкг-ат/л*), резкое увеличение под слоем скачка плотности (до 20 *мкг-ат/л* и незначительное увеличение с глубиной (до 24—26 *мкг-ат/л*). По достижении этой концентрации, которая может быть признана максимальной в содержании нитратов отмечены очень небольшие колебания. Такая картина распределения нитратов может быть объяснена их потреблением фитопланктоном в поверхностных слоях. Доступ же нитратов в фотосинтетический слой из глубинных слоев затруднен в результате резко выраженной стратификации вод. Наличие высоких концентраций нитратов непосредственно под слоем скачка плотности вызвано минерализацией нестойкого органического вещества отмерших организмов, легко окисляющегося уже в поверхностных слоях. Сходные данные о распределении нитратов были получены в других экспедициях, в частности на «Мобахисе», «Дискавери-II» и «Оби».

2. Нитриты в виде тонкого слоя появляются под слоем первого скачка плотности и в тем больших количествах, чем больше продукция зоопланктона в поверхностных водах.

3. Второй промежуточный максимум нитритов обязан своим происхождением специфически восстановительным условиям промежуточных вод Аравийского моря.

SUMMARY

The general distribution of dissolved mineral nitrates and nitrites in the Arabian Sea, Bay of Bengal, Andaman Sea and in the open northern part of the Indian Ocean is given. Mean values of nitrates: 1 μg-*at* N/*l* in surface water, sharply increasing in the thermocline layer to 15—20 μg-*at* N/*l* and somewhat increasing to 22—26 μg-*at* N/*l* with depth. After achieving these concentrations the content of nitrate changes a little.

Nitrites as a thin layer were dissolved in the thermocline layer and under it in quantities depending on zooplankton (up to 2 μg-*at* N/*l*).

In the Arabian Sea the second maximum of nitrites was discovered (up to 5 μg-*at* N/*l* in 150—1500 *m*); it can be explained by the reduction conditions of these waters.

ЛИТЕРАТУРА

Бруевич С. В. Нитриты и нитрификация. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 8, 1954.

Иваненков В. Н., Губин Ф. А. Водные массы и гидрохимия западной и южной частей Индийского океана. Труды Морского гидрофиз. ин-та АН СССР, т. 22, 1960.

Иваненков В. Н., Розанов А. Г. Сероводородное заражение промежуточных слоев Аравийского моря и Бенгальского залива. Океанология, т. 1, № 3, 1961.

Мокиевская В. В. Отчет о работе химического отряда в 31 рейсе э/с «Витязь». Отчет 31 рейса э/с «Витязь», т. 2, 1960. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.

Мокиевская В. В. Некоторые гидрохимические черты Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. X раздел программы МГГ. Изд-во АН СССР, 1961.

Пономарева Л. А., Наумов А. Г. Отчет планктонного отряда в 33 рейсе э/с «Витязь», т. 2, 1961.

Отчет 33 рейса э/с «Витязь», т. 3, 1961. Библиотека Ин-та океанологии АН СССР.

«Dana» — Report Hydrography Observations Made during the «Dana» 2 expedition 1928—30, 2, N 12. Copenhagen, 1937.

Discovery Investigations. Station list 1931—33. Discovery Reports, № 21, 1—226. Cambridge, 1941.

Discovery Investigations. Station list 1933—35. Discovery Reports, № 21, 1—196. Cambridge, 1942.

Discovery Investigations. Station list 1935—37. Discovery Reports, № 24, 1—196. Cambridge, 1944.

Discovery Investigations. Station list 1937—39. Discovery Reports, № 24, 197—422. Cambridge, 1947.

Thompson E. F., Gibson H. C. Chemical and Physical Investigations, Sci. Report John Murray Expedition 1933—34, 2, № 2. London, 1937.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

А. Г. Розанов

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОСФАТОВ И КРЕМНЕКИСЛОТЫ В ВОДЕ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В 33 рейсе э/с «Витязь» на каждой станции определялся минеральный растворенный фосфор и кремнекислота, а на некоторых станциях — валовое количество фосфора. Пробы отбирали на всех стандартных горизонтах.

Растворенный фосфор (фосфаты) определяли по методу Дениже — Аткинса в модификации Бруевича, валовое количество фосфора — по Харвею (Harvey, 1948) с применением автоклавирования. Стандартные растворы готовили на малофосфатной морской воде с введением поправки на содержание в ней фосфатов. Кремнекислоту определяли по методу Диэнера — Ванденбульке в модификации Исаевой (Исаева, 1958). Стандартные растворы готовили также на морской воде с известным содержанием кремния.

Содержание минерального растворенного фосфора и кремния в морской воде зависит от их потребления фитопланктоном в слое фотосинтеза, скорости минерализации органического вещества и перемешивания вод с различным содержанием фосфатов и кремнекислоты.

§ 1. МИНЕРАЛЬНЫЙ РАСТВОРЕННЫЙ ФОСФОР (ФОСФАТЫ)

Аравийское море (октябрь-ноябрь). Высокая биологическая активность вод этого моря приводит к значительной изменчивости биогенных элементов, в том числе и фосфатов. Для поверхностной воды характерно незначительное содержание фосфатов, не превышающее 0,4 *мкг-ат/л*. В слое первого скачка плотности и под ним (на глубине 50—75 *м* в открытой части Аравийского моря и 25—50 *м* у побережий) количество фосфатов резко увеличивается (рис. 1, ст. 4852). Концентрация фосфатного фосфора достигает 2,0 *мкг-ат/л* уже на глубине 100—150 *м*. При дальнейшем увеличении глубины концентрация фосфатов более или менее равномерно нарастает и на глубине 1000—1200 *м* становится равной 2,80—2,90 *мкг-ат/л*. Эта максимальная концентрация сохраняется до 1700—1800 *м*, после чего содержание фосфатов уменьшается и в придонных слоях доходит до 2,30—2,40 *мкг-ат/л*. В содержании кислорода и распределении величин pH[1] обнаруживается обратная закономерность: оба показателя под слоем скачка плотности на промежуточных глубинах уменьшаются (зона минимальных значений находится в слое 150—1500 *м*) и увеличиваются ко дну. Границы характерных количественных изменений этих показателей в основном совпадают с границами изменений содержания фосфатов. Подобный характер распределения вероятно объясняется тем, что на глубинах с максимальным содержанием фосфатов заканчивается минерализация органического вещества и

[1] См. статью Иваненкова, Винтовкина, Шацкова, наст. том, стр. 115.

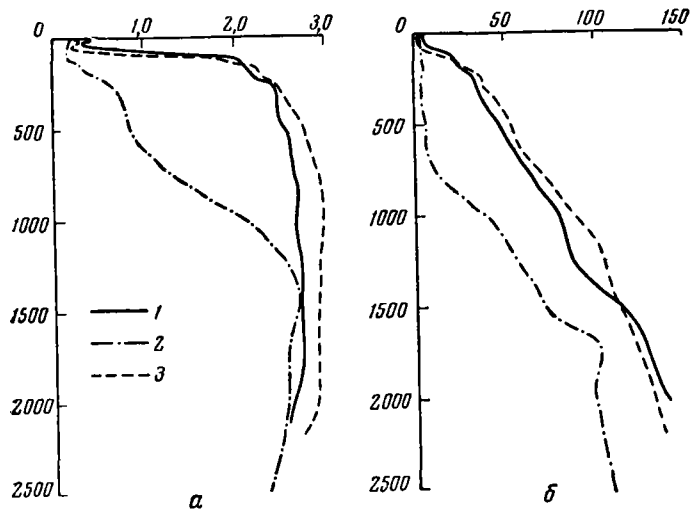


Рис. 1. Вертикальное распределение фосфатов (*а*) и кремнекислоты (*б*) (*мкг-ат/л*)

1 — ст. 4852, λ —15°07′ с. ш., φ—66°01′ в. д.; *2* — ст. 4888, λ—24°04′ ю. ш., φ — 71°17′ в. д.; *3* — ст. 4935, λ — 15°20′ с. ш., φ — 87°00′ в. д.

связанный с ней расход кислорода. В связи с этим концентрация фосфатов либо остается без изменения, если на этих глубинах не происходит обмена с водами более бедными фосфатами, либо уменьшается, если такой обмен происходит. В Аравийском море наблюдается такой обмен с придонной водой антарктического происхождения, характеризующейся более низким содержанием фосфатов. В Андаманском море, глубинная часть которого отделена от Бенгальского залива порогом с глубинами 1400—1600 *м* и обмен глубинных вод затруднен, отмечено лишь незначительное (0,1 *мкг-ат/л*) уменьшение фосфатов после достижения максимальных концентраций.

На разрезах по 66° в. д. и 71° в. д. (рис. 2, 3) можно отметить указанные характерные черты вертикального распределения фосфатов. На разрезе по 66° в. д. к югу от 5° с. ш. заметно некоторое уменьшение содержания фосфатов на промежуточных глубинах (150—800 *м*), связанное с влиянием открытой части Индийского океана, где зона максимальных концентраций расположена значительно глубже, чем в Аравийском море. На разрезе по 71° в. д. это явление в пределах моря выражено менее резко; возможно, что это связано с влиянием поднятия Мальдивских о-вов, затрудняющего проникновение вод в Аравийское море с юга. На этом разрезе подобное уменьшение фосфатов наблюдается в экваториальной зоне.

При рассмотрении горизонтального распределения фосфатов можно отметить некоторые характерные черты отдельных частей Аравийского моря. Содержание фосфатов в поверхностной воде (см. рис. 4 в статье Кабановой, наст. том, стр. 91) колеблется от 0,2 *мкг-ат/л* в юго-западной части до 0,4 *мкг-ат/л* в центральной и северной частях. Тенденция к уменьшению фосфатов в поверхностном слое в направлении с востока на запад находится в соответствии с изменением биомассы планктона в слое 0—100 *м*. По данным Пономаревой и Наумова (1961) биомасса планктона в западной части Аравийского моря несколько выше, чем в восточной, т. е. по всей вероятности несколько пониженное содержание фосфатов в западной части Аравийского моря обусловливается более интенсивным потреблением их планктоном.

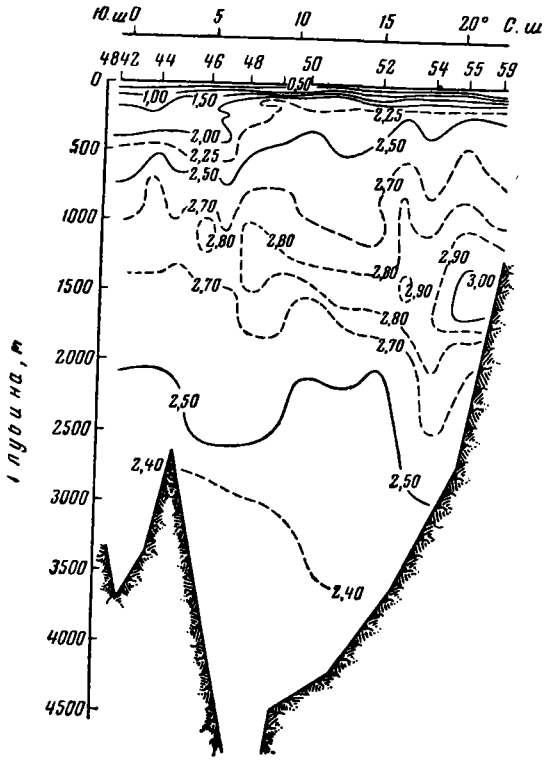


Рис. 2. Распределение фосфатов (*мкг-ат/л*) на разрезе через Аравийское море по 66° в. д. (18—29 ноября 1960 г.)

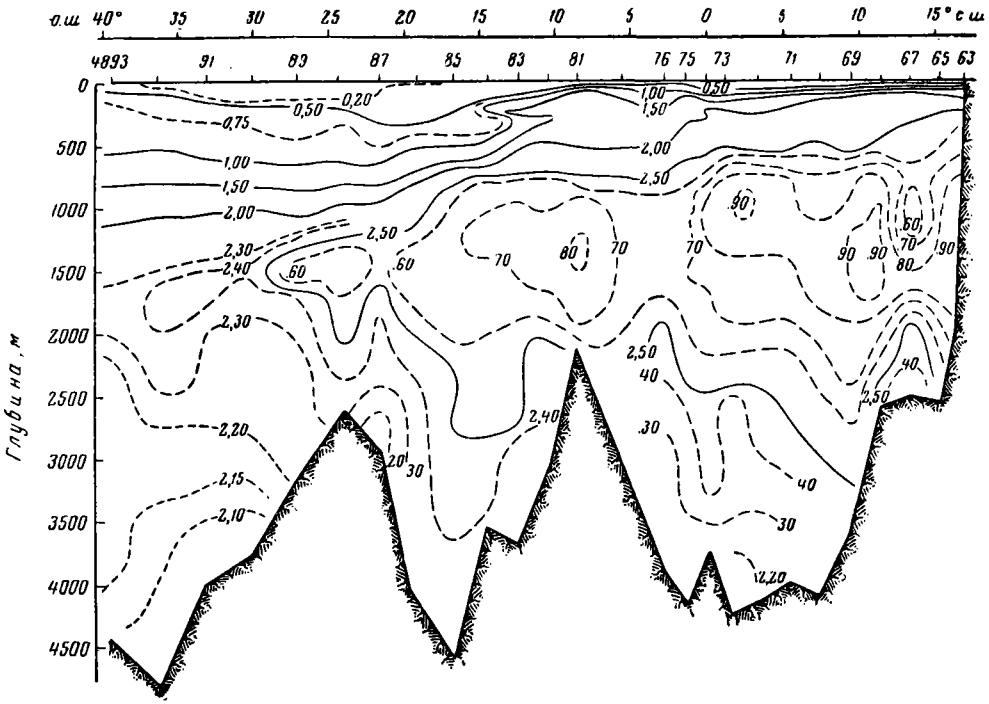


Рис. 3 Распределение фосфатов (*мкг-ат/л*) на разрезе по 71° в.д. (7— 26 декабря 1960 г.)

На горизонте 100 *м* (рис. 4) распределение фосфатов в воде Аравийского моря меняет свой характер по сравнению с распределением их на поверхности. Максимальные величины содержания фосфатов (2,2 *мкг-ат/л*) отмечаются в западной части моря. Несколько меньшие величины (1,5—1,8 *мкг-ат/л*) наблюдались в восточной части. Подобный характер распределения можно объяснить тем, что более высокое развитие планктона в западной части способствует продуцированию большего количества органического вещества, а при его разложении — образованию уже к горизонту 100 *м* большего количества минеральных биогенных форм, в том числе и фосфатов.

На горизонте 600 *м* (рис. 5) распределение фосфатов носит более равномерный характер по всей акватории Аравийского моря. Тем не менее, можно отметить некоторое увеличение содержания фосфатов в направлении от юго-западной к северо-восточной части моря (от 2,5 до 2,7 *мкг-ат/л*). Более высокое содержание фосфатов в восточной части на глубине 600 *м*, возможно, отражает более высокое развитие планктона в восточной части Аравийского моря в предыдущий (зимний) сезон (Богоров, Виноградов, 1961).

В Аденском заливе (вследствие его расположения) распределение фосфатов отражает закономерности, характерные не только для самого залива, но и для Красного моря: минимум фосфатов находится в поверхностном слое (см. рис. 4 в статье Ю. Г. Кабановой, наст. том, стр. 91), что можно объяснить интенсивным потреблением их планктоном; относительно повышенные концентрации (1,9 *мкг-ат/л*) наблюдаются уже на горизонте 100 *м* (см. рис. 3) за счет минерализации органического вещества фитопланктона; резко пониженные концентрации (1,6—2,4 *мкг-ат/л*) отмечаются на горизонте 600 *м* (см. рис. 5), что является отражением поступления обедненных фосфатами красноморских вод.

Особое место занимает район Сомалийского течения. Его воды содержат несколько пониженное количество фосфатов в поверхностной воде (0,3 *мкг-ат/л* на поверхности, 0,8—1,0 *мкг-ат/л* на глубине 100 *м*). Пониженное количество фосфатов в поверхностной воде Сомалийского течения объясняется не только потреблением их фитопланктоном, но уменьшением поступления глубинных вод в поверхностные слои при ослаблении этого течения в осенний сезон.

Открытая северная часть Индийского океана (декабрь-январь). В открытой части Индийского океана на распределение фосфатов влияет углубление слоя скачка плотности, уменьшение вертикальных градиентов плотности, уменьшение количества первичной продукции в связи с ничтожным развитием фитопланктона; влияют также и обедненные фосфатами глубинные антарктические воды. Содержание фосфатов в поверхностных водах северной части Индийского океана, равное в среднем 0,3 *мкг-ат/л*, уменьшается к югу от 20° ю. ш. до 0,2 *мкг-ат/л* и более.

Наглядное представление о вертикальном распределении фосфатов дает разрез по 71° в. д. (см. рис. 3). Общий характер распределения фосфатов на этом разрезе сходен с распределением на других меридиональных разрезах в Индийском океане. В районе к северу от южно-экваториальной дивергенции повышенные концентрации фосфатов располагаются близко к поверхности, а к югу от этой дивергенции — на глубинах свыше 1000 *м*. В северной части разреза максимальное содержание фосфатов равно 2,9—2,7 *мкг-ат/л* и находится в слое 700—2000 *м*. В южной части разреза максимальное количество фосфатов равно всего 2,4—2,3 *мкг-ат/л* и располагается в слое 1500—2300 *м*. В распределении фосфатов на разрезе 71° в. д. обращают на себя внимание замкнутые области повышенного содержания фосфатов (см. рис. 3). Подобное явление наблюдали В. Н. Иваненков и Ф. А. Губин (1960), которые объяснили его происхождение сезонным ха-

UNESCO ARCHIVES

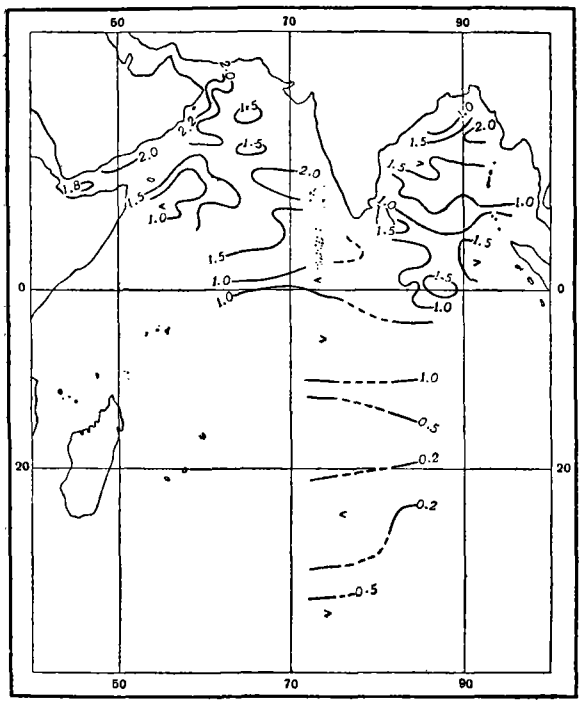


Рис. 4. Распределение фосфатов (*мкг-ат/л*) на горизонте 100 *м* (октябрь — март 1961 г.)

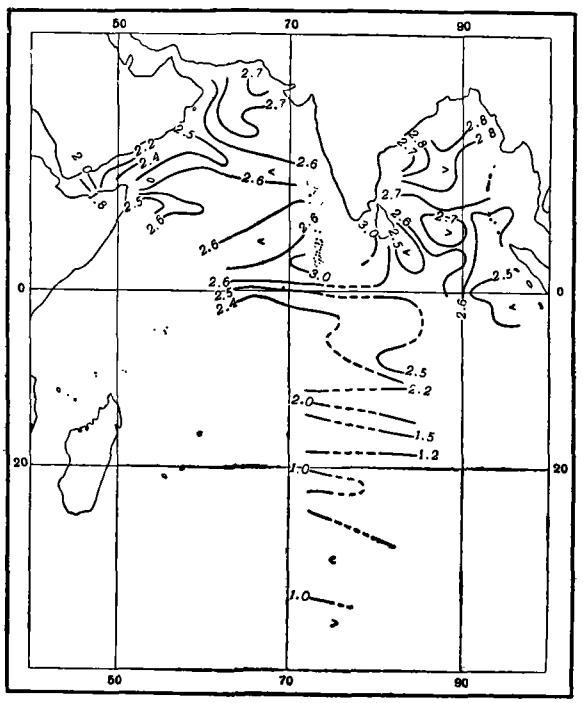


Рис. 5. Распределение фосфатов (*мкг-ат/л*) на горизонте 600 *м* (октябрь — март 1961 г.)

рактером изменения содержания фосфатов и других химических элементов в воде Аравийского моря. При движении на юг, в открытую часть океана в этой воде обнаруживаются чередующиеся области повышенных и пониженных концентраций фосфатов (с центрами на глубине 1000—1500 *м*). По расстоянию между центрами замкнутых областей повышенного содержания фосфатов и по времени смены сезонов (раз в год) В. Н. Иваненков и Ф. А. Губин делают попытку рассчитать скорость движения северо-индийской воды.

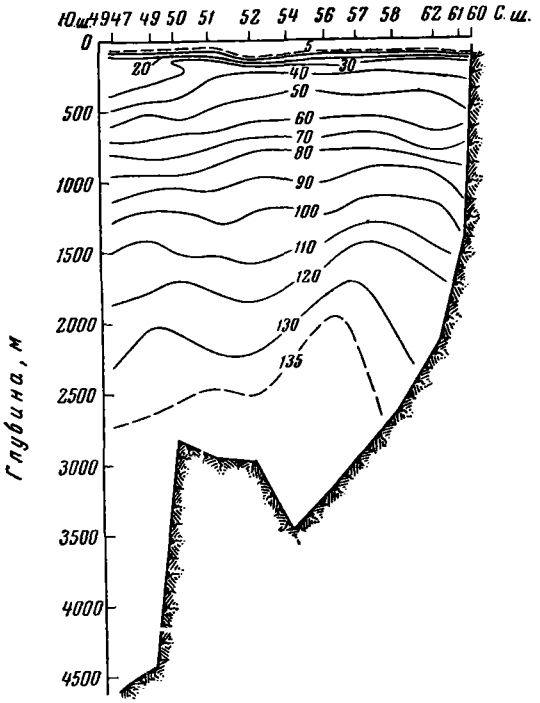


Рис. 6. Распределение фосфатов (*мкг-ат/л*) на разрезе через Бенгальский залив по 91° в. д. (декабрь — февраль 1961 г.)

В горизонтальном распределении фосфатов открытой части Индийского океана можно также отметить тенденцию к уменьшению количества фосфатов с севера на юг.

Бенгальский залив и Андаманское море (февраль-март). В Бенгальском заливе распределение фосфатов очень сходно с наблюдаемым в Аравийском море. Количество фосфатов на поверхности несколько меньше, чем в Аравийском море (0,1—0,2 *мкг-ат/л*). Под слоем скачка плотности концентрация фосфатов быстро возрастает, достигая 2,0 *мкг-ат/л* на глубине 150 *м* (см. рис. 1, ст. 4935). Максимальные концентрации фосфатов (2,8—2,9 *мкг-ат/л*) наблюдаются на глубинах 800—2000 *м*, ко дну они несколько уменьшаются (до 2,30 *мкг-ат/л*). На разрезе по 91° в. д. эта картина представлена для всего залива (рис. 6).

В Андаманском море, характеризующемся минимальным содержанием фосфатов (меньше 0,10 *мкг-ат/л*) на поверхности, обнаруживается наибольшая устойчивость слоя больших концентраций (2,80—2,90 *мкг-ат/л*), которые как правило, не падают ниже 2,70 *мкг-ат/л*. Это объясняется тем, что обмен с водами, обладающими меньшим содержанием фосфатов, здесь затруднен, так как Андаманское море отделено от Бенгальского залива подводным порогом с глубинами 1400—1600 *м*.

§ 2. ОРГАНИЧЕСКИЙ ФОСФОР

О содержании органического фосфора в обследованной акватории можно судить по разнице между валовым количеством фосфора и количеством минерального растворенного фосфора. Разность показывает величину органического фосфора в растворенной и взвешенной форме (суммарный органический фосфор). В табл. 1 приведены величины валового, минерального растворенного и суммарного органического фосфора в слое 0—200 *м* для нескольких станций в северной части Индийского океана.

Таблица 1

Содержание валового (общего), минерального растворенного и суммарного органического фосфора (по данным Ю. Г. Кабановой 1961 г.)[1]

Станции	4795			4854			4868		
Координаты и дата взятия пробы	φ 11°07′.1 N λ 52°13′0 E 28.X — 60			φ 19°12′8 N λ 65°56′4 E 27-XI — 60			φ 11°16′9 N λ 70°59′ E 9.XII — 60		
Горизонт	Общий	Мин. раств.	Суммар. орган.	Общий	Мин. раств.	Суммар. орган.	Общий	Мин. раств.	Суммар. орган.
0	0,40	0,14	0,26	0,58	0,31	0,27	0,52	0,42	0,10
10	0,44	0,12	0,32	0,58	0,23	0,35	0,52	0,39	0,13
25	0,80	0,35	0,45	0,61	0,25	0,36	0,90	0,39	0,51
50	2,00	1,52	0,48	0,58	0,27	0,31	0,65	0,30	0,35
75	1,92	1,68	0,24	1,42	1,42	0,00	—	—	—
100	2,13	1,90	0,23	1,68	1,65	0,03	2,06	2,00	0,06
150	2,19	1,90	0,29	2,58	2,32	0,26	—	—	—
200	2,25	2,06	0,19	2,61	2,42	0,19	2,51	2,45	0,06

Таблица 1 (окончание)

Станции	4890			4936			4969		
Координаты и дата взятия пробы	φ 30°01′8 S λ 71°12′8 E 24.XII — 60			φ 13°34′9 N λ 86°51′9 E 2.II — 61			φ 11°30′3 N λ 95°15′6 E 3.III — 61		
Горизонт	Общий	Мин. раств.	Суммар. орган.	Общий	Мин. раств.	Суммар. орган.	Общий	Мин. раств.	Суммар. орган.
0	0,16	0,16	0,00	0,25	0,13	0,12	0,20	0,06	0,14
10	—	—	—	0,31	0,13	0,18	0,20	0,06	0,14
25	0,16	0,16	0,00	0,48	0,14	0,34	0,20	0,06	0,14
50	0,19	0,16	0,03	0,48	0,14	0,34	0,24	0,06	0,18
75	0,48	0,16	0,32	—	—	—	0,97	0,84	0,13
100	0,45	0,16	0,29	—	—	—	—	—	—
150	0,48	0,42	0,06	2,26	2,16	0,10	2,00	1,93	0,07
200	—	—	—	2,74	2,61	0,13	2,19	2,13	0,06

[1]) См. наст. том, стр. 85

Максимальные величины суммарного органического фосфора, достигающие 0,50 *мкг-ат/л*, приурочены к наиболее продуктивным районам (Аравийское море, табл. 1, ст. 4795, 4854, 4568).

Столь малые величины органического фосфора для такого богатого планктоном района, как Аравийское море, можно, объяснить большой скоростью минерализации органического вещества, элиминирующей его накопление. Максимальные величины органического фосфора по вертикали приурочены к слою скачка плотности. Для открытой части Индийского океана характерно ничтожное содержание органического фосфора в поверхностной воде, увеличивающееся в слое скачка до 0,3 *мкг-ат/л* (табл. 1, ст. 4890).

Воды Бенгальского залива по содержанию органического фосфора занимают промежуточное положение (табл. 1, ст. 4936). Для Андаманского моря характерны более низкие значения (табл. 1, ст. 4969).

Величины содержания органического фосфора в Индийском океане сильно уступают наблюдаемым в других близких по продуктивности районах Мирового океана (Аравийское море по продуктивности приближается к Охотскому).

Таблица 2

Содержание органического фосфора

Район исследования	Содержание, *мкг-ат/л*	Примечание	Месяц	Литература
Охотское море	1,1	Глубоководная часть, среднее для 0—75 *м*	Июнь-октябрь	Мокиевская (1958)
Берингово море	1,5	То же	Сентябрь-октябрь	То же
Японское море	1,6	»	Январь-февраль	»
Куросио	0—5	0 м		Takeda (1956)
	1—2	100 »		
	3	1000 »		
Ойасио	2—8	0 м		То же
	2—4	100 »		
	3	1000 »		
Тихий океан (северо-западная часть)	0,1—0,2	0 м	Июль-август	Chinook (Exp. 1958)
	0,2—0,3	100 »		
Атлантический океан				
Северо-западная часть	0,9	—	Февраль-март	Мокиевская (1958)
Саргассово море	0,3	—	Февраль-март	То же
Индийский океан (центральная часть)	0,1—0,2	Среднее для 0—75 *м*	Декабрь	Кабанова (1961)
Аравийское море	0,3—0,4	То же	Октябрь-ноябрь	
Бенгальский залив	0,2—0,3	»	Февраль-март	
Андаманское море	0,1—0,2	»	Март	

В табл. 2 приведены некоторые данные, представляющие средние величины суммарного органического фосфора для некоторых морей и частей океанов.

§ 3. МИНЕРАЛЬНАЯ РАСТВОРЕННАЯ КРЕМНЕКИСЛОТА

Аравийское море. Ход изменения кремнекислоты с глубиной схож с ходом изменения других биогенных элементов (фосфатов, нитратов) — увеличение от поверхности ко дну. Но для кремнекислоты увеличение концентрации с глубиной происходит более постепенно по сравнению, например, с фосфатами или нитратами, и продолжается до самого дна. В Аравийском море содержание кремнекислоты в поверхностной воде не превышает 3—4 *мкг-ат/л*. В слое скачка плотности содержание кремнекислоты скачкообразно возрастает и уже к 100 *м* становится равным 15—20 *мкг-ат/л*. Дальнейший ход изменения содержания кремнекислоты с глубиной носит характер равномерного увеличения ко дну. На глубинах 3000—4000 *м* достигается максимальная концентрация кремнекислоты, равная 150—160 *мкг-ат/л*. (см. рис. 1, ст. 4852). Таково типичное вертикальное распределение кремнекислоты в Аравийском море.

При рассмотрении горизонтального распределения можно выделить отдельные части этой акватории, имеющие определенную специфичность. На горизонте 100 *м* (рис. 7) четко выделяется центральная часть Аравийского моря, содержание кремнекислоты в которой понижено (10—15 *мкг-ат/л*) по сравнению с прибрежными районами (20 *мкг-ат/л*). Подобную разницу можно объяснить большим потреблением кремнекислоты диатомовыми, развитие которых отмечалось во всей центральной и особенно северной части моря (100—1000 клеток в 1 $м^3$ в слое 0—100 *м*)[1]. В северной части Аравийского моря, у Персидского залива, отмечен район повышенного содержания диатомей (1000—2000 клеток в 1 $м^3$ в слое 0—100 *м*), являющийся также районом повышенного содержания кремнекислоты (20 *мкг-ат/л*).

В Аденском заливе содержание кремнекислоты на горизонте 100 *м* близко к средней величине, наблюдаемой в Аравийском море (15 *мкг-ат/л*), хотя по развитию диатомовых Аденский залив несколько превосходит Аравийское море (1000—2000 клеток в 1 $м^3$ в слое 0—100 *м*).

На горизонте 600 *м* (рис. 8) содержание кремнекислоты в воде Аравийского моря несколько превышает 80 *мкг-ат/л* по всей исследованной акватории. В Аденском заливе на горизонте 600 *м* отмечено относительно низкое содержание кремнекислоты (50—60 *мкг-ат/л*), связанное с проникновением вод Красного моря. Эта закономерность отмечена также и при рассмотрении распределения фосфатов.

В районе Сомалийского течения отмечено довольно высокое развитие диатомовых (1000—2000 клеток в 1 $м^3$ в слое 0—100 *м*). По содержанию кремнекислоты этот район сильно уступает водам Аравийского моря (5—10 *мкг-ат/л* на горизонте 100 *м* и менее 70 *мкг-ат/л* на горизонте 600 *м*). Пониженное содержание кремнекислоты на горизонте 100 *м* вызвано потреблением диатомовыми, а на горизонте 600 *м* сказывается влияние красноморских вод.

Открытая северная часть Индийского океана. Для этой части океана характерны чрезвычайно низкий уровень развития планктона и меньшие вертикальные градиенты плотности. Содержание кремнекислоты в поверхностных водах достигает 5 *мкг-ат/л* в экваториальной зоне и уменьшается до 2 *мкг-ат/л* к югу от южно-экваториальной дивергенции. С глубиной содержание кремнекислоты увеличивается, но значительно медленнее, чем в Аравийском море. Концентрация 20 *мкг-ат/л* достигается на 20° ю. ш. лишь на глубине 700—900 *м* (в Аравийском море на 150 *м*). Максимальные концентрации кремнекислоты, наблюдавшиеся в придонных водах, составляли 130—140 *мкг-ат/л* (см. рис. 1, ст. 4888). На разрезе по 71° в.д. (рис. 9) хорошо прослеживаются указанные черты вертикального распределения. На этом разрезе наглядно видны изменения в ходе вертикального распределения кремнекислоты при переходе от Аравийского моря к открытой части Индийского океана (увеличение глубины залегания скачка кремнекислоты, уменьшение вертикальных градиентов ее содержания, уменьшение максимальных концентраций). На 12—18° ю. ш. четко выделяется зона южно-экваториальной дивергенции.

Переходя к описанию горизонтального распределения кремнекислоты в северной части Индийского океана, укажем некоторые особенности развития диатомовых, количество которых в этом районе чрезвычайно мало (0—100 клеток в 1 $м^3$ в слое 0—100 *м*). Исключение составляют несколько пятен к западу от Мальдивских о-вов и в районе архипелага Чагос, где количество диатомовых возрастает до 100—2000 клеток в 1 $м^3$ в слое 0—100 *м*. Чрезвычайно большое количество диатомей отмечалось к юго-востоку от Цейлона (местами до 10000 клеток в 1 $м^3$ в слое 0—100 *м*). Однако

[1] См. статью Зерновой и Иванова, наст. том, стр. 255.

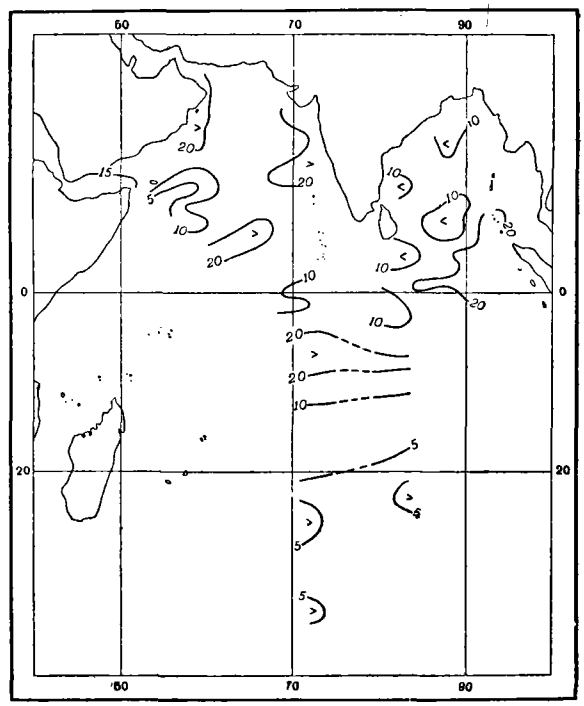


Рис. 7. Распределение кремнекислоты (*мкг-ат/л*) на горизонте 100 *м* (октябрь — март 1961 г.)

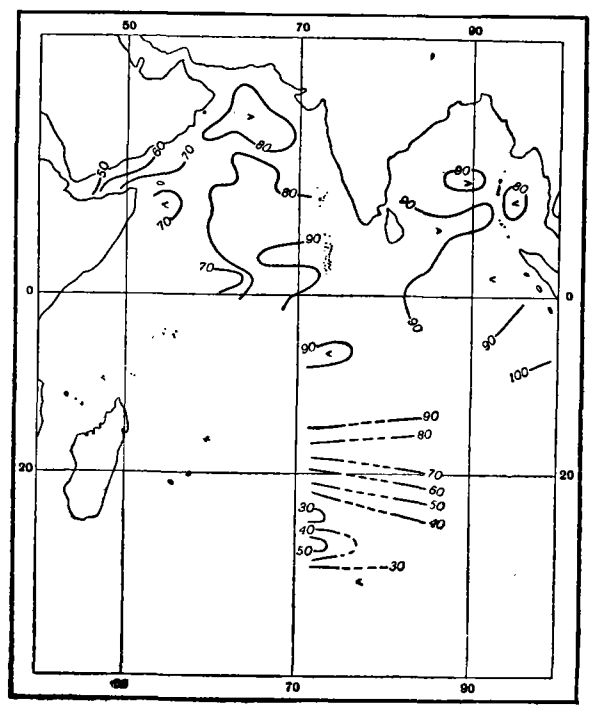


Рис. 8. Распределение кремнекислоты (*мкг-ат/л*) на горизонте 600 *м* (октябрь — март 1961 г.)

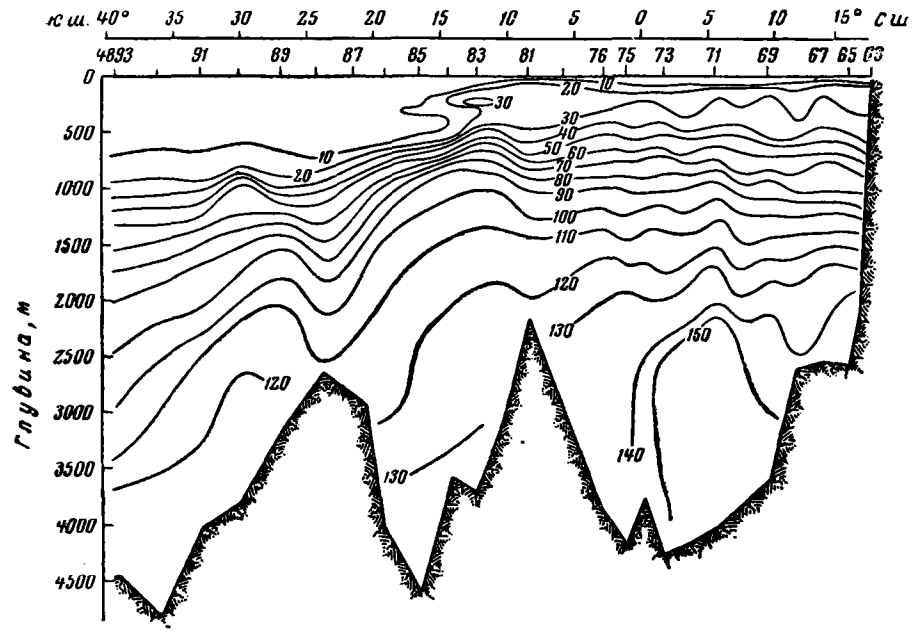


Рис. 9. Распределение кремнекислоты (*мкг-ат/л*) на разрезе по 71° в. д. (7—26 декабря 1960 г.)

увеличение количества диатомовых в этих районах не ведет к уменьшению содержания кремнекислоты, которое, казалось, должно было бы наблюдаться вследствие потребления его планктоном. Напротив, в этих местах наблюдалось повышенное содержание кремнекислоты — более 20 *мкг-ат/л* на 100 *м* (см. рис. 7). Вероятно, расход кремнекислоты в этом случае с избытком компенсируется поступлением из глубинных слоев вследствие подъема вод.

На горизонте 100 *м* отчетливо видно постепенное уменьшение содержания кремнекислоты с севера на юг (от 20 *мкг-ат/л* на 10° ю. ш. до 5 *мкг-ат/л* на 40° ю. ш.).

На горизонте 600 *м* (см. рис. 8) это явление прослеживается также отчетливо: падение содержания кремнекислоты здесь идет от 90 *мкг-ат/л* на 10° ю. ш. до 30 *мкг-ат/л* на 40° ю. ш. На этом горизонте четко выделяется южно-экваториальная дивергенция (между 10—18° ю. ш.). Возрастание содержания кремнекислоты на горизонте 600 *м* у берегов Суматры и Явы связано с подъемом глубинных вод.

Бенгальский залив и Андаманское море. Бенгальский залив по многим физическим и химическим характеристикам схож с Аравийским морем. С биологической точки зрения он также достаточно продуктивен, хотя и в меньшей степени, чем Аравийское море. Поэтому вертикальное распределение биогенных элементов, в том числе и кремнекислоты в Бенгальском заливе во многом повторяет то, что наблюдалось в Аравийском море. Содержание кремнекислоты в поверхностной воде составляет 2—3 *мкг-ат/л*. В скачке плотности отмечается резкое увеличение концентрации кремнекислоты до 10—15 *мкг-ат/л*, которое далее продолжается до самого дна. Максимальная концентрация кремнекислоты составляет 140 *мкг-ат/л*. Эти закономерности для вод Бенгальского залива видны на графике

вертикального распределения (см. рис. 1, ст. 4935) и на разрезе кремнекислоты по 91° в. д. (рис. 10).

Для Андаманского моря характерно такое же вертикальное распределение кремнекислоты, но максимальные концентрации не превышают 90—110 *мкг-ат/л*. Столь пониженную концентрацию кремнекислоты в качестве максимальной для данного случая можно объяснить невозможностью обмена с глубинными водами Бенгальского залива, содержащими большие количества кремнекислоты (наличие подводного хребта).

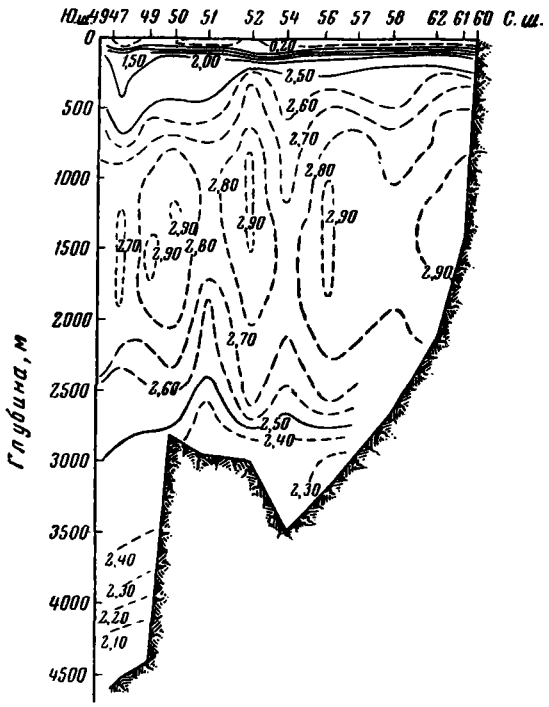


Рис. 10. Распределение кремнекислоты (*мкг-ат/л*) на разрезе через Бенгальский залив по 91° в. д. (9—28 февраля 1961 г.)

Горизонтальное распределение кремнекислоты в водах Бенгальского залива отличается большим однообразием, чем в Аравийском море. Содержание кремнекислоты, равное 20 *мкг-ат/л* на 100 *м* (см. рис. 7), обнаружено здесь только в ограниченных районах северной и юго-восточной части Бенгальского залива и в Андаманском море. В остальной части Бенгальского залива содержание кремнекислоты на горизонте 100 *м* равно 10—15 *мкг-ат/л*, т. е. несколько меньше, чем на этом горизонте в Аравийском море. На горизонте 600 *м* содержание кремнекислоты по акватории Бенгальского залива и Андаманского моря изменяется очень незначительно (80—90 *мкг-ат/л*) (см. рис. 8).

ВЫВОДЫ

1. Содержание в поверхностной воде северной части Индийского океана растворенного фосфатного фосфора определяется степенью развития фитопланктона и величиной первичной продукции. Минимальное количество фосфатов наблюдалось в поверхностной воде Бенгальского залива и Андаманского моря (менее 0,1 *мкг-ат/л*), максимальное в Аравийском море и к юго-востоку от Цейлона (0,40 *мкг-ат/л*).

Распределение фосфатов в Аравийском море и Аденском заливе подвержено сезонным изменениям.

2. Особенности вертикального распределения фосфатов находятся в прямой зависимости от глубины залегания слоя скачка плотности и вертикальных градиентов плотности в нем. В районах с повышенными вертикальными градиентами плотности (Аравийское море, Бенгальский залив) наблюдается быстрое увеличение концентрации фосфатов под слоем скачка. В центральной части океана такое увеличение протекает медленнее, что соответствует более глубокому расположению слоя скачка плотности

и более низким величинам вертикальных градиентов плотности. Максимальные величины (до 2,9 *мкг-ат/л*) и наиболее мощный слой с максимальными концентрациями наблюдается в Аравийском море, Бенгальском заливе и в северной открытой части океана. В центральной части Индийского океана, к югу от 10° ю. ш. максимум фосфатов уменьшается до 2,40 *мкг-ат/л*.

3. Количество суммарного органического фосфора в воде Индийского океана характеризуется низкими величинами (максимальные величины до 0,5 *мкг-ат/л* наблюдаются в Аравийском море). Можно предположить высокую скорость регенерации фосфора.

4. Распределение растворенной кремнекислоты характеризуется равномерным увеличением ее содержания, начинающимся непосредственно под слоем скачка плотности и продолжающимся до самого дна.

SUMMARY

The distribution of the dissolved mineral phosphates and silicates in water of the northern part of the Indian Ocean is given. The content of phosphates in surface water oscillates from 0,1 μ*g-at* P/*l* (Bay of Bengal and Andaman Sea) to 0,4 μ*g-at* P/*l* (Arabian Sea and to south-east of Ceylon) and depends on seasons.

The maximum content of phosphates in the Arabian Sea and the Bay of Bengal is 2,9 μ*g-at* P/*l* and to the south of 10° *S* in the open part of the Indian Ocean the maximum content of phosphates is 2,4 μ*g-at* P/*l*.

The content of total organic phosphorus is not more than 0,5 μ*g-at* P/*l*.

The distribution of dissolved silicates is characterized by constant increasing from the thermocline layer to the bottom. The maximum content of silicates is 150—160 μ*g-at* Si/*l* in the Arabian Sea, 140 μ*g-at* Si/*l* in the Bay of Bengal and 130—140 μ*g-at* Si/*l* in the open northern part of the Indian Ocean.

The content of mineral dissolved phosphates and silicates is compared with water circulation, plankton and seasons.

ЛИТЕРАТУРА

Богоров В. Г., Виноградов М. Е. Некоторые черты распределения биомассы планктона в поверхностных водах Индийского океана зимой 1959/60 г. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. *X* раздел программы МГГ. Изд-во АН СССР, 1961.

Иваненков В. Н., Губин Ф. А. Водные массы и гидрохимия западной и южной части Индийского океана. Труды Морского гидрофиз. ин-та АН СССР, т. 22, 1960.

Исаева А. Б. К методике определения кремния в морской воде. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 24. М., 1958.

Мокиевская В. В. О распределении форм фосфора в водах дальневосточных морей. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 24 (1958).

Пономарева Л. А., Наумов А. Г. Отчет планктонного отряда в 33 рейсе э/с «Витязь». Отчет 33 рейса э/с «Витязь», т. 2, 1961.

«Chinook» Expedit. 29.06—23.08. 1956. Univ. of California, Scripps Inst. Oceanol., La Holla, 1958.

Harvey H. W. The estimation of phosphate and the total phosphorus in sea water. J. Marine Biol. Assoc., v. 27, N 2, 1948.

Takeda Dtsuro. Organic phosphorus in sea water of the Pacific Ocean to the eastern of Honsu Ile. J. Chem. Soc. Japan, v. 77, N 8, 1956.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

В. Н. Иваненков, В. Р. Винтовкин, К. З. Шацков

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КИСЛОРОДА В ВОДАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Наименее изученными районами северной части Индийского океана до последнего времени оставались Аравийское море, Бенгальский залив и Андаманское море. Исследования, проведенные во время 33 рейса э/с «Витязь», в известной мере восполнили этот пробел. Здесь делается попытка обобщить полученные результаты.

О вертикальном распределении кислорода в исследованной части Индийского океана можно судить по данным табл. 1. Наглядное представление о вертикальном распределении кислорода дают разрезы, представленные на рис. 1 и 2.

Таблица 1

Вертикальное распределение кислорода в Аравийском море, Бенгальском заливе, Андаманском море, в районах экватора, южно-экваториальной дивергенции и южной субтропической конвергенции

Горизонт, м	Аравийское море							
	Ст. 4804, 4.XI 1960 г. φ = 17°22′ с. ш. λ = 59°02′ в. д.		Ст. 4851, 24.XI 1960 г. φ = 13°02′ с. ш. λ = 65°53′ в. д.		Ст. 4859, 28.XI 1960 г. φ = 23°20′ с. ш. λ = 66°04′ в. д.		Ст. 4861, 30.XI 1960 г. φ = 20°43′ с. ш. λ = 69°08′ в. д.	
	мкг-ат/л	%	*мкг-ат/л*	%	*мкг-ат/л*	%	*мкг-ат/л*	%
0	418	105	382	97	382	95	367	91
10	420	106	358	92	376	94	360	89
25	315	77	380	97	374	93	365	91
50	152	35	205	49	360	91	215	54
75	41	9	64	15	205	48	85	19
100	24	5	16	3	125	29	20	4
125	18	4	15	3	45	10	13	3
150	14	3	14	3	9	2	5	1
200	46	19	13	3	0	0	0	0
300	50	10	20	4	11	3	0	0
400	19	4	30	6	12	3	0	0
500	35	6	30	6	10	2	0	0
800	36	6	31	5	10	2	0	0
1000	41	7	44	7	12	2	—	—
1500	90	15	90	14	—	—	—	—
2000	162	26	180	29	—	—	—	—
2500	210	32	235	36	—	—	—	—
3000	236	35	275	41	—	—	—	—
3500	258	38	—	—	—	—	—	—
4000	—	—	303	45	—	—	—	—

8*

Таблица 1 (продолжение)

Горизонт, м	Бенгальский залив				Андаманское море		Экватор	
	Ст. 4928, 30.I 1961 г. φ = 26°05′ с. ш. λ = 83°14′ в. д.		Ст. 4954, 13.II 1961 г. φ = 9°37′ с. ш. λ = 90°53′ в. д.		Ст. 4974, 6.III 1961 г. φ = 9°14′ с. ш. λ = 93°40′ в.д.		Ст. 4918, 22.I 1961 г. φ = 0°00″ λ = 83°10′ в. д.	
	мкг-ат/л	%	мкг-ат/л	%	мкг-ат/л	%	мкг-ат/л	%
0	419	101	409	102	412	102	397	102
10	419	101	404	101	409	103	400	103
25	412	101	405	101	409	103	398	102
50	406	100	395	99	406	102	401	103
75	80	19	411	103	345	84	426	108
100	21	5	343	86	190	42	216	49
125	16	4	142	34	122	25	149	32
150	14	3	54	12	72	15	123	25
200	18	4	40	8	58	11	160	32
300	23	4	49	9	67	13	182	35
400	26	5	50	9	76	14	160	30
500	31	6	54	10	81	15	125	23
800	60	10	95	16	105	18	106	18
1000	85	15	115	19	120	20	111	19
1500	155	25	177	28	147	24	190	30
2000	215	33	229	35	159	26	254	39
2500	245	37	260	39	160	26	305	45
3000	—	—	—	—	162	26	315	46
3500	—	—	—	—	160	26	330	48

Горизонт, м	Южно-экваториальная дивергенция				Южно-субтропическая конвергенция	
	Ст. 4885, 20.XII 1960 г. φ = 16°42′ ю. ш. λ = 70°59′ в. д.		Ст. 4901, 2.I 1961 г. φ = 17°36′ ю. ш. λ = 83°09′ в. д.		Ст. 4893, 26.XII 1960 г. φ = 39°24′ ю. ш. λ = 71°19′ в. д.	
	мкг-ат/л	%	мкг-ат/л	%	мкг-ат/л	%
0	412	102	412	101	544	111
10	412	102	409	100	543	111
25	413	102	405	99	553	111
50	421	104	408	100	535	105
75	462	109	450	107	555	109
100	432	101	448	104	520	102
125	422	98	432	99	503	98
150	407	94	440	100	497	97
200	369	83	435	98	508	99
300	360	75	401	84	511	99
400	427	83	455	88	505	96
500	466	86	483	89	507	96
800	270	44	288	48	447	77
1000	222	35	232	37	434	70
1500	235	36	237	37	380	59
2000	288	44	294	44	354	54
2500	335	51	357	53	387	58
3000	360	54	344	51	400	58
3500	364	54	351	52	400	58
4000	410	60	365	54	408	59

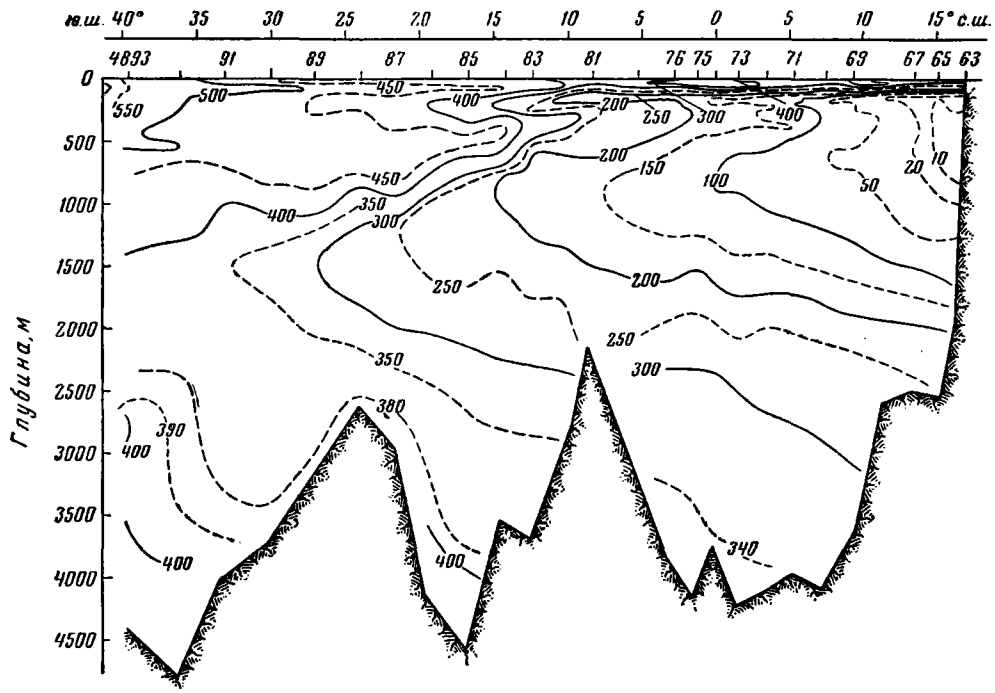


Рис. 1. Вертикальное распределение кислорода (*мкг-ат/л*) на разрезе по 71° в. д. (7—26 декабря 1960 г.)

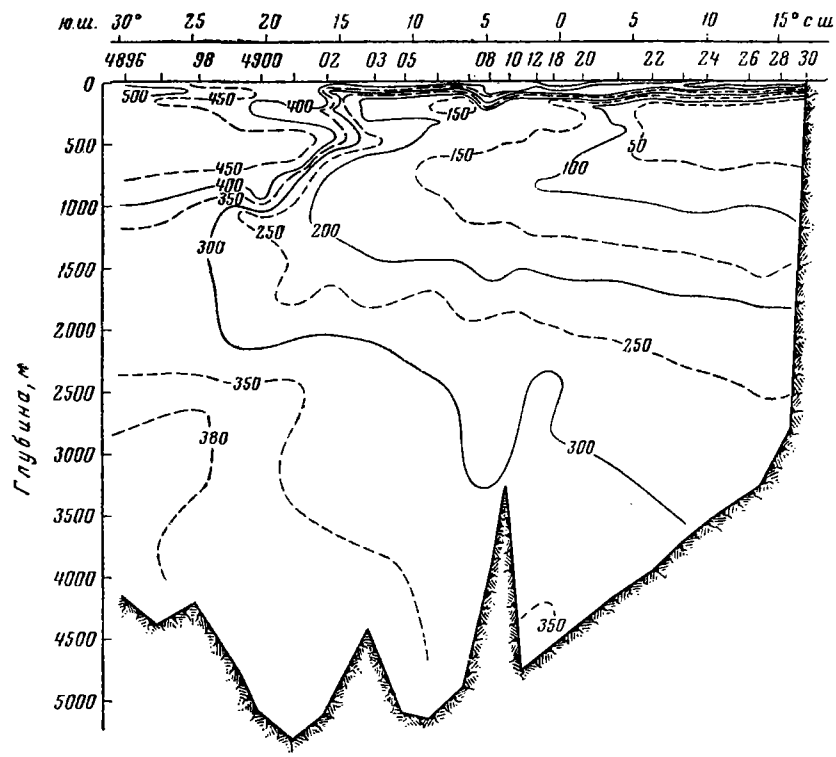


Рис. 2. Вертикальное распределение кислорода (*мкг-ат/л*) на разрезе по 83° в. д. (29 декабря 1960 г.— 30 января 1961 г.)

Максимальное количество кислорода к северу от южно-экваториальной дивергенции, как правило, находится на глубинах 10—25 м, т. е. в слое максимального содержания фитопланктона (см. статью Ю. Г. Кабановой, наст. том, стр. 85). В северо-восточной части Аравийского моря (см. табл. 1, ст. 4851, 4859, 4861), где на глубинах от 150—200 до 800—1000 *м* мы обнаружили сероводород (В. Н. Иваненков и А. Г. Розанов, 1961 г.), максимум кислорода находится не в слое 10—25 *м*, а на поверхности.

К югу от южно-экваториальной дивергенции максимум содержания кислорода находится значительно глубже фотосинтетического слоя (см. рис. 1 и 2): между 10 и 20° ю. ш. преимущественно в слое 50—125 *м*, между 20 и 35° ю. ш.— в слое 50—150 *м* и между 35 и 40° ю. ш.— в слое 50—200—300 *м*. Первый от поверхности промежуточный слой с максимальным содержанием кислорода, являющийся одновременно слоем наибольших величин pH, можно рассматривать как аналог зимнего слоя поверхностной воды морей умеренных широт. Нижняя граница этого слоя летом южного полушария служит хорошим признаком нижней границы зимней конвекции.

Воды Индийского океана к северу и к югу от южно-экваториальной дивергенции различаются между собой не только по характеру вертикального расположения кислородного максимума, но и по характеру вертикального расположения минимума кислорода. К северу от южно-экваториальной дивергенции резкое уменьшение концентрации кислорода по вертикали начинается сразу же от нижней границы фотосинтетического слоя. В Аравийском море, Бенгальском заливе, Андаманском море и в экваториальной зоне нижняя граница фотосинтетического слоя обычно совпадает с верхней границей слоя скачка плотности. В этих районах обычно наблюдаются два слоя скачка плотности. Первый располагается преимущественно на глубинах 40—75 *м*, а второй — на глубинах 100—150 *м*, иногда 150—200 *м*. В первом слое вертикальный градиент плотности достигает в Аравийском море $2000—4000 \cdot 10^{-10}$, а в Бенгальском заливе $2000—8000 \cdot 10^{-10}$. Во втором слое вертикальный градиент плотности несколько меньше, но тоже очень велик — в пределах $1000—2000 \cdot 10^{-10}$.

Резкое уменьшение содержания кислорода происходит уже в первом слое скачка плотности, так как последний ограничивает вертикальное перемешивание, а значит ограничивает и поступление кислорода из фотосинтеетического слоя. Наличие второго скачка плотности препятствует поступланию кислорода в нижележащие слои в еще большей степени. В результоте уже на глубине 100 *м* (см. рис. 6) количество кислорода в восточной пыловине Аравийского моря и в его северо-западном углу становится равным 50—15 *мкг-ат/л* (10—3%), в северо-западном углу Бенгальского залива, а также в районе, прилегающем к Мадрасу (где мы обнаружили сероводород) 50—30 *мкг-ат/л* (10—6%), в Андаманском море—100 *мкг-ат/л* (20%).

Слой с максимальным дефицитом кислорода развит по вертикали в наибольшей степени в Аравийском море, точнее в его северной и северо-восточной частях. Здесь его толщина достигает 1000 *м* (от 150—200 до 1200—1400 *м*), а содержание кислорода в нем равно 20—10 *мкг-ат/л* (3—2%). В южной и юго-западной части Аравийского моря количество кислорода на этих глубинах в несколько раз больше, чем в северо-восточной части моря, и равно 50—30 *мкг-ат/л* (8—5%). Различная концентрация кислорода в западной и восточной половине Аравийского моря на промежуточных глубинах будет объяснена при рассмотрении горизонтального распределения кислорода.

В Бенгальском заливе наименьшие концентрации кислорода находятся в северной и северо-западной частях и занимают слой толщиной 400—500 *м* (от 150 до 500—600 *м*); по своей величине они больше, чем в Аравийском море и составляют 20—40 *мкг-ат/л* (4—7%). В южной и юго-восточной

части Бенгальского залива, так же как и в южной и юго-западной частях Аравийского моря, наименьшие концентрации кислорода выше, чем в северных частях этих морей,— 40—60 *мкг-ат/л* (8—11%).

В Андаманском море резко обедненный кислородом слой имеет такую же толщину, как и в Бенгальском заливе, но располагается он несколько глубже — в слое 200—700 *м* и количество кислорода в нем несколько больше, чем в Бенгальском заливе,— 50—80 *мкг-ат/л* (9—15%).

В экваториальной полосе, в зоне южно-экваториальной дивергенции и к югу от нее, почти до зоны субтропической конвергенции единый слой низкого содержания кислорода расчленяется слоем с большим содержанием кислорода, сформированным в зоне субтропической конвергенции и двигающимся к северу (В. Н. Иваненков и Ф. А. Губин, 1960). Эти вклинивающиеся воды отчетливо видны на рис. 1 и 2 между 37° ю. ш. и 7° с. ш. в слое 300—600 *м*. Верхний слой пониженного содержания кислорода располагается преимущественно на глубинах 100—250 *м* (до 10—12° ю. ш.), а южнее — на глубинах 150—300 и 200—400 *м*. Второй слой пониженного содержания кислорода находится на глубинах 600—1200 *м*, причем углубляется с севера на юг. Концентрация кислорода во втором слое значительно меньше, чем в первом.

По достижении наименьшей концентрации количество кислорода ко дну постепенно возрастает. Таков обычный характер вертикального распределения кислорода во всех частях Мирового океана, куда поступают обогащенные кислородом придонные антарктические (или арктические) воды. Северная часть Индийского океана в этом отношении не представляет исключения. В те части океана, куда вода антарктического происхождения не поступает, как, например, в Андаманское море ниже глубины порога, отделяющего это море от Бенгальского залива, количество кислорода до дна остается практически постоянным (почти на протяжении 2000 *м*).

Такой же характер вертикального распределения в котловине Андаманского моря имеют температура, соленость, углекислота, фосфаты и кремнекислота (в пределах точности определений). Постоянство концентрации кислорода, углекислоты, фосфатов и кремния указывает на то, что биохимическое потребление кислорода на глубинах более 2000 *м* есть величина постоянная, близкая к нулю. Эти наблюдения подтвердили вывод Б. А. Скопинцева (1950 г.) о постоянстве годового биохимического потребления кислорода (БПК) в океане на глубинах более 2000 *м*. Используя данные Б. А. Скопинцева, мы принимали величину годового БПК на глубинах более 2000 *м*, равной 0,04 *мл/л* (В. Н. Иваненков и Ф. А. Губин, 1960). Однако фактически эта цифра, по-видимому, еще меньше.

Разрезы дают наглядное представление о вертикальном сечении части океана за относительно большой период времени (от нескольких суток до месяца при трансокеанских разрезах), в предположении, что между станциями изменения элемента происходят равномерно, а суточными изменениями можно пренебречь. По изгибу изолиний на разрезах можно судить о зонах конвергенции и дивергенции вод. Если изолинии такого элемента как кислород, имеют выпуклость, направленную вверх, то ее вершина показывает зону максимального подъема вод. Если такая выпуклость направлена вниз, то ее вершина показывает зону максимального опускания вод. «Языки» пониженного или повышенного содержания кислорода в горизонтальном направлении в некоторых случаях (если такие «языки» имеются по нескольким элементам в одном слое) указывают на поступление вод из одних районов в другие. Замкнутые изолинии в виде «колец» на разрезах представляют собой сечение указанных «языков».

Мы не делаем подробных описаний разрезов по кислороду, так как на рис. 1 и 2 они показаны достаточно наглядно. Остановимся только на вы-

делении фронтальных зон и районов «постоянных» течений, которые были пересечены рассматриваемыми разрезами.

По повышенному содержанию кислорода (см. рис. 1, 3, 5 и 6) можно выделить основной стрежень Сомалийского течения к юго-востоку от м. Гвардафуй (>410—420 *мкг-ат/л*, см. рис. 6). В полосе между 55° и 60° в. д. это течение разделяется на четыре ветви: северную, северо-восточную, восточную и юго-восточную (>400 *мкг-ат/л*, см. рис. 6); на разрезе по 71° в. д. (см. рис. 1) отчетливо видны пересечения северо-восточной, восточной и юго-восточной струй Сомалийского течения по максимальному содержанию кислорода в верхнем слое 50—100 *м* и небольшому прогибу изоксиген выпуклостью вниз в районе 15,9 и 1° с. ш. К северу и югу от восточной ветви Сомалийского течения находятся зоны дивергенции (<390 *мкг-ат/л*, см. рис. 5) с осями на 13 и 7° с. ш. В районе экватора юго-восточная ветвь Сомалийского течения сливается с Экваториальным противотечением. На 71° в. д. и 83° в. д. противотечение заметно по максимальному содержанию кислорода в слое 0—150 *м* и прогибу изоксиген выпуклостью вниз.

На рис. 1 и 2 наиболее отчетливо выступает зона подъема вод в области южно-экваториальной дивергенции. На поверхности и в слое 0—100 *м* по 71° в. д. она отмечается в районе 8—10° ю. ш., а по 83° в. д.— между 15 и 17° ю. ш. В более глубоких слоях фронтальная зона смещается к югу.

В районе 25° ю. ш. намечается область опускания вод, а у 35° ю. ш.— небольшая зона подъема (см. рис. 1). Зона субтропической конвергенции, во время 33 рейса «Витязем» не была пересечена, но судя по распределению всех гидрохимических элементов эта зона находилась летом южного полушария на меридиане 71° в. д. примерно на 41—42° ю. ш. Кроме указанных фронтальных зон, хорошо выделяется небольшая зона дивергенции к востоку от о-ва Цейлон.

О горизонтальном распределении кислорода в северной половине океана можно судить по карте степени насыщения воды кислородом [1] на поверхности (см. рис. 3), по карте минимальной концентрации кислорода (рис. 4) и по картам распределения кислорода на горизонтах 0,100, 600, 1000 и 2000 *м* (рис. 5—9). Горизонты 0 и 100 *м* выбраны потому, что они характеризуют верхнюю и нижнюю границы поверхностной воды, горизонты 600 и 1000 *м* для характеристики вод на промежуточных глубинах и горизонт 2000 *м* для характеристики глубинной воды.

Степень насыщения воды кислородом на поверхности и количество кислорода показаны на рис. 3 и 5, причем при построении рис. 3 учтены материалы, полученные во время 31 рейса э/с «Витязь». На рис. 3 хорошо видны области с интенсивно развитым фитопланктоном, где происходит выделение кислорода из воды в атмосферу (это области, где насыщение воды кислородом больше 104%). К ним относится западная часть океана от Оманского залива до 5—7° ю. ш., район Сомалийского течения и его ветвей, часть экваториальной зоны к западу от Мальдивских о-вов, Андаманское море и зона к югу от 25° ю. ш. На этом же рисунке видны области с дефицитом кислорода на поверхности, в которых происходит поглощение кислорода водой из атмосферы. Это северо-восточная часть Аравийского моря, где в подповерхностных слоях обнаружен сероводород, в двух зонах дивергенции к северу и к югу от восточной ветви Сомалийского течения и к востоку от северной оконечности о-ва Цейлон. Если обратиться к рис. 5, то начиная примерно от 25—30° ю. ш. ярко проявляется зависимость между возрастанием количества кислорода и понижением температуры на поверхности.

[1] Растворимость кислорода принята не по Фоксу, а по Трусдейлу, так как данные Фокса завышены на 20—30 *мкг-ат/л*, что искусственно занижало степень насыщения на 5—6,5% при температуре воды 20—25°.

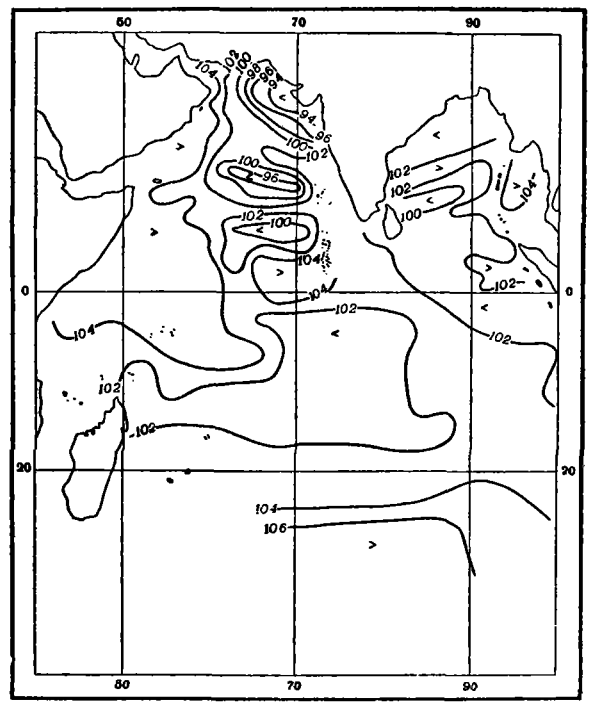


Рис. 3. Карта степени насыщения воды кислородом (%) на поверхности (октябрь 1959 г.— апрель 1960 г.; октябрь 1960 г.— март 1961 г.)

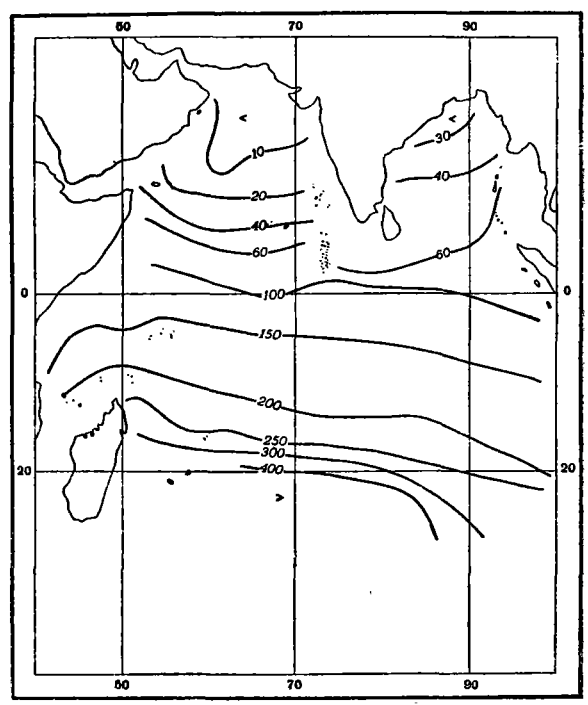


Рис. 4. Карта распределения минимальной концентрации кислорода (*мкг ат/л*) (октябрь 1959 г. — апрель 1960 г., октябрь 1960 г.— март 1961 г)

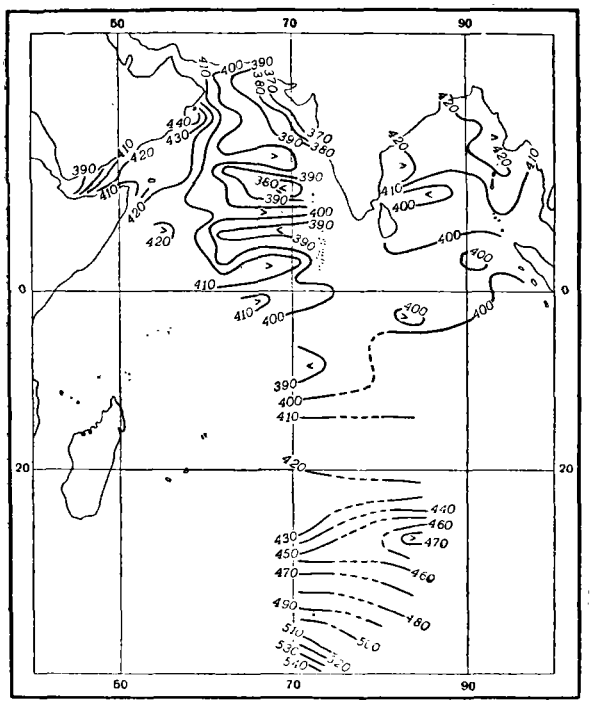


Рис. 5. Карта распределения кислорода (*мкг-ат/л*) на поверхности (октябрь 1960 г.— март 1961 г.)

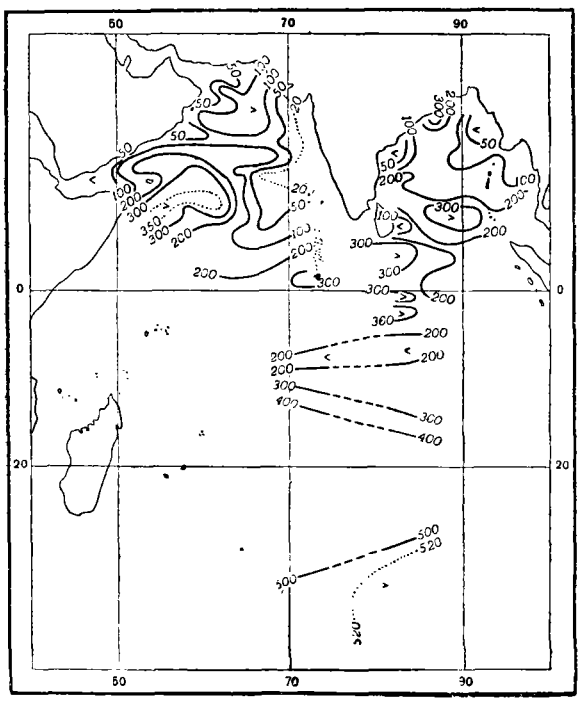


Рис. 6. Карта распределения кислорода (*мкг-ат/л*) на горизонте 100 *м* (октябрь 1960 г.— март 1961 г.)

По картам распределения кислорода (или любого другого элемента) на различных поверхностях можно судить о зонах подъема и опускания вод, о районах интенсивного и слабого вертикального перемешивания, а также о границах распространения вод того или иного происхождения, если хорошо известны закономерности вертикального распределения этого элемента.

На горизонте 100 *м* (см. рис. 6), к северу от южно-экваториальной дивергенции источником повышенных концентраций кислорода могут быть только вышележащие воды, и районы с повышенным содержанием кислорода являются либо районами опускания вод (в средних частях антициклонических циркуляций, в зонах конвергенции), либо районами интенсивного вертикального перемешивания (зоны крупных, «постоянных» течений). На рис. 6 хорошо видна область антициклонического круговорота в северной части Аравийского моря ($>$100—150 *мкг-ат/л*), Сомалийское течение ($>$300 *мкг-ат/л*) и его ветви (100—150 *мкг-ат/л*), Муссонное течение к югу от о-ва Цейлон ($>$200—300 *мкг-ат/л*), Экваториальное противотечение ($>$250—300 *мкг-ат/л*), антициклонический круговорот в южной части Бенгальского залива ($>$250—300 *мкг-ат/л*).

Источником пониженных концентраций кислорода на горизонте 100 *м* могут быть только нижележащие обедненные кислородом воды, и районы с пониженным содержанием кислорода на горизонте 100 *м* могут быть либо районами подъема вод (зоны дивергенции, средние области циклонических циркуляций), либо районами слабого вертикального перемешивания либо областями формирования пониженных концентраций кислорода. На рис. 6 отчетливо видна зона южно-экваториальной дивергенции, область дивергенции к востоку от южной части о-ва Цейлон и области формирования пониженных концентраций кислорода в восточной половине Аравийского моря и в северо-восточной части Бенгальского залива.

На горизонтах 600 и 1000 *м* (рис. 7 и 8) районы опускания вод уже не видны, но районы их подъема еще заметны, например, область южно-экваториальной дивергенции ($<$470 *мкг-ат/л* на горизонте 600 *м* и $<$350—300 *мкг-ат/л* на горизонте 1000 *м*). Рис. 7 и 8 приведены в основном для показа районов формирования низких концентраций кислорода в северных частях Аравийского моря и Бенгальского залива. Выше мы обращали внимание на различие в характере распределения кислорода и его величине на промежуточных глубинах в западных и восточных частях Аравийского моря и Бенгальского залива. Все изолинии кислорода (см. рис. 4, 7 и 8) в Аравийском море изогнуты выпуклостью на север в западной части, а в Бенгальском заливе — в восточной части. Это явно указывает на антициклоническую циркуляцию вод на промежуточных глубинах в первом случае и циклоническую циркуляцию во втором, так как источник повышенных концентраций кислорода в этих морях находится только в их южной части.

Минимальная концентрация кислорода в северной части Индийского океана показана на рис. 4 (карта построена по материалам 31 и 33 рейсов э/с «Витязь»). В тех районах, где появляются два минимума кислорода, на карту положен нижний минимум, так как он имеет меньшие значения. Из рис. 4 видно, что: а) наименьшие концентрации кислорода находятся в северо-восточной части Аравийского моря ($<$10 *мкг-ат/л*) и в северо-западной части Бенгальского залива ($<$30 *мкг-ат/л*); б) зональное уменьшение наименьшей концентрации кислорода направлено с юга на север; в) величина минимальной концентрации кислорода в Бенгальском заливе и Андаманском море больше, чем в Аравийском море; г) величины минимальной концентрации в западной части Аравийского моря больше, чем в восточной, а в восточной части Бенгальского залива больше, чем в западной.

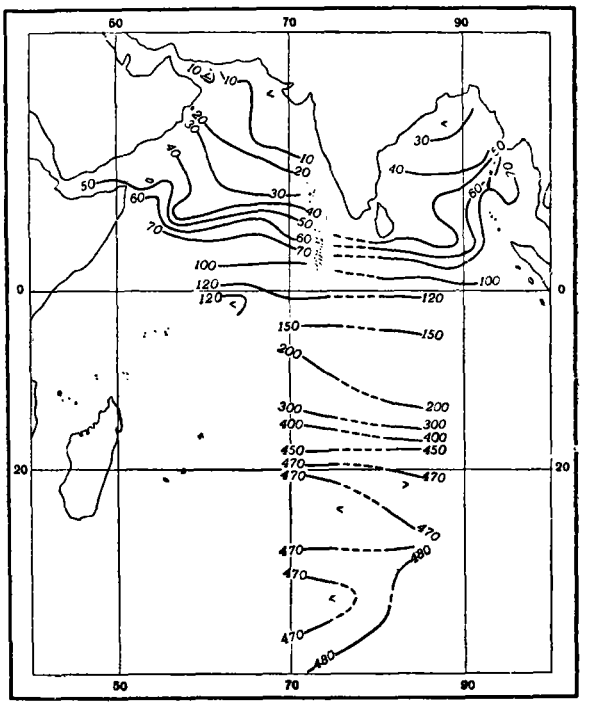


Рис. 7. Карта распределения кислорода (*мкг-ат/л*) на горизонте 600 *м* (октябрь 1960 г.—март 1961 г.)

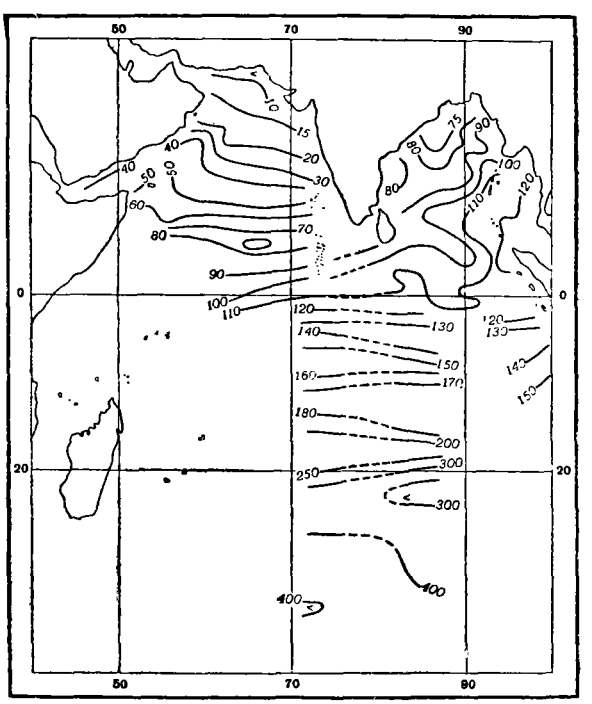


Рис. 8. Карта распределения кислорода (*мкг-ат/л*) на горизонте 1000 *м* (октябрь 1960 г.— март 1961 г.)

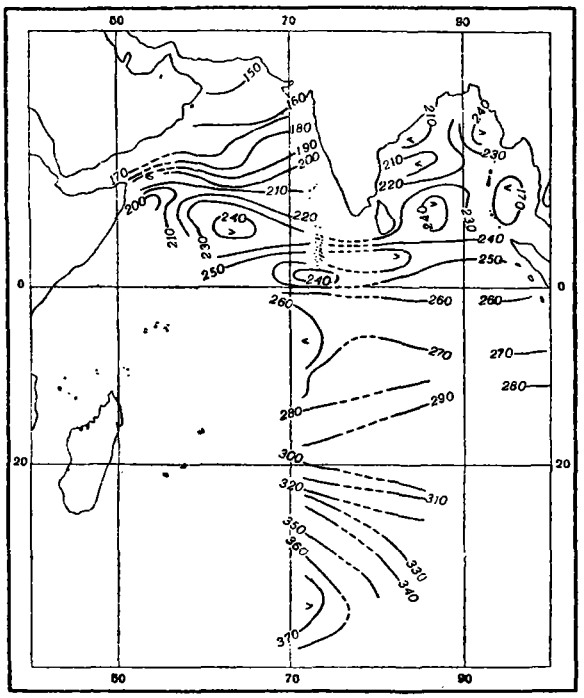


Рис. 9. Карта распределения кислорода (*мкг-ат/л*) на горизонте 2000 *м* (октябрь 1960 г.— март 1961 г.)

Образованию наименьших концентраций кислорода в северной и северо-восточной частях Аравийского моря, захватывающих слой толщиной почти 1000 *м*, способствуют три фактора: 1) небольшое вертикальное перемешивание при наличии двух или трех максимумов плотности в слое 50—150—200 *м*, что ведет к незначительному поступлению кислорода в нижележащие слои сверху; 2) наличие двух зон дивергенции на южной границе Аравийского моря к северу и югу от восточной ветви Сомалийского течения, что препятствует поступлению на промежуточных глубинах с юга вод, обогащенных кислородом; 3) наличие сероводорода на промежуточных глубинах, на окисление которого расходуется растворенный в воде кислород.

В Бенгальском заливе полностью действует первый фактор и частично второй и третий факторы. Благодаря тому, что последние два фактора действуют только частично, минимальные концентрации кислорода в Бенгальском заливе больше, чем в Аравийском море.

Горизонтальное распределение кислорода на глубине 2000 *м* (на самом нижнем горизонте, обеспеченном более или менее достаточным числом наблюдений) показано на рис. 9. Количество кислорода на горизонте 2000 *м* зонально уменьшается с юга на север от 370 *мкг-ат/л* (54%) на 35° ю. ш. до 150 *мкг-ат/л* (22%) в северной части Аравийского моря и до 210 — 240 *мкг-ат/л* (33—36%) в северной части Бенгальского залива.

Построить карты распределения кислорода на горизонтах 3000 и 4000 *м* пока невозможно, так как они не обеспечены достаточным количеством станций. Но по имеющимся скудным данным можно утверждать, что и на горизонтах 3000 и 4000 *м* характер распределения кислорода такой же, как и на горизонте 2000 *м* (табл. 2).

Таблица 2

Уменьшение количества кислорода от 40° ю. ш. до северных частей Аравийского моря и Бенгальского залива

Горизонт, *м*	Северная часть Аравийского моря		Северная часть Бенгальского залива	
	ΔO_2, *мкг-ат/л*	ΔO_2 (степень насыщения), %	ΔO_2, *мкг-ат/л*	ΔO_2 (степень насыщения), %
2000	250	32	150	20
3000	155	22	100	12
4000	128	17	88	10

Различия в уменьшении количества кислорода на горизонтах 2000, 3000 и 4000 *м* в Аравийском море и Бенгальском заливе вызываются двумя основными причинами: различиями в рельефе дна и различным содержанием кислорода в слое его минимальной концентрации.

Аравийская котловина отделяется от южных частей океана Аравийско-Индийским хребтом с глубинами над ним менее 3000 *м*. Два прохода из Сомалийской котловины в Аравийскую имеют глубины менее 4000 *м*. Все это затрудняет беспрепятственное поступление большого количества обогащенных кислородом придонных вод из Антарктики. В Бенгальском заливе таких преград нет. В Аравийском море слой с пониженной концентрацией кислорода имеет большую толщину и содержит кислорода меньше, чем такой же слой в Бенгальском заливе. А именно при турбулентном обмене с этим слоем глубинные и придонные воды теряют свой кислород.

Если к этому добавить, что в турбулентном обмене между глубинными водами и вышележащими слоями в Аравийском море принимает участие относительно меньшее количество придонной воды антарктического происхождения, чем в Бенгальском заливе, то указанные выше различия между Аравийским морем и Бенгальским заливом будут вполне понятны.

Чем меньше содержание кислорода в вышележащих слоях, тем меньше его и в нижележащих слоях. Этот вывод универсален для всех частей океана для слоев ниже 500—1000 *м* (исключение составляют моря, отделенные от океана порогами).

ВЫВОДЫ

1. В большей части исследованных районов Индийского океана количество кислорода на поверхности было на 2% больше величины его растворимости. В тех районах океана, где существует интенсивное вертикальное перемешивание вод и хорошо развит фитопланктон, поверхностный слой обогащен кислородом (104—120%). В зонах дивергенции и в циклонических круговоротах степень насыщения воды кислородом даже на поверхности была 99—97% (несмотря на повышенную биомассу фитопланктона).

В северо-восточной части Аравийского моря, где верхняя граница заражения сероводородом находится на глубине 150—200 *м*, влияние вертикального перемешивания и подъема вод при зимнем муссоне приводит к тому, что даже на поверхности наблюдается дефицит кислорода 2—7%.

2. На промежуточных глубинах от 150—200 до 600—1200 *м* в результате отрицательного баланса кислорода развивается слой с очень большим дефицитом кислорода. В Аравийском море минимальная концентрация кислорода равна 20—10 *мкг-ат/л* и в северо-восточном углу моря равна нулю.

В Бенгальском заливе минимальная концентрация кислорода имеет большее абсолютное значение, чем в Аравийском море (30—20 *мкг-ат/л*), так как в Бенгальском заливе нет фронтальных зон, затрудняющих приток обогащенных кислородом вод с юга, а заражение сероводородом не имеет такого большого значения, как в Аравийском море.

3. По характеру горизонтального распределения кислорода на промежуточных глубинах можно сделать заключение, что в Аравийском море на этих глубинах существует антициклональная циркуляция вод, а в Бенгальском заливе — циклональная.

4. Вторжение промежуточных вод с высоким содержанием кислорода в слой с низким содержанием создает видимость двух слоев минимума. Появление летом южного полушария зимнего слоя субтропической воды с повышенным содержанием кислорода еще более усложняет картину.

5. На глубинах ниже слоя минимальной концентрации кислорода почти везде в исследованном районе наблюдается увеличение количества кислорода благодаря влиянию придонных вод антарктического происхождения.

В Андаманском море, отделенном порогами от открытых частей Индийского океана, приток придонных антарктических вод прекращается и количество кислорода остается практически неизменным от глубины порога до самого дна. По-видимому, годовое биохимическое потребление кислорода на глубинах более 1500—2000 *м* является величиной постоянной и близкой к нулю (0,04—0,02 *мл/л*) не только в морях типа Андаманского, но и во всем океане.

6. Положение фронтальных зон, выделенных на основании распределения кислорода и других химических элементов и полученных по распределению температуры и солености (см. статью Ю. А. Иванова, наст. том, стр. 22), полностью совпадают.

SUMMARY

1. The quantity of dissolved oxygen at the surface exceeded its solubility by more than 10—20 μ*g-at/l*. In regions of upwelling we observed 2—3% of deficit. In the north-eastern part of the Arabian Sea the deficit of dissolved oxygen reached 4—7% and H_2S was discovered in intermediate layers.

2. In the Arabian Sea layers with a content of oxygen of < 20 μ*g-at/l* were situated at a depth of 125—150 *m* to 100—1250 *m*. In the north-eastern part of the Arabian Sea there was no oxygen between 250 *m* and the bottom (800—1000 *m*).

3. In the Bay of Bengal the layers with the oxygen content of 20—50 μ*g-at/l* were at the depth of 150—700 *m*.

4. In the Andaman Sea the quantity of oxygen is constant (160 μ*g-at/l*) between 1500 *m* and the bottom (3700—4000 *m*).

ЛИТЕРАТУРА

Иваненков В. Н., Губин Ф. А. Водные массы и гидрохимия западной и южной частей Индийского океана. Труды Морского гидрофиз. ин-та, т. 22, 1960.

Иваненков В. Н., Розанов А. Г. Сероводородное заражение промежуточных слоев Аравийского моря и Бенгальского залива. Океанология, т. 1, вып. 3, 1961.

Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус). Труды Гос. океанограф. ин-та, вып. 17 (29), 1950.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

В. Н. Иваненков

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ (PCO_2, pH, Alk/Cl) В ВОДАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В настоящей работе делается попытка показать особенности и закономерности распределения парциального давления растворенной двуокиси углерода, величины pH и щелочно-хлорного коэффициента в северной и центральной частях Индийского океана в основном по материалам, полученным в течение 33 рейса э/с «Витязь».

§ 1. ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ CO_2 И pH

Вертикальное распределение PCO_2 и pH на некоторых станциях в Аравийском море, Бенгальском заливе и Андаманском море, на экваторе, в зоне южно-экваториальной дивергенции и в самом южном районе исследования (30—40° ю. ш.) показано на рис. 1 и 2. Пространственное вертикальное распределение PCO_2 и величина pH показаны на рис. 3 и 4.

Даже при первом взгляде на указанные рисунки видно следующее: а) минимальное значение PCO_2 и максимальная величина pH приурочена к фотосинтетическому слою; б) в слое первого от поверхности скачка плотности наблюдается скачок значений PCO_2 и pH; в) чем глубже расположен скачок плотности, тем глубже находится скачок PCO_2 и pH; г) максимальная величина PCO_2 (и соответственно минимальное значение pH) находится в подповерхностных и промежуточных слоях и, в зависимости от района, занимает глубины от 200—300 до 600—1200 *м*.

Наименьшее значение PCO_2 и наибольшее значение pH к северу от южно-экваториальной дивергенции находятся преимущественно на горизонтах 0,10 и 25 *м* и определяются, главным образом, биомассой фитопланктона и величиной первичной продукции.

К югу от зоны южно-экваториальной дивергенции минимум PCO_2 ($2{,}7—3{,}1 \cdot 10^{-4}$ *атм*) и максимум pH (8,22—8,18) находятся ниже фотосинтетического слоя (см. рис. 3 и 4), на глубинах 50—150—250 *м*, т. е. в слое максимального содержания кислорода.

Резкий скачок в величинах PCO_2 и pH в Аравийском море, Бенгальском заливе и Андаманском море находится на глубинах от 50—70 до 150—200 *м*, т. е. на глубинах слоя скачка плотности. В этом слое PCO_2 увеличивается от $3{,}1—4{,}1 \cdot 10^{-4}$ до $10—11{,}5 \cdot 10^{-4}$ *атм*, а pH уменьшается от 8,19—8,09 до 7,75—7,69 (см. рис. 1). Это вызвано окислением органического вещества, не успевшего разложиться в фотосинтетическом слое. Сохранению больших значений PCO_2 способствует наличие слоя скачка плотности с очень большими вертикальными градиентами, ограничивающего вертикаль-

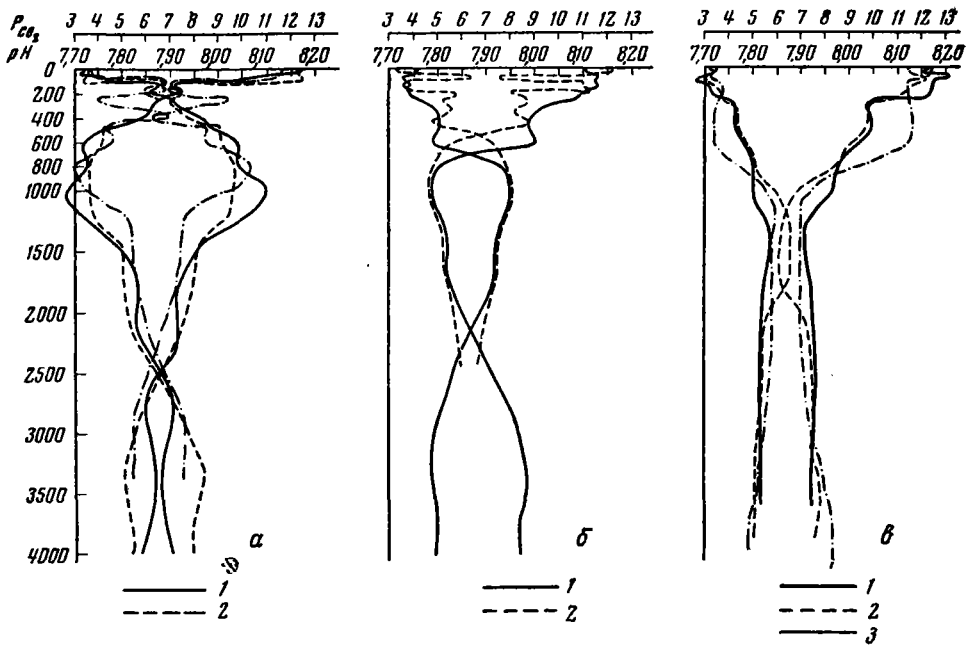


Рис. 1. Вертикальное распределение PCO_2 ($n \cdot 10^{-4}$ *атм*) и $pH_в$

а — северная часть Аравийского моря: *1* — ст. 4804, 4 ноября 1960 г.; 17°22′ с. ш., 59°02′ в. д.; *2* — ст. 4859, 26 ноября 1960 г., 19°15′ с. ш., 65°06′ в. д.; *б* — южная часть Аравийского моря: *1* — ст. 4791, 31 октября 1960 г., 9°24′ с. ш., 54°57′ в. д.; *2* — ст. 4851, 24 декабря 1960 г., 13°02′ с. ш., 65°53′ в. д.; *в* — Бенгальский залив и Андаманское море; *1* — ст. 4928, 3 января 1961 г., 26°05′ с. ш.; 83°14′ в. д.; *2* — ст. 4954, 13 марта 1961 г., 9°36′ с. ш.; 90°53′ в. д.; *3* — ст. 4974, 6 марта 1961 г., 9°14′ с. ш., 93°41′ в. д.

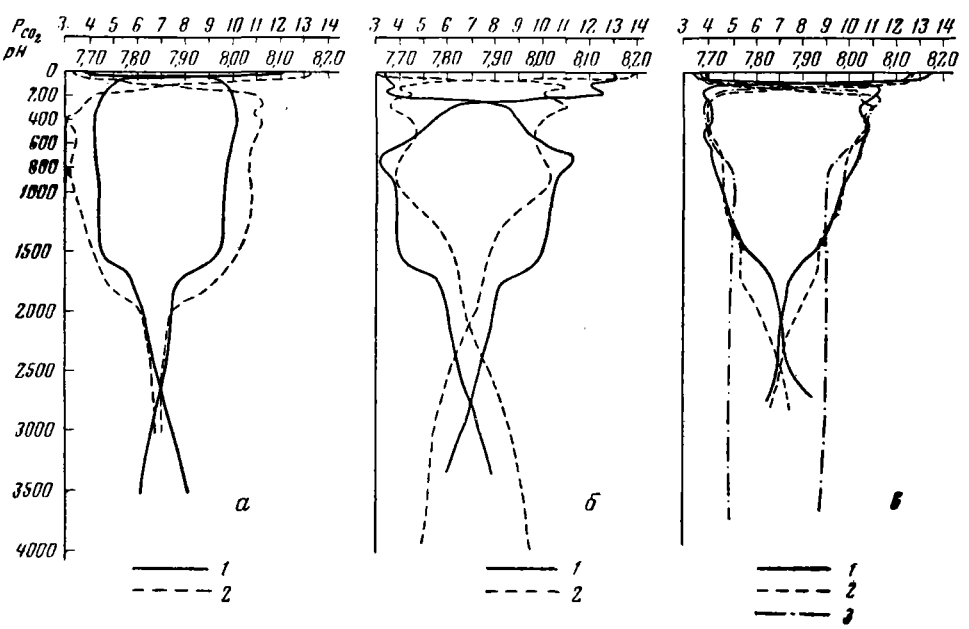


Рис. 2. Вертикальное распределение PCO_2 ($n \cdot 10^{-4}$ *атм*) и $pH_в$

а — район экватора: *1* — ст. 436, 16 ноября 1960 г., 0°2′ ю. ш., 62°17′ в. д.; *2* — ст. 4918, 20 января 1961 г., 0°5′ ю. ш., 83°10′ в. д.; *3* — ст. 4874, 12 декабря 1960 г., 0°1′ с. ш., 70°53′ в. д.; *б* — район южно-экваториальной дивергенции: *1* — ст. 4885, 20 декабря 1960 г.; 16°42′ ю. ш., 70°59′ в. д.; *2* — ст. 4902, 3 января 1961 г., 15°06′ ю. ш., 82°57′ в. д.; *в* — район 30—40° ю. ш.; *1* — ст. 4890, 24 декабря 1960 г., 30°01′ ю. ш., 70°23′ в. д.; *2* — ст. 4896, 29 декабря 1960 г. 20°57′ ю. ш., 83°01′ в. д.; *3* — ст. 4893, 26 декабря 1960 г., 39°24′ ю. ш., 71°19′ в. д.

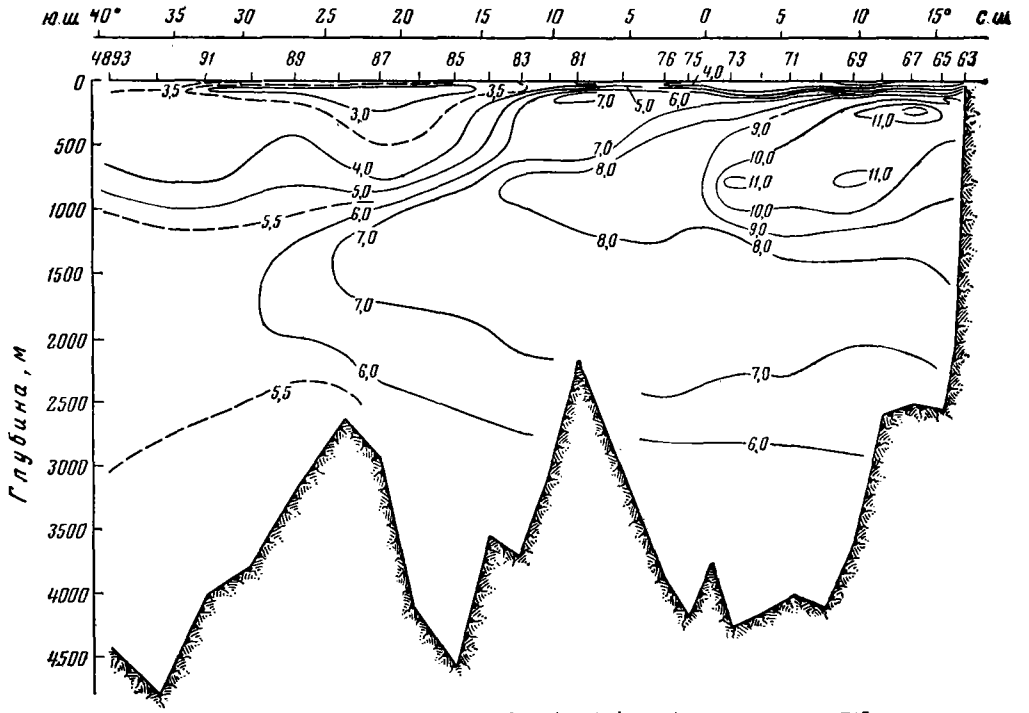


Рис. 3. Вертикальное распределение PCO_2 ($n \cdot 10^{-4}$ *атм*) на разрезе по 71° в. д. (7—26 декабря 1960 г.)

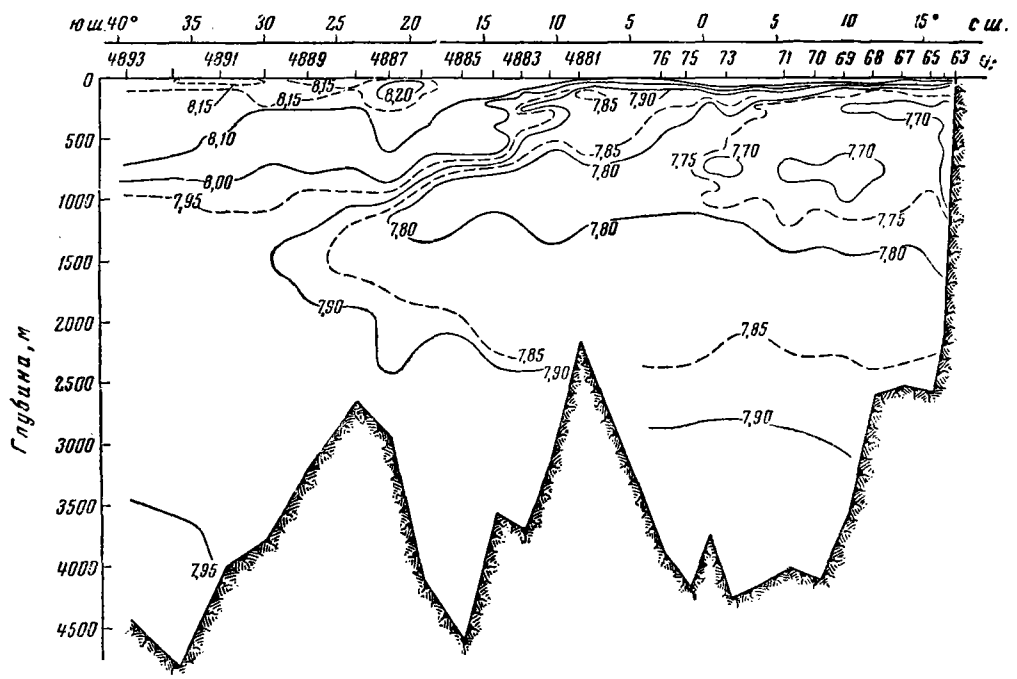


Рис. 4. Вертикальное распределение $pH_в$ на разрезе по 71° в. д. (7—26 декабря 1960 г.)

ный обмен с вышележащими слоями. В районах интенсивного вертикального перемешивания, например, в стрежне Сомалийского течения (см. рис. 1, *б*) в районе экватора и в зоне южно-экваториальной дивергенции (см. рис. 2, *а*, *б*), глубина первого от поверхности слоя скачка плотности увеличивается, вертикальные градиенты плотности в нем уменьшаются, положение скачка PCO_2 и pH углубляется.

Самые большие значения PCO_2 ($11—12 \cdot 10^{-4}$ *атм*) и самые малые значения pH (7,70—7,65) характерны только для Аравийского моря, Бенгальского залива и Андаманского моря. Эти значения достигаются уже на глубинах 125—250 *м* в Аравийском море и Бенгальском заливах и на глубинах 250—300 *м* в Андаманском море, простираясь до глубин 600—1000 *м* в Аравийском море и до 500—600 *м* в Бенгальском заливе и Андаманском море. В экваториальной, тропической и субтропической зонах максимальные значения ($10—9 \cdot 10^{-4}$, $8 \cdot 10^{-4}$ *атм* и $6 \cdot 10^{-4}$ *атм* соответственно) намного меньше, чем в Аравийском море. Положение максимальных значений PCO_2 (и минимальных величин pH) углубляется с севера на юг от 600—800 *м* до 1200—1400 *м*.

§ 2. ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ CO_2 И pH

Распределение парциального давления CO_2 на поверхности показано на рис. 5, а распределение величины pH на горизонтах 0, 100, 600, 1000 и 2000 *м* — на рис. 6, 7, 8, 9 и 10.

В исследованном районе океана PCO_2 на поверхности изменяется в широких пределах — от 3,1 до $4,3 \cdot 10^{-4}$ *атм*. По определениям С. В. Люцерева, проведенным во время 31 рейса «Витязя», среднее парциальное давление CO_2 в воздухе (в 4 *м* от поверхности) в северной тропической воздушной массе равно $3,4 \cdot 10^{-4}$ *атм* (во влажном воздухе) и в южной тропической воздушной массе равно $3,2 \cdot 10^{-4}$ *атм* (Бруевич и Люцарев, 1961).

Возможно, что в период октябрь 1960 — март 1961 г. средняя величина PCO_2 в атмосфере осталась такой же, как и в октябре 1959 — апреле 1960 г. Если это так, то в тот период, когда «Витязь» совершал свой 33 рейс, происходило выделение CO_2 из воды в атмосферу, так как величина PCO_2 в воде на поверхности равна в среднем $3,6 \cdot 10^{-4}$ *атм*. Только в северо-восточной части Аравийского моря, западной части Аденского залива, в северной и северо-западной частях Бенгальского залива, в районе, примыкающем к субтропической конвергенции, и ряде мелких пятен на 83° в. д. от 20° ю. ш. до 5° с. ш. PCO_2 в воде меньше, чем в воздухе. В этих районах происходило поглощение CO_2 водой из атмосферы.

На большей части исследованной во время 33 рейса площади Индийского океана наблюдалось обычное совпадение низкого парциального давления CO_2 (высоких величин pH) с пересыщением воды кислородом, так как эти оба процесса являются результатом фотосинтеза. В северо-восточной части Аравийского моря, где в подповерхностных слоях мы обнаружили сероводород (В. Н. Иваненков и А. Г. Розанов, 1961), указанного соответствия нет: на поверхности наблюдался значительный дефицит кислорода, PCO_2 было минимально и равно $3,1—3,3 \cdot 10^{-4}$ *атм* (максимальная величина pH достигала 8,19—8,17). По данным Ю. Г. Кабановой, а также В. В. Зерновой (см. статьи в наст. томе), этот район на поверхности характерен довольно большой первичной продукцией, численностью и биомассой фитопланктона. Отсюда можно сделать заключение, что в данном районе величины pH и PCO_2 в большей степени, чем кислород, отражают интенсивность фотосинтеза. Необычное сочетание дефицита кислорода при интенсивном фотосинтезе и малых величинах PCO_2 можно объяснить

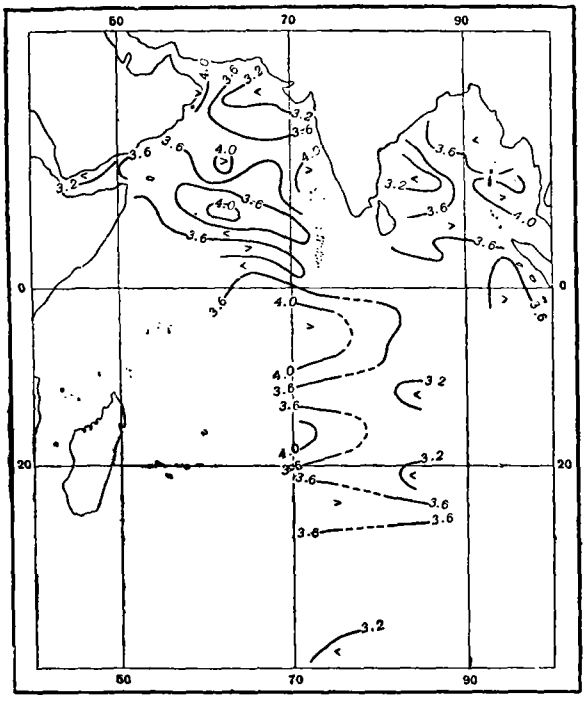


Рис. 5. Распределение PCO_2 ($n \cdot 10^{-4}$ *атм*) на поверхности (октябрь 1960 г.—март 1961 г.)

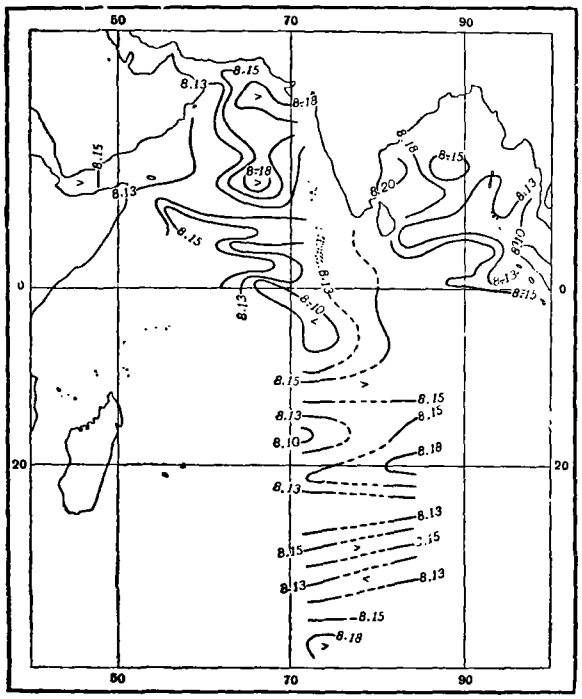


Рис. 6. Карта распределения pH_B на поверхности (октябрь 1960 г.— март 1961 г.)

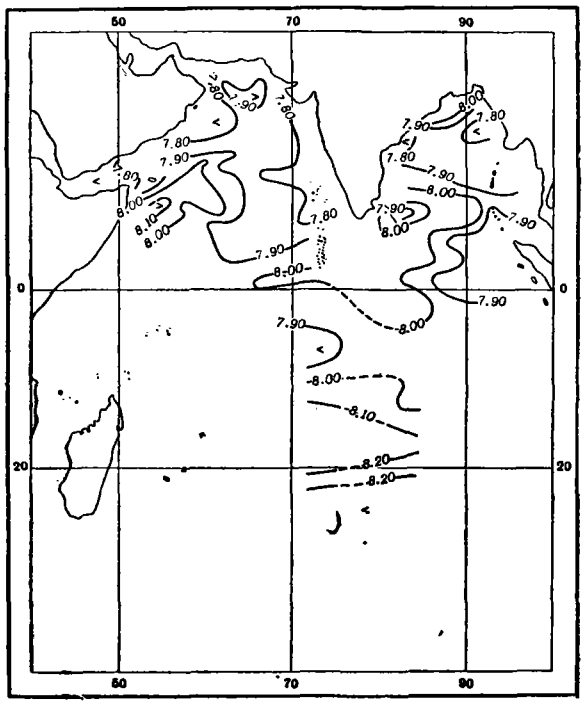


Рис. 7. Карта распределения $pH_в$ на горизонте 100 *м* (октябрь 1960 г.—март 1961 г.)

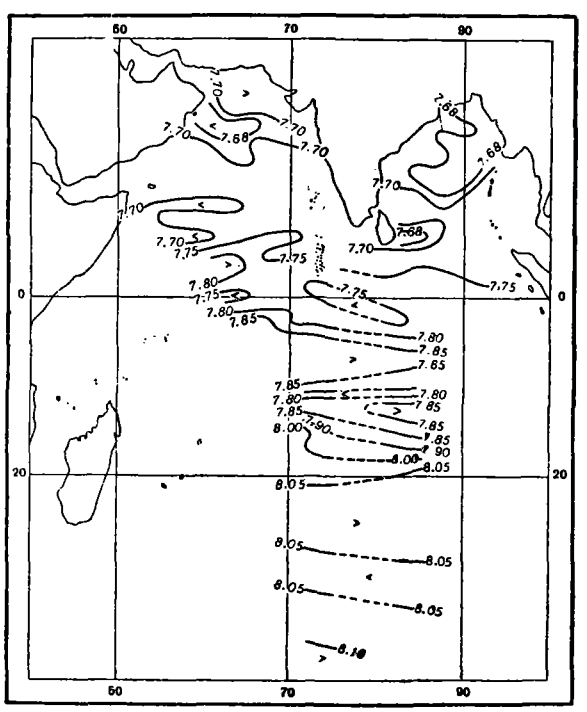


Рис. 8. Карта распределения $pH_в$ на горизонте 600 *м* (октябрь 1960 г.— март 1961 г.)

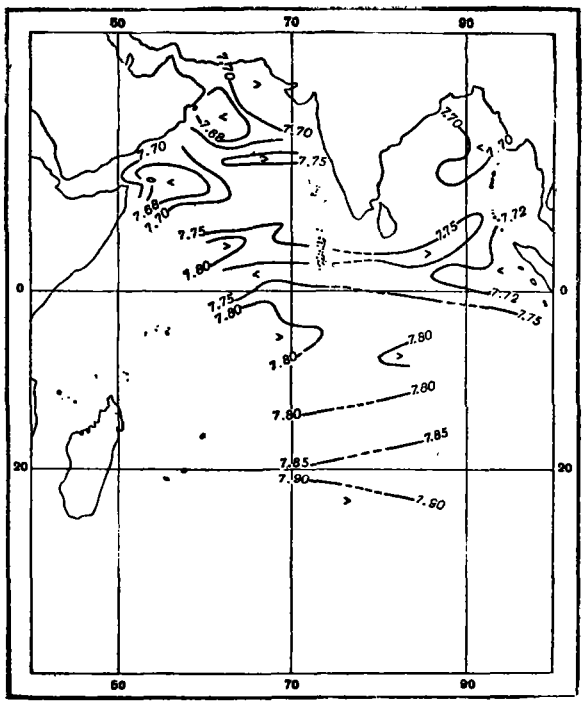


Рис. 9. Карта распределения $pH_в$ на горизонте 1000 *м* (октябрь 1960 г.— март 1961 г.)

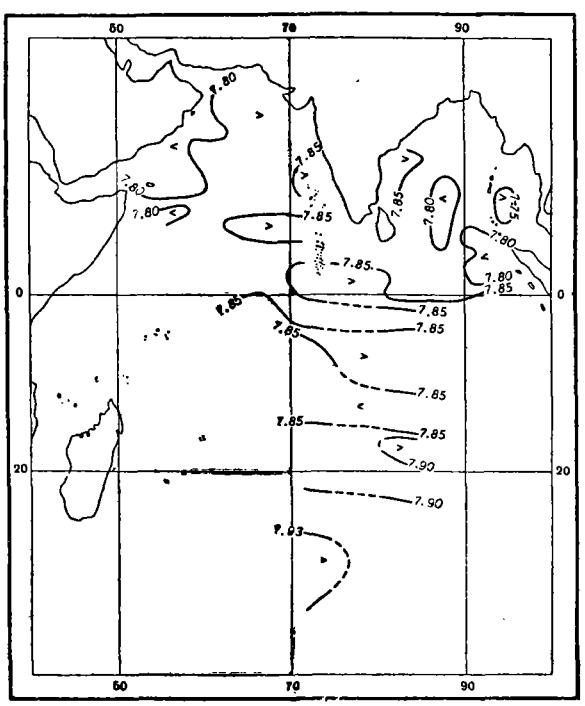


Рис. 10. Карта распределения $pH_в$ на горизонте 2000 *м* (октябрь 1960 г.—март 1961 г.)

тем, что несмотря на довольно интенсивный фотосинтез, выделяющийся при этом кислород идет не только на окисление нестойкого органического вещества, но и, возможно, на окисление восстановителей (например, восстановленных соединений серы).

В северо-западной части Аравийского моря, вблизи берегов Омана, наблюдалось обратное сочетание: пересыщение воды кислородом на 4—6% и более существует одновременно с большой величиной PCO_2 (3,8—4,0·10^{-4} *атм*) и малым значением pH (8,11—8,13), причем этот район характеризуется высокой первичной продукцией, численностью и биомассой фитопланктона. В рассматриваемом прибрежном районе были обнаружены довольно сильные течения со скоростью до 1—2 узлов. При таких скоростях вертикальное перемешивание воды должно быть весьма значительным. Высокое значение PCO_2 и малое pH характерно вблизи от поверхности: уже на 25 *м* PCO_2 достигает 5,4·10^{-4} *атм*, а pH равно 7,98. По-видимому, непрерывное поступление CO_2 снизу в верхний 10-метровый слой настолько увеличивало PCO_2, что даже выделение его в атмосферу и интенсивное потребление углекислоты при фотосинтезе не могло снизить величину PCO_2 до равновесного с атмосферой. Аналогичное явление наблюдалось в Андаманском море. На остальной части северной половины Индийского океана высокому значению PCO_2 (и низкому pH) соответствовало низкое содержание кислорода, а малым величинам PCO_2 — большое количество кислорода.

На горизонте 100 *м* (см. рис. 7) от северных частей Аравийского моря и Бенгальского залива до 40° ю. ш. pH изменяется в пределах от 7,78 до 8,22 (PCO_2 — от 8,5 до 2,8·10^{-4} *атм*). Наименьшие величины pH (и наибольшие значения PCO_2) наблюдаются в Аравийском море и Бенгальском заливе в районах подъема вод и слабого вертикального перемешивания (pH $<$ 7,8). Наибольшее pH (и наименьшее PCO_2—меньше, чем на поверхности) отмечается в районе 20° ю. ш., т. е. там, где горизонт 100 *м* находится в слое максимума pH (см. рис. 4) и минимума PCO_2 (см. рис. 3), в котором сохранились условия предыдущего сезона.

Среднее значение pH на горизонте 100 *м* в центральной и южной частях Индийского океана равно 8,0, а в Аравийском море и в Бенгальском заливе — 7,9. Так как источником высокого pH на этом горизонте являются вышележащие слои (за исключением района к югу от 20° ю. ш.), то во всех частях Аравийского моря и Бенгальского залива, где pH более 7,90, наблюдается интенсивное вертикальное перемешивание вод или их опускание. По этому признаку (pH$>$7,9) хорошо прослеживается Сомалийское течение и его северная, северо-восточная, восточная и юго-восточная ветви, Экваториальное противотечение (pH$>$7,95—8,0), а также небольшой антициклональный круговорот в северной части Аравийского моря. Источником низкого pH на горизонте 100 *м* являются нижележащие слои. Отсюда можно полагать, что в восточной части Аравийского моря, у западных берегов Индии в ноябре, благодаря развитию зимнего муссона существует подъем вод (pH$<$7,8). На подъем вод указывает низкое pH к востоку от о-ва Цейлон, к западу от о-ва Суматра и к востоку от архипелага Чагос.

Минимальное значение pH (и максимальное PCO_2) в различных районах Индийского океана находится на разных глубинах: в северных частях океана — в слое 200—1000 *м*, а у 30—40° ю. ш.— в слое 1000—1500 *м*. Для характеристики слоя с низкими величинами pH приводятся карты распределения pH на двух горизонтах — 600 и 1000 *м* (см. рис. 8 и 9).

На горизонте 600 *м* в Аравийском море и Бенгальском заливе с севера на юг вплоть до 5° с. ш. pH изменяются весьма незначительно — от 7,67 до 7,72 (PCO_2— от 12 до 10·10^{-4} *атм*). От 5° с. ш. до 10° ю. ш. pH увеличиваются на 0,13— от 7,72 до 7,85 (PCO_2 — от 10 до 6,5·10^{-4} *атм*). Резкое увеличение pH и уменьшение PCO_2 в экваториальной зоне вызвано

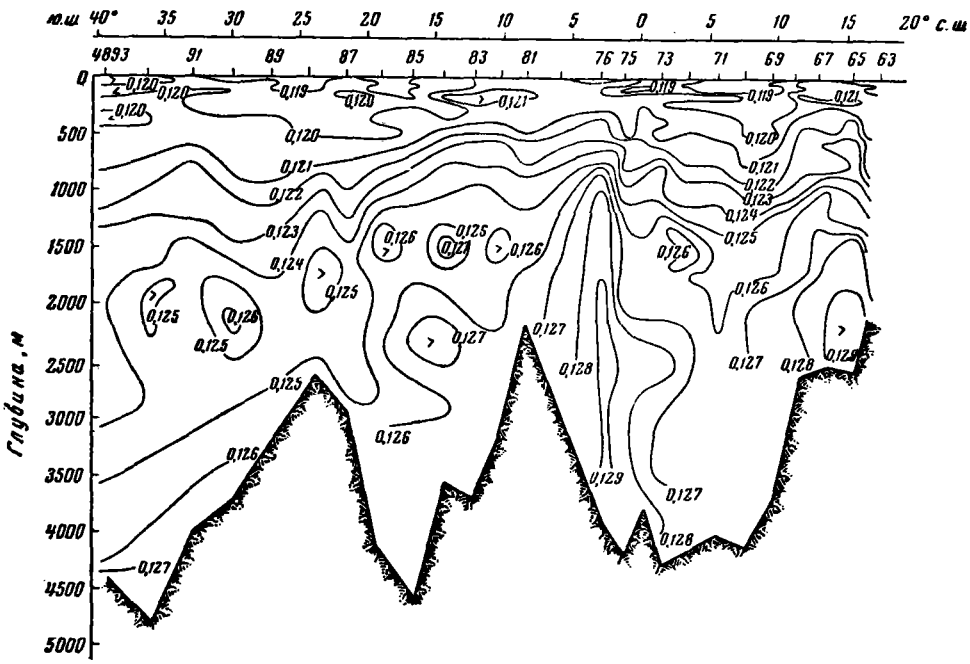


Рис. 11. Вертикальное распределение AlK/Cl на разрезе по 71° в. д. (7—26 декабря 1960 г.)

несколькими факторами: наличием мощных течений—Муссонного, направленного с востока на запад, Экваториального противотечения и Южно-экваториального течения. Ранее, в 1960 г. мы высказали предположение о наличии глубинного противотечения под Южно-экваториальным течением. Наличие этих течений ведет к интенсивному вертикальному перемешиванию вод и, как следствие — к повышению pH (и уменьшению PCO_2) из-за усиленного обмена с вышележащими слоями. Кроме того, в этих широтах уже становится заметным влияние промежуточных субтропических и тропических вод, распространяющихся с юга на север, в которых pH выше (PCO_2 меньше), чем в промежуточных водах Аравийского моря. Между 10° ю. ш. и 30° ю. ш. pH возрастает на 0,20 и равно 7,85—8,05 (PCO_2 уменьшается от 6,5 до $4{,}5 \cdot 10^{-4}$ *атм*), что является явным признаком наличия вод не аравийского, а иного происхождения. К югу от зоны южно-экваториальной дивергенции горизонт 600 *м* сечет промежуточные воды разного происхождения — антарктического, субтропического и тропического, характерными признаками которых является малое значение PCO_2 и повышенные величины pH. Между 30 и 35° ю. ш. pH на горизонте 600 *м* несколько уменьшается, что является результатом подъема вод в зоне дивергенции, на существование которой указывают не только распределение pH и PCO_2 (см. рис. 3 и 4), но и распределение кислорода и AlK/Cl (рис. 11). Вблизи зоны южной субтропической конвергенции, благодаря опусканию вод с меньшими величинами PCO_2 и большими значениями pH, на горизонте 600 *м* естественно ожидать увеличения pH, что действительно и наблюдается (pH>8, 10).

При сопоставлении распределения величин pH на горизонтах 600 и 1000 *м* отчетливо видно, что на последнем в Аравийском море и Бенгальском заливе pH практически то же, что и на горизонте 600 *м*, а в центральной части океана (к югу от экватора до 40° ю. ш.) оно уменьшилось на 0,05—0,10.

На горизонте 2000 *м* (см. рис. 10), как в районе формирования глубинной северо-индийской воды (Аравийское море), так и в районах ее распространения (Бенгальский залив и пространство к югу, вплоть до южно-экваториальной дивергенции) величины pH минимальны — 7,78—7,84 (PCO_2 максимально — $8{,}5—7{,}5 \cdot 10^{-4}$ *атм*). Между восточной и западной частями Аравийского моря имеется весьма заметное различие — в западной части pH равно 7,77—7,82, а в восточной — 7,82—7,84. Источником низких величин pH на горизонте 2000 *м* может быть только обмен с вышележащими слоями, где pH меньше. По-видимому, в западной части Аравийского моря существует опускание вод, тогда как в восточной части при зимнем муссоне, который в октябре уже начал развиваться, происходит их подъем. Увеличение pH на горизонте 2000 *м* есть результат обмена с нижележащими слоями, в которых pH больше, чем на горизонте 2000 *м*. Более высокие величины pH в восточной части моря по сравнению с западной можно объяснить подъемом вод у берегов Индии. С таким выводом согласуется в некоторой мере и распределение кислорода на горизонте 2000 *м*[1]; на одной и той же параллели в восточной части Аравийского моря на горизонте 2000 *м* количество кислорода больше, чем в западной, а одним из источников высокого содержания кислорода на этом горизонте является обмен с нижележащими слоями. Одновременно с обменом по вертикали идет обмен по горизонтали. Благодаря наличию Аравийско-Индийского хребта, наиболее благоприятные условия для поступления придонных вод антарктического происхождения существуют в восточной части моря, а именно обмен с придонной водой повышает pH и содержание кислорода в глубинной воде, в том числе и на горизонте 2000 *м*.

В котловине Андаманского моря, отделенной от Бенгальского залива порогом с глубинами 1400—1600 *м*, pH на горизонте 2000 *м* равно 7,75, т. е. такое же, как на глубине порога в Бенгальском заливе.

К югу от южно-экваториальной дивергенции pH на горизонте 2000 *м* быстро возрастает с 7,84 до 7,94 (PCO_2 уменьшается с 7 до $5{,}6 \cdot 10^{-4}$ *атм*) в связи с тем, что горизонт 2000 *м* в этом районе лежит вблизи нижней границы промежуточной антарктической воды, распространяющейся в направлении, противоположном направлению движения глубинной южно-индийской воды.

§ 3. ВЕРТИКАЛЬНОЕ И ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-ХЛОРНОГО КОЭФФИЦИЕНТА

Вертикальное распределение щелочно-хлорного коэффициента на характерных станциях в Аравийском море, Бенгальском заливе и в районе 30° ю. ш. показано в табл. 1. Пространственное представление о вертикальном распределении AlK/Cl дают рис. 11 и 12. Для характеристики горизонтального распределения AlK/Cl приводим карты на горизонтах 0, 1000 и 2000 *м* (рис. 13 — 15).

Из рис. 11—15 и табл. 2 видно, что по величине AlK/Cl исследованную часть Индийского океана можно разделить на три макрорайона: северо-западный, северо-восточный и южный.

Северо-западный и северо-восточный районы отделяются между собой примерно 75° в. д. От южного района они отделены южно-экваториальной дивергенцией.

В северо-западном и южном районах в слое 0—100 *м* AlK/Cl более или менее постоянен и по сравнению с северо-восточным районом — минимален (0,116—0,120). В северо-восточном районе AlK/Cl от поверхности до 100 *м* уменьшается от 0,128—0,124 до 0,121—0,120. В слое от 100 до 500—600 *м*

[1] См. статью Иваненкова и др., наст. том, стр. 125.

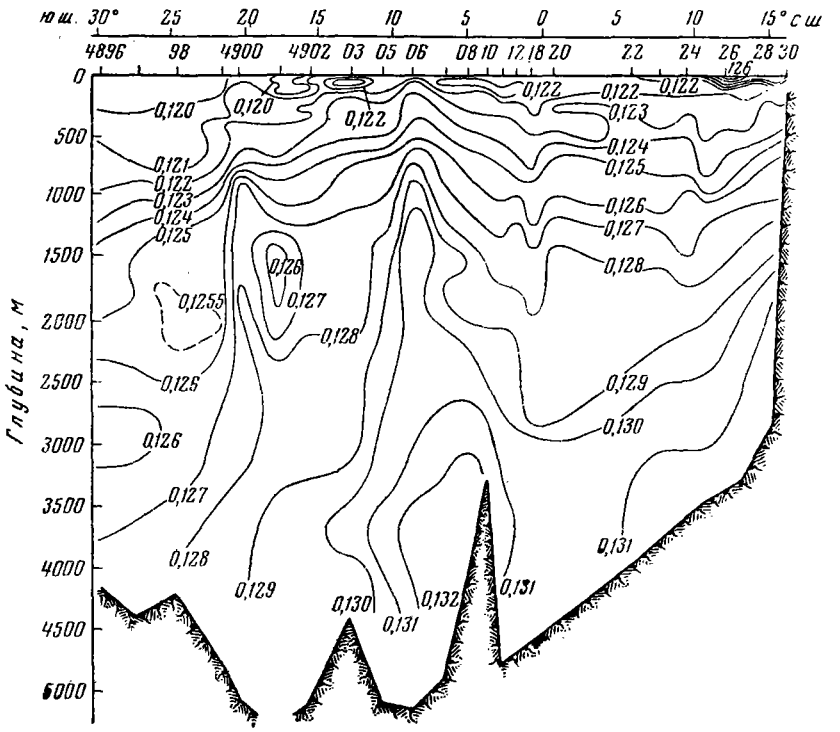


Рис. 12. Вертикальное распределение AlK/Cl на разрезе по 83° в. д. (29 декабря — 30 января 1961 г.)

на всей исследованной площади щелочно-хлорный коэффициент либо медленно увеличивается, либо остается практически постоянным; в слое от 500—600 до 1500—2000 *м* он резко возрастает, а ниже и до дна — остается более или менее постоянным или незначительно увеличивается. Различия в величине AlK/Cl, свойственные этим районам, сохраняются по всей глубине от поверхности до дна.

По данным, полученным во время 33 рейса э/с «Витязь», 2 рейса д/э «Обь» и э/с «Альбатрос-III», в северо-восточном районе океана AlK/Cl больше, чем в северо-западном и южном районах (см. табл. 2).

Отмеченная особенность распределения AlK/Cl является результатом относительно большого содержания в воде катионов оснований (а из них, по-видимому, кальция) и анионов $HCO_3^{'}$ и $CO_3^{''}$ в северо-восточном районе океана благодаря значительному влиянию пресных вод. Если в северо-восточном районе океана имеется положительный пресный баланс, то в северо-западном и южном районах пресный баланс отрицателен.

Не проводя полного анализа солевого состава вод Индийского океана, можно заранее сказать, что соотношение между некоторыми главнейшими ионами (такими как Ca/Cl, HCO_3 + CO_3/Cl) в воде северо-восточного района будет отличаться от такового в северо-западном и южном районах океана.

Величина AlK/Cl позволяет судить о химических процессах и служит дополнительной характеристикой при выяснении таких вопросов, как положение гидрологических фронтов и зон подъема и опускания вод. На рис. 11 и 12 показаны разрезы по 71° в. д. и по 83° в. д. Известно, что изгиб изолиний на разрезах выпуклостью вверх означает подъем вод, а выпуклостью вниз — их опускание. Образование на разрезах изолиниями

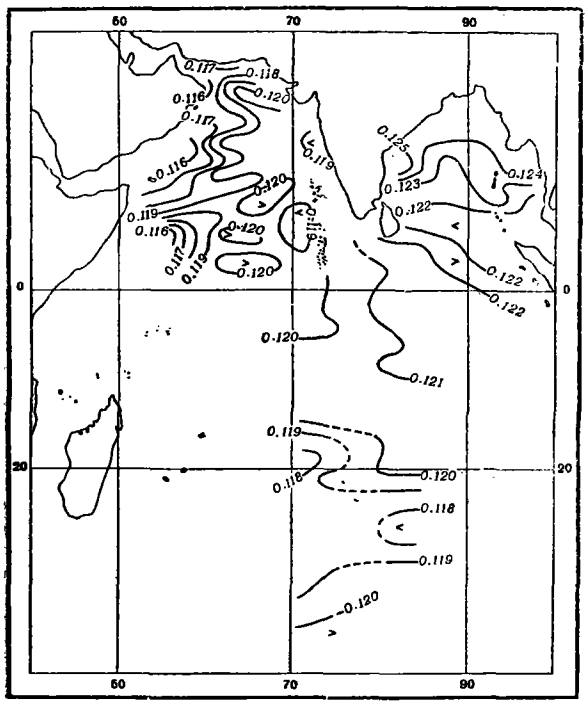


Рис. 13. Карта распределения AlK/Cl на поверхности (октябрь 1960 г.—март 1961 г.)

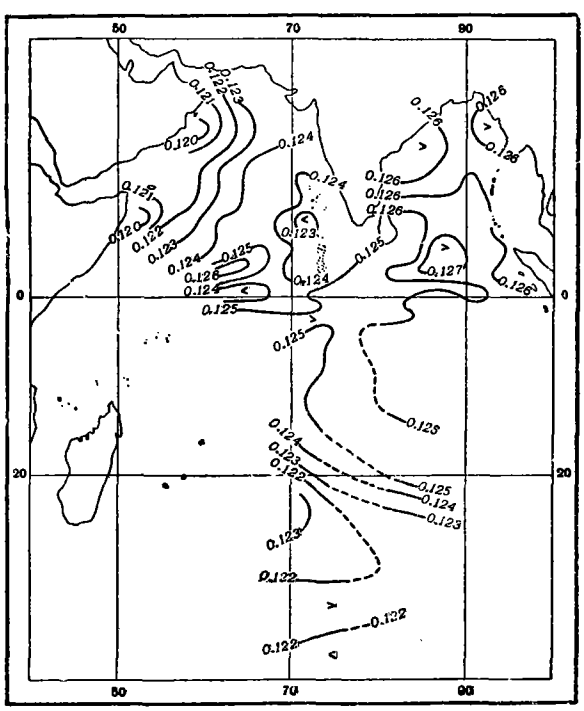


Рис. 14. Карта распределения AlK/Cl на горизонте 1000 *м* (октябрь 1960 г.—март 1961 г.)

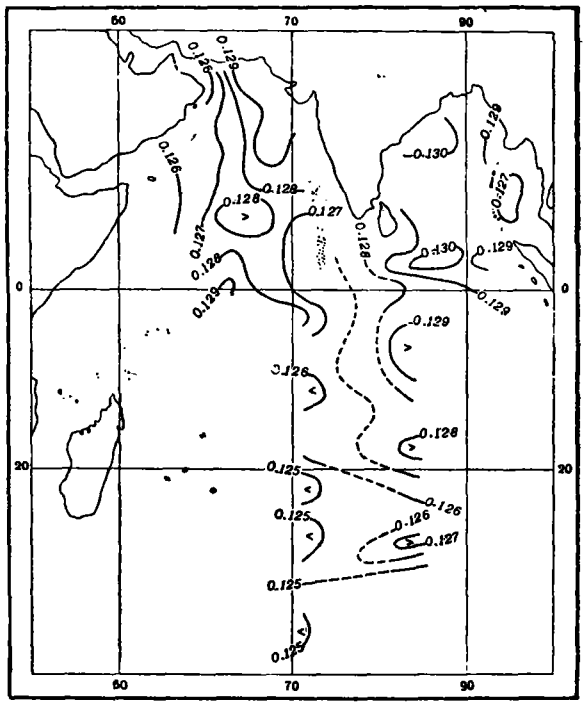


Рис. 15. Карта распределения AlK/Cl на горизонте 2000 *м* (октябрь 1960 г.—март 1961 г.)

AlK/Cl «языков» или «колец» с большими величинами AlK/Cl может указывать области, в которых щелочной резерв повышен, а соленость понижена, и с малыми значениями AlK/Cl — области, где щелочной резерв понижен и соленость повышена.

Распределение AlK/Cl на разрезах (см. рис. 11 и 12) имеет сложный характер — зоны конвергенций сменяются зонами дивергенции, имеется ряд «языков» и «колец». Зоны подъема вод наиболее ярко проявляются в северной части разреза по 71° в. д. (см. рис. 11), в районе южно-экваториальной дивергенции, в районе 23—25° ю. ш. и в районе 33—35° ю. ш. Зоны опускания вод видны в районе 8—10° с. ш., на экваторе, 8° ю. ш., 21° ю. ш., 27° ю. ш. и у 40° ю. ш. В южной части разреза в слое 1500—2000 *м*, а в центральной части разреза в слое 1500—1000 *м* виден ряд «колец» с высоким AlK/Cl ($>0{,}125$, $>0{,}126$, $>0{,}127$). Анализ распределения солености и щелочного резерва показывает, что в указанных областях имеется небольшое повышение щелочности при одновременном понижении солености. «Кольца» с высоким AlK/Cl разделены зонами опускания вод, что говорит о значительном влиянии динамических факторов на образование таких областей.

В южной части разреза по 83° в. д. отчетливо видны две зоны подъема вод — в районе 20° ю. ш. и в районе 10° ю. ш., а также зоны опускания вод — в районе 15° ю. ш., на экваторе и в районе 11° с. ш. В районе 12—14° с. ш. большие величины AlK/Cl в слое 0—100 *м* ($>0{,}124$—$0{,}127$) говорят о наличии сильно распресненных вод. В южной части разреза в слое 1500—2000 *м* видны области с малыми значениями AlK/Cl ($<0{,}125$ и $<0{,}126$—$0{,}127$), образовавшиеся за счет несколько пониженной щелочности и повышенной солености.

Таблица 1

Распределение AlK (*мг-экв/л*), *S* (‰) и AlK/Cl в Аравийском море, Бенгальском заливе и на 30° ю. ш.

Ст. 4804				Ст. 4928				Ст. 4890			
Горизонт, *м*	AlK, *мг-экв/л*	*S*, ‰	$\frac{AlK}{Cl}$	Горизонт, *м*	AlK, *мг-экв/л*	*S*, ‰	$\frac{AlK}{Cl}$	Горизонт, *м*	AlK, *мг-экв/л*	*S*, ‰	$\frac{AlK}{Cl}$
0	2,345	36,29	0,1166	0	2,231	32,34	0,1246	0	2,365	35,99	0,1187
10	2,345	36,30	0,1166	10	2,225	32,34	0,1243	10	2,366	35,94	0,1189
25	2,332	36,08	0,1167	25	2,231	32,85	0,1226	25	2,367	35,96	0,1189
50	2,360	35,83	0,1190	50	2,311	33,96	0,1229	50	2,352	35,80	0,1187
75	2,347	35,88	0,1182	75	2,329	34,59	0,1216	75	2,360	35,76	0,1192
100	2,367	35,80	0,1195	100	2,350	34,77	0,1220	100	2,360	35,70	0,1194
150	2,365	35,77	0,1194	150	2,376	34,93	0,1230	150	2,361	35,56	0,1200
200	2,354	35,58	0,1195	200	2,394	35,02	0,1236	200	2,342	35,39	0,1196
300	2,340	35,57	0,1188	300	2,403	35,04	0,1239	300	2,330	35,27	0,1193
400	2,351	35,63	0,1192	400	2,400	35,04	0,1237	400	2,337	35,14	0,1201
500	2,363	35,64	0,1198	500	2,395	35,04	0,1235	500	2,333	35,03	0,1203
1000	2,377	35,37	0,1214	1000	2,452	34,91	0,1268	1000	2,320	34,45	0,1216
1500	2,407	35,08	0,1240	1500	2,490	34,86	0,1290	1500	2,355	34,58	0,1230
2000	2,445	34,88	0,1266	2000	2,527	34,77	0,1313	2000	2,390	34,70	0,1244
2500	2,462	34,80	0,1277	2500	2,532	34,73	0,1317	2500	2,396	34,73	0,1246
3000	2,486	34,77	0,1292	3000	—	—	—	3000	2,412	34,75	0,1254
Среднее . .			0,124	—	—	—	0,1276	—	—	—	0,123

Основная особенность горизонтального распределения щелочно-хлорного коэффициента на исследованной площади Индийского океана была отмечена ранее (стр. 138). Рассмотрим AlK/Cl на горизонтах 0, 100 и 2000 *м* (см. рис. 13—15).

На поверхности, в западной части северо-западного района океана AlK/Cl минимален (0,116—0,119) вследствие интенсивного потребления карбоната кальция во всем трофогенном слое. В восточной части северо-западного района AlK/Cl больше, чем в западной вследствие меньшей первичной продукции, т. е. меньшего потребления карбоната кальция.

К югу от южно-экваториальной дивергенции AlK/Cl на поверхности равен 0,118—0,120, причем пониженные величины ($<0{,}119$) находятся там, где соленость велика при более или менее одинаковом значении щелочного резерва.

В северо-восточном районе AlK/Cl на поверхности равен 0,121—0,125, наибольшие его значения найдены в северной части Бенгальского залива ($>0{,}125$), т. е. в районе максимального распреснения.

На горизонтах 1000 и 2000 *м* характер расположения минимальных и максимальных величин AlK/Cl такой же, как на поверхности. О причинах такого распределения AlK/Cl мы упоминали выше (влияние осолонения и опреснения).

ВЫВОДЫ

1. На большей части северной половины Индийского океана наименьшее значение PCO_2 (3,1—4, $3 \cdot 10^{-4}$ *атм*) и наибольшие величины pH (8,19—8,11) находятся в фотосинтетическом слое на поверхности, на горизонтах

Таблица 2

Величины щелочно-хлорного коэффициента в Индийском океане

Горизонт, м	Район Индийского океана								
	Северо-западный			Северо-восточный			Южный		
	«Витязь» 31 рейс Ст. 4707 29.III 1960 г. φ — 8°16′ с. ш. λ — 61°20′ в. д.	«Витязь» 31 рейс Ст. 4709 30.III 1960 г. φ — 11°05′ с. ш. λ — 64°21′ в. д.	«Альбатрос-III» Ст. 223 4.IV 1948 г. φ — 1°19′ ю. ш. λ — 66°16′ в. д.	«Витязь» 31 рейс Ст. 4591 8.II 1960 г. φ — 3°00′ с. ш. λ — 86°23′ в. д.	«Обь» II рейс Ст. 324 11.V 1957 г. φ — 12° 21′ с. ш. λ — 88°09′ в д.	«Альбатрос III» Ст. 211 14.III 1948 г. φ — 4°36′ с. ш. λ — 82°36′ в. д.	«Витязь» 31 рейс Ст. 4577 18.XII 1959 г. φ — 26°21′ ю. ш. λ — 90°02′ в. д.	«Витязь» 31 рейс Ст. 4569 12.XII 1959 г. φ — 31°28′ ю. ш. λ — 109°17′ в. д.	«Обь» II рейс Ст. 302 21.IV 1957 г. φ — 30°36′ ю. ш. λ — 97°03′ в д.
0	0,1217	0,1215	0,1208	0,1222	0,1242	0,1291	0,1195	0,1228	0,1221
50	0,1220	0,1216	0,1202	0,1227	0,1227	0,1252	0,1202	0,1228	0,1221
100	0,1212	0,1220	0,1208	0,1236	0,1222	0,1233	—	0,1220	0,1220
200	0,1224	0,1226	0,1192	0,1240	0,1222	0,1242	0,1225	0,1237	0,1220
300	0,1224	0,1228	—	0,1238	0,1229	—	0,1230	0,1234	0,1224
400	0,1225	0,1228	—	0,1241	0,1232	—	0,1235	—	0,1228
500	0,1226	0,1229	0,1210	0,1248	0,1232	—	0,1232	0,1245	0,1232
1000	0,1243	0,1243	0,1239	0,1276	0,1260	—	0,1253	0,1258	0,1254
1500	0,1270	0,1272	—	0,1288	0,1278	—	—	0,1270	0,1279
2000	—	—	—	0,1298	0,1291	—	0,1276	0,1275	0,1283
2500	0,1290	0,1298	—	0,1302	0,1302	—	0,1285	0,1281	0,1281
3000	0,1293	0,1296	0,1250	0,1318	0,1300	0,130	0,1284	—	—
Среднее.		0,126	0,1234 *	0,128	0,127	0,126 *	0,126		0,126

* Щелочной резерв на э/с «Альбатрос-III» определялся по Андерсону-Робинсону, а на э/с «Витязь» и э/с «Обь»—по Бруевичу. Из таблицы видно, что и по материалам э/с «Альбатрос-III» имеется существенное отличие в значениях AlK/Cl между северо-западным и северо-восточным районами Индийского океана.

10 и 25 *м*. К югу от зоны южно-экваториальной дивергенции, вплоть до субтропической конвергенции, в зимнем слое тропических и субтропических вод, на глубинах 50—150—250 *м* наблюдаются самые малые значения PCO_2: 2,7—3,1·10^{-4} *атм* и самые большие величины pH—8,22—8,18.

2. В слое раздела между поверхностными и подповерхностными водами происходит резкое увеличение PCO_2 и уменьшение pH. Чем глубже расположен этот слой, тем глубже находится скачок PCO_2 и pH. Если вертикальные градиенты плотности в слое раздела малы, то соответственно уменьшается с глубиной и резкость увеличения PCO_2 и уменьшения pH.

3. Максимальные величины PCO_2 (9—12·10^{-4} *атм*) и соответственно минимальные значения pH (7,78—7,65) к северу от южно-экваториальной дивергенции характерны для подповерхностных и промежуточных слоев. От южно-экваториальной дивергенции до южной субтропической конвергенции максимальные значения PCO_2 уменьшаются от 9 до 5,4·10^{-4} *атм* (а pH увеличивается от 7,78 до 7,91), причем их положение углубляется с севера на юг и они таким образом находятся в верхней части глубинной южно-индийской водной массы.

4. Парциальное давление CO_2 в воде на поверхности в северной половине Индийского океана изменяется в широких пределах—от 3,1·10^{-4} *атм* до 4,3·10^{-4} *атм*, а в воздухе (средние значения на высоте 4 *м* от поверхности воды)— от 3,4·10^{-4} *атм* в северо-тропической воздушной массе (во влажном воздухе) до 3,2·10^{-4} *атм* в южно-тропической воздушной массе.

Поглощение CO_2 водой из атмосферы идет на сравнительно небольшой площади океана, в тех районах, где интенсивен фотосинтез и нет выхода на поверхность подповерхностных вод, обогащенных CO_2. На большей же части площади северной части Индийского океана происходит выделение CO_2 из воды в атмосферу.

5. На большей части исследованной площади на поверхности имеется обычное соответствие между биомассой фитопланктона, первичной продукцией, степенью насыщенности воды кислородом, величинами PCO_2 и pH. Но в некоторых районах, как например, в северо-западной части Аравийского моря и в Андаманском море, такого соответствия нет. В северо-западной части Аравийского моря и в Андаманском море высоким величинам PCO_2 и низким значениям pH соответствует пересыщение, а не дефицит кислорода. По-видимому, вертикальное перемешивание с нижележащими слоями настолько велико, что поступление CO_2 снизу перекрывает расход CO_2 на фотосинтез и на выделение в атмосферу.

6. По величине щелочно-хлорного коэффициента северную часть Индийского океана можно разделить на три макрорайона: северо-западный, северо-восточный и южный. Первые два района, разделяющиеся между собой примерно 75° в. д., отделяются от южного района южно-экваториальной дивергенцией. Наименьшие значения AlK/Cl свойственны северо-западному району, наибольшие — северо-восточному, а промежуточные между ними (весьма близкие к величинам AlK/Cl северо-западного района) — южному.

SUMMARY

1. At the sea surface PCO_2 ranged from 3,1 to $4{,}3 \cdot 10^{-4}$ *atm*. In the atmosphere its mean value was $3{,}2—3{,}4 \cdot 10^{-4}$ *atm*. Over the most part of the northern part of the Indian Ocean CO_2 is lost from the sea water into the atmosphere.

2. At the surface pH was 8,11—8,19, 7,65—7,78 in the minimum layer and 7,90—7,97 near the bottom.

3. The northern part of the Indian Ocean can be divided into north-eastern, north-western and southern (to the south from South-Equatorial divergence) regions differing in AlK/Cl values.

Depth, *m*	North-Western region	North-Eastern region	Southern region
0	0,116—0,120	0,121—0,127	0,118—0,120
1000	0,120—0,124	0,125—0,127	0,122—0,125
2000	0,126—0,129	0,129—0,130	0,124—0,128

Bigger values of AlK/Cl in the north-eastern region of the Ocean are explained by exceeding of precipitation over evaporation.

ЛИТЕРАТУРА

Бруевич С. В., Люцарев С. В. О содержании CO_2 в атмосфере над Тихим и Индийским океанами и в районе Черного моря. Докл. АН СССР, т. **36**, № 2, 1961.

Иваненков В. Н., Губин Ф. А. Водные массы и гидрохимия западной и южной частей Индийского океана. Труды Морского Гидрофиз. ин-та, т. **22**, 1960.

Иваненков В. Н., Розанов А. Г. Сероводородное заражение промежуточных слоев Аравийского моря и Бенгальского залива. Океанология, т. **1**, вып. 3, 1961.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

О. А. Кузнецов

БУЙКОВАЯ УСТАНОВКА ДЛЯ НЕИСКАЖЕННЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ НАД МОРЕМ

В последние годы во всех странах разрабатываются методы градиентных метеорологических измерений в приземном слое атмосферы над открытыми частями морей и океанов. Работы ведутся в двух направлениях: отыскиваются возможности проведения неискаженных наблюдений непосредственно с борта судна и проверяются измерения с полуавтономных буйковых установок. Оба направления не новы, но возросший интерес и число попыток усовершенствования приборов и методики говорит о реальности получаемых результатов. Тем не менее, пока еще трудно отдать предпочтение какому-либо определенному методу, ибо оба направления имеют свои плюсы и минусы. Наблюдать с борта судна, конечно, проще и надежнее, и сторонники этого направления приводят в доказательство получаемые неискаженные данные. Большое и несомненное преимущество этого метода заключается в том, что градиентные наблюдения возможны при широком диапазоне условий погоды. Однако имеются все же сомнения в достоверности получаемых данных из-за присутствия в поле ветра и температуры крупного инородного тела — корпуса судна. Необходимые коррективы могут быть получены путем сравнения результатов измерений с судна и с буя, сделанных одновременно. И обеспечить такое сравнение, очевидно, является нашей ближайшей задачей.

Учтя опыт других исследователей, мы остановились пока на разработке и совершенствовании градиентных измерений с полуавтономного буя. Впервые наблюдения в открытом море с использованием буя были проведены, насколько нам известно, в 1956 г. Шеллардом (Shellard, 1958) с судна погоды в северной части Атлантического океана (59° с. ш., 19° з. д.). Буй имел в воде стабилизирующий груз (24 *кг*) и был вооружен трехметровой мачтой с электропсихрометрами на пяти уровнях. Сила ветра с буя не измерялась. С судном буй был соединен тросом и кабелем, работать он мог только при ветре не более 3 баллов.

В 1957 г. в Киле (ФРГ) была построена более тяжелая установка (Brocks, 1959). Стабилизирующий груз установки весил 500 *кг*; опускали его на глубину до 5 *м*. Мачта высотой 9,5 *м* несла на пяти уровнях контактные анемометры и электропсихрометры. Экспедиция Гамбургского университета на судне «Герман Ваттенберг», возглавляемая Броксом, провела работы с таким буем в Балтийском и Северном морях. Эти эксперименты показали, что буй может работать при ветре до 6 баллов. По результатам сравнительных измерений анемометр, находящийся на судне на высоте 9 *м*, дает завышенные показания относительно анемометра, установленного на буе (до 20% от разности скорости ветра на уровнях 10 и 1 *м*).

Весной 1960 г. в Институте океанологии АН СССР была построена установка, весьма схожая с немецкой. Поплавок буя был набран из листов

пенопласта марки ПС-1, с удельным весом 0,13. По форме буй представлял собой усеченный эллиптический конус. Листы пенопласта, скрепленные двумя листами из нержавеющей стали (сверху и снизу), были набраны на стальную трубу, служа одновременно гнездом для грузового штока, и стянуты затем муфтой, навинчивающейся на трубу снизу. Кроме того, поплавок скреплялся двумя стальными прутьями. Размеры осей верхнего стального листа поплавка в форме эллипса 140 и 95 *см*, а нижнего листа 120 и 25 *см*. На расстоянии 155 *см* от верхнего листа между пенопластом вложен еще один стальной лист для упора в него основания мачты, вставляемой сверху в гнездо. Высота поплавка 230 *см*, вес 350 *кг*, объем 1,4 $м^3$.

Грузо-демпферное устройство, необходимое для придания установке устойчивости, состояло из стального штока длиной 7 *м* (труба из нержавеющей стали диаметром 89 *мм*), груза и демпферных площадок. Грузовой шток свободно ходил в гнездовой трубе поплавка и в плавучем состоянии буя полностью утапливался грузом до упора пальца штока во вход гнездовой трубы, выступающей над поплавком. Демпферные площадки, гасящие собственные вертикальные колебания поплавка, сделаны из листовой нержавеющей стали толщиной 5 *мм* в виде двух кругов диаметром 94 *см*. К нижней демпферной площадке, симметрично относительно центра, приварены четыре круглых стояка, на каждый из которых надевались три геологических груза по 40 *кг*. Сверху надевалась вторая такая же демпферная площадка, закрепляемая гайками, навинчиваемыми на стояки. Все грузо-демпферное устройство собиралось на трубе, аналогичной штоку, и соединялось с ним стальным пальцем. Общий вес грузо-демпферного устройства около 650 *кг*. В плавучем состоянии буя оно заглублялось на 7,5 *м* от поверхности воды.

Сверху в гнездо поплавка вставлялась градиентная мачта, собранная из стальной и алюминиевых труб, имеющая общую высоту 8,5 *м*. На мачте укреплялись реи из алюминиевых трубок диаметром 25 *мм* с таким расчетом, чтобы они имели высоту над поверхностью воды 1, 2, 3, 5 и 7 *м*. Длина рей 130, 110, 90, 70 и 50 *см* соответственно. На их концах устанавливались контактные анемометры и термометры сопротивления. Мачта укреплялась таким образом, что реи были направлены перпендикулярно большой оси эллипса поплавка; удерживалась мачта от вращения пальцем, входящим в прорезь гнездовой трубы. Такое положение мачты обеспечивало сохранность приборов от ударов о борт судна при постановке буя.

Буйковая установка прошла испытания во время 32 и 33 рейсов э/с «Витязь» в Черном море и Индийском океане. Максимальная скорость ветра, при которой ставился буй, достигала 8 *м/сек*. При этом мачта не отклонялась от вертикали более чем на 10°, вертикальные колебания буя хорошо следовали профилю волн. Основная трудность возникала при постановке буя и состояла в том, что буй в результате микроциркуляции воды у наветренного борта судна не отрывался от борта и долгое время шел вдоль него. При этом приборы и мачта в любой момент могли быть разбиты ударом о борт. В дальнейшем был изготовлен стальной выстрел, длиной 8 *м*; он крепился шарниром к фальшборту и перед постановкой буя устанавливался перпендикулярно борту (рис. 1). Буксирный трос от буя пропускался через блок на конце выстрела, и при спуске на воду буй тут же отводился от борта к концу выстрела. Находясь, таким образом, на расстоянии 8 *м* от судна, буй не подсасывался к борту и, вследствие значительно меньшей скорости дрейфа по сравнению с судном, быстро удалялся от него. Так удалось устранить основной недостаток установки.

Подготовка буя к работе состояла из следующих этапов: 1) выстрел выводился и укреплялся перпендикулярно борту с помощью растяжек; 2) поплавок с грузовым штоком поднимался стрелой над палубой и соединялся с грузо-демпферным устройством; 3) буй выносился стрелой за борт

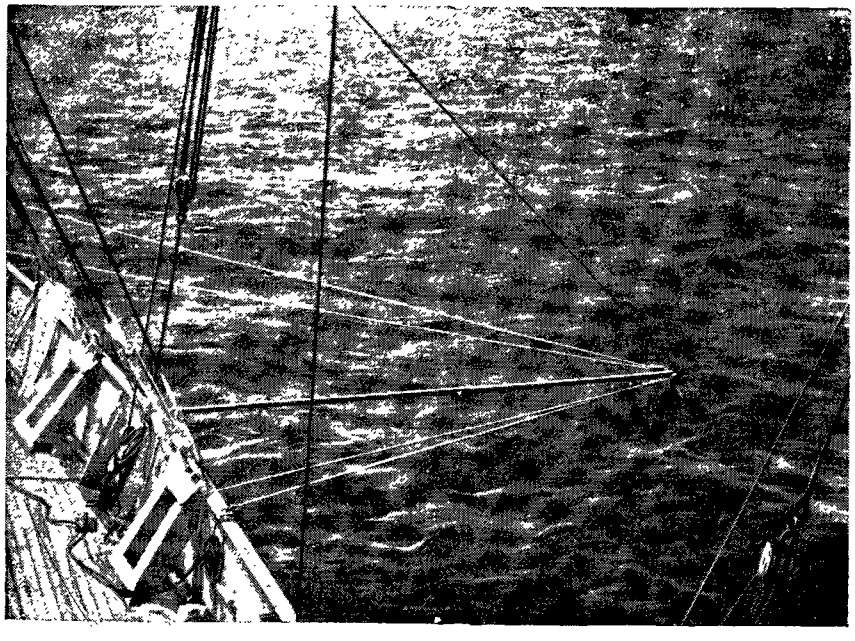


Рис. 1. Стальной выстрел для отведения буйковой установки от борта судна

и временно принайтовывался к фальшборту с внешней стороны, при этом грузо-демпферное устройство уходило в воду; 4) той же стрелой выносилась за борт мачта с приборами и вставлялась в гнездо поплавка так, что реи с приборами смотрели от борта; дополнительного крепления мачты не производилось; 5) к монтажной схеме мачты подключался кабель и к поплавку цеплялся конец буксирного троса, идущего с лебедки через блок на выстреле. Установка была готова к спуску на воду. Гак стрелы вновь цеплялся к поплавку, и установка ставилась на воду; при этом буксирный трос все время был натянут и не позволял бую поворачиваться вокруг своей оси. Как только поплавок оказывался в плавучем состоянии, оснащенная градиентная установка отводилась буксирным тросом от борта. Гак стрелы отцеплялся и вместо него к стальному поводку буя крепился маленький поплавочек из пенопласта, чтобы по окончании работы можно было быстро выловить поводок для подъема буя. На рис. 2 показан спущенный на воду буй; на переднем плане виден маленький поплавок, несущий поводок.

После спуска на воду буй быстро отходил от судна и через 5 *мин* оказывался в 50—70 *м* от наветренного борта. При этом натяжение троса и кабеля удерживало буй от вращения. Система дрейфа буя и судна такова, что буй, спускаемый с носовой части судна и выпущенный на 100—120 *м*, дрейфовал против кормы, и приборы были ориентированы на ветер. Когда буй уходил на 50—70 *м* от борта, включались регистраторы датчиков температуры и ветра.

Датчиками температуры служили медные термометры сопротивления, помещенные под козырьками радиационной защиты, без принудительной аспирации. Скорость ветра измерялась обычными контактными анемометрами, изготовленными в мастерских Бюро проверки ГГО. Показания термометров регистрировались на многоточечном самопишущем потенциометре ЭПП-09. Контакты анемометров суммировались счетчиками импульсов РБ-1М/100, показания которых снимались через определенный

промежуток времени (20—30 *мин*).

Работы в Индийском океане проводились в условиях очень большой влажности и длительного плавания и термометры сопротивления работали плохо. Уже после первого месяца плавания монтажная схема на мачте, выполненная из провода с хлорвиниловым покрытием, отсырела и давала большие утечки. Регистрируемые данные были очень неустойчивыми и большинство из них пришлось забраковать. Анемометры работали, в общем, удовлетворительно, хотя конструкция их очень слабая и не рассчитана на работу в море. Не отличается совершенством и контактное устройство. Дрожание мачты на волне часто вызывало в анемометре двойные контакты. Это было хорошо заметно при наблюдении за счетчиками импульсов. Отмеченные недостатки очевидно могут быть устранены более жестким креплением мачты растяжками или заменой счетчиков ленточным самописцем; это позволит исключить ошибки при обработке ленты.

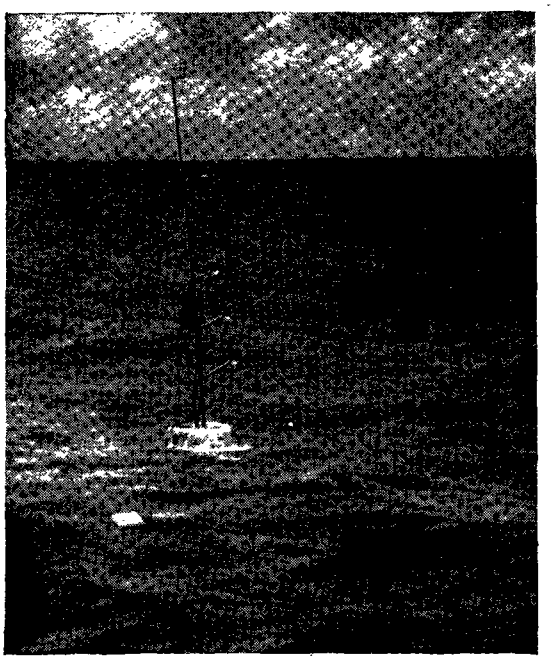


Рис. 2. Буйковая установка в море

На переднем плане виден маленький поплавок, несущий стальной поводок для подъема буя

Основной задачей в этих рейсах было испытание градиентной установки в открытом море и отработка техники спуска и подъема буя; ее можно считать выполненной. Операции по спуску буя занимали 20—25 *мин*, по подъему — 12—15 *мин*. На этих работах было занято 4—5 человек.

Итак, буйковая установка может и должна использоваться морской метеорологией. Остановка лишь за высококачественными дистанционными морскими метеорологическими приборами (датчиками). Результаты обработки буйковых градиентных измерений ветра в Индийском океане будут опубликованы в другой статье.

SUMMARY

A buoy of foamed plastic carrying a mast of 8,5 *m* height with electrocontacted anemometers and thermistors at 5 levels is described.

The results of its tests in the Black Sea and in the Indian Ocean and the way of working with the buoy are given.

ЛИТЕРАТУРА

Brocks K. Ein neues Gerät fur störungsfreie meteorologiche Messungen auf dem Meer. Arch. Meteorol. Geophys. und Bioklimatol. Ser. A., Bd. 11, H. 2, 1959.

Shellard H. C. Some measurements of temperature and humidity profiles near the sea surface. Marine Observer, v. 27, N 182, 1958.

Marine geology, geophysics and geochemistry

From: Okeanol. Issled., no. 2 (1960), p. 71-85

А. П. Лисицын

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СОСТАВ ВЗВЕСИ В ВОДАХ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

СООБЩЕНИЕ I. КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

До самого недавнего времени сведений о распределении и составе взвешенных веществ в океанах было очень мало. Особенно слабо изученным с этой точки зрения был Индийский океан, в частности его южные районы. В последние годы в связи с постановкой ряда новых вопросов осадкообразования, а также в связи с потребностями геохимии, биологии, гидрохимии и физики океанских вод появилась необходимость всестороннего исследования взвеси.

Особенно интересно изучение взвеси для морской геологии. Взвешенные частицы представляют собой, по сути дела, осадок в самых начальных стадиях его формирования [2], на пути от питающих провинций к участкам захоронения на морском дне. Взвесь существенно отличается от донных осадков, но вместе с тем имеет с ними много общего. Взвесь поступает в водоем из водосборного бассейна, а также в результате размыва берегов, в результате химических процессов в остатках организмов, а в некоторых случаях источником ее являются продукты вулканизма и эолового выноса с материков. Поэтому, зная количество и состав взвеси, можно рассматривать вопросы динамики накопления донных осадков в тесной связи с физико-географическими условиями.

Велика роль тонкого взвешенного материала в формировании ряда химических элементов моря, поскольку тонкие частицы имеют огромную поверхность и могут сорбировать целый ряд элементов и соединений. Изучение взвеси важно для того, чтобы выяснить историю органического вещества в море и процессы его накопления в донных осадках, а также исследовать связь количественного и качественного состава живых планктонных организмов и их скелетных остатков в донных отложениях.

Можно назвать и многие другие проблемы седиментологии и геохимии, которые невозможно надежно решить без исследования взвеси. Изучение первичного осадочного материала в период его перемещения только начинается и в будущем даст возможность осветить многие неясные до настоящего времени стороны современной седиментации и геохимии.

Крайне важно исследование взвеси также и для биологии, поскольку взвесь является источником питания значительной части донных и глубоководных пелагических организмов, и ее состав и распределение в определенной мере предопределяют распределение и группировки донной фауны.

Имеются различные точки зрения на определение взвеси.

Под взвесью или взвешенными веществами мы понимаем все частицы и мелкие организмы планктона, находящиеся в толще морской воды и имеющие размер от 1 *мм* до 0,01 μ.

Изучение более крупного материала показывает, что он состоит главным образом из организмов зоопланктона, и поэтому исследовать его должны в основном планктонологи. Что касается частиц менее 0,01 μ, то методически улавливать их очень трудно. В дальнейшем по мере развития техники выделения тончайших взвешенных частиц, нижний предел практически уловимой взвеси, возможно, придется изменить.

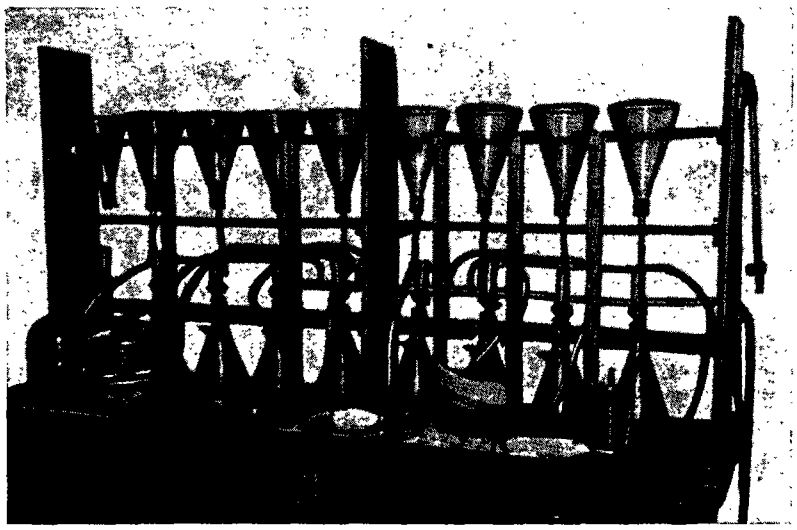


Рис. 1. Полуавтоматическая установка для мембранной ультрафильтрации с колбами на 2 *л* в геологической лаборатории д/э «Обь»

Несмотря на то, что интерес к изучению взвеси в морях и океанах возник давно [10], эту работу долгое время тормозило отсутствие надежной методики получения больших объемов незагрязненной воды с значительных глубин океана, а также отсутствие методов извлечения незначительного количества взвешенного материала, находящегося в этой воде. Достаточно сказать, что для получения навесок взвеси в 10—20 *г* при среднем содержании взвеси в океанах 0,5—1 *г/м*^{3}, необходимо получить и переработать 10—40 *т* воды.

В последние годы в Институте океанологии АН СССР широко применяются два основных приема массового сбора и выделения взвеси:

1) полуавтоматическая мембранная ультрафильтрация с отделением частиц крупнее 0,7 μ (мембранный фильтр № 3 Мытищинской фабрики мембранных ультрафильтров) (рис. 1);

2) сепарация с использованием промышленных и лабораторных суперцентрифуг с тарельчатыми вставками и многокамерных сверхцентрифуг общей производительностью до 150 *т* воды в сутки (рис. 2, 3).

Для получения проб воды как с поверхности, так и на вертикальных разрезах до максимальных глубин океана для мембранной ультрафильтрации используются батометры объемом в 1—2 *л*. Питание забортной водой сепарационной установки обеспечивается специальными центробежными насосами из некорродирующих материалов, которые забирают

воду на ходу судна с глубины около 5 *м*. На стоянках судна при выполнении океанографических станций использовались погружные насосы, подающие по резиновому шлангу с глубины до 200 *м* до 5—7 *т* воды в час, а также специальные батометры из нержавеющей стали объемом в 200 *л*, которые дают возможность брать пробы воды с любых глубин.

Для осаждения наиболее тонкого коллоидного материала, взвешенного в морской воде, используется также прямоточно-коагуляционная установка значительной производительности (рис. 3). При сепарировании морской воды для обеспечения постоянной вязкости независимо от температуры морской воды использован электро- и пароподогрев

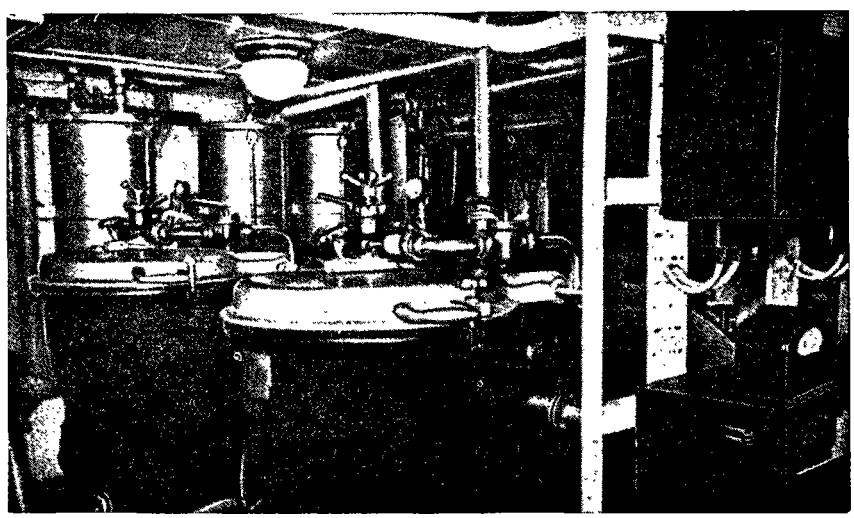


Рис. 2. Камерные сепараторы для извлечения взвеси из морской воды в геологической лаборатории д/э «Обь»

с автоматической регулировкой температуры воды, поступающей в сепараторы на уровне +35° С.

Краткое описание этих приспособлений можно найти в статьях [1, 5, 6, 7]. Эти, а также другие методы, в том числе оптические, рассмотрены в более ранних работах [2, 3, 4].

С использованием описанных выше методик в первом и втором рейсах Морской Антарктической экспедиции АН СССР на дизель-электроходе «Обь», проводившихся в связи с Международным геофизическим годом в 1955—1956 гг. и в 1956—1957 гг., удалось получить большое количество проб как из поверхностных слоев океана, так и по вертикальным разрезам.

За время первого рейса д/э «Обь» были получены пробы взвеси из Индийского океана на 123 океанографических станциях (рис. 4) приблизительно с 600 стандартных горизонтов по вертикали и с поверхности, что в общем дало более 1000 основных определений концентрации взвешенного материала. Работы выполнялись с середины марта до середины июня, что соответствует для южного полушария осени и зиме. В этом рейсе были проведены также экспериментальные работы с сепарационной установкой, которые позволили получить более 20 доброкачественных проб и определить режим установки для ее постоянной эксплуатации.

За время второго рейса методом мембранной ультрафильтрации с середины января до конца мая 1957 г. было получено из Индийского океана

2679 количественных проб взвеси, из них более 1100 проб по вертикали от поверхности до дна океана. Кроме того, несколько сотен проб было взято в 1-м и 2-м рейсах на переходах от Кейптауна до Мирного и в 3-м рейсе (1957—1958 гг.) на том же участке, а также вдоль берегов Антарктиды к востоку от Мирного. Таким образом, всего из Индийского океана к настоящему времени имеется более 4000 количественных определений взвеси методом мембранной ультрафильтрации как из поверхностного слоя, так и по вертикальным разрезам на стандартных горизонтах (25, 50, 75, 100, 300, 500, 1000 *м* и глубже через каждую 1000 *м* до дна).

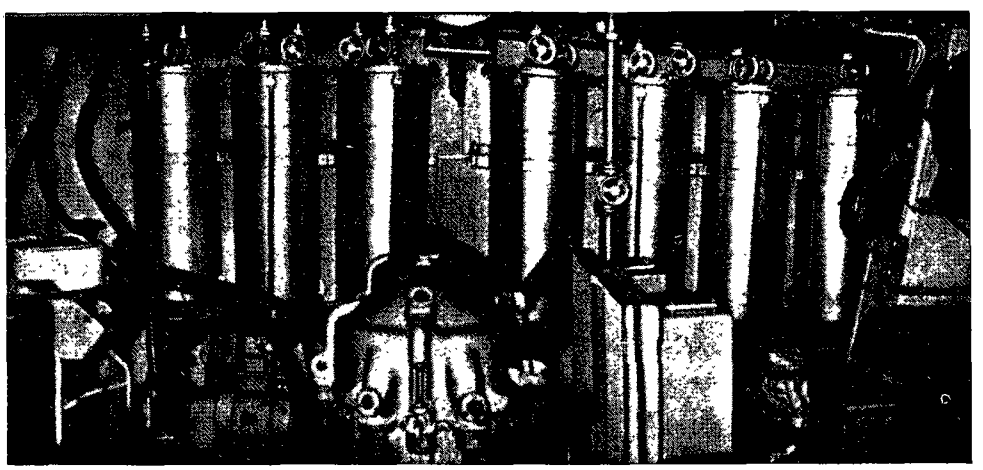


Рис. 3. Прямоточно-коагуляционная установка в геологической лаборатории д/э «Обь»

Во втором рейсе круглосуточно проводилась также сепарация взвеси из морской воды, что позволило выделить взвешенные частицы более чем из 10 000 *т* морской воды как с поверхности, так и с разных глубин до 200 м (переработано 500 *т* воды). Взвесь получена с 85 отрезков пути судна в Индийском океане (рис. 5), причем на этом участке удалось собрать более 10 *кг* взвешенного материала.

Использование параллельных проб, которые постоянно отбирались при работе обоими методами, дает возможность получить достаточно надежные данные о количественном распределении взвеси, а также достаточное количество материала для всестороннего исследования его вещественного состава.

В выполнении работ по сбору взвеси помимо автора принимали участие С. Е. Алферов, В. М. Басов, Е. И. Баранов, А. Ф. Береснев, Е. И. Синяков, В. В. Шипорин, А. Ф. Шмырев и многие другие сотрудники геологического отряда экспедиции, которым автор выражает благодарность.

Данные по количественному распределению взвеси, полученные в первом рейсе экспедиции (рис. 6), показывают, что в марте — июне в поверхностном слое наибольшие площади Индийского океана заняты водами, содержащими взвешенного материала 0,5—1 *г/м*^{3}. Только в одном случае определена концентрация менее 0,5 *г/м*^{3} (к югу от Маскаренских о-вов, станция 128 — 0,39 *г/м*^{3}). Максимальное содержание взвеси (2,2 *г/м*^{3}) было обнаружено на станции 41 у берегов Земли Банзаре. Значительная область холодных антарктических вод на участке от 120° в. д. до о-вов Баллени имеет концентрацию взвешенного материала в пределах от 1 до 2 *г/м*^{3}, что связано с развитием фитопланктона близ кромки

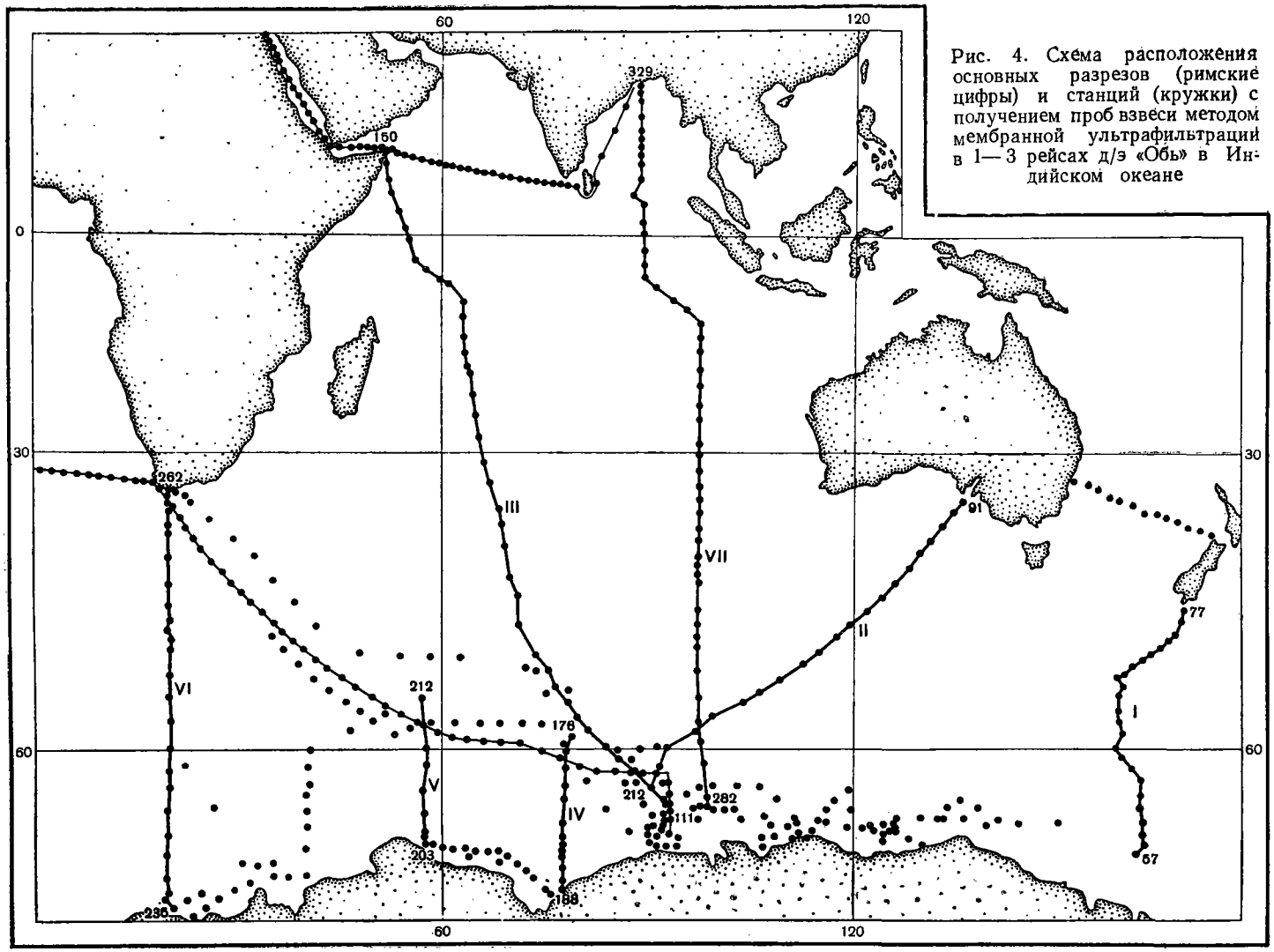


Рис. 4. Схема расположения основных разрезов (римские цифры) и станций (кружки) с получением проб взвеси методом мембранной ультрафильтрации в 1—3 рейсах д/э «Обь» в Индийском океане

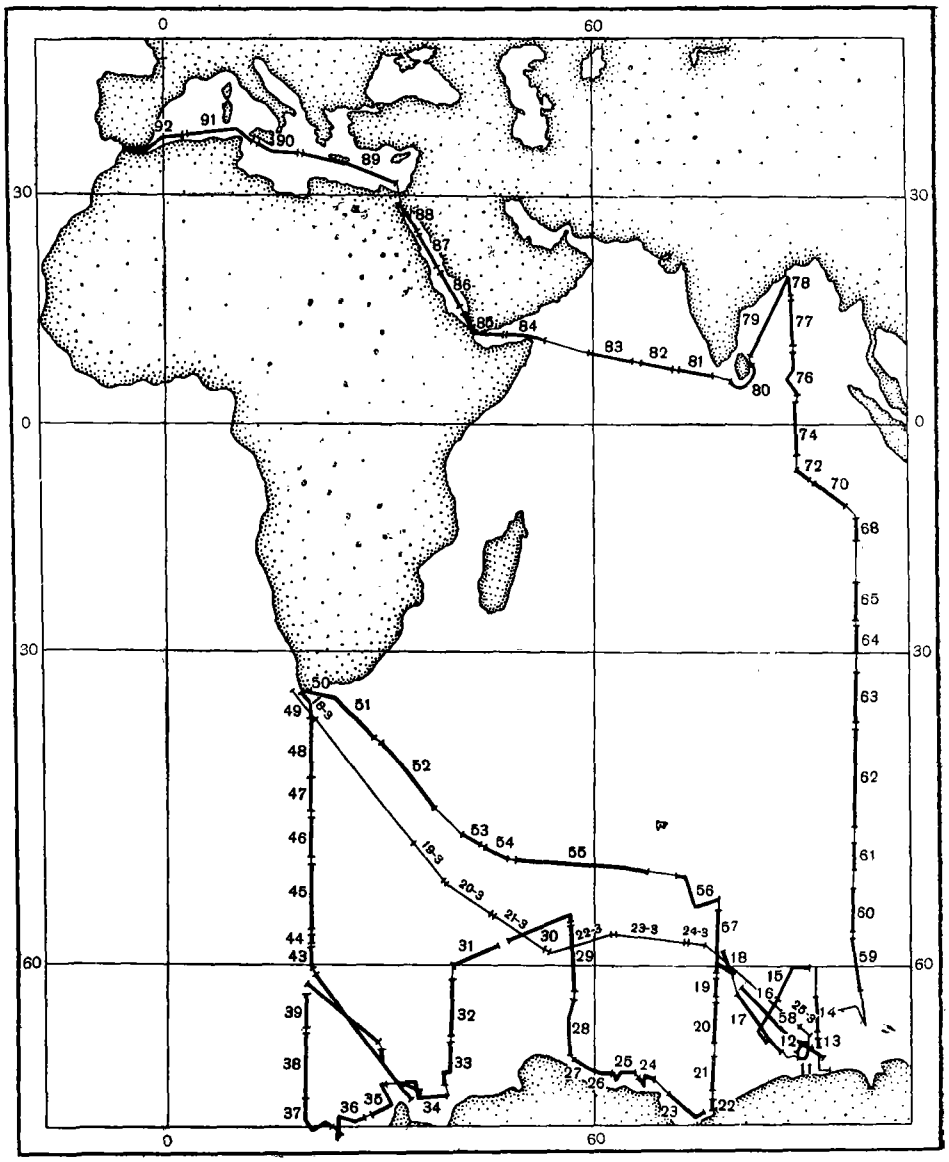


Рис. 5. Схема расположения станций с получением проб взвеси методом сепарации во 2—3 рейсах д/э «Обь» в Индийском океане

льдов. Появление отдельных участков с повышенной концентрацией взвеси обычно связано в антарктических водах с развитием диатомовых водорослей.

Возрастание концентрации взвеси отмечается также и по мере приближения к островам или материкам, но в некоторых случаях это отмечается

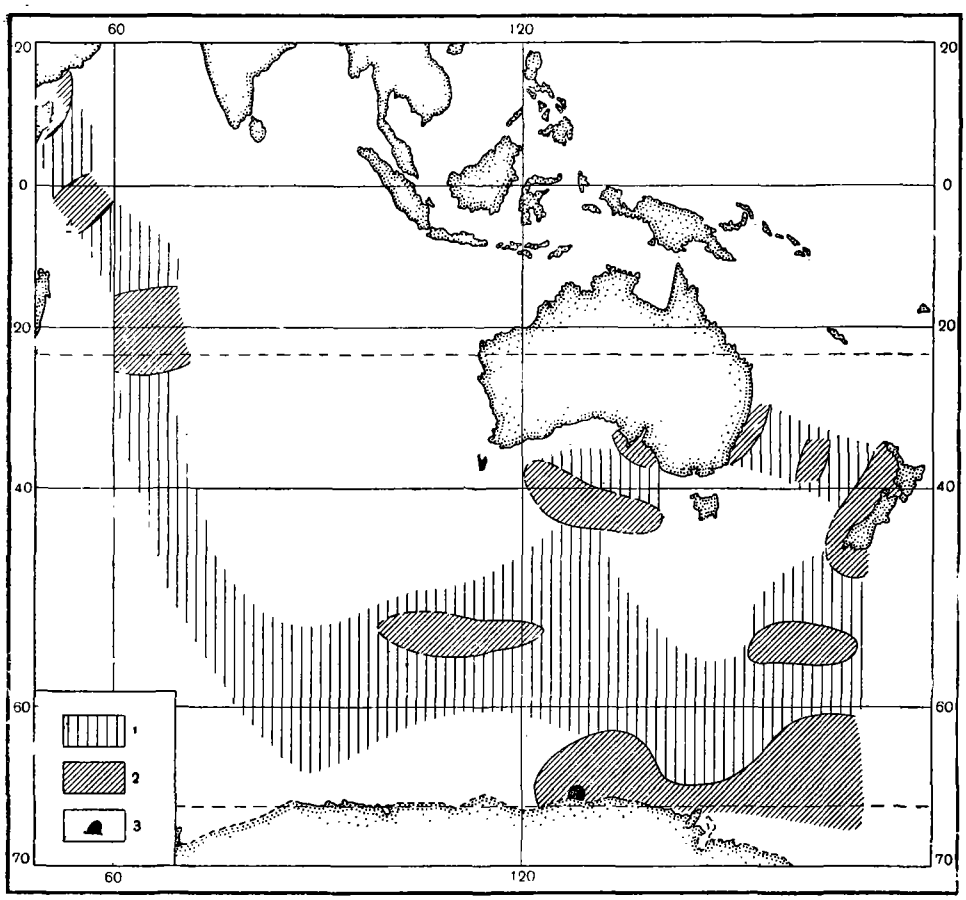


Рис. 6. Схема количественного распределения взвеси в поверхностном слое Индийского океана по данным мембранной ультрафильтрации в 1-м рейсе д/э «Обь»

1 — 0,5—1 *г/м*³, *2* — 1—2 *г*

нечетко. Так, возрастание концентрации взвеси прослеживается при приближении к Маскаренским и Сейшельским о-вам, Аденскому заливу (в этом случае большую роль играет эоловый материал), а также к берегам Новой Зеландии и Австралии. Поскольку исследования проходили в основном в осенне-зимний период, влияние фитопланктона на содержание взвеси было минимальным.

Средние данные по содержанию взвеси в поверхностных водах Индийского океана и других водоемов приведены в таблице. Из таблицы видно, что содержание взвеси в поверхностных водах Индийского океана, включая и антарктические его воды, оказывается в осенне-зимнее время очень незначительным.

Более полные данные о содержании взвеси в поверхностных водах Индийского океана были получены во время второго рейса Морской Антарктической экспедиции. На рис. 7 приведена схема количественного

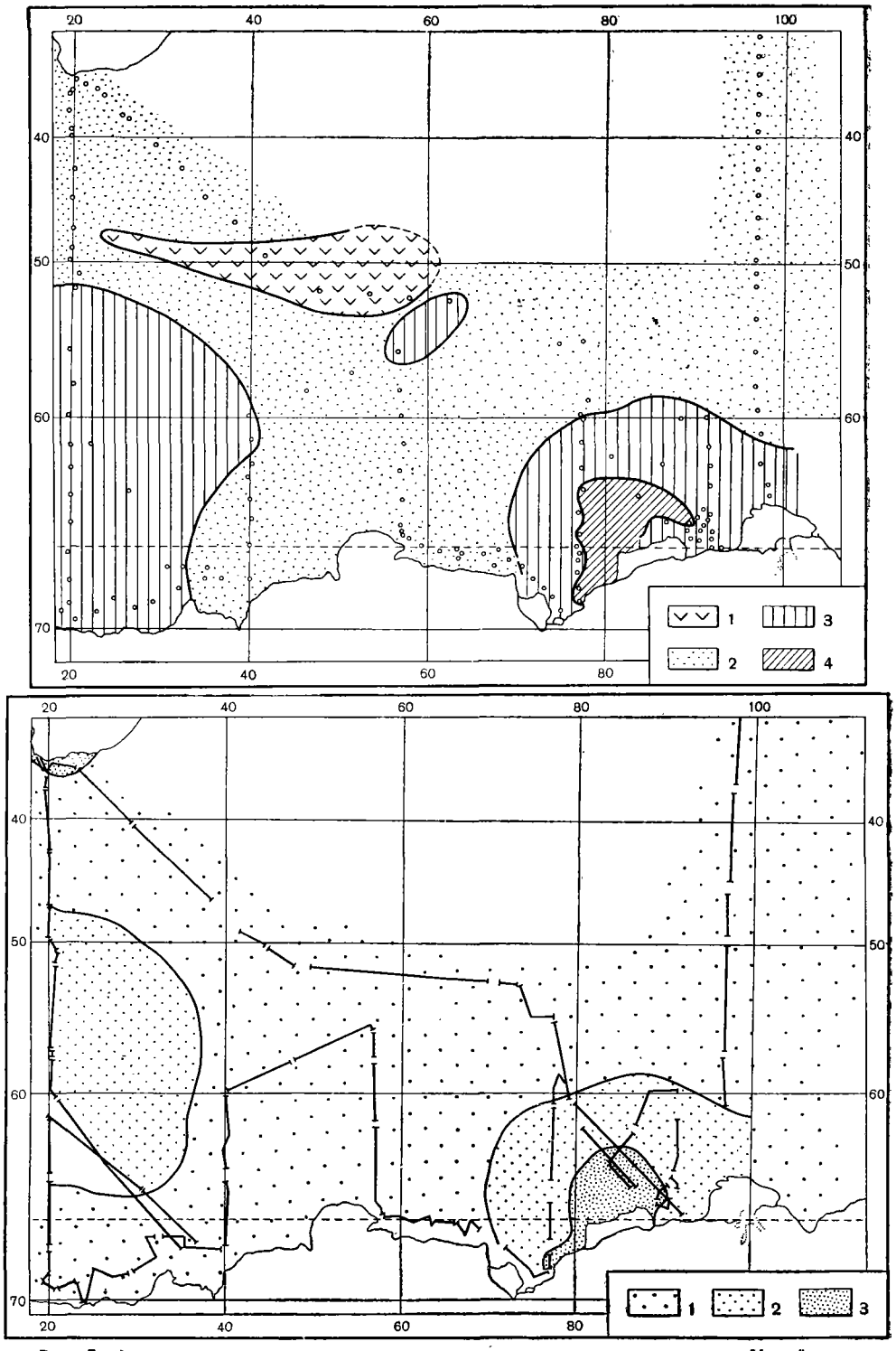


Рис. 7. Схема количественного распределения взвеси в поверхностном слое Индийского океана (во 2-м рейсе д/э «Обь»)

вверху — по данным мембранной ультрафильтрации *1* — меньше 0,5 *г/м*³, *2* — 0,5—1 *г/м*³, *3* — 1—2 *г/м*³, *4* — 2—4 *г/м*³; внизу — по данным сепарации. Отрезки соответствуют номерам проб (ср. рис. 5); *1* — меньше 1 *г/м*³, *2* — 1—3 *г/м*³, *3* — больше 3 *г/м*³

Таблица

Район исследования	Количество взвеси, $г/м^3$	Литературный источник
Берингово море	2—4 (до 10—13)	[3]
Курильские проливы	1—4	»
Балтийское море	7—10 (во время «цветения» фитопланктона)	[10]
Кильская бухта	1—3	»
Северо-западная часть Тихого океана	2—4	[3]
Индийский океан	0,39—2,2	»

распределения взвеси, составленная по полученным во 2-м рейсе «Оби» данным мембранной ультрафильтрации, для южной части Индийского океана в январе — апреле (середина южнополярного лета). Она также показывает малое содержание взвеси в поверхностных водах Индийского

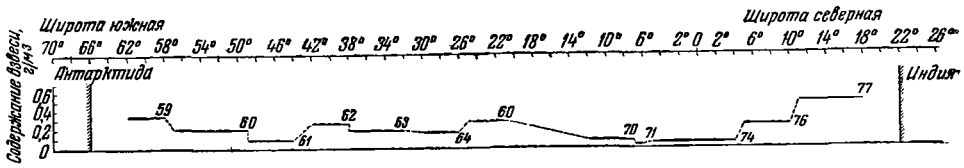


Рис. 8. Схема количественного распределения взвеси на поверхности океана по разрезу от Антарктиды до Индии по данным сепарации, в $г/м^3$

океана (чаще всего 0,5—1 $г/м^3$). При этом к югу от о-вов Принс Эдуард на основании значительного числа проб удается выделить обширную область исключительно чистых вод, содержащих менее 0,5 $г$ взвеси в 1 $м^3$. Максимальная концентрация взвеси у берегов Антарктиды достигает 2,5—3 $г/м^3$, т. е. значительно ниже максимальной концентрации взвеси в морях (более 10—15 $г/м^3$).

Данные о распределении взвеси в поверхностном слое в тот же период, полученные методом сепарации, несколько отличаются от данных ультрафильтрации. Причина отличия состоит прежде всего в том, что пробы для фильтрации отбирались со станций и из отдельных пунктов в определенные сроки по ходу судна, т. е. являются точечными пробами. Сепарационные пробы отбирались на ходу судна между станциями и на переходах и являются, таким образом, интегральными. Кроме того, некоторые отличия неизбежны также в связи с разницей в физической сущности процесса фильтрации с выделением частиц по геометрическим размерам и процесса сепарации с выделением частиц по гидравлической крупности. При некоторых отличиях в деталях оба метода при совместном использовании на значительной площади южной части Индийского океана дают в общем сходную картину. Схема количественного распределения взвеси в поверхностном слое, полученная методом сепарации (рис. 7), в общих чертах совпадает со схемой, полученной для того же района методом мембранной ультрафильтрации. Обширные части океана имеют содержание взвеси менее 1 $г/м^3$, а у берегов Антарктиды прослеживается возрастание концентрации до 2—3 $г/м^3$. Максимальная концентрация взвеси методом сепарации была обнаружена в море Дейвиса, севернее кромки льдов (3,92 и 3,71 $г/м^3$ для проб 12 и 16).

Итак, имеется общая картина количественного распределения взвес в поверхностном слое вод Индийского океана. На больших пространствах типичны концентрации взвеси от 0,5 до 1 *г/см*³ (рис. 8), что ниже соответствующих показателей для северо-западной части Тихого океана, и тем более — для шельфовых и окраинных морей. По мере приближения к берегам Антарктиды концентрация взвеси возрастает, достигая максимальных значений (2—4 *г/м*³) в непосредственной близости к берегам, чаще всего близ кромки льдов. Это связано с поступлением как минерального, так и биогенного материалов, в основном диатомовых водорослей. По мере приближения к островам и материкам общее содержание взвеси в водах, как правило, увеличивается. Картина распределения взвеси в поверхностных водах зависит от сезонных причин, однако общая схема распределения средних и максимальных концентраций остается принципиально той же. К северу сезонные изменения все более стираются и в тропических районах становятся практически незаметными.

Очень интересно также распределение взвеси по вертикали. Мы приводим несколько наиболее характерных разрезов через Индийский океан (рис. 9), положение которых указано на рис. 4.

В 1-м рейсе были составлены: разрез I, от о-вов Баллени до Новой Зеландии (станции 54—77), выполненный с 27 марта по 7 апреля 1956 г., разрез II Австралия — Антарктида (станции 91—112), выполненный с 1 по 14 мая, и основной разрез III через весь Индийский океан от Антарктиды до Аденского залива (станции 111—150), который был проведен с 12 мая по 8 июня 1956 г. Поскольку работы проводились в осенне-зимнее время, на некоторых разрезах из-за сильных штормов есть перерывы. Подходы к берегам Антарктиды были ограничены кромкой сплоченных льдов.

Из разрезов I—III видно, что распределение взвеси по вертикали весьма сложно: содержание взвешенного в воде материала колеблется по вертикали и от места к месту в очень широких пределах (от 0,3—0,5 до 5—10 *г/м*³). Таким образом, нижний предел содержания взвеси на вертикальных разрезах близок к минимальному ее содержанию в поверхностных слоях воды, а максимальное количество значительно превышает наблюденное на поверхности.

Существенно отметить пестроту картины распределения взвеси в так называемом деятельном слое океана (горизонт 0—200 *м*). Глубже распределение взвеси становится более равномерным, размеры ареалов значительно возрастают, а их контрастность, как правило, уменьшается.

Значительные изменения концентрации взвеси в пределах слоя 0—200 *м* связаны как с развитием разнообразных планктонных организмов (для антарктических вод — в основном диатомовых водорослей), так и с гидрологическими условиями, в частности с положением слоя скачка плотности. В антарктических водах слой скачка расположен обычно на глубинах 100—200 *м*. Для шельфа Антарктиды типично перемешивание вод, связанное с опусканием холодных и подходом теплых промежуточных вод, что приводит к исчезновению слоя скачка в пределах материковой отмели этого континента.

Ниже деятельного слоя воды Индийского океана чаще всего содержат от 1 до 1,5—2 *г/м*³ взвешенных веществ. Как правило, по мере приближения к берегам концентрация взвеси в глубинных слоях океанских вод возрастает до 2—4 *г/м*³, т. е. до максимальных значений, отмеченных для поверхностного слоя, а в отдельных случаях достигает 5—10 *г/м*³. При рассмотрении разрезов видно, что от областей склона материков, а также подводных поднятий и цоколей островов в толще вод протягиваются обычно довольно длинные, иногда до нескольких сотен километров, «языки» повышенных концентраций взвеси. Они располагаются

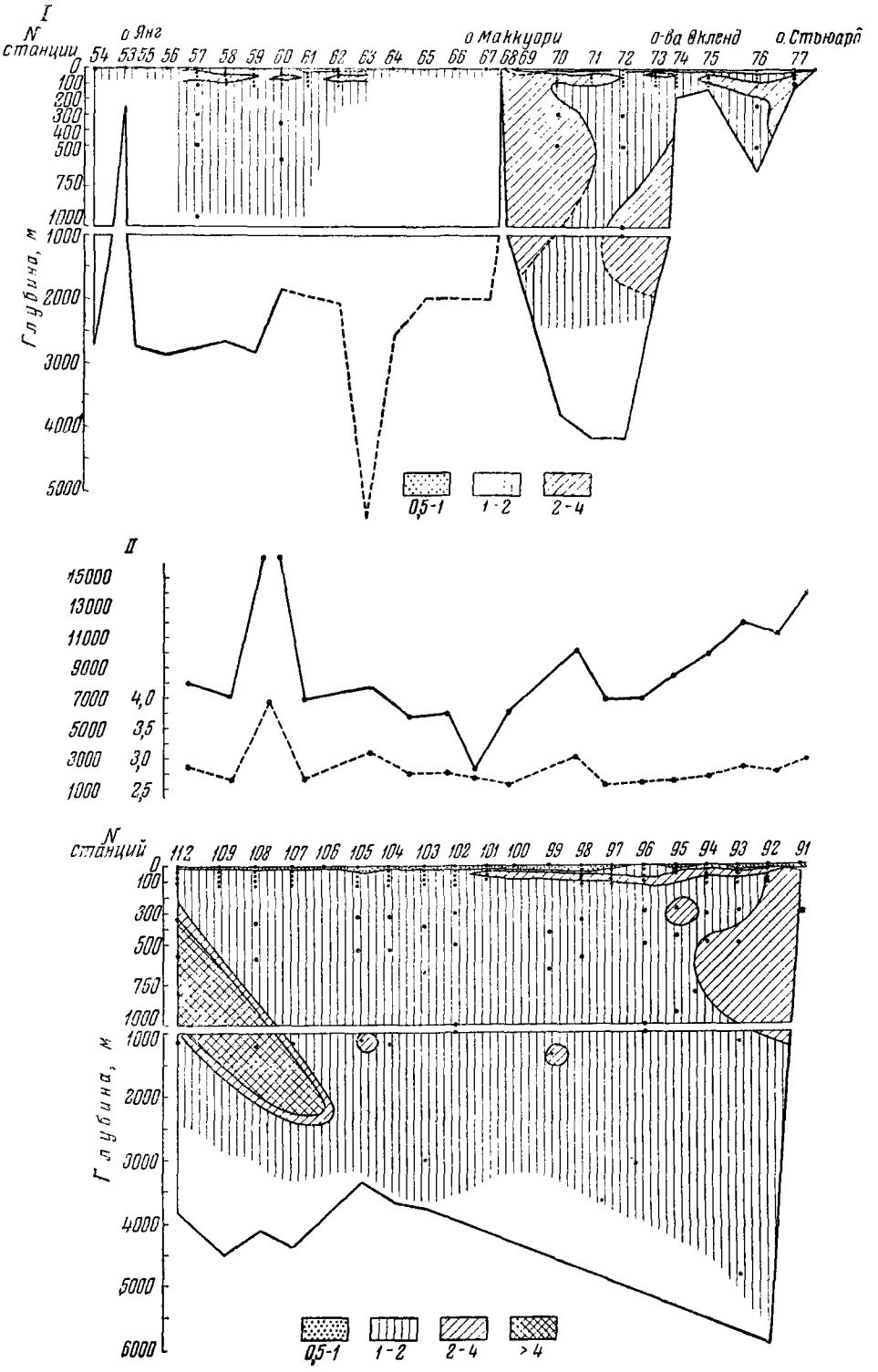


Рис. 9. Разрезы:

I — от о. Баллени до Новой Зеландии, *II* — от Австралии до Антарктиды

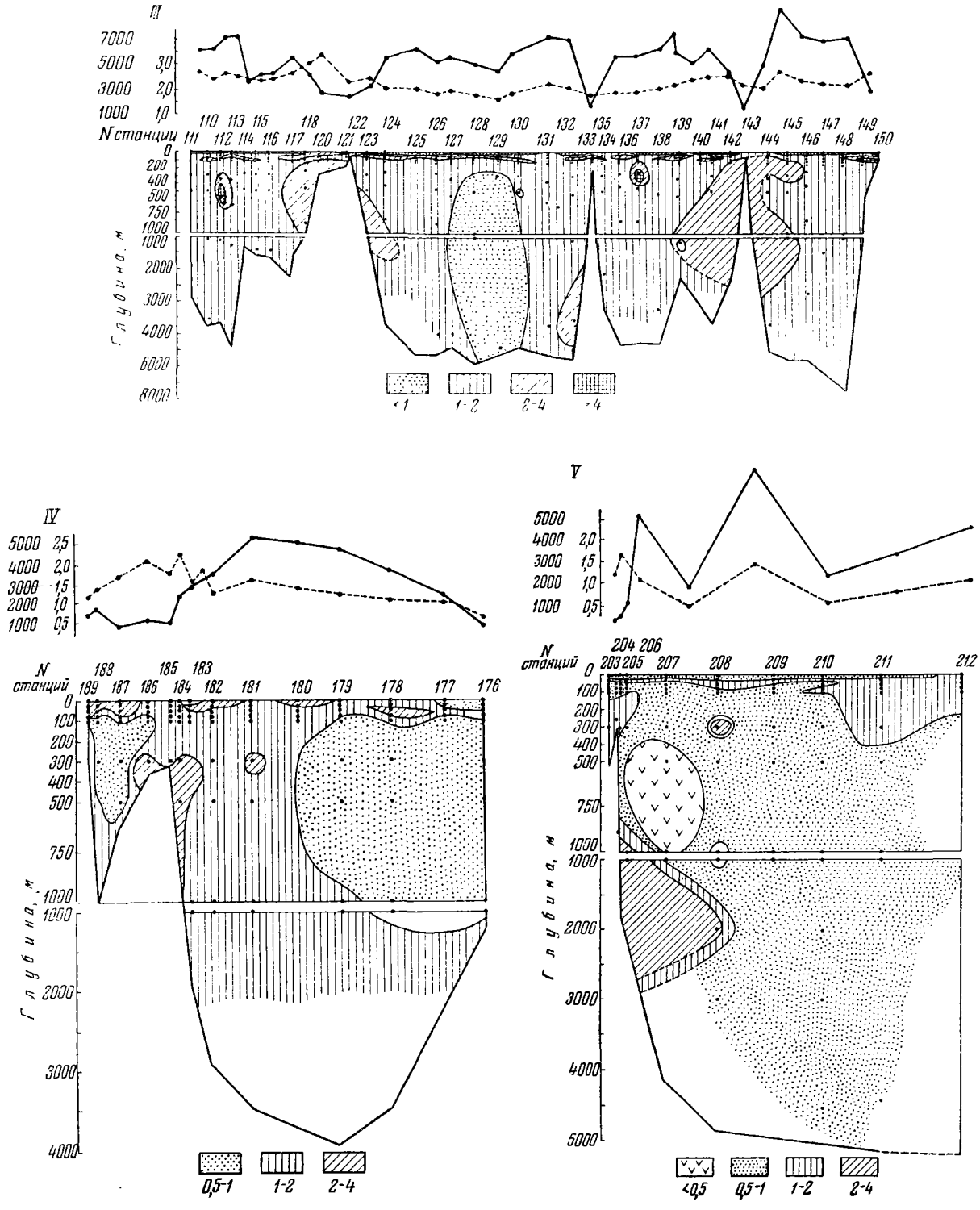


Рис. 9. Разрезы (продолж.):

III — от Антарктиды до Аденского залива, *IV* — к северу от берега Ингрид Кристенсен, *V* — к северу от берега Кемпа

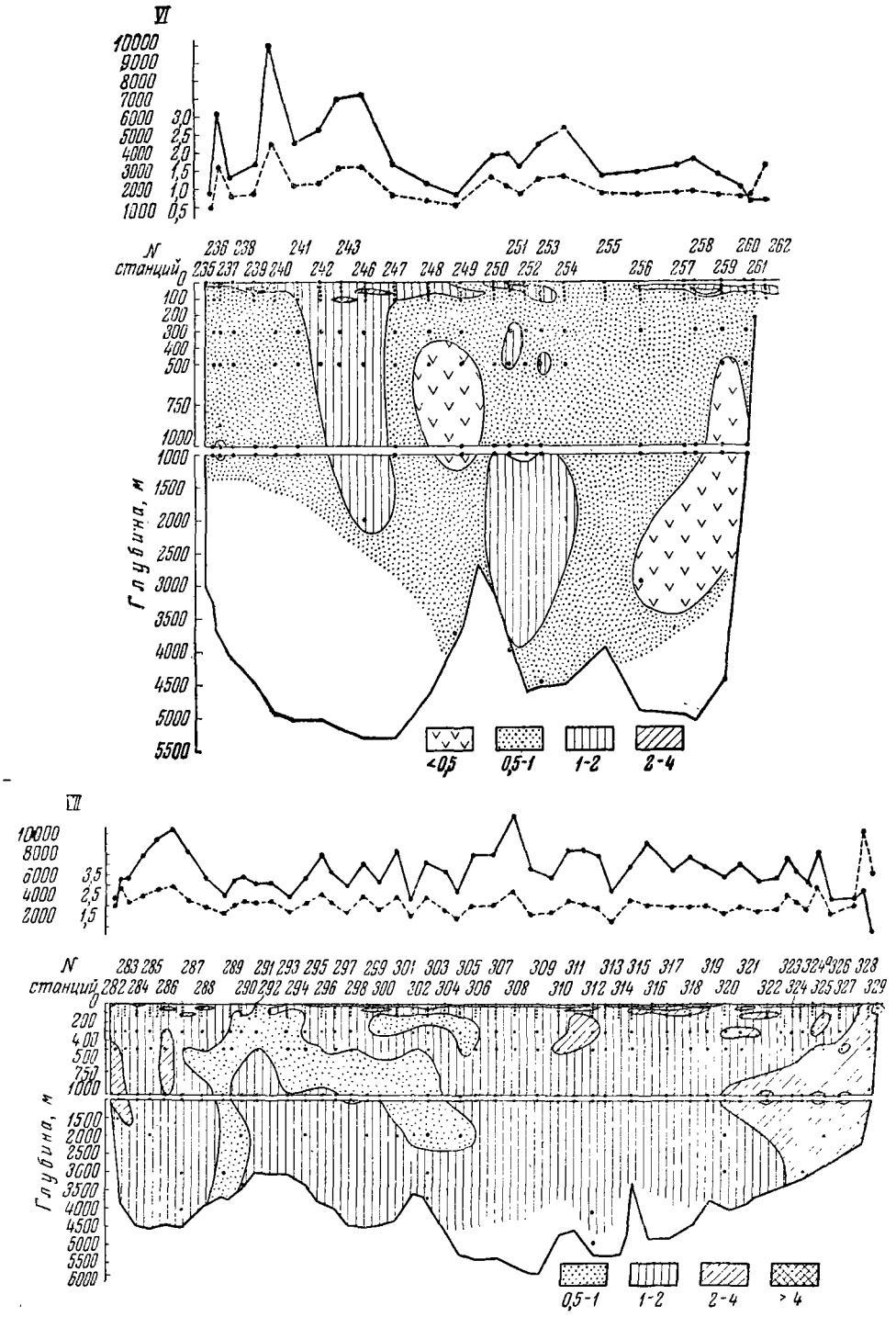


Рис. 9. Разрезы (продолж.):

VI — от Антарктиды до южного окончания Африки, *VII* — от Антарктиды до Индии. Количественное распределение взвеси на разрезах дано в *г/м*³, точками показаны горизонты получения проб, над разрезом пунктиром показаны средние взвешенные содержания в *г/м*³, сплошной линией—абсолютные количества взвеси от поверхности до дна в *г*.

на разных глубинах, от 0 (редко) до 2000—4000 *м*. Их форма часто весьма сложна, что обусловлено как особенностями поступления осадочного материала, так и гидрологической обстановкой, в частности течениями и распределением плотности. По мере удаления от материкового склона или подводного поднятия мощность языка, как правило, уменьшается, часто на нем появляются «пережимы», которые при дальнейшем развитии отчленяют отдельные части «языка», давая начало подводным «облакам» и «пятнам» с повышенным содержанием взвеси. «Облака» и «пятна» прослеживаются на значительных расстояниях от берегов, достигая иногда центральных районов океана.

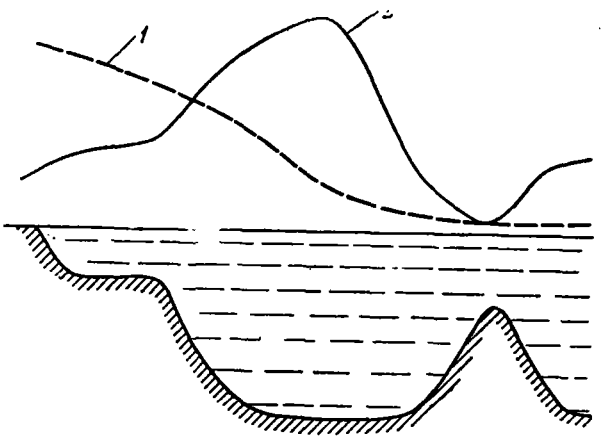


Рис. 10. Схема изменения среднего взвешенного содержания взвеси (*1*) и абсолютного количества взвеси (*2*), находящегося под 1 $м^2$ океанской поверхности в зависимости от рельефа дна

Разрезы, составленные во 2-м рейсе, существенно дополняют наши представления о распределении взвеси в Индийском океане.

Разрез IV выполнен с 23 по 28 января 1957 г. (станции 176—189) к северу от Земли Ингрид Кристенсен, разрез V был проведен с 2 по 7 февраля к северу от Земли Эндерби (станции 203—212), разрез VI — от берегов Антарктиды до Южной Африки (банка Агульяс) — был проведен с 21 февраля по 12 марта (станции 235—262), разрез VII был выполнен через весь Индийский океан от Антарктиды до Индии (в районе Калькутты) с 9 апреля по 14 мая (станции 282—329).

На первых двух разрезах видно поступление с севера очень прозрачных океанских глубинных вод, содержащих 0,5—1 $г/м^3$ взвешенного вещества, а в некоторых случаях — меньше 0,5 $г/м^3$. В деятельном слое, так же как и на ранее описанных разрезах, имеют место резкие изменения содержания взвеси. На втором разрезе слой скачка плотности хорошо прослеживается на большом протяжении по повышенной концентрации взвеси (1—2 $г/м^3$).

Картина распределения взвеси на разрезе Антарктида — Африка очень сложна, что зависит от общей сложности гидрологической и гидрохимической обстановки в этом районе. Прозрачные глубинные воды Индийского океана, так же как и на первых двух разрезах (2-й рейс), близко подходят к Антарктиде, причем на некоторых участках содержание взвеси в них снижается до 0,1—0,2 $г/м,^3$ а чаще всего — около 0,5 $г/м^3$. Интересно отметить на этом разрезе появление «пятна» очень прозрачных вод, содержащих менее 0,5 $г/м^3$ взвеси, у самых берегов Африки, в нижней части материкового склона, где имеются все основания ожидать повышение концентрации взвеси [8]. Возможно, что это исключение из общего правила обусловлено поступлением в район банки Агульяс чистых глубинных вод с юга и с востока, которые оттесняют мутные воды шельфа к западу от банки. Весьма необычна на этом разрезе также область высокой концентрации взвеси (1—2 $г/м^3$), расположенная в верхней части разреза. По-видимому, это остатки «языка», опустившегося в нижней части до 4000 *м* и перемещающегося к северу. В верхней части этот язык слился

с поверхностной областью высокой концентрации взвеси (влияние фитопланктона). Остатки такого пятна повышенного содержания фитопланктона имеются в слое 0—200 *м* в районе станций 250—254, а на горизонте 200—500 *м* они прослеживаются в виде небольших «пятен». Наконец, весьма показательно на этом разрезе «облако» высокого содержания взвеси (1—2 *г/м*^{3}), расположенное в районе станций 250—255 на глубинах от 1000 до 4000 *м*. По-видимому, это «облако» оторвалось ранее от материкового склона и смещается, медленно опускаясь, к северу.

Наконец, на разрезе Антарктида — Индия также можно выделить область прозрачных глубинных вод, прослеженную на ранее описанных разрезах, причем обрисовываются ее северная и южная границы. Эта область протягивается на глубине от 0 до 4000 *м* в центральной части океана от станции 287 до станции 307, имея протяженность около 2500 *км*. Огромные пространства Индийского океана заняты водами, содержащими от 1 до 2 *г/м*^{3} взвешенного материала. С шельфа Антарктиды протягивается на глубины до 1800 *м* небольшой «язык» повышенной концентрации взвеси. Очень мощный «язык» прослеживается в Бенгальском заливе в толще вод на расстояние более 1000 *км* от устья реки Ганг. У берегов Антарктиды на этом же разрезе можно видеть «пятно» повышенного содержания взвеси, потерявшее связь с материковым склоном и смещающееся, вероятно, к северу.

Из сопоставления приведенных, а также ряда промежуточных разрезов может быть сделано несколько важных выводов.

Прежде всего, в южной части Индийского океана в глубинных слоях воды западных районов океана значительно более прозрачны, чем воды восточных районов. Это хорошо видно по разрезам IV—VI (рис. 9). На первом из них воды, содержащие 0,5—1 *г/м*^{3} взвеси, довольно далеко отстоят от подводного склона материка, на втором и третьем — они уже достигают материкового склона. На разрезах III и VII через Индийский океан также можно встретить эти прозрачные воды: на разрезе III на еще большем удалении от материка, чем на разрезе IV (станции 127—131), а на разрезе VII — снова несколько южнее (станции 287—306). На разрезе II Антарктида — Австралия, так же как и на разрезе I через Новозеландский порог, прозрачных глубинных вод уже нет. По-видимому, в Индийский океан поступает значительная масса прозрачных атлантических вод через весь огромный пролив между Антарктидой и Африкой шириной более 1800 миль. Восточнее область распространения этих вод смещается несколько к северу и уменьшается в размерах. Так, на 65—70° в. д. она сужается приблизительно до 600 миль. На разрезе VII (Антарктида — Индия) прозрачные воды уходят еще дальше к северу, достигая южного тропика, и приподнимаются, отрываясь от дна.

Поступление большого количества взвешенного материала, сбрасываемого с шельфа и материкового склона, в глубинах океана прослеживается четко на разрезе II у берегов Антарктиды и Австралии, на разрезе IV на склонах подводного поднятия, на разрезе V у берегов Антарктиды, а также на разрезах III и VII на склонах подводных поднятий близ материков.

На основании изложенного становится ясно, что в западную часть Индийского сектора Антарктики поступает меньше осадочного материала, чем в восточную. По мере удаления от Антарктиды к северу количество осадочного материала, который мы можем проследить в транзитном состоянии, значительно снижается, вновь возрастая только в Бенгальском заливе. Естественно ожидать соответствующих изменений скорости современного осадкообразования.

Существенные выводы могут быть сделаны также и в отношении распределения сестоноядных бентических организмов: условия для их суще-

ствования более благоприятны на шельфе и в особенности в верхних частях материкового склона Антарктиды. При этом наиболее подходящими условиями в смысле поступления взвеси обладает восточная часть Индийского сектора по сравнению с его западной частью, где поступление взвеси значительно ниже. Соответственно в восточной части Индийского сектора Антарктики можно ожидать наиболее пышного развития сестоноядных организмов и, следовательно, обогащения осадков скелетными остатками таких организмов как губки, мшанки и др. В природе биомасса этих организмов определяется не только поступлением питательного материала в виде взвеси, но также и рядом других факторов. Однако наличие достаточного количества питательного материала является одним из основных факторов.

Для ориентировочных вычислений и для общих заключений большой интерес представляет среднее содержание взвешенного матриала во всей массе воды от поверхности и до дна. На основе данных о количественном распределении взвеси по вертикали нетрудно определить и значений средних величин. Наиболее удобным средним показателем является среднее взвешенное, так как наблюдения производятся с разной степенью точности (с разным весом). Наиболее точные и частые определения имеются для верхних слоев воды, когда пробы отбираются с интервалом 25 *м* (до 100 *м*), а глубже интервал отбора проб возрастает до 200, 500 и 1000 *м*. Для определения среднего значения содержания взвеси в слое пользуемся средним арифметическим из величин содержания взвеси на верхней и нижней границах этого слоя. Зная средние арифметические для отдельных слоев и мощность этих слоев в метрах, нетрудно произвести определение средних взвешенных по формуле:

$$P_{\text{ср}} = \frac{h_1P_1 + h_2P_2 + \ldots h_nP_n}{h_1 + h_2 + \ldots h_n},$$

где $P_{\text{ср}}$ —среднее взвешенное содержание взвеси от поверхности и до дна океана (в *г/м*^{3}), h — мощность слоя воды (в *м*), P — среднее арифметическое содержание взвеси для слоя (в *г/м*^{3}). На приведенных выше разрезах $P_{\text{ср}}$ показано пунктирной линией.

Из рассмотрения распределения средних содержаний взвеси по разрезам видно, что колебания величин концентрации взвеси для всей толщи воды не так значительны, как для отдельных горизонтов. Минимальные значения средней составляют 0,5 *г/м*^{3}, максимальные достигают 2—4 *г/м*^{3}. Лишь в очень редких случаях наблюдаются более низкие и высокие величины, обусловленные обычно своеобразием местных условий. Так, в Бенгальском заливе близ устья Ганга (разрез VII) значения среднего взвешенного повышаются от 4,0 до 6,3 *г/м*^{3}, что обусловлено поступлением больших масс мутных речных вод в эту часть залива.

При рассмотрении разрезов можно видеть, что для большинства случаев среднее содержание взвеси в столбе океанской воды от поверхности и до дна обычно колеблется в пределах от 1 до 1,5 *г/м*^{3}, и это значение может быть принято как среднее содержание взвеси в водах Индийского океана.

По мере приближения к материкам в области материкового склона, а также шельфа, на склонах некоторых подводных возвышенностей и подводных цоколей островов среднее содержание взвеси в столбе воды обычно увеличивается. В открытом океане при ровном дне колебания среднего значения содержания взвеси незначительны.

Зная среднее содержание взвеси в каждом слое воды и мощность слоя, легко подсчитать также абсолютное количество взвеси, находящейся под 1 $м^2$ океана от его поверхности и до дна. Эта величина имеет весьма важное значение как для определения общей поверхности частиц, так и вообще для выяснения влияния взвеси на гидрохимический облик вод различных районов океана.

Данные по абсолютным содержаниям взвеси океана по станциям были сведены нами на разрезы, где они показаны в виде сплошных линий. Как следует из разрезов, колебания в среднем содержании взвеси весьма значительны: от 20—30 до 10 000—13 000 *г*. Можно отметить некоторые общие черты в распределении этих величин на разрезах: на шельфе общее количество взвеси даже при высокой ее концентрации обычно очень невелико, что определяется малой глубиной вод. По мере удаления от берегов в сторону открытого моря абсолютное содержание взвеси возрастает, причем максимум чаще всего приходится на нижнюю часть материкового склона и прилежащие к нему районы океана (рис. 10). В открытом океане общее содержание взвеси зависит главным образом от рельефа дна, поскольку другой множитель — среднее содержание взвеси, как мы видели выше, изменяется незначительно.

При приближении к подводным поднятиям абсолютное количество взвеси уменьшается; таким образом, существует обратная связь между абсолютным содержанием взвеси в столбе воды и рельефом дна. В некоторых случаях, при повышенной мутности воды на склонах подводных поднятий, недалеко от их оснований, наблюдаются повышенные абсолютные содержания взвеси, как это отмечалось и для районов, расположенных около нижних частей материкового склона.

Средние абсолютные количества взвеси в открытом океане обычно колеблются в пределах от 3000 до 6000 *г*, составляя чаще всего около 4000—5000 *г*. В областях материкового склона абсолютное содержание взвеси возрастает до 8000—12 000 *г*, а в отдельных случаях — даже выше.

Приведенные разрезы позволяют выделить районы, где влияние взвеси на воды наиболее активно. Это районы, в которых содержится больше всего взвеси под 1 $м^2$ поверхности океана и где взвесь должна осаждаться достаточно долго, что обусловливает продолжительность ее воздействия на водные массы. Мы видели, что в районах наибольших глубин в открытом океане, где можно было бы ожидать максимального воздействия взвеси в связи с большой продолжительностью ее оседания на океанское дно, абсолютные содержания взвеси невелики — 4000—5000 *г*. В областях океана, прилежащих к материковым склонам, глубины почти так же велики, как и в открытом океане, а абсолютное содержание взвеси возрастает по сравнению с открытым океаном в 2—3 раза. Поэтому части океанов, прилежащие к материковым склонам, являются областями максимального влияния взвеси на водные массы. Эти рассуждения справедливы только при однородном гранулометрическом и вещественном составах взвеси. В одном из следующих сообщений будет показано, что существуют значительные различия в гранулометрическом и вещественном составах взвеси. Несмотря на эти различия, концентрация взвеси является одной из основных движущих сил процесса взаимодействия тонкого материала, взвешенного в морской воде, и водных масс.

ABSTRACT

By suspension we understand particles of different origin suspended in sea water from 1 *mm* to 0.1—0.01 *mm* in size. Water samples were obtained with sunken pumps and bathometers for 200 litres. The suspensions were obtained by the method of semi-automatic membrane ultrafiltration and

separation with industrial plate and many chamber separators. In the Indian Ocean 4,000 samples were collected from the surface and vertical sections. This provides quantitative and qualitative data about the contents of the suspended material. The separation method provided samples of suspension weighing several tens and several hundreds of grams. According to collected materials maps were compiled of the quantitative distribution of the suspension in the surface waters, and also the vertical sections across the southern part of the Indian Ocean, and two meridional sections running across the whole ocean. For the surface waters of the Indian Ocean the 0,5—1 g/m^3 of suspension contents is typical, which is less than the corresponding data of the Pacific. Towards the coasts the suspension concentrations grows and reaches maximum values near the ice edge due to the development of the phytoplankton. The most striking changes in the concentration of the suspension along the vertical sections were observed in the 0—200 m layer, below this the waters of the Indian Ocean contain usually from 1 to 2 g/m^3 of suspension. Towards the continental slopes the concentration reaches 2—4 g/m^3, and sometimes 10 g/m^3. In the shelf regions and on the continental slopes in the waters of the open ocean «tongues» and «clouds» could be found with a larger content of suspension. This originates from the fault of the fine sediment material from the shelf. The value of the mean content of suspension for every station was obtained by the method of mean suspended, which turned out to be equal to 1—1,5 g/m^3 for the whole bulk of water. The absolute quantity of suspension under the 1 m^2 of the ocean's surface to the bottom was usually estimated from 3000 to 6000 g.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. В. Живаго и А. П. Лисицын. Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктики. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1957.
2. А. П. Лисицын. Атмосферная и водная взвесь как исходный материал для образования морских осадков. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. XIII, 1955.
3. А. П. Лисицын. Некоторые данные о распределении взвеси в водах Курило-Камчатской впадины. Там же, т. XIX, 1955.
4. А. П. Лисицын. Методы сбора и исследования водной взвеси для геологических целей. Там же, т. XIX, 1956.
5. А. П. Лисицын и А. В. Живаго. Современные методы изучения геоморфологии и осадков дна морей Антарктики. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1958.
6. А. П. Лисицын и А. В. Живаго. Морские геологические работы. Описание экспедиции на д/э «Обь» 1955—1956 гг. Труды Компл. антарктич. экспедиции АН СССР, Изд. АН СССР. М., 1958.
7. А. П. Лисицын и А. В. Живаго. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Сообщение 1. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 1958. Сообщение 2. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3, 1958.
8. А. П. Лисицын. Новые данные о распределении и составе взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии. ДАН СССР (в печати).
9. П. И. Усачев. Методика сбора и обработки планктона. Труды Первой Всекаспийской научной рыбохозяйственной конференции, т. 1, Пищепромиздат, 1936.

Reprinted from SCIENCE, June 3, 1960, Vol. 131, No. 3414, pages 1677–1679

Table 1. Principal topographical data obtained on six crossings of the mid-oceanic epicenter belt in the southern Indian Ocean and on three crossings in the Atlantic Ocean.

Crossing No.	Latitude and longitude	Depth (fathoms)			Width (mi)	
		Valley		Highest point on profile	Bottom	Top
		Top	Bottom			
1*	16°35′N, 46°25′W	1180	2600	1140	5	18
2	7°50′N, 38°55′W	1850	3120	1580	4	14
3	18°40′S, 12°50′W	1360	1940	970	5	18
4	47°20′S, 31°47′E	1540	2635	680	1	20
5	39°30′S, 45°00′E	1140	1990	820	5	20
6	37°56′S, 49°08′E	880	2040	750	5	17
7	33°46′S, 56°07′E	1050	2000	655	1	15
8	28°49′S, 61°52′E	1860	2760	1115	1	12
9	30°27′S, 76°26′E	1550	2100	1130	½	4

* Same location as 1938 *Meteor* crossing (*6*).

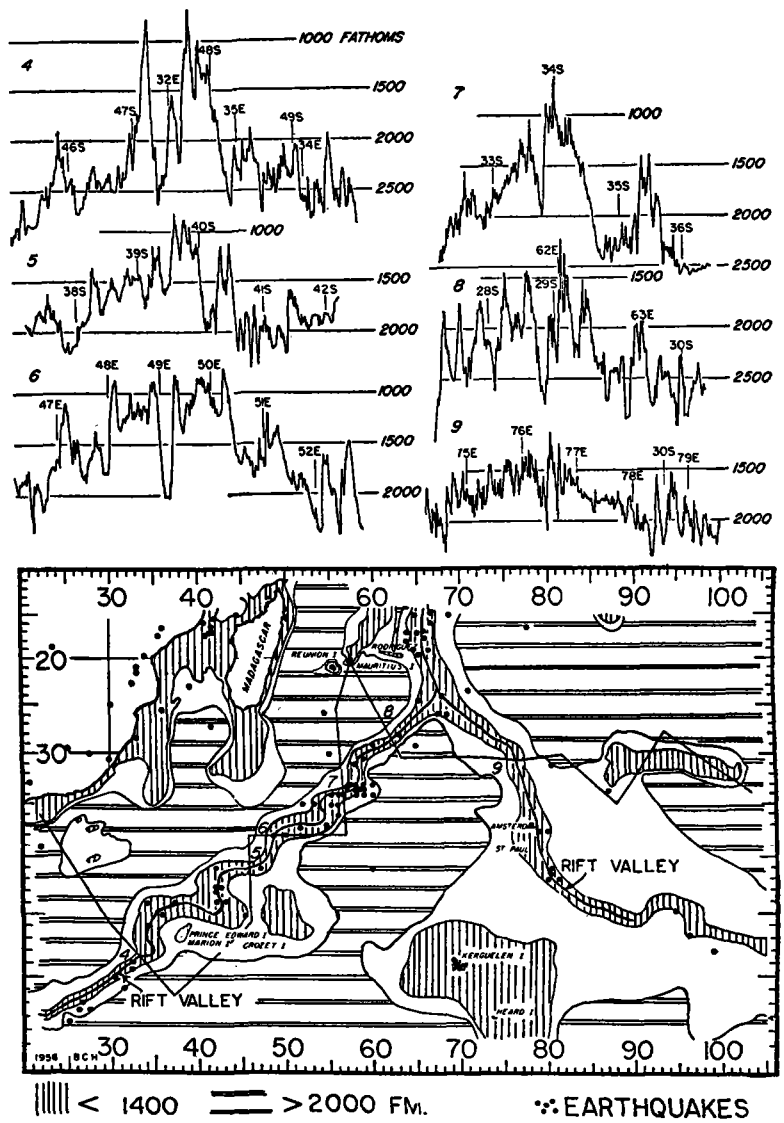


Fig. 1. (Top) Topographic profiles and (bottom) a bathymetric chart of the southern Indian Ocean. Data were obtained by the *Vema* expedition in crossings Nos. 4 through 9 of the mid-oceanic epicenter belt. Vertical exaggeration of profiles 100:1, depths in fathoms at sounding velocity of 800 fathom/sec.

Continuity of Mid-Oceanic Ridge and Rift Valley in the Southwestern Indian Ocean Confirmed

Abstract. The existence of a continuous, rifted, mid-oceanic ridge in the southwestern Indian Ocean, previously predicted by us, has been confirmed by soundings taken by the research vessel *Vema* during the expedition now in progress.

An important objective of the present world cruise of the *Vema* (*Vema* cruise No. 16, 1 October 1959 to 1 August 1960) is the examination of the Mid-Oceanic Ridge. The outstanding questions are (i) whether the ridge is continuous, as has been inferred from topographic and seismicity data (*1*, *2*) and (ii) whether the median rift, which has been shown to coincide with the epicenter belt along the Mid-Atlantic Ridge (*3*), follows the epicenter belt along the entire ridge system. The scarcity of soundings in the southern Indian Ocean has made this a critical area for checking the prediction that the mid-oceanic epicenter belt is a guide to the continuation of the median rift valley through unsounded areas.

During *Vema* cruise 16, six crossings of the mid-oceanic epicenter belt have been made in the southern Indian Ocean (Fig. 1) and three in the Atlantic Ocean. The principal facts about the topography that was found on these crossings, taken from preliminary readings and radio reports, are listed in Table 1.

The question of continuity of the ridge in the southwest Indian Ocean is of particular interest. The belt of earthquake epicenters, which follows the crest of the Mid-Atlantic Ridge throughout its length, continues without interruption past Prince Edward Island, through Rodriguez Island, and into the Gulf of Aden (*4*). Almost all published bathymetric charts (*5*) fail to show a corresponding ridge. Although a segment trending northeast from Prince Edward Island has been recognized, a major gap is generally shown between Prince Edward Island and the Mid-Atlantic Ridge. However, crossing No. 4 found the ridge fully developed, as had been predicted by Ewing and Heezen (*1*). Crossings Nos. 5 and 6 likewise found the ridge fully developed, as would be generally expected.

Southwest of Rodriguez Island the epicenter belt is continuous, but soundings are rare and no ridge has generally been shown over a span of about 1000 miles (*5*). The track of *Vema* was chosen to explore this region. Crossings Nos. 7 and 8 in this region may be taken as strong evidence for the continuity of the ridge from Prince Edward Island to Rodriguez Island.

Near Rodriguez Island, the epicenter belt branches; the southeastern branch continues through Amsterdam and St. Paul islands toward the Pacific Ocean. Crossing No. 9 verified the existence of a corresponding ridge near latitude 30°S. The three Atlantic crossings only confirmed our previous knowledge of the continuity and position of the Mid-Oceanic Ridge.

All nine crossings also give evidence about the median rift. As shown in Table 1, a deep narrow valley exists, coinciding exactly with the belt of epicenters. The dimensions of the valley on all crossings are closely comparable with those given for the Rift Valley in the North Atlantic (*3*).

Thus, the Mid-Oceanic Ridge and the Rift Valley have the same characteristics in the Indian Ocean as those described for the Atlantic. Apparently the form of the ridge changes before Easter Island is reached (*6*), and it is of interest to find how far the characteristics found in the Atlantic and Indian oceans continue (*7*).

MAURICE EWING
BRUCE C. HEEZEN
Lamont Geological Observatory, Palisades, New York

References and Notes

1. M. Ewing and B. C. Heezen, *Am. Geophys. Union Geophys. Monograph No. 1* (1956), p. 75.
2. B. C. Heezen, *Colloq. intern. centre natl. recherche sci. (Paris) No. 83* (1959).
3. ———, M. Tharp, M. Ewing, "The floors of the ocean, I; The North Atlantic," *Geol. Soc. Am., Spec. Paper No. 65* (1959).
4. J. P. Rothe, *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)* A222, 387 (1954); B. Gutenberg and C. F. Richter, *Seismicity of the Earth* (Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., 1954).
5. J. Bartholomew, *Advanced Atlas of Modern Geography* (McGraw-Hill, New York, 1957); Anonymous, *General Bathymetric Chart of the Oceans* (International Hydrographic Bureau, Monte Carlo, Monaco, 1935–1939), sheets A'IV, B'IV.
6. R. L. Fisher, "Preliminary Report on Expedition Downwind," *IGY Rept. Ser. (Data Station A) No. 2* (1958); H. W. Menard *Bull. Geol. Soc. Am.* 69, 1179 (1958).
7. We are indebted to R. Gerard and C. Fray, successively chief scientists of *Vema*, to H. C. Kohler, master of *Vema*, and to M. Tharp for their assistance. This report is Lamont Geological Observatory (Columbia University) contribution No. 415.
8. G. Dietrich, *Ann. Hydrograph. Marit. Meteorol.* 67, 20 (1939).

23 February 1960

Sonderdruck aus „ERDKUNDE, Archiv für wissenschaftliche Geographie", Band XIV, Lfg. 3, 1960, Bonn

ZUR BODENGESTALT DES INDISCHEN OZEANS

Bericht über den gegenwärtigen Stand der Forschung

THEODOR STOCKS

Mit 2 Abbildungen

Diesen Beitrag widmet der Verfasser Herrn Prof. em. Dr. Georg *Wüst* in Kiel zum 70. Geburtstag (15. Juni 1960)

Summary: On the Submarine Topography of the Indian Ocean. A Report on the Present State of Exploration.

Similar to the Atlantic ocean floor, also the Indian ocean floor shows a central ridge with a longitudinal extension of some 13 000 km and with its major axis trending S/N; it takes its origin in the neighbourhood of the Gaussberg in the South (Antarctica) and, while varying its course from SE to NW and SW to NE, it extends with differing width as far as beyond the equator; here it splits into two branches: the Chagos-Laccadive ridge, which joins the Indian peninsula in the latitude of Goa, and the so called "Carlsberg" (north-western Indian-) ridge, which, after having described a wide curve via Sokotra, turns to NE until it becomes merged in the Asiatic continent in the region of the Indus-delta, apparently in the Khirdar mountains. There are no soundings available proving the existence of the central part of the ridge between the 30th° and the 20th° S; the particular features proper to the distribution of the bottom water suggest, however, the presence of this part of the ridge.

The Indian ridge divides into several remarkable branches. Between the Kerguelen islands — up to this point it is named the Kerguelen-Gaussberg ridge — and the Crozet islands there is, f. i., a ridge interrupted by a depression at two places in about 60° E; following its plateau-like widening, we find the Crozet ridge, which trends W, interrupted by a passage near the Agulhas shelf at a depth of abt. 4500 m, then follows the Madagscar ridge with a northern trend and apparently without any depressions or passages within a depth range of 4000 m, and at last, another ridge to the NE which so far has not been given a name; this branch ends without any continuation S of Rodriguez island, and separates the Madagascar basin from the South-West Indian basin. The gap between the Atlantic- and the Indian ridge in 50° S, 30° E is generally known.

As a counterpart to the Atlantic-Indian ridge, we may regard the apparently very broad plateau-like elevation which begins in the region between the Kerguelen islands and the group of the St. Paul- and New-Amsterdam islands; this elevation extends to the East until it reaches the eastern border of the Indian ocean, viz. the system of the Tasman- and the Macquarie ridges. It has a passage in about 120° E, that has recently been confirmed by soundings and that is of great importance to the distribution of the bottom water. Several smaller branches of the South-Indian ridge have altered the conception, held heretofore, of the bottom configuration of the Indo-Australian basin, which was considered to be characterized by the absence of any sort of bottom elevations. Thus we now find rise-like connections in about 40° S, 110° E in the direction of Cape Leeuwin (South-Western Australia), in 35° S in the direction of Perth, and, at last, in 25° S, 100° E in the direction of the Cape Cuvier ridge (Western Australia).

As a new feature in the bottom configuration of the NE part of the Indian ocean and as a counterpart to the Laccadive ridge we may consider the ridge that comes from the Nicobar islands and in about 90° E trends S; whether or not this ridge may be connected to the respective branch of the South Indian basin within the depth range of 4000 m, may be left out of account for the present. The conception with regard to the structure of ridges and rises or sills respectively in the region of the Keeling-(Cocos-) and Christmas islands — how incomplete in its details it ever may be — nevertheless permits to draw the conclusion that the water of the Sunda trench system as a sea region which shows the characteristics of the Pacific ocean, is separated from the Indian ocean by a distinctive rise.

Zusammenfassung. Der Indische Ozeanboden zeigt ähnlich wie der Atlantische einen S-N-verlaufenden Zentralrücken von etwa 13 000 km Länge; er beginnt im S (Antarktika) in der Nähe des Gaussberges und erstreckt sich in wechselnder Breite und mit Richtungen, die zwischen SE → NW und SW → NE wechseln, bis über den Äquator; hier teilt er sich in zwei Äste: den Tschagos-Lakkadiven-Rücken, der in der Breite von Goa an die vorderindische Halbinsel Anschluß findet, und den sog. „Carlsberg"-(nordwestlichen Indischen) Rücken, der über Sokotra ausholend und dann wieder NE drehend, in der Gegend des Indus-Deltas, vielleicht im Khirdar-Gebirge, im asiatischen Kontinentalblock aufgeht. Das Mittelstück dieses Rückens, etwa zwischen 30 und 20° S, ist nicht durch Lotungen belegt, vielmehr wird seine Existenz durch die Besonderheiten der Ausbreitung des Bodenwassers gefordert.

Mehrere bemerkenswerte Abzweigungen des Indischen Rückens sind vorhanden: so zwischen den Kerguelen — bis hierher spricht man vom Kerguelen-Gaussberg-Rücken — und der Crozet-Gruppe, mit einem oder 2 Durchlässen bei etwa 60° E; vor dieser plateauartigen Verbreiterung strebt die Crozet-Schwelle nach W, hier aber vor dem Agulhas-Schelf mit einem etwa 4500 m tiefen Durchlaß, ferner der Madagaskar-Rücken nach N, vermutlich ohne irgendwelche 4000-m-Unterbrechungen, sowie ein bisher nicht benannter Rücken nach NE, der südlich von Rodriguez frei endet und das Madagaskar- und Südwestindische Becken trennt. Die Lücke zwischen dem Atlantisch-Indischen Rücken bei 50° S, 30° E ist bekannt; ebenso der Maskarenen-Rücken, der durch die Rodriguez-Schwelle mit dem Tschagos-Rücken in Verbindung steht.

Das Gegenstück zum Atlantisch-Indischen-Rücken ist die offenbar sehr breite plateauartige Erhebung, die aus der Gegend zwischen den Kerguelen und der Inselgruppe St. Paul — Neuamsterdam nach E streicht bis zur östlichen Ozeangrenze: dem System des Tasmanischen und des Macquarie-Rückens. Allerdings besitzt diese Schwelle eine vom Standpunkt der Bodenwasserausbreitung sehr wichtige Lücke bei etwa 120° E, die jetzt durch Lotungen bestätigt ist. Mehrere kleinere Abzweigungen dieses Südindischen Rükkens geben dem nach bisheriger Auffassung ungegliederten Indisch-Australischen Becken ein neues Gesicht, so bei etwa 40° S, 110° E, wo in Richtung auf Kap Leeuwin (SW-Australien), ferner auf 35° S, wo in Richtung auf Perth, und schließlich bei 25° S, 100° E, wo zum Cuvier-Rücken (W-Australien) schwellenartige Verbindungen zu bestehen scheinen.

Ein neuer Zug im NE-Teil des Indischen Ozeans dürfte in dem Rücken zu erblicken sein, der — ein verblüffendes Gegenstück zum Lakkadiven-Rücken — aus der Gegend der Nikobaren kommend auf etwa 90° E nach S streicht, ob mit oder ohne 4000-m-Anschluß an den betreffenden Ast des Südindischen Rückens, mag bis auf weiteres dahingestellt bleiben. Ein in Einzelheiten noch nicht genügend geklärtes Bild der Rücken-Schwellenstruktur im Bereich der Keeling-(Kokos-) und der Christmas-Inseln läßt indessen schon jetzt darauf schließen, daß die Gewässer des Sundagraben-Systems als ein pazifische Merkmale aufweisendes Seegebiet gegen den übrigen Indischen Ozean durch eine deutliche Schwelle abgetrennt sind.

A) Einleitung

Die Erarbeitung plausibler Darstellungen der Topographie des Meeresbodens in kleineren Maßstäben hat sich immer mehr zu einer Spezialaufgabe entwickelt, die viele Probleme in sich birgt. Das Aufspüren und Sichten des Quellenmaterials — in Form von listenmäßig oder in Kartenform veröffentlichten Lotreihen —, das Heranziehen von wissenschaftlich fundierten Regionaldarstellungen, auch älteren Datums, die Berücksichtigung ozeanographischer, geologischer und geophysikalischer Argumente und das Koordinieren der Unterlagen bei sehr ungleichförmiger Verteilung zu einem fundierten Gesamtbild ist eine langwierige mühevolle Arbeit, und mit dem Anschwellen des Materials wachsen neue Probleme heran. Das ist in besonderem Maße der Fall beim Indischen Ozean.

Unter den sieben Weltmeeren, den drei Ozeanen und den vier Mittelmeeren, hat der Indische Ozean in wissenschaftlicher Beziehung lange als terra incognita gegolten. Während sich im Atlantischen Engländer, Amerikaner, Skandinavier und Deutsche, im Pazifischen Amerikaner und Japaner respektable Verdienste gesichert haben, hat der Indische, obwohl lange Zeit eine Art Mare nostrum des Britischen Empire, in auffallender Weise auf der Schattenseite der Erforschung gestanden — wenn man von den dänischen und holländischen Unternehmungen besonders im Austral-asiatischen Mittelmeer, den britisch-ägyptischen im Arabischen Meer und einigen anderen absieht.

B) Entwicklung der morphologischen Ansichten

Aus der Zeit vor der „Challenger"- und der „Gazelle"-Expedition (1874—1876) sind unsere Kenntnisse über die Topographie des Indischen Meeresbodens unbedeutend, von Nebenmeeren, z. B. dem Roten Meer, abgesehen. Von einer Gliederung ist auf den Atlaskarten dieser Zeit nichts zu bemerken, und zusammenfassende Darstellungen sind vor O. Krümmel 1881 bzw. A. Supan 1889 nicht vorhanden. Krümmels Karte, mit einigen Verbesserungen von Supan, erschienen 1891, wurde im Atlas „Indischer Ozean" der Deutschen Seewarte mit 2000-m-Äquidistanz zugrunde gelegt und läßt nur den von SW nach NE ungegliedert abfallenden Meeresboden erkennen, mit Tiefen über 5000 m, der sogenannten Austral-Indischen Tiefe, mit einem steilen Anstieg gegen die Großen Sunda-Inseln einerseits und gegen die australische Süd- und Westküste andererseits. Mit dem Atlantischen Ozean besteht eine 3000—4000 m tiefe Verbindung, mit dem Pazifischen eine solche von über 4000 m südlich von Tasmanien, wo allerdings die mögliche Existenz eines Tasmanischen Rückens etwa auf dem 145. Längengrad angedeutet wird. Von einem indischen Zentral-Rücken keine Spur; die Kerguelen und Neu-Amsterdam-Gruppen bilden in gleicher Weise wie die Rodriguez-, Mauritius-, Seychellen-, Tschagos-Gruppen u. a. isolierte begrenzte Sockel ohne Zusammenhang.

Es blieb Sir John Murray vorbehalten, in den „Challenger" Reports im Jahre 1895 eine sehr schöne Tiefenkarte des Indischen Ozeans herauszubringen. In 1000-Faden-Äquidistanz entworfen, zeigt er u. a. die Trennung der Austral.-Indischen Tiefe in 3, über 3000 Faden tiefe Becken (Maclear-, Wharton-, Jeffrey-Deep), und die Annahme eines weniger als 1000 Faden tiefen Tasmania-Plateaus sowie die Zusammenfassung der nordöstlich von Madagaskar liegenden Atoll-Gruppen von Réunion bis Mauritius zu einem Seychellen-Plateau sind als Fortschritte zu bezeichnen, während Krümmels Andeutung

eines aus dem Golf von Bengalen kommenden Rückens, auf den noch zurückzukommen sein wird, bei MURRAY wieder getilgt ist. Gegen den Atlantischen trennt er den Indischen durch eine Art Crozet-Schwelle mit weniger als 2000 f. ab.

Ein erstaunlich sicheres Gefühl führte schon im Jahre 1900 auf Grund der Ergebnisse der „Valdivia"-Expedition dem Ozeanographen G. SCHOTT die Feder; Andeutungen zahlreicher Formen, die wir heute begreiflicherweise besser kennen, sind schon bei ihm vorhanden — so der Nordwestindische (Carlsberg-) Rücken, der Rodriguez-Rücken, das Kerguelen-Gaussberg-Plateau, die Crozet-Schwelle, der Südaustralische Rücken u. a. mehr. Anstelle der Java-Doppel-Rinne kannte SCHOTT aber schon 1900 den nordwestlichen Teil dieses Grabensystems, den Mentawei-Graben. Auch der Bengalische (Carpenter-)Rücken ist zum mindesten an zwei Stellen eindeutig festgehalten.

Im Jahre 1903 begann die Monaco-Karte zu erscheinen, deren erste Ausgabe trotz des relativ beschränkten Lotmaterials die pflegliche Hand eines kritischen Bearbeiters verrät. Schon diese Ausgabe, also bereits aus den Jahren vor dem ersten Weltkrieg, zeigte manche Einzelheiten, die später z. T. wieder verloren gingen. So war schon damals ein Teil des sogenannten Carlsberg-Rückens zu erkennen, auch das Vorhandensein der Crozet-Schwelle (Seuil de Crozet) wird betont, man hat schon damals klar erkannt, welche hydrographische Bedeutung dem Durchlaß zwischen Kerguelen und Crozet-Schwelle, also der Verbindung des Atlantisch-Indischen Südpolarbeckens mit dem nördlich gelegenen Becken zukommt, und WÜST hat viele Jahre später diese Rolle als overflow-Weg des kalten Bodenwassers an dieser Stelle, dem „Vallée des Kerguélen" gefordert.

Zum ersten Mal erscheint auf dieser Karte ein nur zwischen 2000 und 2500 m tief liegendes, wie durch ein „Rift valley" gespaltenes Bergland in etwa 15° S, 87—89° E Länge, dessen bastionsartige Figur sich durch alle späteren Darstellungen bis heute erhalten hat. Dieser „Monaco-Bastion" kommt, wie wir später sehen werden, eine besondere Bedeutung zu. Interessant ist jedenfalls auch, daß die Bearbeiter der ersten Monaco-Ausgabe für eine besonders interessante Form, den Carpenter-Rücken im Golf von Bengalen den Ansatz und weiter südlich einen Teil des Gerippes dieses Rücken gefunden hatten.

Einen Markstein bildet die Karte von MAX GROLL 1911. Dieser für seine Sorgfalt und Kritik bekannte Bearbeiter zeigt wohl als erster einige wesentliche Merkmale des Indischen Ozeanbodens, so den Tasman-, den Macquarie-, den Kerguelen-Gaussberg-New Amsterdam- und den südindischen Ost-West-Rücken, der die Gewässer südlich Australiens in zwei Becken teilt: das Indische Südpolarbecken, das er freilich noch mit dem Tasmanischen Becken in Verbindung bringt, und das Südaustralische Becken mit dem Jeffrey Deep. Auch den sehr deutlichen Bengalischen Rücken, d. h. den Ansatz des Carpenter-Rückens und Ansätze des zentralen und nordwestlichen Indischen Rückens, jedoch in bescheidenerer Form als Monaco, das Somali-Becken, die Crozet-Schwelle, den Natal- und den Madagaskar-Rücken und das Maskarenen-Becken läßt GROLLS Karte erkennen.

Die von GROLL erarbeiteten Fortschritte bildeten auf lange Zeit für alle geophysikalischen, ozeanographischen und geologischen Erörterungen die einzig brauchbare Karte; diese gab bekanntlich auch eine vorzügliche Unterlage ab für die Errechnung der bathymetrischen Grundwerte durch KOSSINA sowie für Erörterungen über eine natürliche Abgrenzung und Unterteilung des Ozeans, kennt freilich auch nur ein sehr großes Indisch-Australisches Becken, das fast den halben Ozean einnimmt.

Für die 20er bis 30er Jahre sind an Unternehmungen, die über die Morphologie des Indischen Ozeans neue Erkenntnisse brachten, mehrere Gruppen erwähnenswert. An Expeditionen — außer den polaren und subpolaren der Engländer mit „Discovery II", der Australier und Neuseeländer unter MAWSON — ist besonders erwähnenswert das unter dem Namen „Sir-John-Murray-Expedition" bekannt gewordene britisch-ägyptische Gemeinschaftsunternehmen im Nordwestsektor des Ozeans mit „Mabahiss" 1936; die von WISEMAN diskutierten morphologischen und geologischen Ergebnisse (z. B. das Rift-Valley im sogenannten Carlsberg-Rücken) sind bekannt. Für dieses morphologisch und ozeanographisch gut abgegrenzte einheitliche Seegebiet liegen also beachtliche Darstellungen vor, nachdem der Nordwestindische Rücken schon vorher durch das dänische Forschungsschiff „Dana" an mehreren Stellen abgelotet und gut abgegrenzt werden konnte.

Ebenfalls in diese zwei Dezennien fallen die Beobachtungen der Niederländer auf der Aus- und der Heimreise des „Willebrord Snellius", dem ja die vorzüglichen Darstellungen des Austral-asiatischen Mittelmeeres zu danken sind; daneben muß erwähnt werden die U-Boot-Expedition von VENING MEINESZ, dessen Schweremessungen an Bord von „K XVIII" i. J. 1935 gerade im wenig bekannten inneren Teil des Ozeans ganz neue Erkenntnisse brachten. In bathymetrischer Hinsicht ist erwähnenswert eine

Ost-West-Lotreihe etwa auf der Breite 30—35° S mit einem bis auf etwa 1100 m aufragenden Querrücken. „K XVIII" hat auffallend wichtige, aber bisher wenig bachtete Beiträge zur Morphologie geleistet, auch in den Randgewässern südlich der Sunda-Inseln.

Überraschend sind neben diesen Forschungsreisen nun die Ergebnisse britischer und deutscher Auslandkreuzer, u. a. „Berlin", „Emden" und „Karlsruhe". Trotz der für heutige Begriffe noch primitiven Echolottechnik haben diese Schiffe erstaunliche Beiträge geliefert, so „Berlin" die 6800 m Tiefe im Nordaustralischen Becken. Obwohl durch diese Auslandskreuzer manche Lücke geschlossen werden konnte, gerade auch in bisher wenig bekannten Gebieten (so durch „Emden" zwischen den Seychellen und Sumatra), so ergeben diese Lotungsreihen in Verbindung mit den regional begrenzten Forschungsexpeditionen und sporadischem Kabelleger-Untersuchungen doch noch keinen, den ganzen Ozean mehr oder weniger gleichmäßig überdeckenden Kenntnisstand; davon sind wir auch heute noch weit entfernt. Lediglich der Golf von Aden, das Arabische und das Somali-Meer sowie das Bengalische Meer und die Andamanen-See nebst den Gewässern südlich der Sunda-Inseln können als hinreichend bekannt angesehen werden.

In diese Jahre fallen nun ozeanographische Arbeiten besonderer Art, die sich als geeignet erwiesen, an lotungsarmen Stellen mit großer Sicherheit Durchlässe in den Schwellen sowohl örtlich festzulegen wie auch ihre Tiefenlagen zu bestimmen, nämlich durch die von Wüst, anfangs im „Meteor"-Werk und später auch in Anwendung auf die anderen Ozeane entwickelte Methode der Ausbreitungsrichtung des kalten Bodenwassers mit Hilfe der potentiellen Temperaturen. Unter potentieller Temperatur versteht man bekanntlich die Reduzierung der gemessenen in situ-Temperaturen, speziell am Meeresboden, durch Eliminierung der Temperaturerhöhung infolge des Drucks der Wassersäule; hierdurch erhält man komparable Werte, die etwa ½—1° C niedriger sind als die in situ-Temperaturen und sich besser eignen, die Schwellentiefen festzulegen.

C) Die neueste Zeit seit 1945

Das Erforschungstempo änderte sich erst nach dem 2. Weltkriege. Die ersten waren 1948/49 die Schweden (unter Leitung von H. Pettersson) auf dem Forschungsschiff „Albatross". Koczy hat die uns interessierenden Lotungsergebnisse bearbeitet und diskutiert; obwohl der SN-Kurs des Schiffes u. a. auf dem Meridian 90° Ost in ein für die Bathymetrie höchst aktuelles Gebiet führte, konnte man sich vielfach nicht entschließen, die erzielten Tiefenangaben in Verbindung mit bereits vorhandenen zu einem plausiblen Bild des Meeresbodens zusammenzufügen. Geringere Tiefen z. B. auf diesem Track sah man meist als eine Art von Seamount an, also als isolierte Erhebungen; wir werden später sehen, was diese Kuppen wirklich zu bedeuten haben.

Auch die Franzosen haben im südwestlichen, im zentralen Teil (Profil des „Charcot" von W nach E auf 40 bis 45° S-Breite), im Bereich des Tasman- und des Macquarie-Rückens sowie auf einem SE-NW-Profil zwischen Fremantle und den Tschagos-Inseln sehr wertvolles Material beigebracht.

Die Dänen, deren Hauptarbeitsgebiet — in Fortführung der „Dana"-Tradition — der Pazifische Ozean ist, haben neuerdings ebenfalls im Indischen Ozean gute Lotungsreihen erzielt mit ihrer „Galathea" 1950—1952, obwohl das Schwergewicht der Forschung der Hydrobiologie galt. Für den Indischen Ozean liegen sieben Karten der „Galathea" in verschiedenen Maßstäben vor, die den zu Grunde gelegten Seekarten entsprechen und die unbeschickten Lotungszahlen enthalten nebst beigegebenen Profilen in starker Überhöhung.

Schon vor dem Geophysikalichen Jahr stand begreiflicherweise der Süden des Ozeans, vornehmlich die subantarktischen Gewässer im Blickpunkt des Interesses mehrerer Nationen; Briten, Australier, Neuseeländer und Franzosen sind bereits erwähnt worden, neu hinzugetreten sind hier die Sowjets mit „Ob". Lotungen und ozeanographische Stationen liegen jetzt teilweise auch in bisher als wenig bekannt geltenden Seegebieten vor, vor allem in den zentralen Teilen des Ozeans. Einige Lotreihen haben schlagartig Licht in topographische Verhältnisse gebracht, deren scheinbar widerspruchsvolle Tiefenzahlen oft nur schwer sinnvoll geordnet werden können.

Trotzdem muß hier mit Nachdruck darauf hingewiesen werden, daß der Indische Ozean noch weite Gebiete hat, in denen keine einzige verläßliche Tiefenzahl einen Anhalt bietet. Es gibt noch zahlreiche Eingradfelder ohne eine einzige Messung, und häufig bilden diese Eingradfelder zusammenhängende Gebiete von einer Größe, die das Areal der Bundesrepublik um ein vielfaches überschreitet.

In den Jahren nach dem 2. Weltkrieg ist nun das Interesse an der Bodengestaltung des Ozeans auch auf Seiten anderer Wissenschaftszweige gestiegen, so der Geophysiker (erwähnt seien Gutenberg-Richter mit ihren Arbeiten über die Verbreitung von Flach- und Tiefbebenherden auf der Erde), der Geologen und Tektoniker

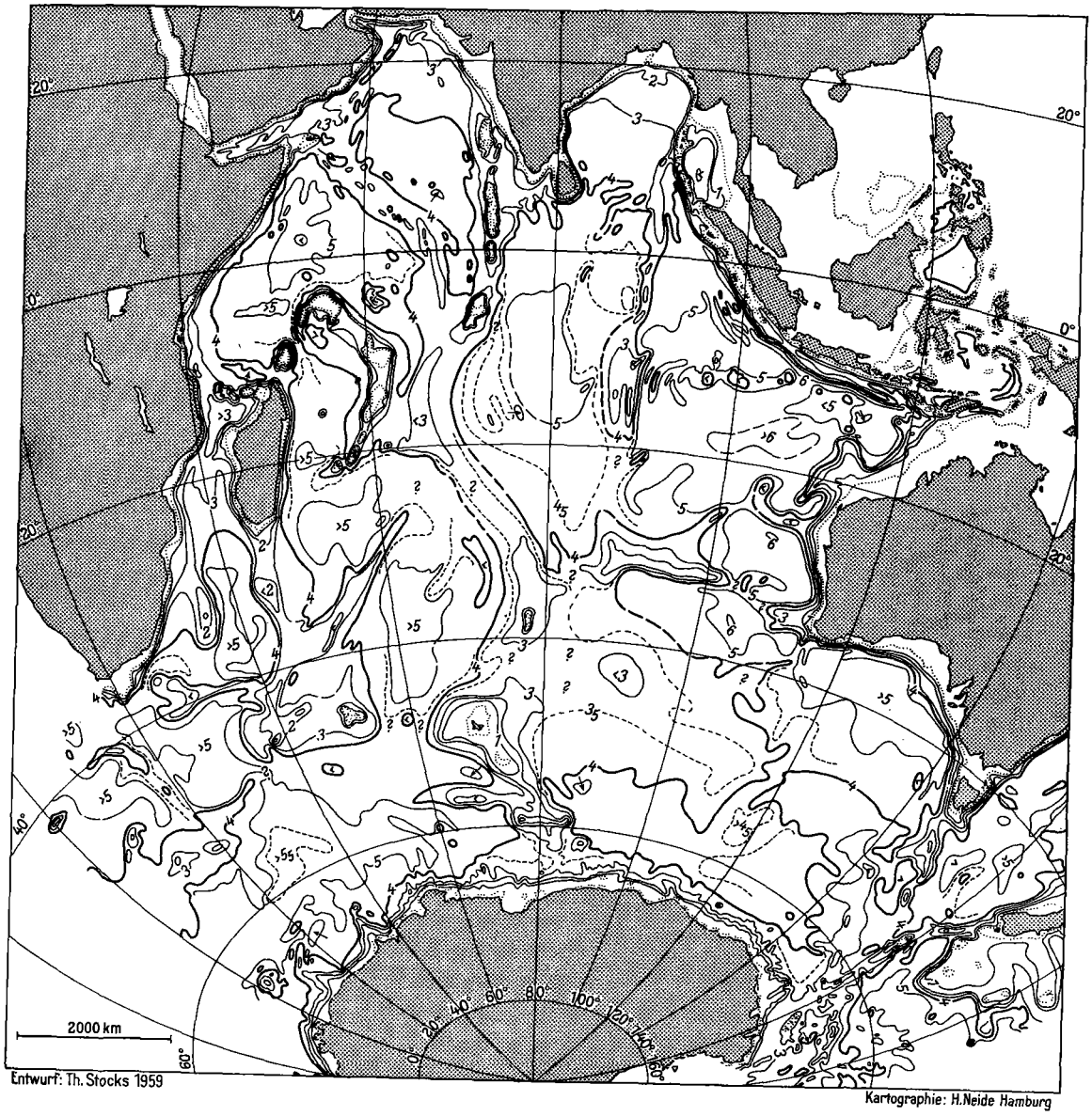


Abb. 1: Skizze der Tiefenverhältnisse des Indischen Ozeans.
Punktierte Linien: Schelfgrenze (200 m); ausgezogene Linien: von 1000 zu 1000 m; die Zahlen bedeuten 1000 m. 4000-m-Linie: kräftig ausgezogen; lang gestrichelte Linien: unsicherer Verlauf der Isobathe; kurz gestrichelte Linien: 500-m-Isobathen als Zwischenlinien.

(CLOOS, STILLE und neuerdings FAIRBRIDGE); um so dringender scheint es deshalb notwendig zu sein, gerade jetzt sozusagen eine Bestandsaufnahme der Kenntnisse der Morphologie des Meeresbodens zu versuchen. Wie schon vorher angedeutet, haben sich die Anschauungen nicht nur im Sinne einer Vervollkommnung und stetigen Verfeinerung gewandelt, was man eigentlich als normal erwarten sollte; sie haben auch auffallenderweise ausgesprochene Rückschritte — man möchte fast sagen: wider besseres Wissen — vollzogen, und das ist auffallend. Gerade die fortschreitende geophysikalische und geologische Erforschung der Kontinente will und darf an den Küsten nicht haltmachen, sie will wissen, ob und welche Argumente der Topo-

graphie des Meeresbodens zur Erklärung des Baus der Erdrinde herangezogen werden müssen. Mit Recht ist daher von Geographen wie MECKING, JESSEN, MACHATSCHEK auf diese Fragen immer wieder hingewiesen worden.

D) Zusammenfassende Übersicht über die Becken-Struktur

1. Die Becken. Wir sahen, daß der Indische Ozean lange Zeit als ein Gebiet angesehen wurde, das hinsichtlich seiner Becken-Schwellen-Struktur von ganz anderer Art sei als der Atlantische, den wir ja in dieser Beziehung schon seit langem hinreichend kennen. Heute wissen wir, daß auch der Indische zahlreiche Becken hat, auf die besonders WÜST mit hydrographischen Argumenten hinwies. Innerhalb der konventionellen Grenzen des Ozeans unterschieden SCHOTT 1935 und WÜST 1936:9 Becken, SVERDRUP 1942:11 Becken, FAIRBRIDGE 1954: 17, aber wir müssen wohl mit jetzt 20 selbständigen Tiefseebecken, z. T. mit mehreren Unterteilen rechnen (vgl. Tabelle und Abb. 2). So muß wohl z. B. das zwar kleine aber morphologisch selbständige Oman-Becken besonders erwähnt werden, ebenso das Natal-Becken, das anscheinend keine Verbindung zum Madagaskar-Becken hat. Gegenüber WISEMAN u. a. scheint das Somali-Becken ein Ganzes zu sein, allenfalls aus einem nördlichen und einem südlichen Teil bestehend, die aber anscheinend nicht durch einen durchgehenden Rücken getrennt sind. Die wichtigsten Änderungen dürfte aber der bis jetzt als Indisch-Australisches Becken bezeichnete Großteil des östlichen Indischen Ozeans erfahren; der erste, der darauf hinwies, ist FAIRBRIDGE. Es spricht alles dafür, daß man diesen Teil des Ozeans in ein Zentralindisches Bekken (einschl. des Golfs von Bengalen), ein Keeling-Becken, ein Nordwestaustralisches, ein Südwestindisches Becken mit mehreren kleineren, aber tiefen Randbecken (alle mit großen Tiefen bis über 6000 m) untergliedern muß, so das Nordaustralische Becken (Maximaltiefe 6800 m), das Cuvier-Becken, das Westaustralische Becken (Maximaltiefe 6350 m) das Südostindische Becken (Maximaltiefe 6300 m); alle Teile stehen miteinander in Tiefseeverbindung. Die Sunda-Rand-Tiefen, ihrem Charakter nach eine pazifische Form, bestehen aus mehreren parallelen schmalen Rinnen mit einer Maximaltiefe von etwa 7500 m. Das Wharton Deep und das Jeffrey Deep haben keine eigentlichen Becken-Merkmale, sondern sind jeweils nur die tiefsten Dellen am Boden des Nordwestaustralischen bzw. des Südaustralischen Beckens.

2. Die Rücken. Dem etwa 13 000 km langen Gebirgszug, der aus der Gegend des Gaussberges in Antarktika in wechselnden Richtungen nach N bzw. NW streicht, kommt wohl eine ähnliche Bedeutung zu wie dem Atlantischen Rücken, er ist gewissermaßen sein indisches Gegenstück. Vieles scheint dafür zu sprechen, daß in etwa 30—40° S-Breite der Kerguelen-Gaussberg- Rükken, der südlichste Teil des Zentralrückens, sich plateauartig erweitert (Neuamsterdam-Plateau) und von hier aus mehrere markante Querrücken aussendet, so die Crozet-Schwelle nach W, den Südindischen Rücken nach SO, den K XVIII-Rücken (die Tiefen kulminieren im Niveau von 1000 m!) nach Osten. Der nach NW streichende Ast hat Verbindung mit dem Maskarenen- und dem Rodriguez-Rücken, aber auch nach SW mit der Crozet-Schwelle (die Tiefen kulminieren südostwärts von Madagaskar in 2200 m). Zwischen 30 und 20° S ist der Zentral-Rücken zwar durch keine Lotung belegt, aber mindestens mit 4000 m, wahrscheinlich mit $<$ 3500 m aus hydrographischen Gründen als existierend anzunehmen. Im weiteren Verlauf nach N und NW (Abzweigung des Tschagos-Malediwen-Rückens zum westlichen Dekan) ist der Nordwestindische Rücken (meist Carlsberg-Rücken genannt) vielfach abgetastet, oft mit Tiefen von $<$ 2000 m, aber auch mit Rift Valley-artigen Einsenkungen. Gegen die Arabische Halbinsel trennt er das kleine Oman-Becken ab.

In diesem westlichen Teil des Indischen Ozeans dürften am bemerkenswerstesten sein: 1) der Madagaskar-Rücken, bisher bei 34° S endend angenommen (kulminiert in etwa 1500 m Tiefe), ist jetzt etwa 6 Breitengrade südlicher durch die Franzosen mit 2000 m bestätigt worden; 2) die Natalschwelle (kulminiert bei etwa 1300 m) ist sowohl von den Franzosen wie auch von den Dänen und Briten südwärts bis etwa 36° S bestätigt worden; hier muß sich aber ein Durchlaß befinden.

Im östlichen Teil des Ozeans dürfte der von FAIRBRIDGE mit dem Carpenter- (besser wohl Bengalischen) Rücken bezeichnete Gebirgszug das hervorstechendste neue Merkmal sein, das entlang dem 90° O mehrfach, so von „Albatross", von „Ob" und von „Commandant Charcot" u. a. abgetastet worden ist. Die eingangs erwähnte schon lange bekannte „Monaco-Bastion" ist heute nur noch als ein Teilstück und noch nicht einmal als das südlichste des Gesamtrückens anzusehen; jetzt kennen wir Gipfel dieses langen Gebirges von weniger als 3000 m in 1° S, 5° S, 7° S, 11° S, 15° S und sogar in 18° S (1800 m „Cdt. Charcot").

Östlich dieses Rückens liegen kompliziertere, noch nicht in restlos zufriedenstellender Weise identifizierbare Gebiete vor; Tiefen von $>$ 6000

stehen nach Ausweis der „Dana", des „Albatross" u. a. neben Echolotungen von < 4000 m, die anscheinend nach E zu bis südlich Sumba, allerdings mit Unterbrechungen zu verfolgen sind; hier im östlichsten Teil durch „K XVIII" und „Berlin" einwandfrei bestätigt. Parallel zur Mentawei-Gruppe haben die Dänen einen SO streichenden Rücken festgestellt bzw. bestätigt. Die Kompliziertheit der Formen in diesem Gebiet dürfte im pazifischen Typus des Gebirgsbaus erklärbar sein.

Für die Existenz der aus dem australischen Festland nach N, NW, W und S ausstreichenden kürzeren Rücken gibt wieder FAIRBRIDGE plausible Erklärungen und Namen an, so Exmouth Rise, West-Australian Ridge, South West Australian Ridge und Leeuwin Sill.

Die konventionelle Ostgrenze des Ozeans (entlang dem Meridian vom Südkap Tasmaniens) ist durch ein System mehrerer ausgeprägter Rücken mit z. T. bis auf < 1000 m aufragenden Gipfeln auch als Naturgrenze untermauert, so durch den Tasmanischen und den Maquarie-Rücken, in der Tat ein verwirrendes System von Gebirgszügen mit eingesenkten kleineren Becken, recht gut belegt durch Lotungen.

3. Die hydrographisch wichtigen Durchlässe in der Becken-Schwellen-Struktur des Indischen Ozeans sind, wie erwähnt, von WÜST mehrfach erörtert worden; es fragt sich nun, inwieweit das Bild der topographischen Verhältnisse, wie es hier (vgl. Abb. 1) gezeigt wird, übereinstimmt mit dem von WÜST entworfenen Bild. Hier ergeben sich folgende Erkenntnisse:

a) Es muß mit WÜST, wie schon erwähnt, angenommen werden, daß der Indische Zentralrücken in der Tat durchgeht, auch zwischen 20 und 30° S, daß also auch der Indische Ozean wie der Atlantische eine West- und eine Ostmulde besitzt; hierbei ist es gleichgültig, ob im Tschagos-, Lakkadiven- oder im Carlsberg-Rücken das nördlichste Ende dieses Rückens erblickt werden muß; das Arabische und das Oman-Becken bleiben vom Zustrom kalten antarktischen Bodenwassers frei.

b) In der Westmulde erfolgt der Zustrom antarktischen Bodenwassers aus dem Atlantisch-Indischen Südpolar-Becken, sowohl durch die Öffnung der Schwelle südwestlich der Prince Edward-Insel ins Agulhas-Becken nach Westen wie auch über den oder die Durchlässe zwischen Crozet und Kerguelen nach N ins Südwestindische Becken und von dort ins Madagaskar-Becken. Die Zunge wärmeren Bodenwassers südöstlich der Südspitze Madagaskars wird durch den neuen Rücken verständlich, der hier nordostwärts streicht; es bedarf lediglich einer Art Umpolung der Isothermen an dieser Stelle, für die wohl die wenigen Stationen Spielraum lassen.

c) Nach den Lotungen muß angenommen werden, (das wird auch von SVERDRUP bestätigt), daß die Crozet-Schwelle vor Erreichen des afrikanischen Festlandblocks einen Durchlaß von > 4500 m besitzt, durch den aus dem Agulhas-Becken antarktisches Bodenwasser ins Natal-Becken einströmen und sich beiderseits der Natal-Schwelle nach N ausbreiten kann. Dem scheinen die relativ hohen Temperaturen südlich von Durban zu widersprechen, nicht aber der Isothermenverlauf vom übrigen Natal-Bekken im Süden anfangend bis in den nördlichsten Teil des Somali-Beckens.

d) Während WÜST in 15° S die Rodriguez-Schwelle in bezug auf das kalte Bodenwasser an den Maskarenen-Rücken anschließt, gestatten die zwar wenigen, aber sehr wechselnden Lotungen diesen Schluß noch nicht; hier müssen aber die potentionellen Temperaturen entscheiden, und zwar im Sinne eines Durchlasses.

e) In der Ostindischen Mulde kann vom Standpunkt der Lotungen aus bestätigt werden, daß der Abschluß des Südaustralischen Südpolarbeckens nach E zum Pazifischen Ozean vollkommen ist, und ferner daß der Südaustralische Rücken in etwa 50° S den von WÜST geforderten Durchlaß von > 4000 m hat, was auch durch neue Lotungen des „Ob" — allein drei in dieser Lücke! — bestätigt wird. Zwei neue Bodentemperaturen im Südteil dieses Beckens — in situ —0.40 und —0.42 in 2600 resp. 4000 m — bestätigen die Rolle dieses Beckens als Entstehungsgebiet des kalten Bodenwassers.

f) Die weitere Ausbreitung des Bodenwassers nach N durch die Becken der Ostmulde wird zwar durch die neu bekanntgewordenen Rücken modifiziert, bleibt aber im WÜSTschen Sinne bestätigt, mit Ausnahme der > +1.0°C-Gebiete im NW-Teil der Mulde. Es dürfte indessen ein leichtes sein, unter Berücksichtigung des Carpenter-Rückens dem Isothermenverlauf hier ein plausibles Bild zu geben.

Abschließend darf zu diesem Komplex gesagt werden, daß das neue Isobathenbild anscheinend grundsätzlich keine, zu dem Ausbreitungsvorgang des kalten Bodenwassers in Widerspruch stehende Züge wiedergibt, zumal wenn man in Betracht zieht, daß bisher nur wenige Stationen geeignetes ozeanographisches Material beizusteuern in der Lage sind.

Zur Erhärtung dieses Isobathenbildes gäbe es zweifellos noch zahlreiche Belege, z. B. aus der Geologie oder der Geophysik. Hier mag nur auf einige interessante Parallelen aus dem Be-

Abb. 2: Schematische Übersicht der Becken-Schwellen-Struktur des Indischen Ozeans.
Namen der Becken: vgl. Tabelle.

reich der Seismik, nach den Aufstellungen von GUTENBERG und RICHTER vewiesen werden. Von diesen Verfassern werden in auffallender Weise außer dem Zentralindischen Rücken u. a. der von Crozet nach NE streichende Rücken bis nördlich von 30° S (das ist die Stelle, wo wir keinen Anschluß an den Zentralrücken vermuten, sondern einen Durchlaß), ferner der Carpenter-Rücken von N bis fast 10° S, und besonders das Tasman-Macquarie-Rücken-System sowie der Südindische Rücken mit Flachbeben-Epizentren belegt, stellenweise mit auffallender Dichte.

E) Schluß

Hinter uns liegen acht Jahrzehnte einer bemerkenswerten Entwicklung der Tiefenkarten des Indischen Ozeans; eigentlich eine relativ lange Zeit, die nicht so mit sensationellen Höhe-

Tabelle: Die Beckengliederung des Indischen Ozeans (vgl. Abb. 2)

Nach SVERDRUP 1942	Nach FAIRBRIDGE 1954	Nach neuerer Auffassung 1959	Größte Tiefe
—	Oman Basin	I. Oman-Becken, mit	4153
		a) Persischer Golf	Schelf
		b) Golf von Aden	5029
I. Arabian Basin	Arabian Basin	II. Arabisches Becken	5126
II. Somali Basin		III. Somali-Becken	5695
	North Somali Basin	a) Nördliches Somali-Becken	
	South Somali Basin (or East African Basin)	b) Südliches Somali-Becken	
		c) Komoren-Becken	4353
		d) Mozambik-Becken	3639
III. Mascarene Basin	Mascarene Basin	IV. Maskarenen-Becken	5349
	Natal Basin	V. Natal-Becken	5739
		a) westliches	
		b) östliches	
IV. (N-Teil des) Madagascar Basin	Mauritius Basin (or Madagascar Basin)	VI. Madagaskar-Becken (oder Mauritius-Becken)	6400
—	Agulhas Basin	VII. Agulhas-Becken	5716
V. Atlantic Indian South Polar Basin	Atlantic-Indian Antarctic Basin (or African Antarctic Basin)	VIII. Atlantisch-Indisches Südpolar-Becken	5875
IV. (S-Teil des) Madagascar Basin	South West Indian Basin	IX. Südwestindisches Becken	5605
VI. (Teil des) India-Australia Basin	India-Australia Basin	X. Zentralindisches Becken	6000
		a) Golf von Bengalen	
		b) —	
—	Andaman Basin	XI. Andamanen-Becken	4177
VI. (Teil des) India-Australia Basin	(Teil des) India-Australia Basin	XII. Keeling-Becken	6335
VI. (Teil des) India-Australia Basin Wharton Deep: 6460 m	(Teil des) India-Australia Basin	XIII. Nordwestaustralisches Becken	6460
VI. (Teil des) India-Australia Basin	Westaustralian Basin	XIV. Westaustralisches Becken	6000
VI. (Teil des) India-Australia Basin	Cuvier Basin	XV. Cuvier-Becken	5431
VI. (Teil des) India-Australia Basin	North Australian Basin	XVI. Nordaustralisches Becken (mit Berlin-Tiefe)	6840
—	South East Indian Basin	XVII. Südostindisches Becken	6000
VII. South Australia Basin Jeffreys Deep: 5640 m	South Australian Basin	XVIII. Südaustralisches Becken	5852
VIII. Eastern Indian Basin	Australian-Antarctic Basin (or Eastern Indian-Antarctic Basin)	XIX. Indisch-Antarktisches Becken (oder östliches Indisches Südpolarbecken)	5143
VI. (Teil des) India-Australia Basin; Sunda Trench	Java Trench Sumatra Trench Mentawei Trench	XX. Sunda-Graben (mit Planet-Tiefe)	7455

punkten gespickt ist wie die Entwicklung bei den anderen Ozeanen, dennoch nicht frei von einigen Episoden, die auch den deutschen Anteil erkennen läßt:

1. die ersten beiden Tiefenkarten,
2. die lange Zeit als größte Tiefe des Ozeans geltende Lotung von 7000 m (SMS. „Planet", das 1906 den Javanischen Graben entdeckt hat),
3. außerhalb des pazifisch beeinflußten Bereiches die größte Tiefe, die mit 6840 m von dem deutschen Kreuzer „Berlin" 1928 gemessen worden ist,
4. die Entdeckung des Kerguelen-Gaussberg-Rückens durch E. v. DRYGALSKI.

Schon lange hat sich also das deutsche ozeanographische Interesse der Erforschung dieses Ozeans zugewandt, und es ist nur zu begrüßen, wenn jetzt umfassende Pläne auf internationaler Basis der Verwirklichung entgegenreifen.

Schrifttum

Für alle herangezogenen Quellen, die bis 1930 erschienen sind, vgl.:

SCHOTT, G. (1935): Geographie des Indischen und Pazifischen Ozeans, Hamburg.

Die neuere Literatur wird hierunter nur auszugsweise angeführt:

Oberkommando der Kriegsmarine (1930—1939): Beihefte z. d. Nachr. f. Seefahrer Nr. 10 (1930), Nr. 12 (1931), Nr. 51 (1932), Nr. 25 (1934), Nr. 21 (1933), Nr. 19 (1936), Nr. 7 (1938, Nr. 19 (1939), Berlin.

Hydrographic Department (1930—1950): Lists of Oceanic Depths, London.

Discovery Committee bzw. *National Institut of Oceanography* (seit 1932): "Discovery" Reports — Station Lists. Cambridge.

VALLAUX, C. (1933): Géographie Générale des Mers. Paris. S. 279.

WÜST, G. (1934): Anzeichen von Beziehungen zwischen Bodenstrom und Relief in der Tiefsee des Indischen Ozeans. Naturwissenschaften *22*. Berlin, S. 241.

Carlsberg Foundation (1934): Introduction to the Reports from the Carlsberg Foundation's oceanographical Expedition round the World 1928/30; Station List "Dana" Reports *1*. Kopenhagen. S. 17.

GREVE, SV. (1934): Echo Soundings, with introductory Remarks. "Dana" Reports *1*. Kopenhagen. S. 79.

SEWELL, R. B. SEYMOUR (1935): Introduction and List of Stations; The John Murray Expedition *1*. 1. London.

WÜST, G. (1935): Die Ausbreitung des antarktischen Bodenwassers im Atlantischen und Indischen Ozean. Ztschr. f. Geophysik *11*. Braunschweig. S. 40.

FARQUHARSON, W. J. (1936): Topography. The John Murray Expedition, Scientific Rep. *1*. 2. London. S. 43.

THOMPSEN, H. (1937): Hydrographical Observations made during the "Dana" Expedition 1928/30. "Dana" Reports *12*. Kopenhagen.

WISEMAN, J. D. (1937): The Floor of the Arabia Sea. Geological Magazine *74*. London. S. 219.

WÜST, G. (1938): Bodentemperatur und Bodenstrom in der atlantischen, indischen und pazifischen Tiefsee. Gerl. Beitr. z. Geophysik *54*. Leipzig. 5. 1.

GREVE, SV. (1938): Echo Soundings, an analysis of the Results. "Dana" Reports *14*. Kopenhagen.

Bureau Hydrographique International (1938—1957): Carte Générale bathymétrique des Océans, 3. Aufl. 1:10 Mill., Bl. A IV (1938), A III (1 = 40), A'IV (1938), A'III (1942), B'IV (1954), B'III (1954), Monte Carlo.

CAMPBELL, S. A. C. *et alii* (1939): Soundings; B. A. N. Z. Antarctic Research Exp. Reports *3*. 1. Adelaide.

MOSBY, H. (1940): Nomenclature of the Submarine Features of the Southern Seas I. A. P. O. Publ. Scient. *8*. Liverpool. S. 95.

VAUGHAN, TH. W. (1940): General Discussion and Lists of Names applied to Submarine Features. I. A. P. O. Publ. Scient. *8*. Liverpool. S. 100.

Sewell SEYMOUR, R. B. (1940): The Indian Ocean. I. A. P. O. Publ. Scient. *8*. Liverpool. S. 81.

MECKING, L. (1940): Ozeanische Bodenformen und ihre Beziehungen zum Bau der Erde. Pet. Mitt. Gotha.

STOCKS, TH. (1941): Die Tiefenverhältnisse des Golfs von Aden. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin. S. 207.

VENING MEINESZ, F. A. (1941, 1948): Gravity Expeditions at Sea. *3. 4*. Delft.

SVERDRUP, H. U. *et alii* (1942): The Oceans, their Physics, Chemistry and general biology. Englewood Cliffs. N. J. 6. Aufl.

ROUCH, J. (1943): Traité d'Océanographic Physique. Paris. S. 231.

STOCKS, TH. (1944): Zur Bodengestaltung des nordwestlichen Indischen Ozeans. Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin. S. 115.

Comité central d'Océanographie (seit 1948): Bulletin d'Information (Cahiers océanographiques). Paris.

STILLE, H. (1948): Ur- und Neuozeane. Abh. d. Dt. Akad. d. Wiss. Mathem.-Naturwiss. Klasse. Jahrg. 1945/46. Berlin.

BOURCART, J. (1949): Géographie du fond des Mers. Paris.

GUTENBERG, B. und C. F. RICHTER (1949): Seismicity of the Earth and associated phenomena. Princeton. N. J.

DOUGUET, M. (1950): Rapport sur les observations faites par le "Commandant Charcot" 1948/49. Paris.

WÜST, G. (1951): Über die Fernwirkungen antarktischer und nordatlantischer Wassermassen in den Tiefen des Weltmeeres. Naturwiss. Rundsch. Stuttgart. S. 97.

(*N. N.* 1953): Recent French Bathymetrical operations in the Antarctic Ocean. Int. Hydr. Rev. *30*. 1. Monaco. S. 65.

DIETZ, R. S. (1953): Possible Deep-Sea turbidity-current Channels in the Indian Ocean. Bull. Geolog. Soc. Am. *64*. S. 375.

FAIRBRIDGE, RH. W. (1954/55): Some bathymetric and geotectonic features of the eastern part of the Indian Ocean. Deep-Sea Research. *2*. London. New York. S. 161.

ders. (1954): Report on Limits of the Indian Ocean. Proc. Pan Indian Ocean. Congress. Sect. F. Perth. S. 18.

WISEMAN, J. D. and G. P. D. HALL (1955/56): Two recently discovered features on the floor of the Indian Ocean: Andrew Tablemount and David Seaknoll. Deep-Sea Research. *3*. London. New York. S. 262.

NARES, J. D. (1955/56): Leeuwin Sill. Deep Sea Research *3*. London. New York. S. 150.

KOCZY, F. F. (1956): Echo Soundings. Reports of the Swedish Deep Sea Expedition 1947/48 (ss "Albatross") *4*, 2. Göteborg.

DIETRICH, G. (1957): Allgemeine Meereskunde. Berlin.

BRUUN, A. F. (1957): General introduction to the Reports and Lists of Deep-Sea Stations. "Galathea" Report *1*. Kopenhagen.

TEICHERT, C. (1958): Australia and Gondwanaland. Geolog. Rundschau *47*. S. 562.

KORT, W. S. (1958): Hydrological, hydrochemical, geological and biological studies Research Ship "Ob" 1955/56. I. G. Y. Rep. of the Complex Antarctic Expedition of the Acad. of Sciences of the USSR. Leningrad. (In russ. Sprache.)

KIILERICH, A. (1959): Echo soundings taken from the Danish Research Ship "Galathea" 1957. (7 Karten in verschiedenen Maßstäben.) Kopenhagen.

KRAUS, E. (1959): Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. Berlin. S. 178.

EWING M. and BR. C. HEEZEN (1960): Continuity of Mid-oceanic Ridges and Rift Valley in Southwest Indian Ocean, Confirmed on „Vema" Expedition „Science" (im Druck).

Geochimica et Cosmochimica Acta, 1962, Vol. 26, pp. 751 to 764. Pergamon Press Ltd. Printed in Northern Ireland

Some investigations on the composition of manganese nodules, with particular reference to certain trace elements

J. P. Willis and L. H. Ahrens
Department of Geochemistry, University of Cape Town

(*Received* 24 *August* 1961)

Abstract—Using spectrochemical techniques Fe, Si, Mg, Co, Ni, Cu, V, Mo, Ti and Tl have been estimated in nineteen manganese nodules, eight from the Atlantic ocean, seven from the Pacific ocean and four from the Indian ocean. Though data on more samples are required before firm and detailed conclusions can be made about the distribution of elements in manganese nodules, several distinct features appear when the data on the nineteen samples are examined.

(i) Certain elements appear to enrich more strongly than others. For example, relative to igneous rocks Mo is much more strongly enriched than V. For several elements (Ni, Cu and particularly Co and Tl) the degree of enrichment in two Fe-low nodules is far smaller than in the other nodules.

(ii) The magnitude of dispersion of concentration appears to vary considerably for different elements; thus, whereas variation of concentration of V is relatively small, that of Ni, Cu, Co and Tl is far larger.

(iii) The statistical nature of the distribution of Fe in manganese nodules appears to be characteristic and different from that of the other elements studied so far.

(iv) Of the possible inter-element relationships examined that of Ni–Cu appears to be the most strongly developed.

Introduction

The discovery of manganese nodules on the deep-sea floor goes back to the famous 1873–1876 cruise of the *Challenger*. The origin of these objects, often occurring in water deeper than about 5000–6000 ft, has been of interest to geochemists for some time; this interest has recently been stimulated by the possibility (Mero, 1960a,b) that the nodules may be of economic value, because several elements (Ni, Co and Cu, for example) are strongly enriched in them.

Manganese nodules may form in environments other than those prevailing on the floors of the deep oceans. Thus, for example, shallow lacustrine nodules from Canada have been described by Kindle (1932), and Manheim (1961) has recently discussed nodules which occur at depths of less than 200 ft in the Baltic Sea. In such nodules there is less enrichment of the elements discussed here than in the deep ocean examples. Since such shallow water nodules are in many ways distinct from those of the deep ocean, they will not be considered further in this paper.

Early work on aspects of the composition of manganese nodules was very sporadic: on occasion a fairly complete analysis (abundant elements only) would be reported, and on other occasions a single trace element might be estimated in one or more nodules as part of a study of the general geochemistry of the element in question. Quite recently, however, more systematic and thorough investigations have been carried out (Goldberg, 1954; Riley and Sinhaseni. 1958; Mero, 1960b; for example) on the composition of the nodules, including work on certain trace elements. (The above papers may be consulted for references to earlier work.) The

field of investigation is still a fresh one and much more data—notably on the trace elements—are required for various purposes, including that of comparing the composition of nodules from the different oceans and from different areas within each ocean.

With these requirements in view we have begun investigations on aspects of the composition of manganese nodules, and we wish to report on nineteen nodules, eight from the Atlantic ocean, seven from the Pacific ocean and four (actually four layers of a single nodule) from the Indian ocean. The following elements have been estimated: Fe, Si, Mg, Ti, Co, Ni, Cu, Mo, V and Tl; a few observations have also been made on Zn, Cd, Bi, Ag, Sn and In, which indicate some marked enrichments, e.g. Bi. This work is still in progress and will be reported when completed.

Analytical Procedure

D.C. arc spectrochemical techniques were employed directly on the powdered sample itself for the estimation of the above elements in nineteen samples. Two sets of operations were carried out on a Hilger E 478 (quartz and glass) spectrograph. Spectra were recorded on Kodak 103–0 plates; these were developed in Kodak D-19b developer for four minutes at 18°C. Further details of procedure follow under each of the two sub-headings corresponding to the two series of operations.

(i) *Estimation of* Fe, Si, Mg, Co, Ni, Cu, Mo, V and Ti.

Each powdered sample was dried for 2 hr at 120°C, weighed and then heated to red heat in a crucible over a bunsen flame for 5 min and again weighed. 0·075 g of ignited sample was then mixed with 0·15 g of a carbon/Pd (the internal standard) mix containing 0·02% Pd (added as $[(NH_3)_4pd](NO_3)_2$). The mixture was loaded into a 4·3 mm (outer diameter) × 2·4 mm (inner diameter) × 2·5 mm (depth) carbon electrode which was made the anode; excitation was begun at 3 A and continued for 5 sec after which the current was increased to 7 A and the sample was arced to completion. The following analysis lines were used: Fe 2843·9; Si 2987·6; Mg 2776·7; Co 3462·8; Ni 3472·5; Cu 3274·0; Mo 3170·3; V 3184·0; Ti 3199·9. Pd 3242·7 served as the internal standard line.

Synthetic standards were prepared from a base mixture containing 53% MnO_2, 37% Fe_2O_3 and 10% SiO_2. The initial standard contained 5% Mg, 2% each of Co, Ni and Cu, and 0·5% each of Mo, V and Ti; all the elements were added as oxides. The primary standard was diluted to give subsequent standards containing 1·0%, 0·32% and 0·1% Mg and so on, of each element. For Fe and Si, the base mixture was used as one standard, and two others were prepared which contained 14·3% Fe_2O_3 and 62% SiO_2, and 2·9% Fe_2O_3 and 2·1% SiO_2 and in which the balance was made up with MnO_2.

The reproducibility of the procedure is satisfactory as indicated by the quadruplicate determinations of V shown below on three samples:

Sample 1 (% V)	Sample 2 (% V)	Sample 3 (% V)
0·0724	0·0800	0·0677
0·0755	0·0811	0·0650
0·0755	0·0843	0·0659
0·0773	0·0900	0·0650
Average		
0·0752	0·0839	0·0659

The relative deviation calculates at 4·6 per cent for V and is a little greater for the other elements.

(ii) *Estimation of* Tl

The most sensitive Tl line in the range 2750–4680 Å (used above) is Tl 3775·7, and if the above procedure is used this line cannot be employed because of excessive interference from CN band emission and from Ni 3775·6. Accordingly, Tl was estimated in a separate operation. After drying at 120°C for 3 hr each sample was mixed 1:1 with K_2SO_4 which contained 4% Ag_2CO_3 (the internal standard). The samples were loaded into a 4·3 mm (outer diameter) × 3·2 mm (internal diameter) × 5·0 mm (depth) carbon electrode which was made the anode; excitation was at 3 A. After arcing for 5 sec a 2-min exposure was given.

The presence of potassium vapour in the arc served a two-fold purpose; first, to depress CN emission (as described for example in Chap. 12 of AHRENS and TAYLOR, 1961) and second, to reduce the intensity of Ni 3775. Ni is less volatile than Tl, and if the exposure is restricted to the alkali metal phase of the arc burn, Ni 3775 interference may be reduced to a minimum. Such interference is, however, not always completely eliminated in manganese nodules because the Ni concentration is usually quite high. If not, a correction must be made, otherwise the Tl concentration will be overestimated. In principle the correction procedure is the same as that described by AHRENS and TAYLOR (1961) for the line pairs (interfering line second) Rb 4202–Fe 4202 and In 3256–Mn 3256. For the pair Tl 3775–Ni 3775, Ni 3807 may serve as an indicator line. In the absence of Tl the intensity ratio Ni 3775/Ni 3807 has been determined as 0·65.

The precision of the procedure is unfortunately not high* (relative deviation ~20 per cent) for various reasons. First, the presence of the K vapour depressed not only the Ni but also each of the internal standards which were tried, namely As, Sb, Cd, Bi, In and Ag; not one of these elements was found to be as volatile as Tl. Second, the presence of carbonates and structural water in the samples caused their extrusion from the electrode. Some samples were worse in this respect than others, and it was not always possible to estimate the extent of the extrusion. It was for this reason that the first five seconds of arcing were not recorded. Third, because of the low arc temperature only the upper millimeter or so of the sample was melted. This appeared to seal off the remaining sample in the electrode and perhaps prevented the Tl from escaping. Shallower electrodes were tried but the intensity of the Tl line was reduced. To test the sealing effect six samples were arced in the usual way, and the sample powders that remained were removed, loaded into new electrodes, and re-arced. The intensity of the Tl line in the re-arced samples was almost equal to that in the original samples.

Synthetic standards were prepared from a base mixture containing 30% MnO_2, 20% Fe_2O_3 and 50% K_2SO_4. The initial standard containing 10% Tl (added as Tl_2O_3) was diluted to give Tl concentrations of 1%, 0·1%, 0·032%, 0·01%, 0·0032%, 0·001% and 0·0003%.

RESULTS

The estimated concentrations of Fe, Si, Mg, Co, Ni, Cu, Mo, V, Ti and Tl in the nineteen nodules, and the Mn/Pd line intensity ratios, all arranged according to oceans, are given in Table 1; locality details and other information are given in Table 2.

DISCUSSION

The discussions which follow will be under the following sub-headings:

(i) Geographical variations.

(ii) Apparent inter-element relationships.

(iii) Dispersion of concentration.

(iv) Degree of enrichment of various elements.

(v) Lack of enrichment of certain elements in two Fe-low nodules.

* The method for estimating Tl has recently been improved by means of preheating (WILLIS, KAYE and AHRENS. In preparation).

Table 1. Estimated concentrations (as % except for Tl and Mn) of various elements in nineteen nodules

	Sample no.	L.O.I.*	Fe	Si	Mg	Co	Ni	Cu	Mo	V	Ti	Tl†	Mn‡
	W-11	13·6	9·3	5·3	0·92	0·20	0·71	0·083	0·033	0·045	0·053	30	0·38
	W-12	12·4	8·4	8·7	1·2	0·26	0·82	0·093	0·032	0·032	0·076	15	0·37
	W-13	13·4	15·5	7·9	1·7	0·20	0·75	0·095	0·044	0·049	0·093	90	0·47
Atlantic	W-16	12·9	24·3	4·3	1·6	0·48	0·19	0·10	0·032	0·085	0·91	65	0·34
Ocean	W-17	12·5	17·5	8·2	1·7	0·30	0·36	0·20	0·047	0·055	0·48	135	0·40
	W-18	10·2	11·2	13·7	1·2	0·058	0·63	0·19	0·042	0·034	0·32	40	0·40
	W-27	18·9	18·7	2·0	3·7	0·55	0·52	0·069	0·068	0·084	0·49	55	0·47
	W-28	12·7	18·4	7·7	2·4	0·37	0·48	0·17	0·055	0·066	0·59	130	0·45
	W-23(m)	12·7	21·4	9·9	1·5	0·36	0·30	0·16	0·039	0·055	0·93	80	0·42
	W-23(o)	13·1	18·5	8·7	1·7	0·47	0·29	0·14	0·035	0·052	1·3	110	0·44
	W-24	10·0	0·38	2·7	2·0	0·0074	0·029	0·043	0·081	0·042	0·030	N.D.§	0·85
Pacific	W-25	11·6	15·8	14·2	1·7	0·34	0·39	0·51	0·036	0·039	0·84	40	0·41
Ocean	W-26	13·6	15·9	2·4	2·3	1·3	0·75	0·14	0·072	0·075	1·1	180	0·62
	W-29	6·2	1·8	25·9	1·1	0·0087	0·075	0·016	0·019	0·056	0·072	1	0·40
	W-30	10·7	6·2	6·2	2·7	0·26	1·6	~1·7	0·11	0·052	1·4	85	0·70
	W-19	13·8	18·9	8·3	1·2	0·21	0·23	0·12	0·048	0·058	0·36	55	0·38
Indian	W-20	13·2	17·7	7·7	1·9	0·16	0·73	0·27	0·059	0·060	0·36	80	0·46
Ocean	W-21	14·7	17·0	8·4	2·1	0·17	0·81	0·38	0·057	0·064	0·41	80	0·48
	W-22	14·2	14·3	9·5	2·2	0·15	0·95	0·40	0·054	0·060	0·36	80	0·50

* L.O.I. = Loss on ignition as %. † Tl as p.p.m. ‡ Mn as Mn/Pd intensity ratio (see text). § N.D. = Not detected.

Table 2. Description and locality of manganese nodule samples

Sample no.	Location of sample		Depth (M)	Station	Notes on samples
	Latitude (Degree), (Minutes)	Longitude (Degree), (Minutes)			
W-11	34-36 S	17-00 E	2743	A 322	Sample 4 × 2 × 2 cm
W-12	34-36 S	17-00 E	2743	A 322	Sample taken from layer 7 × 5 × 0·5 cm on vertebral disk of a whale.
W-13	34-42 S	16-54 E	3200	A 316	Sample 1 × 3 × 3 taken off a fossilized whale bone.
W-16	31-49 N	43-25 W	3700	*B.M. 1960,197	
W-17	29-18 N	57-20 W	5781	*B.M. 1960,198a	
W-18	49-21 S	47-45 W	5055	*B.M. 1959,550a	
W-27	30-51 N	78-27 W	732	A-105	Sample 1 × 2 × 3 cm
W-28	29-17 N	57-23 W	5834	A-102	
W-23(m)	18-55 S	146-32 W	4462	Alb-173	Middle layer (0·5 cm) of nodule having a nucleus of yellow clay
W-23(o)	18-55 S	146-32 W	4462	Alb-173	Outer layer (0·5 cm)
W-24	14-29 S	81-24 W	4960	Alb-4658	
W-25	40-14 N	155-05 W	4938		Sample analysed was half a nodule (2 cm dia.) taken from manganese crust that constituted the main sample
W-26	16-29 S	145-33 W	1265	DWHD-16	Sample 3 × 1·5 × 2·5 cm
W-29	22-18 N	107-48 W	2999	UNK-RP	Sample analysed was homogeneous core (1 cm dia.) of this nodule, and contained less clay material than the outer parts
W-30	9-57 N	137-47 W	4919	Alb-13	Sample analysed was the inner part containing less clay material than the rest of the nodule
W-19	6-55 N	67-11 E	4793	*B.M. 96626F(40)	Central core
W-20	6-55 N	67-11 E	4793	*B.M. 96626F(40)	Third from outer layer
W-21	6-55 N	67-11 E	4793	*B.M. 96626F(40)	Second to outer layer
W-22	6-55 N	67-11 E	4793	*B.M. 96626F(40)	Outer layer

* Samples received in powder form.

Note: Where a nucleus was present, it was removed before analysis. Only portions of some nodules were obtainable and it is not possible to give details of size, etc. for all samples.

(i) *Geographical variations*

MERO (1960 b) has analysed thirty-three nodules from the Pacific ocean, and on the basis of the metal content of these nodules has divided the eastern Pacific into five areas of differing nodule composition. The results given here agree closely with his, and, although few in number, they clearly show the large differences in composition in some of the nodules from different areas.

When the Atlantic nodules are considered in the same way, there seems to be a similar division into areas of differing composition. Nodules from the south Atlantic appear to contain less Co, Cu, V and Ti and more Ni than nodules from the north Atlantic. More samples would, however, have to be analysed in order to substantiate such possible geographical differences.

Unfortunately only one sample from the Indian ocean was available, but it is hoped to obtain others in the near future.

When comparing the Pacific and Atlantic nodules, MERO's (1960 b) conclusions that the Atlantic nodules contain less Mn, Co and Cu are generally confirmed; also the Fe content appears to be higher. However, the Ni content of the Atlantic nodules seems to be higher than that of the Pacific ones. The Mo and Ti contents of the Atlantic nodules are also lower than the Pacific ones, whereas the V contents are about the same.

It is of interest to note the variation of concentration of the elements within different layers of a single nodule, W-19 to W-22. This Indian ocean nodule is generally very similar to nodules from the other oceans. It will be noticed that while Mn, Mg, Ni and Cu increase from the core to the outer layer, Fe decreases (see also ii). Though the absolute change in concentration is quite large (from 18·9 to 14·3% Fe), when expressed as a fractional change the Fe concentration does not vary as greatly as Ni and Cu, both of which vary by as much as three to four times. This large variation may be contrasted with that of Mo and V whose concentrations remain virtually unchanged in the four layers. Although there are only four samples, statistical treatment of the results shows that there is a high degree of probability of a correlation between Mn, Mg and Ni.

(ii) *Apparent inter-element relationships*

GOLDBERG (1954) analysed eleven manganese nodules from different localities in the Pacific ocean, and examined the data for possible inter-element relationships. Certain relationships were claimed; namely, a correlation between Fe and Ti, Co and Zr, and one between Mn and both Ni and Cu. RILEY and SINHASENI (1958) examined the data statistically and found that although there was a high degree of probability of a correlation between Fe and both Ti and Co, no correlation was apparent between Fe and Zr, or between Mn and Cu.

For our purpose the data given here, together with that of MERO (1960 b), have been examined for possible inter-element relationships. The strongest correlation is that between Ni and Cu for Pacific ocean nodules (data of MERO). The Ni–Cu relationship is shown in Fig. 1. The regularity is not so well developed when all oceans are considered, but this may be due to the small number of analyses, and many more nodules will have to be analysed from each ocean in order to adequately

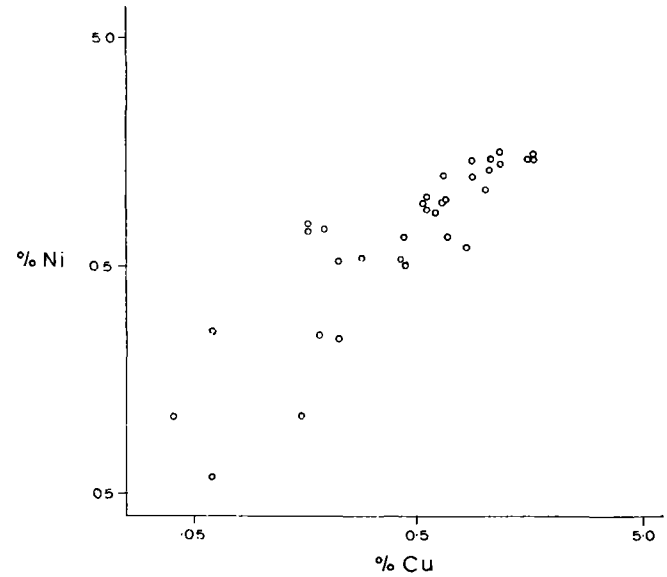


Fig. 1. The relationship between Ni and Cu in manganese nodules from the Pacific Ocean (data of MERO, 1960b).

study a possible ocean-wide Ni–Cu relationship. In the above example the correlation coefficient is less than 0·001.

A correlation between Fe and Co, though not so well developed as that between Ni and Cu, is also apparent in Pacific ocean nodules (Fig. 2). Fe and Mn, the two

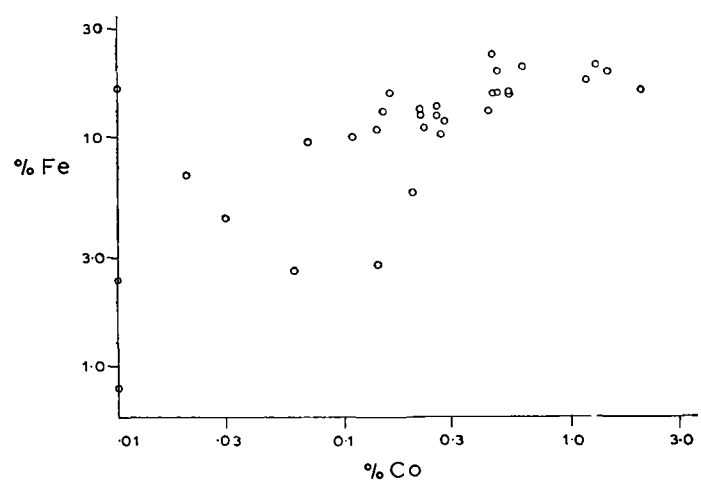


Fig. 2. The relationship between Fe and Co in manganese nodules from the Pacific Ocean (data of MERO, 1960b).

principal metallic constituents of the nodules, appear to be negatively correlated (Fig. 3) in Pacific nodules. The correlation coefficient for Fe and Mn is between −0·01 and −0·001, and is nearer to −0·001.

According to the available data the relationships between other pairs of elements are either very slight or non-existent.

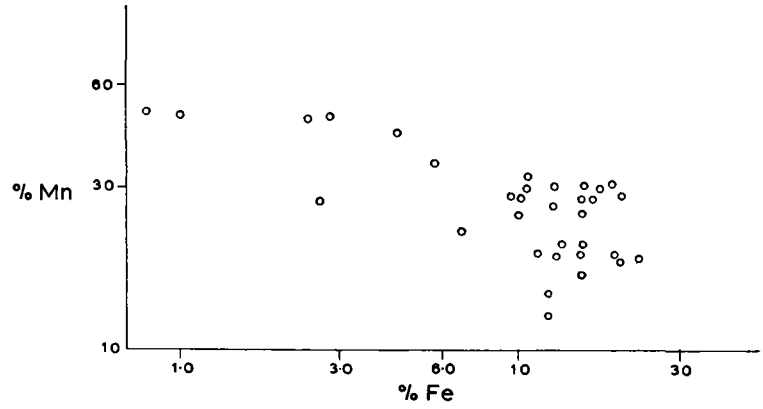


Fig. 3. Apparent inverse relationship between the two principal components of manganese nodules, Mn and Fe.

(iii) *Dispersion of concentration*

Although many more nodules from different localities in each of the oceans must be analysed before reasonably rigorous statistical calculations can be made about the magnitude of the dispersion, and particularly the statistical nature of the distribution of each element, the available data (Table 1) suffice nevertheless in a provisional way to indicate certain gross features. Inspection of the data in Table 1 indicates that the variation or spread of concentration (dispersion) may differ considerably from element to element; compare, for example, V (relatively small dispersion) with Cu (relatively large dispersion). Such comparisons are clearer if the data are represented in the form of histograms.

A few histograms are shown in Fig. 4. In each histogram the horizontal scale is logarithmic; a power factor of 1·6 has been used to give the interval which works out at five per cycle. Of the so-called trace elements V shows by far the smallest dispersion, followed by Mo. The dispersion of Cu is much larger. That of Co, Ni and Tl (not shown) is also large. The dispersion of the principal component, Mn, is naturally small and is similar to that of V. Mn was not actually estimated but the intensity ratio Mn 2914/Pd 3242 was measured, and this ratio may serve to indicate the magnitude of the dispersion of Mn. The examples noted so far exhibit a central tendency and may approximate a lognormal type of distribution, but that of Fe seems to be quite different as the histogram is strongly negatively skewed. The distribution for Pacific ocean only (MERO's data) is also negatively skewed. If a linear interval is used, the Fe distribution is roughly symmetrical and apparently approximates a normal distribution (Fig. 5).

(iv) *Degree of enrichment of various elements*

RILEY and SINHASENI (1958) observed that a high proportion of the strongly enriched elements, including Mn and Fe, were confined to the acid-soluble fraction of the three nodules which they examined. The insoluble fraction, comprising 26–33 per cent in their specimens, consisted mainly of clay minerals, quartz, apatite needles, hornblende and Na and K feldspar. RILEY and SINHASENI calculated the ratio:

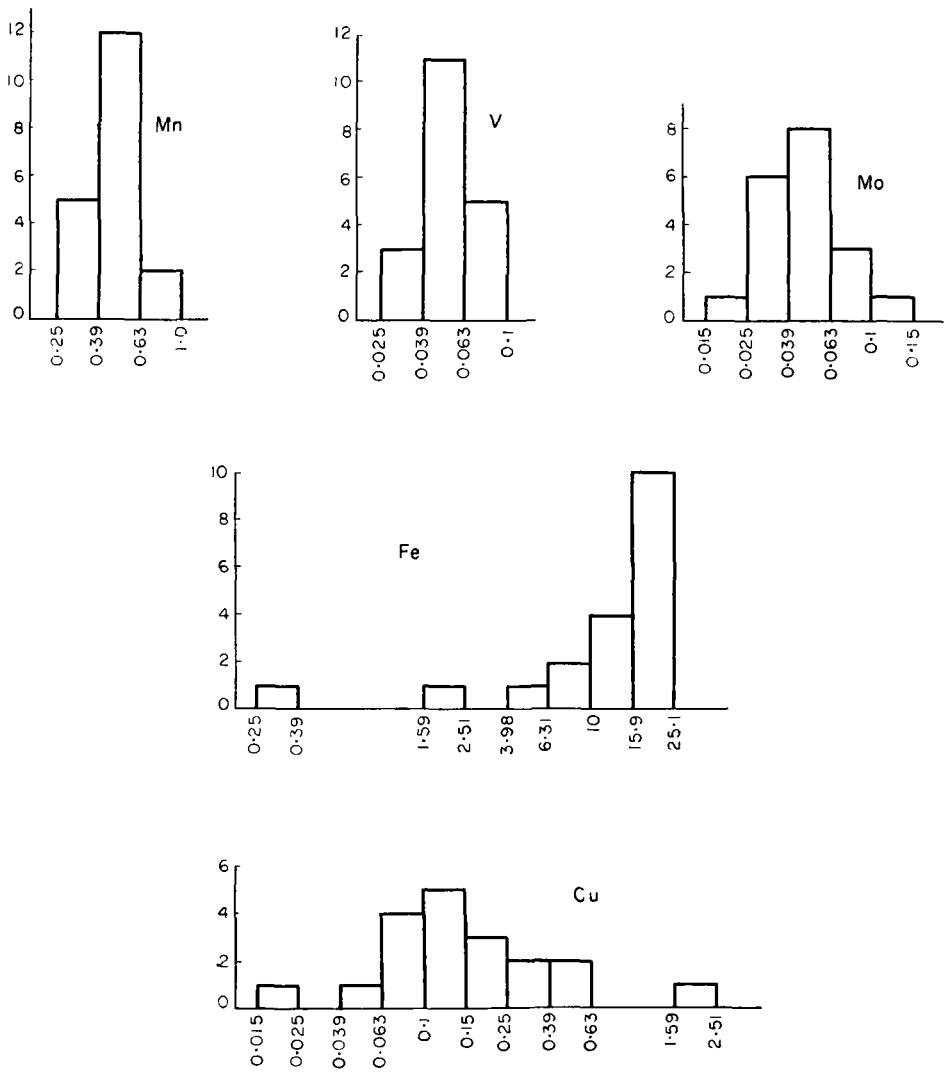


Fig. 4. Examples of frequency distributions of elements in manganese nodules. The small dispersion of V contrasts with that of Cu (large dispersion). Note skewness of Fe distribution. For comments on Mn/Pd intensity ratio, see text. Horizontal scale is logarithmic.

$$\frac{\text{Av. concentration of element in acid-soluble fraction}}{\text{Concentration of element in sea water}}$$

which they referred to as the enrichment factor. RICHARDS (1957) was used as the principal source of data for the denominator above. It was pointed out that data are not available for several trace elements in sea water; for others, only surface-water values are available, and as concentration may vary considerably with depth, such values are only approximate magnitudes.

In the present paper three types of "enrichment factors" (Table 3) have been calculated; namely,

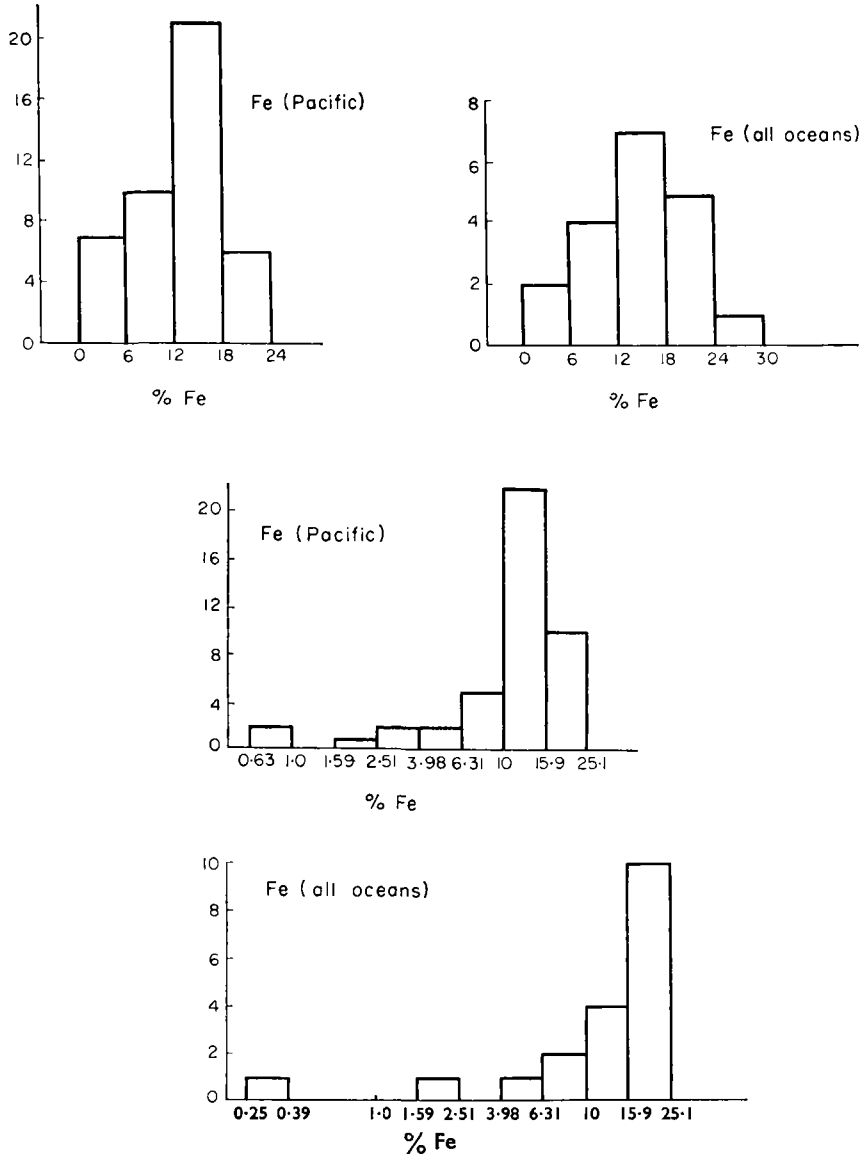


Fig. 5. The distribution of Fe in nodules (Pacific Ocean alone and all oceans) using both logarithmic and linear scales. Negative skewness is removed if a linear scale is used and the Fe distribution appears to approach normality.

$$\frac{\text{average concentration of element in nodules}}{\text{Concentration of element in either (i) sea water (ii) igneous rocks or (iii) ocean clay}}$$

Factor (i) is similar to that of RILEY and SINHASENI because our discussions will for the most part be limited to those elements which are confined to the acid-soluble Fe–Mn oxides, which as a rule make up the bulk (60–70 per cent) of the nodule material which was analysed (RILEY and SINHASENI, 1958).

It is understood that many of the data on either the nodules, sea water, igneous

Table 3. Enrichment factors of certain elements in manganese nodules

Element	Nodules	Sea water	Igneous rocks	Deep-sea clays	Enrichment factors		
	(Wt. %)	(μg/ml[a])	(Wt. %[b])	(Wt. %[c])	Sea water	Igneous rocks	Deep-sea clays
Mn (MERO)	28·1	$\sim 10^{-3}$†	0·1	0·67	$2{\cdot}8 \times 10^{8}$	281	42
Fe (MERO)	11·9	$<10^{-3}$*	5·0	6·5	$>1{\cdot}2 \times 10^{8}$	2·4	1·8
Fe (All)	14·3	$<10^{-3}$*	5·0	6·5	$>1{\cdot}4 \times 10^{8}$	2·9	2·2
Co (MERO)	0·39	4×10^{-4}	0·0020	0·0074	$9{\cdot}8 \times 10^{6}$	195	53
Co (All)	0·31	4×10^{-4}	0·0020	0·0074	$7{\cdot}8 \times 10^{6}$	155	42
Ni (MERO)	0·86	2×10^{-3}	0·0035	0·0225	$4{\cdot}3 \times 10^{6}$	246	38
Ni (All)	0·56	2×10^{-3}	0·0035	0·0225	$2{\cdot}8 \times 10^{6}$	160	25
Cu (MERO)	0·63	2×10^{-3}†	0·0055	0·025	$3{\cdot}2 \times 10^{6}$	115	25
Cu (All)	0·18	2×10^{-3}†	0·0055	0·025	$9{\cdot}0 \times 10^{5}$	33	7·2
Mo (All)	0·050	$1{\cdot}2 \times 10^{-2}$	0·0001	0·0027[d]	$4{\cdot}2 \times 10^{4}$	500	19
				0·0003[e]			167
				0·0009[f]			56
				0·0045[g]			11
V (All)	0·056	3×10^{-3}	0·012	0·012	$1{\cdot}9 \times 10^{5}$	4·7	4·7
Ti (All)	0·54	10^{-3}	0·44	0·46	$5{\cdot}4 \times 10^{6}$	1·2	1·2
Tl (All)	0·0071	$<10^{-5}$	0·00013	0·00008	$>7{\cdot}1 \times 10^{6}$	55	89

[a] RILEY and SINHASENI (1958).
[b] AHRENS and TAYLOR (1961).
[c] TUREKIAN and WEDEPOHL (1961).
[d] TUREKIAN and WEDEPOHL (1961).
[e] KURODA and SANDELL (1954).
[f] WEDEPOHL (1960).
[g] GOLDBERG and ARRHENIUS (1958).
* Very variable—figure given is for average total Fe in samples from depths of more than 2000 m.
† Known to be very variable.

rocks or ocean clay are not entirely satisfactory, but for the most part the calculated "enrichment factors" should be reasonably good magnitudes.

For the purpose of discussion, the enrichment factor for Mn will be used as a basis of comparison. For sea water, the magnitude for Mn is apparently greater than that for all other elements with the exception perhaps of Fe. For igneous rocks, Co and Ni have enrichments similar to or approaching that of Mn; that of Mo appears to be distinctly greater. Enrichment factors for Cu may be either high (115, data of MERO, (1960 b), applying to eastern Pacific only) or moderate (33, our data for all oceans), and apparently similar in magnitude to Tl. Though V is enriched the factor (about 5) is not very high.

Relative to the ocean clays, Tl appears to be more strongly enriched in the nodules than any other element if the one Mo value (167) is excluded. Some elements appear to have enrichment factors similar in magnitude to that of Mn. Several distinctly different values of Mo in ocean clays have been reported. KURODA and SANDELL (1954) analysed a few samples and reported an average (3 p.p.m.) considerably lower than the 9 p.p.m. average reported by WEDEPOHL (1960) for pelagic clays from the Atlantic, and far lower than the value of 45 p.p.m. reported by GOLDBERG and ARRHENIUS (1958) for Pacific clays. In a discussion on element abundances, TUREKIAN and WEDEPOHL (1961) took as their value for deep-sea clays the average of WEDEPOHL'S and GOLDBERG and ARRHENIUS' values, namely 27 p.p.m.

KURODA and SANDELL stated that there appeared to be more Mo in sediments than could be accounted for by weathering of igneous rocks, and suspected that there was some contribution from volcanic exhalations and thermal waters. If this explanation is valid, it would help to explain the high value for Mo in the Pacific as compared with the Atlantic.

(v) *Lack of enrichment of certain elements in two Fe-low nodules*

The concentration of Fe is conspicuously low in two Pacific ocean nodules, W-24 and W-29. (Table 1 and Fig. 4). Thus, whereas seventeen of the nineteen specimens contain from 6 to 24% Fe, the two samples in question contain only 0·38 per cent and 1·8 per cent respectively. A noteworthy feature of these two Fe-low specimens is that the concentrations of certain metals in them are quite strikingly low. This is shown clearly in Table 4 in which the average concentration for certain metals in all nineteen nodules and the lowest concentration in the seventeen "normal" nodules is compared with the average in W-24 and W-29.

Aside from Ti which perhaps should be treated as a category of its own (see below), three categories of elements may be tentatively distinguished according to the differences between their respective average concentrations in the "normal" and Fe-low nodules.

The greatest difference is shown by Tl and the averages involve a factor of 70 or more. Even the lowest Tl concentration in the "normal" nodules is fifteen times or more greater than the magnitude in the Fe-low nodules. Co is almost as striking, and the disparity between averages involves a magnitude of forty times; the difference between the lowest concentration in the "normal" nodules and the average Fe-low value involves a factor of about thirteen. It seems that Tl and Co may be

Table 4

Element	Average concentration in 19 nodules (%)	Lowest concentration in 17 "normal" nodules (%)	Average concentration in Fe-low nodules (%)
Fe	14·3	6·2	1
Co	0·31	0·058	0·008
Tl	0·0071	0·0015	0·0001
Ni	0·56	0·23	0·052
Cu	0·2	0·07	0·03
V	0·056	0·032	0·049
Mo	0·05	0·032	0·05
Ti	0·54	0·053	0·05

grouped together. For Co, MERO observed also that specimens very low in Fe were low in Co; however, a very low Co concentration was also observed in a specimen containing quite abundant Fe.

In the second group we have placed the pair Cu and Ni which in general appear to be associated (see above). For each element the disparity differences—following the same order as above—involves a factor of ten times and two to three times. Although the differences are not nearly so marked as for Tl–Co, they are nevertheless quite distinct.

The third group includes V and Mo for which the disparity between the "normal" and Fe-low nodules is either slight or non-existent.

Ti appears to show a disparity but its position is complicated by the fact that much of the Ti may be present in the acid-insoluble fraction of the nodules, and is therefore not associated with either Mn or Fe.

According to the available data the presence of Fe in substantial amount (perhaps greater than some percent) in a nodule is necessary for the enrichment of several metals. Further data are naturally required in order to verify this conclusion; nevertheless, although only two Fe-low nodules have been examined, the effects noted above are very striking indeed. The actual role of Fe in this respect will not be discussed until such time that data on more samples are available and further investigations have been carried out. For the time being we may merely note a few factors which may be important:

(i) Structures of the ferromanganese minerals (BUSER and GRÜTTER, 1956; GRÜTTER and BUSER, 1957), in particular the presence of an irregular layer of hydrated hydroxides of Mn^{2+} and Fe^{3+} ions sandwiched between MnO_2 layers.

(ii) The existence of colloidal Fe oxides (positive charge) in oceans, and their accumulation as possible primary surfaces on which MnO_2 accretes (GOLDBERG, 1954); together with this should be considered the catalytic properties of Fe oxides.

(iii) Other factors such as the temperature of water, rate of accretion, rate of sedimentation, etc.

Acknowledgements—The authors wish to express their gratitude to the C.S.I.R. (Pretoria) for financial support; to Dr. J. D. H. WISEMAN and the Trustees of the British Museum (Natural History), Dr. J. L. MERO, Prof. H. PETTERSSON and Dr. H. B. STEWART Jr. for providing specimens; and to Mrs. A. C. de GRAAF for making some of the measurements.

REFERENCES

AHRENS L. H. and TAYLOR S. R. (1961) *Spectrochemical Analysis* (2nd Ed.) Addison-Wesley, Reading, Massachusetts.

BROOKS R. R. and AHRENS L. H. (1961) Some observations on the distribution of thallium, cadmium and bismuth in silicate rocks and the significance of covalency on their degree of association with other elements. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **23,** 100–115.

BUSER W. and GRÜTTER A. (1956) The nature of manganese nodules (In German). *Schweiz. Min. Petrogr. Mitt.* **36,** 49–62.

GOLDBERG E. D. (1954) Marine geochemistry—I. Chemical scavengers of the sea. *J. Geol.* **62,** 3, 249–265.

GOLDBERG E. D. and ARRHENIUS G. O. S. (1958) Chemistry of Pacific sediments. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **13,** 153–212.

GRÜTTER A. and BUSER W. (1957) Investigation of manganese sediments (In German). *Chimia* **11,** 132–133.

KINDLE E. (1932) Lacustrine concretions of manganese. *Amer. J. Sci.* (Ser. 5) **24,** 144, 496–504.

KURODA P. K. and SANDELL E. B. (1954) Geochemistry of molybdenum. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **6,** 35–63.

MANHEIM F. T. (1961) A geochemical profile in the Baltic sea. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **25,** 52–70.

MERO J. L. (1960) Minerals on the ocean floor. *Sci. Amer.* **203,** 6, 64–72.

MERO J. L. (1960) Mineral resources on the ocean floor. *Mining Congr. J.* October.

RICHARDS F. A. (1957) Some current aspects of chemical oceanography. *Physics and Chemistry of the Earth* Vol. 2, pp. 90–99. Pergamon Press, London.

RILEY J. P. and SINHASENI P. (1958) Chemical composition of three manganese nodules from the Pacific ocean. *J. Mar. Res.* **17,** 466–482.

TUREKIAN K. K. and WEDEPOHL K. H. (1961) Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **72** 175–192.

WEDEPOHL K, H. (1960) Spurenanalytische Untersuchungen an Tiefseetonen aus dem Atlantik. *Geochim. et Cosmochim. Acta* **18,** 200–231.

(*Reprinted from Nature, Vol.* 192, *No.* 4808, *pp.* 1174–1175, *December* 23, 1961)

Potassium-Argon Age Determinations on Granite from the Island of Mahé in the Seychelles Archipelago

THE Seychelles Archipelago is situated in the Indian Ocean some 1,100 miles to the east of Mombasa. It is made up of nineteen islands and a number of islets of which all but two are granitic in composition. The only two coral islands in the group are Bird and Denis, which lie at a distance of about sixty miles north of Victoria, Mahé. Mahé itself is the largest of the islands, being seventeen miles long and up to seven miles wide. Rugged peaks of granite rise to a height of almost 3,000 ft. above sea-level and show marked erosion features. Praslin, Silhouette and Digue are the other main granitic islands of the group.

Throughout the islands, the most common rock type is pink or grey amphibolite granite. Syenite occurs on Longue Island and in the southern part of Silhouette. In various localities the plutonics are intruded by dykes of varied composition.

Sedimentary rocks are absent, though the occurrence of andalusite-hornfels on the islands of Silhouette, Cerf and Stag[1,2] may indicate that clay slates once existed.

The granitic islands lie in the centre of an extensive submarine platform that is surrounded by depths of more than 1,000 fathoms and completely separated both from the Carlsberg Ridge and from Madagascar. By any criteria other than petrographic, the islands are of oceanic type.

The age of the group is not known, but the degree of erosion suggests prolonged action by the agents of weathering. Coral fragments are to be found cemented on to the granite at heights varying between 10 and 30 ft. above low-tide level. In addition to this evidence of recent elevation, Gardiner[3] considers that a more ancient uplift of some 200 ft. occurred.

Age determinations have been carried out on samples of pink and grey granite from the island of Mahé. Owing to the small amount of biotite present in the particular samples used in this work and its partially decayed state, preliminary measurements were made on samples of the whole rock. Most of the potassium in the material is situated in the feldspars, consequently owing to loss of argon by

diffusion, a total rock determination would yield an age less than the true value. However, these measurements yielded an average minimum age for the rock of 515 million years. The close agreement of the total rock ages of the pink and grey granites (Table 1) does suggest that they were formed simultaneously.

A few grams of altered biotite were separated from the pink granite in an attempt to determine its absolute age. This result is shown in Table 1 and substantiates the preliminary results.

The total-volume method was used in age determinations on the whole rock and the technique of isotope dilution used in the measurement of the biotite sample.

Owing to the coarse and variable nature of the granite it is possible that the samples used in the potassium oxide analyses of the total rock might not have been identical to those used in the argon measurements. In view of this, the combined errors arising from uncertainties in content of potassium oxide and volume of argon measurement are estimated at $\pm$ 5 per cent. Experimental errors are, however, insignificant compared with those caused by loss of argon from the feldspars. Experience has shown that 30 per cent of the argon can easily have been lost by diffusion. Though the biotite is partially altered, losses should not be of this magnitude. In Table 1 the apparent ages together with their estimated experimental errors are given. Errors arising from loss of argon cannot be accurately evaluated and have not been included.

From these measurements it is concluded that Mahé Island and most probably all the granitic islands of the Seychelles Archipelago came into existence during the very late Pre-Cambrian. Most oceanic islands are considered to be younger than Mid-Cretaceous, consequently the Seychelles are out of place chronologically and petrologically.

It is interesting to note that a large number of minerals from the continent of Africa have ages around 630 million years[4]. If the age yielded by the biotite sample is a true one, it could be evidence suggesting an affinity between Africa and the Seychelles. This would be consistent with the view that the islands represent a continental fragment left during the widening of the Indian Ocean.

Samples of hornblende from Mahé and other islands of the Archipelago have been received from Dr. B. H. Baker of the Ministry of Commerce, Industry and Communications, Mines and Geological Department, Nairobi. Work has begun on these, and upon basaltic material from typical oceanic islands in the Atlantic.

Table 1. Results of Age Determinations on Granite from Mahé Island, Seychelles Archipelago

Material	Reference	Method	Volume of argon (mm.³) / Weight of sample (gm.)	K_2O (per cent)	Atmospheric contamination (per cent)	Apparent age and estimated error (m. yr.)
Grey granite, total rock	*K*/27	Total volume	0·0967	4·48	5·0	536 ± 23*
	L/6		0·0965	,,	5·1	534 ± 23*
	K/39		0·0854	,,	1·7	495 ± 22*
	L/15		0·0885	,,	3·9	501 ± 22*
	L/16		0·0941	,,	3·5	531 ± 23*
						av. = 519 ± 9*
Pink granite, total rock	*L*/9	Total volume	0·0898	4·63	3·1	497 ± 22*
	K/41		0·0918	,,	2·9	507 ± 22*
	L/23		0·0973	,,	3·8	530 ± 23*
						av. = 511 ± 10
Biotite from pink granite	*L*/29	Isotope dilution	0·1399	5·26	2·3	654 ± 17

$\lambda_\alpha = 0{\cdot}584 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$.

$\lambda_\beta = 4{\cdot}72 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$.

* Errors given are those arising from experimental procedure.

True errors which would take into account argon loss are much greater—see text.

We are especially grateful to the Governor of the Seychelles for providing the samples on which the measurements were made. Also we wish to thank Dr. D. H. Matthews of the Department of Geodesy and Geophysics, Cambridge, for his help and interest in this work, and Dr. S. O. Agrell of the Department of Mineralogy and Petrology, Cambridge, for preparing thin sections of the rocks. We are indebted to the Department of Scientific and Industrial Research for financing the project, which is part of a programme of investigation into the geochronology of oceanic rocks.

J. A. MILLER
J. D. MUDIE

Department of Geodesy and Geophysics,
Cambridge.

[1] Bouer, M., "Contribution to the Geology of the Seychelles, especially to the Knowledge of Laterite" (translation by the Commonwealth Bureau of Soil Science, Harpenden, Herts), *Neues Jahrbuch Mineralogie Geologie und Palæontologie*, **2**, 163 (1898).

[2] Poisson, M. C., *C.R. Acad. Sci., Paris*, (1948).

[3] Gardiner, J. S., *Nature*, **73**, 294 (1906).

[4] Holmes, A., and Cahen, L., *Colonial Geology and Mineral Resources*, **5**, No. 1, 3 (1955).

Printed in Great Britain by Fisher, Knight & Co., Ltd., St. Albans.

From: Okeanol. Issled., no. 4 (1961), p. 76-90

П. Л. Безруков

ИССЛЕДОВАНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Осадки северной части Индийского океана (к северу от 30° ю. ш.) до работ э/с «Витязь» неоднократно исследовались экспедициями различных стран. Из числа наиболее известных экспедиций конца прошлого и первой половины настоящего столетия следует упомянуть экспедиции на судах «Газелле» (1875—1876), «Вальдивия» (1898—1899), «Дана» (1921—1922), «Мобахис» (1933—1934), а также на судне «Снеллиус» (1929—1930), основным районом работ которого были моря Малайского архипелага. Однако все эти экспедиции исследовали лишь отдельные районы северной части океана, а пробы донных осадков брали преимущественно с самой поверхности дна; лишь на «Снеллиусе» использовалась четырехметровая грунтовая трубка, но главным образом за пределами Индийского океана. На основе материалов перечисленных, а также некоторых других исследовательских и гидрографических судов Г. Шоттом была составлена первая карта осадков Индийского океана в масштабе 1 : 60 000 000 [1], сохранившая свое значение до последнего времени.

После Второй мировой войны в северной части Индийского океана работала шведская кругосветная экспедиция на судне «Альбатрос» (1947—1948) по маршруту Зондский пролив — Кокосовые острова — о-в Цейлон — Сейшельские острова — Красное море. Экспедицией в Индийском океане было взято около 20 колонок донных отложений; некоторые из них достигали в длину 11,1 *м* [2].

В 1956 и 1957 гг. северная часть Индийского океана была дважды пересечена Морской антарктической экспедицией АН СССР на д/э «Обь», в первом рейсе по маршруту Мирный (Антарктида) — мыс Гвардафуй, во втором — по меридиональному разрезу Антарктида — Бенгальский залив. На этих разрезах только севернее 30° ю. ш. было взято около 40 колонок донных осадков длиной от 1 до 15 *м* и примерно такое же количество дночерпательных проб. Обработка их проводится в Институте океанологии АН СССР [3, 4, 5].

Во время 31-го рейса э/с «Витязь» в северной части Индийского океана пробы донных осадков были взяты на 143 станциях (рис. 1). При этом было получено 96 колонок общей длиной 285 *м*, в том числе 6 длинных колонок (от 8 до 15 *м*), 103 дночерпательные пробы и 20 траловых проб. Собранный материал количественно превосходит материалы предыдущих экспедиций, исследовавших северную часть Индийского океана, и совместно со сборами Антарктической экспедиции после обработки позволит значительно уточнить карту донных осадков для огромной площади океана. Следует подчеркнуть вместе с тем, что в области шельфов проб было взято очень мало и основную часть собранного материала составляют пробы глубоководных осадков.

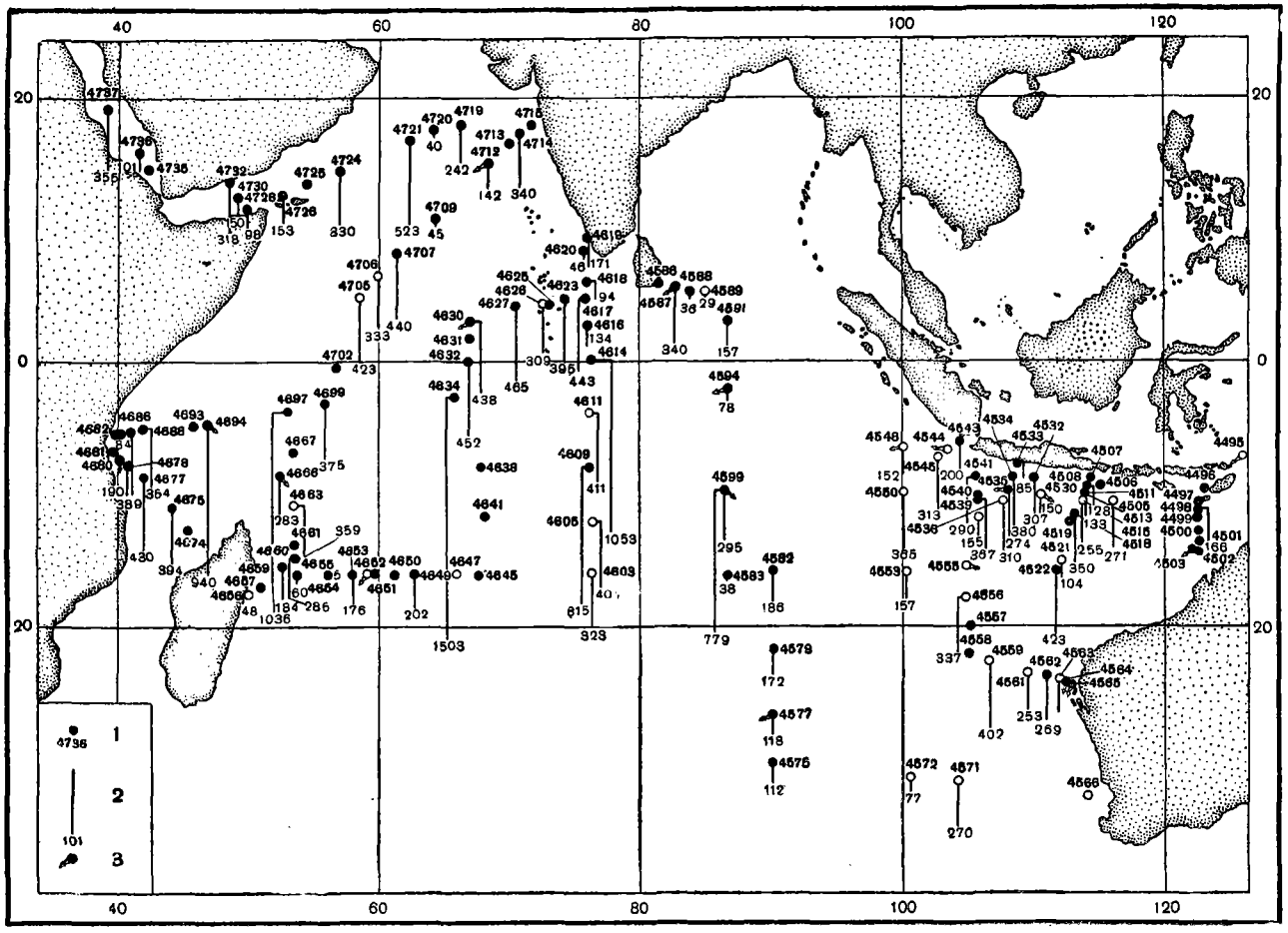


Рис. 1. Карта станций, на которых были взяты пробы донных осадков в 31-м рейсе «Витязя»:

1 — дночерпательные пробы; *2* — колонки донных осадков (вверху номер станции, внизу — длина колонки в сантиметрах); *3* — траловые пробы

Особенности осадконакопления в северной части Индийского океана тесно связаны с морфологией и геологическим строением окружающих океан массивов суши, климатическими факторами, рельефом дна, динамикой водных масс.

Бóльшая часть осадочного терригенного материала поступает в Индийский океан с Азиатского материка, обладающего наиболее протяженной береговой линией, высокогорным рельефом и наиболее развитой эрозионной сетью, в которую входят такие многоводные реки, как Ганг с Брамапутрой, Иравади, Инд и многие другие. Со стороны Ирана и Аравийского полуострова, обладающих аридным климатом, рек в океан почти не впадает, и в осадочном материале здесь резко преобладают продукты абразии берегов. Наряду с этим с Аравийского полуострова терригенный материал частично поступает в виде эоловой пыли, но на осадконакопление в области ложа океана заметного влияния это не оказывает. Большая часть терригенного материала, сносимого с материка Азии, осаждается в Бенгальском заливе, в Андаманском и Аравийском морях, но часть выносится дальше в океан.

Со стороны гористых островов Индонезии, особенно Суматры и Явы, находящихся во влажной тропической зоне, в океан также поступает большое количество терригенного материала, как и продуктов современной вулканической деятельности.

Роль Африканского материка и Мадагаскара в питании северной части Индийского океана осадочным материалом по сравнению с Азией гораздо менее существенна из-за слабого развития эрозионной сети на восточных побережьях. Западная Австралия в силу аридности климата и выровненности рельефа в питании северной части Индийского океана осадочным материалом играет совсем небольшую роль.

В геологическом строении бассейна Индийского океана принимают участие породы самого разнообразного возраста и петрографического состава. Среди них большое значение имеют породы докембрия — гнейсы, кристаллические сланцы, кислые и реже основные интрузивные породы. Они преобладают на Индостане, Цейлоне, в Западной Австралии, на значительном протяжении Африканского побережья и Мадагаскаре. Древние граниты слагают также Сейшельские острова. По северной периферии Бенгальского залива и Аравийского моря и на Сомалийском полуострове в основном развиты осадочные отложения мелового и третичного возраста, в северо-западном Индостане— меловые траппы, на полуострове Малакка — разнообразные палеозойские, мезозойские и третичные породы. На внешней цепи Зондских и на Коморских островах наряду с осадочными породами широко распространены вулканические и пирокластические породы четвертичного возраста и продукты современной деятельности вулканов. Таким образом, состав питающих провинций Индийского океана чрезвычайно разнообразен и при детальном изучении осадков могут быть выделены многочисленные терригенные минералогические провинции.

Климатические факторы оказывают влияние не только на количество поступающего в океан терригенного материала, но через процессы почвообразования также и на его качественный состав. На обширных участках суши, ограничивающих океан, вследствие влажного тропического климата интенсивно развивается химическое выветривание пород и широко развиты латеритные почвы. Поэтому терригенный материал в значительной своей массе поступает в океан в стадии глубокого разложения.

Особенно же велико влияние климатических факторов на процессы биогенного осадконакопления. Располагаясь почти целиком в тропической зоне, северная часть Индийского океана обладает высокими температурами поверхностных вод, благоприятными для развития организмов, осаждающих из воды карбонат кальция: фораминифер, кораллов, мшанок, иглокожих, моллюсков и т. д. В тех местах, где поступление терригенного

материала ослаблено, оно подавляется, даже в самой прибрежной зоне, интенсивно протекающим биогенным карбонатонакоплением. С климатическими условиями связано также осаждение в океане органогенного кремнезема. Холодолюбивые диатомовые в северной части Индийского океана в противоположность его южной, приантарктической, части имеют слабое развитие и поэтому в осадконакоплении играют незначительную роль. Исключение составляют тропические диатомеи — этмодискусы, образующие местами скопления в донных осадках. Радиолярии же в тропических водах широко развиты, и там, где осаждение терригенного материала и карбоната кальция ослабевает, они нередко являются важным компонентом в составе осадков.

Рельеф дна Индийского океана оказывает существенное влияние на распределение терригенного материала и определяет чрезвычайно резко выраженную в океане вертикальную зональность биогенного осадконакопления. Индийский океан разделяется меридиональным срединным Индийским хребтом на две части — западную и восточную. Западная часть океана в целом характеризуется меньшими глубинами по сравнению с его восточной частью и изобилует островами. В связи с этим здесь на более обширных пространствах дна существуют благоприятные условия для осаждения карбоната кальция, который на больших глубинах (более 5 *км*), характерных для восточной части океана, полностью растворяется в толще воды. Вместе с тем на разных глубинах распространены различные типы карбонатных осадков. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже при характеристике распределения донных осадков.

В результате влияния всех перечисленных факторов, а также большой сложности динамики вод состав и характер распределения донных осадков в тропической части Индийского океана весьма разнообразны.

На основании предварительного изучения собранных материалов, а также литературных данных среди осадков северной части Индийского океана по вещественно-генетическому составу могут быть выделены следующие основные группы и типы:

I. Терригенные осадки.

II. Вулканогенные осадки.

III. Органогенные осадки:

1) известковые:

а) фораминиферовые; б) коралловые; в) птероподовые; г) ракушечные; д) водорослевые;

2) кремнистые:

а) радиоляриевые; б) диатомовые (этмодискусовые).

IV. Полигенные осадки — красные глубоководные глины.

V. Хемогенные осадки — железо-марганцовые конкреции.

Между многими из этих осадков существуют переходные разности. На отдельных участках дна встречены выходы коренных пород.

Рассмотрим сначала распределение современных осадков в северной части Индийского океана.

I. Терригенные осадки распространены преимущественно на шельфах и в верхней части материкового склона (поэтому они были мало захвачены исследованиями «Витязя»), но местами спускаются на большие океанические глубины. Ширина полосы терригенных осадков зависит прежде всего от интенсивности поступления с суши обломочного материала, а также от уклонов дна и ряда других факторов. Вследствие энергично протекающих в тропической зоне процессов биогенного карбонатонакопления полоса терригенных осадков во многих местах очень узка или совсем сходит на нет.

Более подробному изучению терригенные осадки подверглись в районе Яванского глубоководного желоба. Этот желоб тянется параллельно о-вам Суматра, Ява и Малым Зондским и отделен от них продольной депрессией

UNESCO ARCHIVES

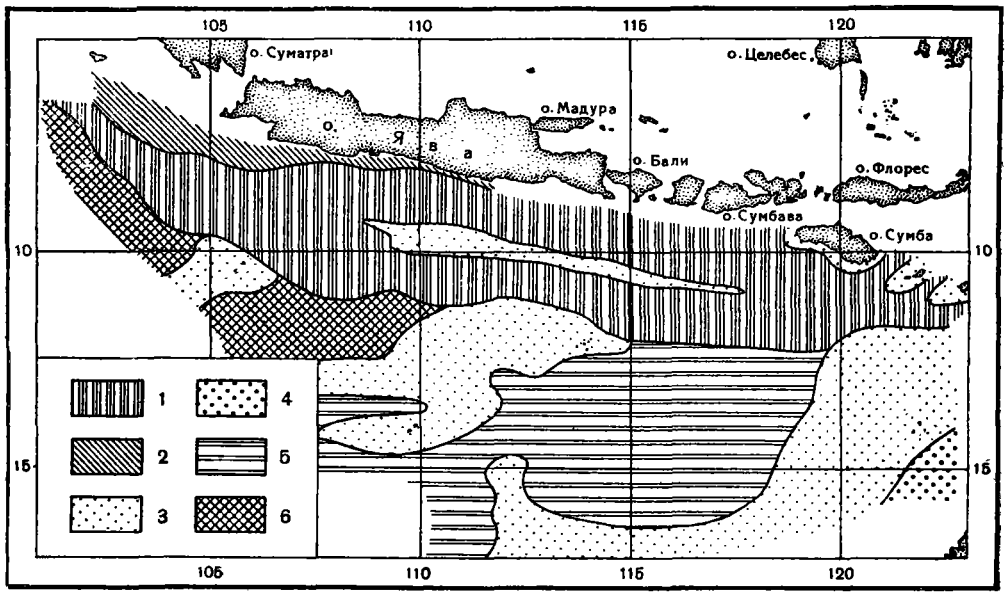


Рис. 2. Схематическая карта донных осадков района Яванского желоба:

1 — терригенные осадки: алевриты, алевритово-глинистые и глинистые илы; *2* — вулканогенные осадки: галечники, гравий, пески, алевриты; *3* — фораминиферовые осадки: пески, алевриты, алевритово-глинистые илы; *4* — коралловые осадки: пески, алевриты; *5* — полигенные осадки — красные глубоководные глины; алевритово-глинистые и глинистые илы; *6* — радиоляриевые осадки: алевритово-глинистые и глинистые илы

(Балийской впадиной) [1] и внешним подводным хребтом Яванской дуги, которые располагаются на продолжении пролива и о-вов Ментавай. Работы «Витязя» захватили восточную часть желоба до Зондского пролива на западе. Всего в районе Яванского желоба пробы донных осадков были получены более чем на 30 станциях, из них со дна желоба, с глубин 6200—7050 *м*, было взято пять колонок длиной от 1,5 до 3,2 *м* и несколько дночерпательных и траловых проб. Для исследованного района желоба была составлена схематическая карта донных осадков (рис. 2). Следует отметить, что до работ экспедиции на «Витязе» осадки Яванского желоба почти совсем не исследовались.

Как в Балийской впадине, так и в Яванском желобе преобладают терригенные осадки, причем среди них наибольшим распространением пользуются зеленовато-серые и темно-серые алевритово-глинистые и глинистые илы с отдельными тонкими (в несколько сантиметров) прослойками алеврита или мелкого песка. В верхней части северного склона Балийской впадины и на шельфах о-вов Ява и Бали они переходят в крупные алевриты и мелкие пески, которые, судя по минералогическому составу, могут рассматриваться как пирокластические осадки. На дне Яванского желоба (глубже 6 *км*) глинистые осадки на поверхности дна бескарбонатны; в Балийской впадине, обладающей значительно меньшей глубиной (в среднем от 3 до 4 *км*, а максимально—немногим более 5 *км*), они очень слабо карбонатны (слабо вскипают в 5%-ном растворе HCl). На таких глубинах в других районах океана широко развиты известковые осадки — фораминиферовые илы. В данном случае накоплению известковых илов препятствует обильное поступление со стороны гористых островов терригенного материала. Этот материал в первую очередь осаждается в Балийской впадине, а затем в Яванском глубоководном желобе. На подводном же хребте между ними

[1] Термин предложен Фэрбриджем [6].

(на глубинах 1,5—2,5 *км*) фораминиферовые пески и алевриты имеют широкое распространение, так как глинистые частицы движением воды сносятся с него в Яванский желоб.

Прослойки песка и алеврита в глинистых осадках Яванского желоба, вероятно, в основном имеют вулканогенное происхождение (вулканический пепел, перенесенный в желоб эоловым путем). Связывать их образование с деятельностью суспензионных потоков, распространявшихся со стороны островов, довольно трудно, поскольку желоб отделен от них на всем протяжении подводным хребтом. Однако нахождение в одной колонке донных отложений, взятой в Яванском желобе на глубине 7156 *м* (ст. 4530), тонких прослоек известкового ила и песка мощностью по 2—5 *см* позволяет предполагать, что суспензионные потоки могли играть некоторую роль в переносе на дно желоба осадочного материала с крутых склонов.

В Балийской впадине глинистые осадки почти лишены верхнего коричневого окисленного слоя; в Яванском желобе его мощность обычно не превышает 3—5 *см* и лишь в одной колонке достигает 23 *см*. Ниже этого слоя, уже на расстоянии 1—1,5 *м* от поверхности дна, в осадках появляется гидротроилит, а в двух колонках (ст. 4515 и 4534) на уровне 1,5—2,3 *м* от поверхности дна встречен свободный сероводород. Высокое положение в осадках района Яванского желоба окислительно-восстановительного раздела, по-видимому, связано с относительно большой скоростью осадконакопления и обильным поступлением в осадки органического вещества в связи с высокой продуктивностью планктона в поверхностных водах этой части океана.

По внешнюю сторону желоба мощность окисленного слоя быстро возрастает до нескольких десятков сантиметров, а далее за пределами подводных возвышенностей, покрытых известковыми осадками, терригенные глинистые осадки сменяются довольно типичными глубоководными красными глинами (или радиоляриевыми илами).

Таким образом, Балийская впадина и Яванский желоб представляют собой область отложения преимущественно терригенных осадков, причем в первой из этих депрессий осадконакопление протекает более интенсивно, что подтверждается данными сейсмоакустических исследований мощности рыхлых отложений.

За пределами района Яванского желоба терригенные осадки на поверхности дна были встречены на пересечениях материкового склона и шельфов Цейлона и Индии, а также близ о-ва Занзибар. На других галсах поперек склона геологические станции были слишком редки, и удалось получить пробы лишь переходных терригенно-карбонатных осадков.

К юго-востоку от Цейлона на ст. 4587 у подножия материкового склона на глубине 4115 *м* были встречены глинистые илы, в самом верху (0—10 *см*) темно-коричневого цвета, ниже темно-серые, содержащие, начиная с горизонта 180 *см*, свободный сероводород. По общему облику осадки здесь близки к «синему илу», по классификации Мэррея и Ренара [7]. На соседних в сторону океана станциях получены пробы фораминиферовых осадков, несколько обогащенных глинистым материалом и мусковитом.

У юго-западного побережья Индии (близ порта Кочин) на шельфе и в верхней части материкового склона встречены полимиктовые пески с большой примесью раковинного материала (ст. 4619—4620). В минеральной части песков присутствуют кварц, полевые шпаты, биотит и единичные зерна ильменита, образующего крупные промышленные скопления в пляжевых песках штата Керала (западная Индия), а также Цейлона. При пересечении материкового склона Индии близ Бомбея на глубине 1520 *м* были обнаружены серовато-зеленые известково-глинистые илы, содержащие ниже горизонта 150 *см* сероводород (ст. 4714). На шельфе в этом районе развиты зеленовато-серые полимиктовые алевритовые пески (ст. 4715).

В верхней части материкового склона Африки, близ о-ва Занзибар, встречены полимиктовые пески с большой примесью раковинного материала.

II. Вулканогенные осадки на поверхности дна наблюдались лишь на нескольких станциях близ Явы, входящей в наиболее активный вулканический пояс Земли. Они представлены здесь скоплениями пемзы и вулканического шлака, а также полимиктовыми песками и алевритами, состоящими из плагиоклазов, пироксенов, вулканического стекла. Близ Зондского пролива среди этих осадков, возможно, присутствуют продукты катастрофического извержения вулкана Кракатау в 1883 г. Известно, что выбросы этого извержения распространились на обширной площади в прилегающей части Индийского океана, и за истекшие после извержения 77 лет они не могли быть захоронены. Район о-ва Кракатау и до настоящего времени вулканически весьма активен. При прохождении «Витязем» Зондского пролива поздно вечером 19 ноября 1959 г. на расстоянии около 5 миль нами наблюдалось извержение вулкана Анак-Кракатау, находящегося вблизи о-ва Кракатау. Было видно яркое огненное зарево и столб дыма.

Помимо собственно вулканогенных осадков, на ряде станций в восточной части океана наблюдались рассеянные в осадках различного состава обломки и галька пемзы.

За пределами основного района работ две пробы вулканогенных гравийно-галечных осадков были получены при прохождении «Витязем» морей Малайского архипелага. Осадки этого района описаны в работе Ниниба [8].

Другой областью современной вулканической деятельности в Индийском океане являются Коморские острова. Однако вблизи островов собрать пробы вулканогенных осадков не представилось возможным.

В центральных частях океана, несмотря на широкое распространение вулканического донного рельефа, вулканогенные осадки на поверхности дна не были встречены, что, по-видимому, объясняется затуханием подводного вулканизма в современную эпоху. В колонках же неоднократно отмечались отдельные тонкие прослойки вулканического пепла, размерности алеврита или мелкого песка, свидетельствующие о более интенсивной вулканической деятельности в области Индийского океана в недавнем геологическом прошлом.

III. Органогенные осадки. Среди органогенных осадков в северной части Индийского океана наиболее широким распространением пользуются известковые осадки, а среди последних — фораминиферовые.

Фораминиферовые осадки встречаются на шельфах, широко развиты на материковом склоне, но особенно обширные площади занимают на ложе океана на глубинах до 4,5—4,7 *км*. В более мелководных районах в составе фораминиферовых осадков наряду с планктонными фораминиферами существенное место занимают донные известковые фораминиферы, а также обломки кораллов и других известковых организмов. С увеличением глубин свыше 1—1,5*км* относительное значение этих компонентов резко падает, а значение планктонных фораминифер, особенно глобигерин, резко возрастает, и на большой площади дна именно они определяют состав фораминиферовых осадков. Ниже глубины 4,7 *км* фораминиферовые осадки в Индийском океане, так же как и в Тихом, нигде не отлагаются и сменяются красными глубоководными глинами, что несомненно связано с растворением известковых раковин в толще холодных глубинных вод и на дне океана. В нескольких пунктах на указанных «критических» глубинах, например на ст. 4579 на глубине 4561 *м*, удалось наблюдать в осадках явные следы распада (растворения) планктонных фораминифер. Кроме того, в интервале глубин от 4,5 до 4,7 *км* наблюдались все переходы от фораминиферовых осадков к красным глинам.

По гранулометрическому составу фораминиферовые осадки весьма разнообразны, начиная от мелких песков и крупных алевритов и вплоть до тончайших пелитовых илов. В последних раковины фораминифер в основном находятся в измельченном состоянии. Обычно на глубинах до 2—2,5 км преобладают фораминиферовые пески и крупные алевриты, на глубинах 2,5—3,5 *км* — фораминиферовые мелкоалевритовые илы, а глубже — алевритово-глинистые и глинистые илы. Однако во многих местах в связи с особенностями динамики вод эта закономерность нарушается. С приближением к суше наряду с погрубением гранулометрического состава осадков происходит обогащение их терригенным материалом.

Цвет фораминиферовых осадков на поверхности дна изменяется от темно- или светло-коричневого и бледно-палевого до светло-серого и белого и зависит от содержания в осадках водных окислов железа и марганца, в основном связанных с терригенным глинистым материалом. Наиболее чистые белые фораминиферовые осадки наблюдаются на поверхности подводных хребтов, а также в удаленных от суши котловинах, где примесь терригенного материала практически отсутствует (например, в Маскаренской котловине к востоку от Мадагаскара). На глубинах более 4,5 *км* с переходом фораминиферовых осадков в «красные» глины окраска их меняется до бледно-коричневой или розоватой.

Ниже поверхности дна, т. е. по вертикали колонок, цвет фораминиферовых осадков нередко изменяется до зеленовато- или голубовато-серого, что несомненно связано с протекающими в толще осадков восстановительными процессами. При этом железо переходит в закисную форму. По мере приближения к суше граница окислительно-восстановительного раздела постепенно поднимается и местами достигает почти самой поверхности дна (мощность окисленного слоя всего несколько миллиметров). О резком изменении окислительно-восстановительных условий по вертикали помимо цвета осадков свидетельствует также появление во многих колонках на некотором расстоянии от поверхности дна (от 1 до 3 *м*) мелких включений гидротроилита. Наличие последнего в фораминиферовых осадках обнаружено не только на материковом склоне, но и в ряде мест на ложе океана, вдали от берегов, например в большинстве колонок фораминиферовых осадков по разрезу от Занзибара к Сейшельским островам (ст. 4686, 4688, 4694, 4697, 4699), от Сейшельских островов к Бомбею (ст. 4705, 4706, 4707, 4712, 4714) и от Кочина к югу (ст. 4616—4618). В колонке ст. 4617 в фораминиферовых илах на горизонте 300 *см* обнаружен запах сероводорода. В то же время в колонках фораминиферовых песков и алевритов, взятых на склонах подводных возвышенностей и хребтов, гидротроилит, как правило, отсутствует. Не встречен он также и в колонках, взятых на дне Маскаренской котловины.

Относительно высокое положение границы окислительно-восстановительного раздела и широкое распространение гидротроилита отличают фораминиферовые осадки северной части Индийского океана от аналогичных осадков его южной части, а также Тихого океана, и объясняются, по-видимому, более высоким содержанием в осадках органического вещества. Особенно в этом отношении выделяется Аравийское море, для которого характерны высокие биомассы планктона.

Помимо фораминифер, в осадках содержатся радиолярии, кокколитофориды, мелкие обломки мадрепоровых кораллов, мшанок, раковин моллюсков, в том числе плеропод, иглы морских ежей. Радиолярии в повышенном количестве встречены в фораминиферовых песках и алевритах близ о-ва Рождества (ст. 4539). Коралловый материал присутствует преимущественно вблизи коралловых рифов и островов. Кокколитофориды распространены широко, но настоящие кокколитовые илы в северной части Индийского океана не были встречены.

Рассеянные в фораминиферовых осадках минеральные зерна пока специальному изучению не подвергались. Отметим только нахождение в нескольких местах, например на ст. 4712, близ побережья Индии, аутигенного глауконита. В области распространения фораминиферовых осадков было собрано около 50 колонок, причем в большинстве из них, в том числе в наиболее длинной колонке (15 *м*), взятой на ст. 4634, фораминиферовые осадки распространяются до самого конца колонки.

Коралловые осадки в северной части Индийского океана имеют широкое распространение как по его окраинам, так и в центральной части, вдоль цепей коралловых островов. Во время плавания «Витязя» подверглись обследованию коралловые рифы у берегов о-вов Рождества, Мальдивских, Коморских, Сейшельских и о-ва Занзибар. Кроме того, было собрано несколько проб коралловых песков и илов вблизи коралловых островов и на шельфе Австралии. Не имея возможности останавливаться здесь на характеристике коралловых рифов, отметим только, что коралловые илы в северной части Индийского океана нередко распространяются до глубины 1—1,5 *км*.

Птероподовые осадки. Известковые осадки, в составе которых существенную роль играют раковины пелагических моллюсков — птеропод, распространены в северной части Индийского океана главным образом мелкими пятнами в прибрежных районах, в области распространения терригенных и коралловых осадков. Более значительные площади птероподовые илы, по данным 31-го рейса «Витязя», занимают в Аденском заливе и в южной части Красного моря. По размерности зерен это преимущественно алевритовые илы и мелкие пески. В колонке, взятой в Красном море на ст. 4737, установлено переслаивание коричневых и серых птероподовых илов.

Ракушечные осадки, состоящие в основном из обломков и цельных раковин брюхоногих и двустворчатых моллюсков, были встречены в нескольких местах на шельфах. На банке Назарет к востоку от Мадагаскара обнаружены интересные фораминиферо-кораллово-водорослевые осадки, содержащие в большом количестве стяжения известковых синезеленых водорослей и очень крупных донных фораминифер.

Кремнистые осадки. Среди кремнистых осадков в северной части Индийского океана наибольшим распространением пользуются радиоляриевые илы. Предыдущими экспедициями они отмечались в глубоководной части Индийско-Австралийской котловины в районе Кокосовых островов, а также в центральной части Сомалийской котловины. По данным 31-го рейса «Витязя», радиоляриевые илы развиты в Индийско-Австралийской котловине значительно более широко, преимущественно на глубинах более 5 *км*. На юг они местами распространяются до 15° ю. ш., на север — до экватора и на запад — почти до Срединно-Индийского хребта. По внешнему виду и составу они близки к красным глубоководным глинам и отличаются от них повышенным содержанием скелетов радиолярий. Обилие последних придает осадкам во влажном состоянии своеобразную «творожистую» консистенцию. Кроме того, радиоляриевые илы отличаются низким объемным весом и в сухом виде кусочки их всплывают в воде. Окраска радиоляриевых илов изменяется от темно-коричневой до оранжевой. В нескольких колонках была определена их мощность, колеблющаяся от 1,5 до 7 *м*.

Диатомовые этмодискусовые илы в северной части Индийского океана ранее были отмечены Кольбе [2] по материалам шведской экспедиции на судне «Альбатрос». Они образуют несколько мелких пятен в районе Кокосовых и к востоку от Сейшельских островов. При работах «Витязя» этмодискусовые илы на поверхности дна не были встречены.

IV. Полигенные осадки. Полигенными осадками [5] могут быть названы широко распространенные в глубоководных частях океанов красные глины. Они состоят в основном из тончайшего терригенного материала, остаточных продуктов растворения в толще воды планктонных фораминифер, скелетов радиолярий и фрагментов некоторых других организмов и обладают обычно повышенным содержанием окислов марганца и железа, а также некоторых рассеянных элементов. По внешнему облику это тонкие глинистые илы, переходящие с потерей влажности в довольно плотные, иногда «крошащиеся» глины. Цвет их изменяется от темно-коричневого и шоколадного до светло-коричневого, нередко с оранжевым или красноватым оттенком. При заметном увеличении количества радиолярий (примерно свыше 10% от состава осадков) осадки могут быть названы радиоляриевыми илами. В северной части Индийского океана красные глины занимают глубоководную часть Индийско-Австралийской котловины (на глубинах от 4,5 до 6 *км* и более) и, кроме того, присутствуют на дне Сомалийской котловины. В Индийско-Австралийской котловине было взято около 15 колонок красных глин, причем в некоторых из этих колонок под глинами встречены фораминиферовые илы, о чем будет говориться ниже. Мощность красных глин при этом колеблется от 0,4 до более 4 *м*. В Сомалийской котловине область распространения красных глин была пересечена лишь в самой южной части (ст. 4694). Здесь на глубине 4750 *м* встречены очень слабо известковые светло-коричневые глинистые илы, под которыми на расстоянии 180 *см* от поверхности дна в колонке неожиданно обнаружена толща серых полимиктовых песков (см. ниже).

V. Хемогенные осадки. Из хемогенных осадков в северной части Индийского океана довольно широкое распространение имеют железо-марганцовые конкреции. Они иногда встречаются в фораминиферовых осадках, но более часто — в красных глинах, как на поверхности дна, так и на различных горизонтах колонок. Конкреции имеют на поверхности черный, а на расколе красновато-коричневый цвет и обладают округлой, почковидной, желваковой или лепешковидной формой; размер их обычно колеблется в пределах нескольких сантиметров, а иногда достигает 10—15 *см*. На ст. 4555 трал принес с глубины 5800 *м* около тонны таких конкреций; в ядрах многих из них обнаружены крупные зубы акул. На ст. 4577 (глубина 4750 *м*) тралом подняты, помимо конкреций, марганцовые плиты, также с зубами акул, и валуны сильно выветренных крупнокристаллических изверженных пород. Во всех местах накопления железо-марганцовых конкреций скорость осадконакопления очень низка.

Климатическая зональность сказывается прежде всего в том, что в данной части океана широко распространены различные органогенные осадки, целиком или преимущественно приуроченные к теплым тропическим и субтропическим водам. К числу их принадлежат такие осадки, как коралловые, птероподовые, радиоляриевые и этмодискусовые, в основном характерные для тропической зоны и за пределы субтропических вод в настоящее время в Мировом океане нигде не распространяющиеся. Сюда же относятся фораминиферовые осадки, которые хотя и имеют более широкий ареал распространения — вплоть до субарктических вод,— но преимущественно тяготеют к теплым тропическим и субтропическим районам океана.

Климатическая зональность отражается также на составе и распределении терригенного материала и на содержании в осадках органического вещества.

Вертикальная (гипсометрическая) зональность осадконакопления выражается в закономерной смене одних осадков другими по мере увеличения глубин океана, независимо от расстояния до континентов. Особенно отчетливо она проявляется в распределении различных известковых осадков, приуроченных лишь к определенным, хотя подчас и весьма широким, интервалам

глубин. Так, фораминиферовые осадки распространяются лишь до глубины 4700 *м*, а ниже в связи с растворением карбоната кальция в холодных глубинных водах повсеместно отсутствуют, сменяясь красными глинами. Птероподовые, коралловые и ракушечные осадки отлагаются в еще более ограниченном диапазоне глубин. Радиоляриевые илы и красные глины также в своем распространении подчинены вертикальной зональности; на глубинах менее 4500 *м* они в северной части Индийского океана нигде не образуются, так как здесь интенсивно протекают процессы биогенного карбонатонакопления.

Наконец, циркумконтинентальная зональность осадконакопления выражается в закономерной смене состава осадков по мере удаления от суши. Более отчетливо она проявляется по периферии океана, в то время как в его центральной части полностью подавляется вертикальной зональностью осадконакопления.

Таким образом, в распределении в северной части Индийского океана донных осадков отчетливо выражены климатическая, вертикальная и циркумконтинентальная зональность осадконакопления [9].

Строение донных отложений по вертикали. Многочисленные колонки, собранные во время рейса, дают обширный материал для разработки стратиграфии донных отложений, для освещения вопросов новейшей геологической истории Индийского океана, а также для изучения процессов диагенеза. Этот материал требует детального литологического и микропалеонтологического исследования; кроме того, необходимо провести работы по определению абсолютного возраста осадков. Вместе с тем некоторые черты строения донных отложений вырисовываются довольно ярко уже при предварительном изучении собранного материала на корабле. Наиболее интересные сведения дали длинные колонки, во многих из которых была обнаружена довольно резкая смена осадков по вертикали.

В глубоководной части Индийско-Австралийской котловины в нескольких колонках под красными глинами или радиоляриевыми илами были вскрыты известковые осадки.

Так, в колонке, взятой на ст. 4599 на глубине 4888 *м*, установлен следующий разрез:

1. Глинистый ил, обогащенный радиоляриями (радиоляриевый ил), темно- и светло-коричневый, бескарбонатный, вверху мягкий, ниже плотный — 0,625 *см*.

2. Глинистый ил, черно-коричневый, обогащенный окислами марганца, очень плотный, с темно-голубыми кремнистыми прослойками — 625—675 *см*.

3. Глинистый ил, светло-коричневый с розоватым оттенком, очень плотный — 675—690 *см*.

4. Известково-глинистый, мергелевидный, бледно-коричневый осадок, твердый (с трудом режется ножом), вверху с тонкими голубоватыми кремнистыми прослойками и прожилками, ниже с черными включениями окислов марганца — 690—779 *см*.

Разрез показывает, по-первых, залегание под радиоляриевыми илами известковых осадков, в настоящее время на таких глубинах в Индийском океане нигде не отлагающихся, и, во-вторых, высокую степень диагенетического изменения и литификации осадков нижней части колонки (в верхней части колонки влажность осадков достигает 76%, в самом низу она снижается до 35%).

В колонке ст. 4559 (глубина 5638 *м*) установлен следующий разрез:

1. Глинистый ил, темно-коричневый, мягкий (красная глина) — 0,28 *см*.

2. Глинистый ил, слабо известковый, бледно-палевый, мягкий — 28—240 *см*.

3. Фораминиферовый известковый алевритовый ил, бледно-палевый — 240—348 *см*.

4. Глинистый ил, темно-коричневый, плотный, вязкий (красная глина)— 348—402 *см*.

Этот разрез показывает двукратную резкую смену состава осадков, причем ниже 1-го и 3-го слоя намечаются следы перерыва.

Известковые фораминиферовые осадки были встречены под красными глинами также на ст. 4556 (глубина 5790 *м*) и на ст. 4577 (глубина 4859 *м*).

Для объяснения нахождения в колонках под красными глинами (или радиоляриевыми илами) фораминиферовых и вообще известковых осадков на таких глубинах океана, где в настоящее время карбонат кальция не осаждается (4850—5800 *м*), могут быть выдвинуты следующие причины: 1) быстрое отложение этих осадков из суспензионных потоков; 2) климатические изменения; 3) изменение глубин океана.

Первое из этих объяснений не может быть принято, во всяком случае, как универсальное, так как указанные колонки были получены в удаленных от суши и подводных возвышенностей частях Индийско-Австралийской котловины, где осадконакопление происходит крайне медленно. Кроме того, структурные особенности осадков (тонкие известковые илы) и их текстура (*отсутствие градированной слоистости*) свидетельствуют против их отложения из суспензионных потоков. С деятельностью последних можно было бы связать образование лишь отдельных прослоек фораминиферовых песков.

Второе объяснение предполагает уменьшение растворимости карбоната кальция в связи с колебаниями температуры глубинных вод океана. Однако допустить столь резкое увеличение температуры глубинных вод в недавнем геологическом прошлом весьма трудно, хотя самое существование крупных климатических изменений в четвертичное время бесспорно. Поэтому более вероятно третье возможное объяснение — изменение глубин океана. Если принять это объяснение, то для случая колонки ст. 4599 можно говорить о недавнем погружении дна океана на 300—350 *м*, а для колонки ст. 4559 — не менее чем на 1 *км*. Насколько справедливы эти предположения, покажут дальнейшие детальные исследования колонок.

Интересные изменения в составе донных отложений по вертикали обнаружены в колонке ст. 4609, взятой на глубине 5370 *м*, на меридиональном разрезе к югу от Кочина (рис. 3). В этой колонке под коричневыми радиоляриевыми илами на расстоянии 140 *см* от поверхности дна вскрыта толща темно-серых и черных глинистых илов без радиолярий, но с гидротроилитом, пиритом, а с горизонта 400 *см* до низа колонки, кроме того, со слабым запахом сероводорода (длина колонки 815 *см*). Подобные осадки, по составу чисто терригенные, внешне напоминающие полупелагический «синий ил», необычны для удаленных от берегов районов ложа океана (расстояние от места ст. 4609 до ближайшей суши — о-ва Цейлон — около 1500 *км*). Как показывают записи на эхограмме (рис. 4), донные осадки в районе ст. 4609 обладают хорошо выраженной слоистостью и заполняют неровности первичного глыбового рельефа. В углублениях дна осадконакопление происходило, видимо, быстрее, сюда сносилось больше частиц органического вещества. Это и привело к возникновению в осадках нижней части колонки восстановительной среды. Наложение же на черные терригенные илы радиоляриевых осадков свидетельствует о последующем опускании дна океана.

Несколько иную картину дает длинная колонка, взятая в южной части Сомалийской котловины на ст. 4694 (глубина 4737 *м*). Здесь под слабоизвестковыми коричневыми глинистыми илами на расстоянии 180 *см* от поверхности дна вскрыта толща серых мелко- и среднезернистых полимиктовых песков мощностью более 7 *м* (длина колонки 940 *см*). В минеральном составе песков преобладают плагиоклазы, кроме того, присутствуют кварц, пироксены, органогенный кальцит. Внешне пески имеют мелководный облик, однако допустить столь глубокое погружение дна Сомалийской кот-

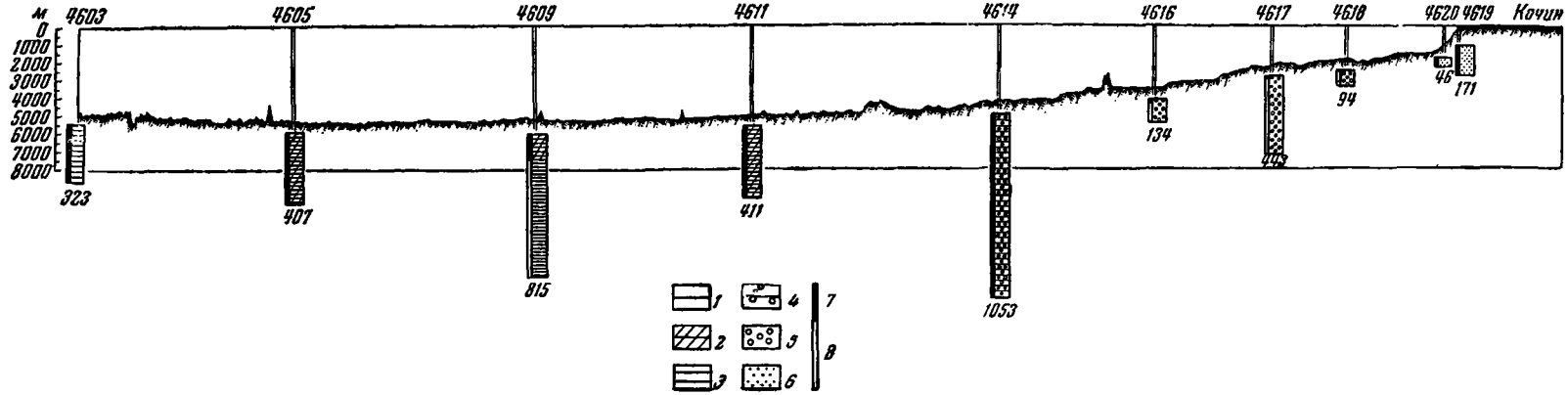


Рис. 3. Колонки донных отложений по разрезу от ст. 4603 до порта Кочин:

1 — красные глины; *2* — радиоляриевые илы; *3* — черные глинистые илы с пиритом; *4* — фораминиферовые алевритово-глинистые илы; *5* — фораминиферовые алевритовые илы; *6* — полимиктовые известковистые пески; *7* — осадки окислительной зоны; *8* — осадки восстановительной зоны

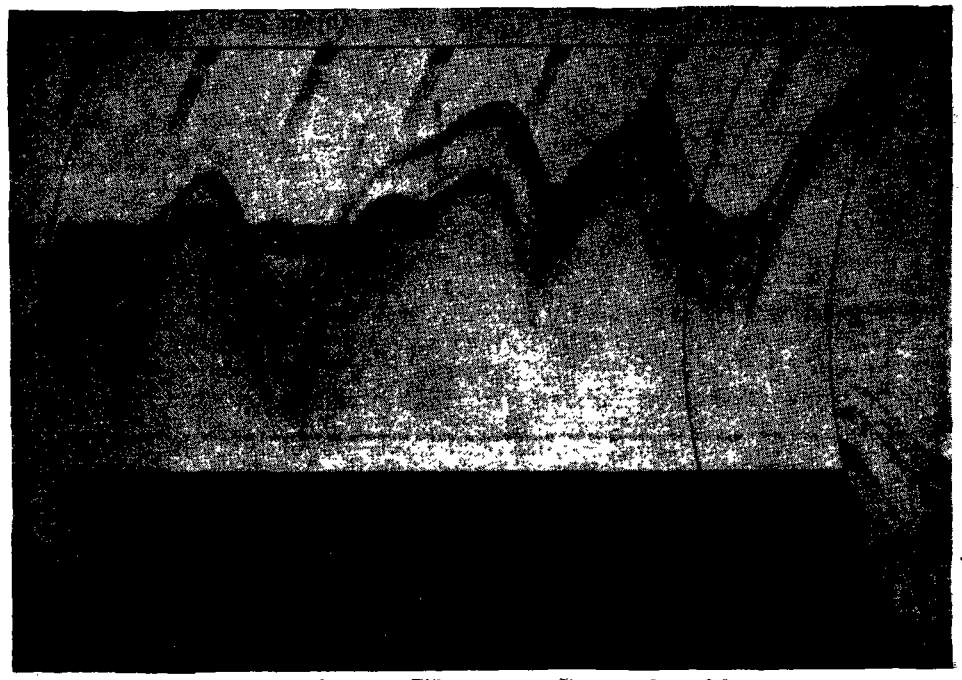


Рис. 4. Эхограмма, показывающая слоистость донных отложений в районе ст. 4609

ловины в недавнем геологическом прошлом очень трудно и приходится предположить отложение песков из суспензионных потоков или в результате вулканических извержений. Вопрос этот требует дальнейшего изучения.

Длинные колонки, взятые в области распространения фораминиферовых осадков, также в ряде случаев показывают резкую смену в составе осадков по вертикали. Так, в колонке ст. 4334 длиной 1503 *см* (глубина 3606 *м*) фораминиферовые алевритово-глинистые и глинистые илы ниже горизонта 1220 *см* сменяются фораминиферовыми песками и крупными алевритами. В колонке ст. 4721 длиной 523 *см* (глубина 3891 *м*) под фораминиферовыми известковыми алевритово-глинистыми илами залегают сначала мелкоалевритовые илы (230—390 *см*), а под ними до конца колонки — крупные алевриты, состоящие из минеральных зерен с примесью карбонатного материала. Эти примеры так же могут указывать на погружение дна океана.

Заканчивая на этом краткую характеристику осадков в некоторых наиболее длинных колонках, следует подчеркнуть, что до детального литологического и микропалеонтологического исследования провести корреляцию отдельных горизонтов осадков невозможно, особенно если учесть крайне неравномерную скорость накопления осадков даже в удаленных от берегов районах ложа океана.

ABSTRACT

During the 31-st cruise of the r/v «Vityaz» on 143 stations in the northern part of the Indian ocean samples of deposits were taken — 96 columns, 285 metres of total length. They include 6 long (from 8 to 15 *m*), 103 floor ladling out and 20 trawling samples. Several samples were taken from the floor of the Java deep trough. On the basis of a preliminary analysis of the obtained material the following main groups and types of the present sediments may be distinguished:

I. Terrigenous sediments are studied best of all in the region of the Java trough where they are mostly aleurite-clay or clay oozes, containing hydrotroilite and in places free hydrogen sulphide already near the floor surface.

II. Volcanogenous sediments are found near the Java and Sumatra coasts. These are aleurites, sands, accumulations of pumice and slag.

III. Organogenous sediments. Most widely distributed are lime sediments and among them foraminiferes (sands, aleurites, aleurite-clay and clay oozes). They cover vast areas of the floor at the depth of 4,600—4,700 *m* and lower are replaced by red clays due to solution of lime shells of foraminiferes in cold deep waters. In the bordering parts of the oceans, especially in the Arabian Sea, foraminiferes sediments are under reducing conditions already at the small distance from the floor surface and often contain hydrotroilite. Pteropodes sediments (sands, aleurites) are found in the Aden Gulf and in the Red Sea at the depths of up to 1,500 *m*. Coral sediments (sands, aleurites) are distributed on the shelves and on the slopes of coral islands. Siliceous organogenous sediments — radiolaires oozes — are widely spread in the norhtern part of the Indian-Australian hollow at the depths exceeding 4,700 *m*.

IV. Polygenous sediments — red deep-water clays — cover together with the radiolaires oozes the floor of the deep hollows at the depths exceeding 4,500—4,700 *m*.

V. Chemogenous sediments — ferro-manganic concretions — are widely spread among the red clays and are sometimes found in foraminiferes and radiolaires oozes.

The distribution of different types of deposits is subjected to circymcontinental climatic and vertical zonality of the accumulation of sediments. Far from the shores the vertical zonality in the northern part of the Indian Ocean is of a leading importance.

The analysis of long columns shows a complex alternation of sediments of different composition, conditioned mainly by the change of the ocean depths and of the climatic conditions during the Quaternary time.

ЛИТЕРАТУРА

1. G. Schott. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 1935.
2. R. W. Kolbe. Diatoms from equatorial Indian Ocean cores. Rep. Swedish Deep-Sea Exped., 1957, IX, № 1.
3. А. П. Лисицын. Отчет геологического отряда. Труды Морской Антарктической экспедиции на д/э «Обь», 1958.
4. А. В. Живаго и А. П. Лисицын. Новые данные о рельефе дна и осадках морей Восточной Антарктики. Изв. АН СССР, серия географ., № 1, 1957.
5. А. П. Лисицын и А. В. Живаго. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Сообщение 2. Изв. АН СССР, серия географ., № 3, 1958.
6. R. W. Fairbridge. Some batimetric and geotectonic features of the eastern part of the Indian Ocean. Deep-Sea Res., 1955, 2.
7. J. Murray a. A. F. Renard. Deep-Sea Deposits. Rep. of the voyage of H. M. S. Challenger, 1873—1876. London, 1891.
8. G. A. Neeb. Composition and distribution of samples. The Snellius Expedition. Geological results, Sect. I, 1943.
9. П. Л. Безруков. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. International Oceanographic Congress. Preprints. Amer. Assoc. for the Advancement of science. Washington, 1959.

From: Okeanol. Issled., no. 4 (1961), p. 91-99

О. К. Бордовский

К ХИМИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Исследования современных морских осадков, имевшие место в последнее время, говорят о том, что ряд особенностей состава осадков, закладывающихся при формировании их, наследуется с переходом в ископаемое состояние.

Так, открытие жидких углеводородов нефтяного ряда в современных илах показало, что основные компоненты нефти присутствуют в осадках уже на ранних этапах их существования [1]. Намечается также закономерная связь между типами осадков и составом органического вещества, причем аналогичные черты прослеживаются и в ископаемых породах [2]. Таким образом, обнаруживается все больше и больше черт преемственности между современными осадками и отложениями геологического прошлого.

Естественно поэтому, что изучение физических, физико-химических и химических свойств различных типов современных осадков — необходимое звено для выяснения условий накопления и дальнейшего преобразования донных отложений. Только достаточно четкие представления о начальном облике осадка и знание тех признаков, какие могут быть обусловлены фациальными различиями, помогут расшифровать изменения, внесенные процессами диагенеза, и восстановить обстановку осадконакопления прошлого.

В качестве основных характеристик донных отложений Индийского океана были выбраны следующие: влажность, объемный вес, активная реакция (pH) и окислительно-восстановительный потенциал. Кроме того, для характеристики жидкой фазы осадков в грунтовых растворах производились определения щелочности, аммонийного азота и в ряде проб — кремния и фосфора.

Материалом для исследований послужили дночерпательные пробы осадков, собранные в течение 31-го рейса э/с «Витязь». В некоторых случаях использовались также верхние горизонты колонок. Таким образом, приводимые данные относятся к самому верхнему слою осадков (0—10 *см*) — отложениям, еще только вступившим в начальные этапы диагенеза.

Все определения выполнялись на свежих осадках, непосредственно на борту судна. Данные анализов приводятся в таблице.

Нами исследовались различные типы осадков: пески, алевриты, алевритово-глинистые и глинистые илы; однако основное внимание было сосредоточено на глубоководных — абиссальных — отложениях.

По вещественному составу исследованные осадки делятся на карбонатные и бескарбонатные. К категории бескарбонатных отложений принадлежат глинистые илы. Типичным их представителем является так называемая

Таблица

Физические, физико-химические свойства и состав грунтовых растворов верхнего слоя осадков Индийского океана

№ станции	Глубина, *м*	Влажность, %	Объемный вес, *г/см³*	pH	ОКВ потенциал, *мв*	Щелочность, *мг-экв/л*	Аммонийный азот, *мг/л*	Кремний, *мкг/л*
I. Бескарбонатные осадки								
Глинистые илы								
а) Красная глина								
4522	4988	73,8	0,85	7,82	+555	2,57	0,07	
4550 *	5209	74,2	0,66	7,28	+494	2,77	0,36	
4556 *	5790	—	0,75	6,99	+511	2,34	0,50	
4557	5292	71,0	1,65	6,96	+546	2,33	0,08	
4579 *	4561	69,9	1,16	7,89	+591	2,39	0,55	
4583	5164	66,8	0,67	7,85	+532	2,43	0,12	
4587	4115	59,0	1,62	7,31	+182	3,12	0,09	
4599 *	4888	76,1	0,43	7,16	+462	2,34	0,08	
4603 *	4953	—	—	7,08	+572	2,21	0,18	20 000
4605 *	5365	80,0	—	—	—	2,62	0,04	18 600
б) Глинистые илы глубоководной впадины								
4511	3880	76,2	0,75	7,82	—	2,95	0,05	
4530	7156	—	1,44	7,40	—14	3,59	0,05	
4535	6841	59,4	1,18	7,18	—326	3,53	0,03	
4536 *	5853	79,6	1,03	7,48	+524	2,05	0,93	
4541	6487	61,8	1,21	6,76	—296	3,43	0,03	
II. Слабокарбонатные осадки								
Глинисто-известковые илы								
4562	4670	63,1	1,01	—	+556	2,30	0,08	
4594	4686	56,6	0,98	7,16	+463	2,26	0,07	
4655	4705	54,6	0,88	7,27	+453	2,61	0,14	9 400
4694	4737	59,0	1,12	6,97	—348	2,56	0,17	15 100
4707	4345	51,3	1,28	6,52	—258	2,79	0,06	13 600
4709	4325	45,3	1,20	6,70	+92	3,00	0,06	13 900
4713	3450	51,6	1,04	6,68	+212	2,68	0,09	16 800
4714	1510	58,0	0,94	7,03	—188	2,52	0,10	10 500
4720	3580	41,9	1,26	—	+484	2,76	0,06	10 500
4721	3840	53,0	0,99	—	+504	2,86	0,05	
4725	3060	60,9	0,82	—	+354	2,63	0,04	17 800
III. Карбонатные осадки								
а) Алевритово-глинистые илы								
4518	2885	65,6	0,63	8,07	—	2,55	0,07	
4534	3300	65,6	1,07	7,68	+524	2,99	0,03	
4563 *	1280	54,5	0,89	7,14	+467	2,81	1,00	
4588	4053	62,8	—	7,05	+368	2,45	0,06	
4591	4247	56,4	0,98	7,16	+463	2,26	0,07	
4614	4185	59,0	1,08	7,16	+472	2,41	0,15	
4627	3936	66,9	0,93	—	+503	2,63	0,07	14 000

* Верхние горизонты колонок.

Таблица (окончание)

№ станции	Глубина, *м*	Влажность, %	Объемный вес, *г/см³*	pH	ОКВ потенциал, *мв*	Щелочность, *мг-экв/л*	Аммонийный азот, *мг/л*	Кремний, *мкг/л*
4630	3507	56,7	0,83	6,65	+447	2,63	0,11	14 800
4645	3121	56,3	0,87	6,57	+334	2,28	0,13	14 300
4649	3960	61,2	—	—	+364	1,91	0,20	12 600
4659	4520	61,6	1,27	7,63	+183	2,11	0,12	8 400
4660	4480	57,2	0,83	7,43	+423	2,09	0,12	13 800
4674	29	55,7	1,40	7,48	—217	2,45	0,50	6 800
4675	3325	58,3	0,86	6,85	+123	2,72	0,20	16 800
4677	3176	56,6	0,93	7,04	+373	2,41	0,21	14 300
4680	802	44,7	1,07	7,37	+333	1,90	0,50	10 500
4681	319	51,9	1,41	7,10	—117	2,05	0,51	6 400
4693	4645	60,1	1,16	6,97	+71	2,58	0,21	16 800
4697	4144	51,8	0,92	7,33	+501	2,24	0,50	
4699	3272	57,8	0,90	6,83	+361	2,79	0,06	20 000
4702	4688	55,7	0,87	7,06	+481	3,27	0,06	13 200
4706	3056	51,7	0,78	6,66	+421	1,92	0,47	18 000
4712	3920	61,5	1,30	6,70	+91	3,00	0,06	12 600
4719	3348	46,5	1,04	—	—316	2,92	0,06	11 500
4728	890	39,5	1,24	—	—136	2,95	0,05	6 600
4730	1750	59,0	0,98	—	+34	2,60	0,05	10 100
				б) Алевритовые илы				
4507	1610	40,4	1,33	7,94	—	2,43	0,50	
4508	2803	59,9	1,23	7,92	—	2,86	0,08	
4513	2563	59,9	0,95	7,30	—	2,55	0,25	
4519	2533	60,0	0,64	7,78	—	2,67	0,21	
4532	313	68,9	—	7,76	+84	3,19	0,05	
4533	109	46,0	1,50	8,02	+14	2,28	0,05	
4564	820	45,7	0,92	6,56	—343	2,47	0,34	
4616	3526	58,4	0,79	6,96	+152	2,58	0,05	
4617	2269	60,1	0,77	7,14	+102	2,30	0,05	
4618	1969	61,2	0,60	6,82	—308	2,39	0,50	
4623	2520	51,0	0,75	6,47	—322	2,51	0,46	16 000
4638	3190	62,5	0,60	—	+548	3,20	0,06	18 900
4641	3376	60,2	0,64	—	+514	2,25	0,10	15 800
4657	4380	53,6	—	7,46	+398	2,30	0,14	7 600
4666	3892	62,5	0,72	7,27	+423	3,12	0,10	18 300
4667	4208	55,2	0,76	7,50	+423	2,58	0,20	10 500
4678	2097	50,0	0,96	7,09	+363	2,43	0,49	13 200
4686	2172	55,6	0,90	7,38	+533	2,40	0,08	
4688	3169	54,3	0,70	6,97	+72	2,58	0,21	17 000
4724	2470	53,3	0,99	—	+504	2,86	0,05	20 000
				в) Пески				
4539	3500	56,5	0,78	7,96	+124	2,15	0,03	
4565	162	33,3	—	7,16	+417	2,27	0,61	
4715	88	40,1	1,16	6,84	—218	2,33	0,08	5 300
4732	779	54,4	0,84	—	—136	2,73	0,05	6 300

красная глина. Осадки этого типа покрывают ложе океана в открытых, наиболее глубоководных областях исследованного района — преимущественно в его восточной части. Малая скорость осадконакопления и ничтожные количества терригенного материала приводят к заметному обогащению этих отложений остатками радиолярий.

Другой район развития глинистых илов — глубоководный Яванский желоб, в котором осадки подобного типа заполняют центральную часть. Следующий тип осадков, занимающий промежуточное положение между бескарбонатными глинистыми илами и более мелководными карбонатными отложениями,— глинисто-известковые илы, распространенные главным образом на глубинах 3,5—4,5 *км*. Вместе с тем осадки подобного типа были встречены в иной обстановке — в пределах материкового склона (ст. 4714).

Чрезвычайно широко распространены среди исследованных отложений карбонатные осадки, встречающиеся в различных фациальных обстановках и охватывающие широкий гранулометрический спектр — от алевритово-глинистых илов до песков. В формировании осадков этого типа ведущую роль играют остатки планктонных и донных фораминифер. В некоторых случаях, на меньших глубинах, дополнительным источником карбонатного материала служат обломки кораллов, фрагменты раковин и раковины моллюсков и т. п.

Алеврито-глинистые илы распространены преимущественно на глубинах от 3 до 4—4,5 *км*. Вместе с тем на ряде станций осадки указанного типа были встречены на гораздо меньших глубинах — в нижней части материкового склона (ст. 4563, 4680, 4681 и 4728), а также на подводной возвышенности (ст. 4674).

Алевритовые илы также встречаются как на больших глубинах (2,5—3,5 *км*), так и на меньших, в пределах материкового склона и у его основания.

Наконец, карбонатные остатки органогенного происхождения играют важную роль в образовании песчаных осадков. Последние были встречены на больших глубинах (ст. 4539) и на малых — в области шельфа.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Как известно, влажность морских осадков прежде всего определяется величиной удельной поверхности грунта: чем больше эта поверхность, тем обычно и выше влажность. Особенно тесная связь наблюдается между влажностью и содержанием в осадке пелитовой фракции, так как частицы этой размерности обладают наиболее развитой удельной поверхностью.

Указанное положение достаточно ярко проявляется и в исследованных осадках, влажность которых закономерно снижается с уменьшением дисперсности их. В исследованных осадках влажность изменяется от 33,3 до 80,0% и отчетливо снижается от глинистых илов к пескам[1].

Максимальные ее значения были встречены в красных глинах, влажность которых колеблется от 59,0 до 80,0%. Высокая влажность свидетельствует о чрезвычайной дисперсности этих осадков. Из литературных источников известно, что удельная поверхность в глубоководных красных глинах достигает 25 $м^2/г$ [3].

Характерно, что наиболее высокие значения влажности приурочены к осадкам, обогащенным радиоляриями (ст. 4556, 4559 и др.). По своей влажности (74—76%) они напоминают диатомовые илы. Таким образом, обогащение осадков обломками кремневых организмов обусловливает их высокую обводненность.

Подобное же положение отмечалось нами для аналогичных осадков центральной части Тихого океана. Влажность в красных глинах этого

[1] Определение влажности производилось при температуре 105—110°.

района варьировала от 45,5 до 81,1%, причем максимальные ее значения были приурочены к отложениям, обогащенным радиоляриями [4]. Напротив, в осадках с малым содержанием органогенных остатков и сложенных в основном терригенным материалом (в пользу чего говорит высокий объемный вес) влажность заметно снижается (ст. 4587 в районе о. Цейлон).

Значительной влажностью отличаются, в частности, глинистые илы глубоководной Яванской впадины (59,4—76,8%). Глинисто-известковые илы характеризуются более низкими значениями влажности (41,9—63,1%), причем и в этом случае между влажностью и изменением объемного веса намечается указанная связь.

Близкими значениями влажности обладают алевритово-глинистые илы, в которых она изменяется от 39,5 до 66,9%, и алевритовые илы — 40,4—68,9%. Минимальные значения влажности были встречены в песках (33,3—56,5%), причем и в этом случае прослеживается связь между влажностью и изменением объемного веса осадков[1].

Объемные веса осадков в основном зависят от их пористости и вещественного состава[2]. В исследованных грунтах этот показатель изменяется в широких пределах — от 0,43 до 1,65 *г/см*^{3} и в среднем близок к единице. Последнее обстоятельство говорит о существенной роли органогенного материала в образовании осадков Индийского океана.

Минимальные величины объемного веса были встречены в красных глинах, причем во всех случаях это обстоятельство вызывалось обогащением осадков радиоляриями. Подобные радиоляриевые илы были встречены на ст. 4550, 4588, 4599 и др. Как уже говорилось, эти же осадки отличаются высокой влажностью, что свидетельствует об их значительной пористости.

Среди красных глин были встречены также и максимальные значения объемного веса — до 1,65 *г/см*^{3} — в осадках, обогащенных окислами железа и марганца и содержащих железо-марганцовые конкреции. Подобное же положение отмечалось нами и для аналогичных осадков Тихого океана.

В глинистых илах Яванской впадины значения объемного веса оказались более высокими (0,75—1,44 *г/см*^{3}), что свидетельствует о преобладании терригенного материала в их образовании. В глинисто-известковых илах объемный вес изменяется в довольно узких пределах — от 0,82 до 1,28 *г/см*^{3}. Близкими величинами характеризуются также алевритово-глинистые (0,63—1,41 *г/см*^{3}), алевритовые (0,60—1,50 *г/см*^{3}) илы и пески (0,78—1,16 *г/см*^{3}). По-видимому, в подобных высококарбонатных осадках при близком вещественном составе основное влияние на изменение объемного веса оказывает их пористость.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Значение pH в исследованных осадках[3] изменяется от 6,47 до 8,02. Для сравнения можно указать, что в осадках центральной части Тихого океана подобная величина колебалась от 6,74 до 8,48 [4].

В красных глинах величина pH варьирует от 6,96 до 7,89, что скорее всего связано с малым содержанием органического вещества, разложение которого не вызывает существенных изменений концентрации водородных ионов в осадке. Обращает на себя внимание тот факт, что пониженными зна-

---

[1] Снижение влажности в карбонатных осадках, по-видимому, является не только следствием их меньшей дисперсности, но связано и с меньшей склонностью к набуханию и гидратации жесткой кристаллической решетки кальцита.

[2] Определение объемного веса производилось путем парафинирования образцов грунта, доведенных до постоянного веса при температуре 105—110°.

[3] Определение pH производилось потенциометрически со стеклянным электродом против насыщенного каломельного электрода. Стандартизация измерения осуществлялась по буферным растворам.

чениями pH отличаются осадки с относительно низкими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала.

В глинистых илах Яванской впадины эта связь выступает более отчетливо: пониженные значения pH приурочены к осадкам с отрицательными и низкими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала (ст. 4535, 4541).

Указанная зависимость, по-видимому, обусловлена процессами минерализации органического вещества, при которых концентрация углекислоты в растворе возрастает, что вызывает изменение карбонатного равновесия и сопровождается понижением pH[1]. Одновременно распад органического вещества вызывает понижение окислительно-восстановительного потенциала всей системы.

В глинисто-известковых илах pH изменяется от 6,52 до 7,27, причем связь между изменением pH и окислительно-восстановительного потенциала проявляется достаточно ярко[2].

В карбонатных осадках — в алевритово-глинистых илах, алевритах и песках — pH варьирует в широких пределах: от 6,47 до 8,07, причем указанная зависимость проявляется не во всех случаях достаточно отчетливо. Возможно, что это обстоятельство связано с обилием карбонатного материала, подщелачивающего среду.

Величина окислительно-восстановительного потенциала изменяется в осадках Индийского океана от —348 до +591 *мв*. В донных отложениях центральной части Тихого океана ее величина варьировала от +56 до +522 *мв* [4], а в осадках мелководных таманских водоемов — от —295 до +433 *мв* [8].

Наиболее высокими положительными значениями потенциала отличаются красные глины, в которых величина его изменяется в сравнительно узких пределах — от +462 до +591 *мв*. Исключение составляет лишь ст. 4587, расположенная вблизи о-ва Цейлон, в осадках которой потенциал оказался равным +182 *мв*. Низкое pH осадка и высокая щелочность грунтового раствора указывают на интенсивную минерализацию органического вещества. Подобными высокими положительными значениями окислительно-восстановительного потенциала (+426 — +522 *мв*) характеризовались также красные глины центральной части Тихого океана.

Высокая окисленность осадков этого типа прежде всего обусловлена бедностью их органическим веществом и значительной концентрацией высших окислов железа и марганца. Значительное содержание последних способствует стабилизации состояния высокой окисленности всей системы[3]. Известно, что для редукции элементов группы железа в процессе диагенеза требуются значительные количества органического вещества, и по отношению к нему эти элементы можно рассматривать как активный окислитель. Поэтому высокая концентрация в красных глинах окислов железа и марганца является своего рода буфером, способствующим сохранению окислительных условий в осадке даже при значительной концентрации органического вещества.

В отличие от красных глин в глинистых илах Яванской впадины были встречены отрицательные и низкие положительные значения потенциала,

---

[1] На величину pH оказывает влияние также температура. Как известно, глубоководные осадки характеризуются низкими температурами, близкими к 0°. Поэтому pH осадка in situ должно быть несколько выше. Вместе с тем высокое давление, господствующее на глубинах, изменяет константы диссоциации углекислоты, в результате чего pH снижается [5].

[2] Измерение окислительно-восстановительного потенциала производилось потенциометрически.

[3] В этой связи интересно отметить, что железо-марганцовые руды осадочного происхождения отличаются также весьма высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала: +550 — +650 *мв* [6].

свидетельствующие (как и повышенная щелочность в грунтовых растворах) об интенсивном преобразовании органического вещества. Исключение составляет лишь ст. 4536, отличающаяся высоким положительным потенциалом (+524 *мв*) и, судя по цвету грунта (светло-серовато-коричневый), повышенным содержанием окислов железа и марганца.

В глинисто-известковых илах окислительно-восстановительный потенциал колеблется от —348 до +556 *мв*. Характерно, что отрицательные и низкие положительные значения его были встречены в Аравийском море (ст. 4707, 4709, 4713) — в районе, отличающемся высокой продуктивностью,— а также у африканского побережья (ст. 4694).

В группе алевритово-глинистых илов окислительно-восстановительный потенциал колеблется от —316 до +524 *мв*, причем отрицательными и низкими положительными значениями потенциала отличаются также осадки района африканского побережья (ст. 4674, 4675, 4681, 4693) и Аравийского моря (ст. 4712, 4719, 4728 и 4730). Напротив, алевритово-глинистые илы открытых океанских районов характеризуются высокими положительными потенциалами, часто достигающими величин, характерных для высокоокисленных красных глин. Эта близость физико-химических свойств подчеркивается также тем обстоятельством, что в нескольких случаях в подобных высококарбонатных алевритово-глинистых илах были встречены железо-марганцовые конкреции.

В близких пределах изменяется окислительно-восстановительный потенциал и в алевритовых илах (—343 — +548 *мв*), причем во всех случаях отрицательные и низкие положительные величины потенциала были зарегистрированы в осадках станций, расположенных в прибрежных районах (ст. 4532, 4533, 4564, 4616, 4617, 4618, 4623 и 4688).

Отрицательными и низкими положительными потенциалами (—218— +124 *мв*) отличаются также песчаные осадки, хотя в органогенных карбонатных песках ст. 4565, расположенной близ побережья Австралии, был зарегистрирован потенциал +417 *мв*.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРУНТОВЫХ РАСТВОРОВ

Щелочность в грунтовых растворах донных отложений Индийского океана изменяется от 1,90 до 3,59 *мг-экв/л*.

Красные глины отличаются довольно ровными невысокими показателями щелочности (2,21—2,77 *мг-экв/л*), близкими к щелочности придонной воды. Особое положение занимает ст. 4587, щелочность грунтового раствора на которой поднимается до 3,12 *мг-экв/л*. Пониженное значение окислительно-восстановительного потенциала при заметном увеличении щелочности говорит о повышенном содержании и энергичном распаде органического вещества.

Заметное увеличение щелочности наблюдается в грунтовых растворах глинистых илов Яванской впадины, где ее значение поднимается до 3,53—3,59 *мг-экв/л* (ст. 4530 и 4535). Высокая щелочность грунтовых растворов и отрицательные значения потенциала осадков несомненно свидетельствуют о том, что, несмотря на большую глубину впадины (более 7 *км*) и окислительный режим водных масс, в осадки попадает органическое вещество, способное к интенсивной дальнейшей минерализации. Исключение составляет лишь ст. 4536, отличающаяся низкой щелочностью грунтового раствора (2,05 *мг-экв/л*). Как уже говорилось, осадки этой станции отличаются также высоким положительным потенциалом.

В глинисто-известковых илах щелочность изменяется от 2,26 до 3,00 *мг-экв/л*, причем повышенными значениями щелочности отличаются осадки прибрежных районов и Аравийского моря. Более широкие изменения щелочности наблюдаются в алевритово-глинистых илах, где наряду с довольно

высокими ее значениями (3,00—3,27 *мг-экв/л*) были встречены необыкновенно низкие величины щелочности — 1,90—1,92 *мг-экв/л* (ст. 4649, 4680, 4706).

Низкая щелочность грунтовых растворов не является особенностью, присущей только осадкам Индийского океана. Подобные факты наблюдались также в донных отложениях центральной части Тихого океана, где щелочность в отдельных случаях опускалась до 0,42—0,47 *мг-экв/л*, и в глубоководных отложениях некоторых окраинных морей [7].

Однако механизм этого чрезвычайно любопытного явления остается пока не совсем ясным.

В алевритовых илах щелочность изменяется от 2,28 до 3,20 *мг-экв/л* и нигде не опускается до столь малых величин, как в алевритово-глинистых илах. Щелочность песчаных осадков колеблется от 2,15 до 2,73 *мг-экв/л*, что, по-видимому, обусловлено как невысоким содержанием органического вещества, так и хорошей промываемостью этих грубозернистых осадков.

Концентрация аммонийного азота в исследованных осадках изменяется от 0,03 до 1,00 *мг/л*, т. е. практически в тех же пределах, что и в осадках центральной части Тихого океана (0,03—1,13 *мг/л*). В красных глинах содержание его изменяется от 0,04 до 0,12 *мг/л*, и таким образом подтверждается представление о незначительной концентрации в них органического вещества.

Невысоким содержанием аммонийного азота отличаются также грунтовые растворы глинистых илов Яванской впадины (0,03—0,93 *мг/л*), хотя, как уже было показано, в этих осадках протекает активная минерализация органического вещества. Можно думать, что это различие объясняется тем, что попадающее в осадок органическое вещество уже в значительной мере подверглось аммонификации. Кроме того, часть аммонийного азота входит в поглощающий комплекс осадка, и поэтому содержание аммиака в грунтовом растворе не соответствует всему его количеству, выделившемуся при разложении органического вещества.

Близкими к глинистым илам концентрациями аммонийного азота характеризуются также глинисто-известковые илы (0,04—0,17 *мг/л*). Некоторое повышение содержания аммонийного азота наблюдается в алевритово-глинистых и алевритовых илах, что, возможно, связано не только с большим содержанием и иным составом органического вещества, но также и с малой поглотительной способностью карбонатных илов. Пониженной концентрацией аммонийного азота характеризуются пески (0,03—0,61 *мг/л*).

Содержание кремния в грунтовых растворах изменяется от 5300 до 20 000 *мкг/л*. Повышенные концентрации его тяготеют к глубоководным осадкам, обогащенным органогенными остатками. Напротив, в мелководных осадках концентрация кремния заметно снижается. По-видимому, основным источником кремния в грунтовых растворах является растворение остатков кремниевых организмов — в данном случае радиолярий. Обращает на себя внимание тот факт, что повышенными концентрациями кремния отличаются станции, осадки которых характеризуются низким объемным весом.

Определение фосфора в грунтовых растворах ряда станций показало практически полное его отсутствие.

ABSTRACT

The paper deals with the physical (humidity, volumetric weight) and physico-chemical (pH, oxidizing-reducing potential) properties of the upper layer of deposits of the Indian Ocean of different types. The paper gives the data of chemical composition (alkalinity, ammonium nitrogen, silicon and phosphorus) of ground solutions.

Humidity in the analyzed sedimentations change from 33.3 to 80% and depend directly on their granulometric composition.

Volumetric weight changes from 0,43 to 1,65 *g/cm*^{3} and its low values fall on the sediments enriched by organogenous residua.

pH changes from 0.47 to 8.02 and its lowered values are timed to the sediments with negative and with low positive values of the oxidizing-reducing potential.

Oxidizing-reducing potential changes from — 348 to +591 *mv*.

Alkalinity of ground solutions varies from 1,90 to 3,59 *mg/ekv/l*, while concentration of ammonium nitrogen — from 0,03 to 1,00 *mg/l*.

Content of silicon in ground solutions changes from 5300 to 20 000 *mkg/l*.

Determination of phosphorus in ground solutions of a number of stations indicated its real complete absence.

ЛИТЕРАТУРА

1. П. В. Смит. Исследование по проблеме происхождения нефти. Гостоптехиздат, 1956.
2. О. К. Бордовский. Состав органического вещества современных осадков Берингова моря. Докл. АН СССР, **118**, № 6, 1957.
3. I. Z. Kulp, D. R. Carr. Surface area of deep sea sediments. Bull. geol. Soc. Amer., 1949, **60**, № 12.
4. О. К. Бордовский. К химии осадков центральной части Тихого океана. Труды Ин-та океанол., **42**, 1960.
5. Х. В. Харвей. Современные успехи химии и биологии моря. ИЛ, 1948.
6. Л. В. Пустовалов, Е. И. Соколова. Методы определения pH и Eh в осадочных породах. Сб. «Методы изучения осадочных пород», II, Госгеолтехиздат, 1957.
7. Е. Д. Зайцева. Вертикальное распределение биогенных элементов в грунтовых растворах Берингова моря. Докл. АН СССР, 49, № 2, 1954.
8. В. Г. Савич. Физико-химическая характеристика водоемов и осадков Таманского полуострова. Современные аналоги нефтеносных фаций. Гостоптехиздат, 1950.

From: Okeanol. Issled., no. 4 (1961), p. 100-109

В. М. Ковылин

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОКЕАНЕ МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН С МНОГОКАНАЛЬНОЙ ПРИЕМНОЙ СИСТЕМОЙ

С 1954 г. в практике океанографических работ Института океанологии АН СССР проводятся сейсмоакустические исследования методом преломленных и отраженных волн, которые дают сведения о глубинном строении земной коры под океаном. Для проведения таких работ требуются два корабля или один корабль и сейсмоакустические радиобуи. Из двух кораблей первый движется по профилю и производит взрывы зарядов тротила, второй лежит в дрейфе или стоит на якоре, производя прием волн, отраженных и преломленных в пластах осадочной толщи и земной коры [1, 2]. Работа с сейсмоакустическими радиобуями исключает необходимость иметь второй корабль и значительно облегчает методику проведения работ [3]. Сконструированные в Институте океанологии буи позволяют отрабатывать профиль длиной до 40 миль. Применение сейсмоакустических радиобуев дает большие перспективы для работ методом преломленных волн в океане с одного корабля.

В 30-м и 31-м рейсах э/с «Витязь» проводились сейсмоакустические исследования методом отраженных волн с использованием многоканальной приемной системы [4, 5]. В этом случае прием звуковых колебаний производится одновременно на 8—10 гидрофонов, расположенных вдоль связки соединительных проводов и удаленных на 100 *м* друг от друга. Глубина погружения гидрофонов 12—15 *м*. Общая длина такой вытравленной в воду системы гидрофонов около 1000 *м*. Плавучесть проводов с гидрофонами обеспечивается пенопластовыми поплавками. Поплавки и гидрофоны имеют обтекаемую форму для облегчения их буксировки при переходе от станции к станции.

Источником упругих колебаний служат взрывы тротиловых шашек весом от 2 до 8 *кг*. Глубина подвески заряда выбиралась с таким расчетом, чтобы можно было избежать пульсации газового пузыря, и равнялась 1—2 *м* [6, 7]. Взрывы зарядов производились между кораблем и ближним гидрофоном на расстоянии 50 *м* от того и другого.

Работы, проводимые методом отраженных волн, дают возможность относительно детально исследовать строение верхней пачки осадочных пород [8]. Одновременный многоканальный прием упругих колебаний позволяет построить годографы отраженных волн и по ним определять эффективность скорости звука в слое и наклон отражающих площадок. Сопоставление амплитуды однократно отраженной волны с амплитудой волны, отраженной дважды от дна и подповерхностных горизонтов и один раз от поверхности воды, позволяет определить коэффициенты отражения. В ходе наблюдений

отражения второй кратности всегда регистрируются. Принимая коэффициент отражения на границе вода — воздух за единицу для случая вертикального падения луча, легко получить формулу для коэффициента отражения.

$$K = \frac{2A_2}{A_1}, \tag{1}$$

где A_1 и A_2 — амплитуды отражений 1-й и 2-й кратности от одного и того же горизонта. Затем, используя формулу Релея, получим

$$\frac{2A_2}{A_1} = \frac{\partial_1 C_1 - \partial_2 C_2}{\partial_1 C_1 + \partial_2 C_2}, \tag{2}$$

где ∂_1, ∂_2 — плотности, а C_1 и C_2 — скорости звука. По формулам (1) и (2) определяется отражающая способность исследуемого слоя и рассчитывается скорость звука.

Сейсмоакустическая аппаратура. Аппаратура, использовавшаяся при сейсмоакустических работах методом отраженных волн, делится на приемную и регистрирующую.

Приемная аппаратура состоит из 8—10 гидрофонов и восьми усилителей У-6 сейсмической станции СС-24-II, регистрирующая — из магнитоэлектрического осциллографа ПОБ-14 с записью на фотобумаге. Блок-схема аппаратуры показана на рис. 1.

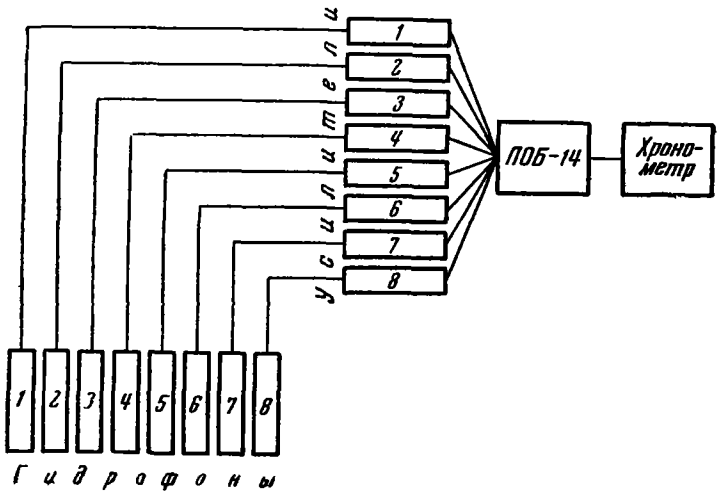


Рис. 1. Блок-схема аппаратуры

Гидрофон состоит из пяти батарей кристаллов сегнетовой соли размером 20×20×20 [5]. Кристаллы вставлены в коробочки из органического стекла и залиты касторовым маслом. Одна из поверхностей коробочки толщиной 0,5 *мм* служит мембраной. Кристаллы в коробочках соединены параллельно с учетом полярности. К выходу системы, состоящей из пяти кристаллов, подсоединен согласующий трансформатор. Система, состоящая из согласующего трансформатора и пяти кристаллов сегнетовой соли, позволяет пропускать частоты в пределах 5—200 *гц*.

Кристаллы в коробочках и согласующий трансформатор помещены в полиэтиленовый шланг и залиты касторовым маслом. Герметизация гидрофонов от попадания морской воды производилась эпоксидной смолой.

Сигнал от гидрофона поступает на вход усилителя У-6. Усилитель выполняет следующие функции.

1. Усиление возникающих в гидрофоне электрических сигналов.

2. Выделение полезных сигналов на фоне помех при помощи частотных фильтров.

3. Регулирование амплитуд регистрируемых колебаний при помощи системы автоматического регулятора усиления.

Усилители имеют три каскада усиления, трансформаторный вход, фильтры низких (ФНЧ) и высоких (ФВЧ) частот и автоматический регулятор усиления. Сигналы с усилителей поступают на тензометрические гальванометры осциллографа ПОБ-14. Гальванометры имеют собственную частоту 135 *гц*, чувствительность по току $3{,}5 \times 10^{-7}$, $\frac{a \cdot мм}{м}$, внутреннее сопротивление 56 *ом*. Сигналы записывались на осциллографной фотобумаге при скорости протяжки 12 *см/сек*. Регистрация времени производилась по сигналам, подаваемым хронометром и отметчиком времени, имеющимся в осциллографе.

Электрические помехи. При проверке и настройке аппаратуры особое внимание необходимо обратить на наличие помех, по возможности разобраться в причинах их появления и в дальнейшем устранить эти помехи.

При проведении работ в 30-м и 31-м рейсах э/с «Витязь» основными помехами, мешавшими нормальному приему отраженных волн, были:

1. Корабельная бортовая сеть переменного тока (50 *гц*).

2. Утечка тока в корабельной сети на корпусе судна.

3. Механические помехи.

4. Радиосигналы, передаваемые в эфир судовой радиостанцией во время регистрации звуковых колебаний.

5. Волнение моря, вызывающее посторонние шумы в гидрофонах.

Корабельная бортовая сеть переменного тока создает большие наводки в приемной и регистрирующей сейсмоакустической аппаратуре. При включении приборов, питающихся переменным током, в сейсмоакустической лаборатории или в смежных с лабораторией помещениях блики гальванометров осциллографа начинают колебаться с неравномерной амплитудой и частотой переменного тока. Лучший способ избавиться от такой помехи — выключить приборы, питающиеся переменным током и мешающие нормальной регистрации звуковых колебаний.

Утечка тока в корабельной сети возникает вследствие нарушения изоляции корабельной проводки и замыкания оголенных проводов на корпус судна. Вследствие существования на корпусе судна мощных токов блики гальванометров колеблются с неравномерной амплитудой и частотой. На фоне такой помехи выделить полезные сигналы регистрируемых колебаний невозможно. Для устранения помехи такого рода нужно выявить места, где происходит замыкание на корпус, и ликвидировать утечку тока.

Механические помехи — следствие вибрации корпуса судна и аппаратуры при работе механизмов. Для ликвидации таких помех необходимо поставить аппаратуру на амортизирующие прокладки и выключить механизмы, работа которых мешает приему сейсмических волн.

Радиосигналы, передаваемые в эфир корабельной радиостанцией, вызывают помехи, по величине и мощности равные излучаемым антенной сигналам. Для устранения помех нужно расположить аппаратуру в помещении, удаленном от радиорубки и антенн.

Волнение моря от 3 баллов и более вызывает в гидрофонах посторонние шумы, сильно затрудняющие работу. В связи с этим перед приемом звуковых колебаний целесообразно подобрать 20—30 *м* связки проводов многоканальной приемной системы и за 1—2 *сек* до взрыва выбросить провод в воду, создав слабину. Этим будет снижено влияние дрейфа судна на натяжение приемной системы и уменьшены вызванные этим натяжением помехи.

Перечисленные выше помехи наиболее часто проявляются при работе с сейсмоакустической аппаратурой. Дать точные рекомендации по устранению всех помех очень трудно, так как появление их часто зависит от многих причин, которые трудно предусмотреть заранее.

После ликвидации помех необходимо проверить полярность подключения гидрофонов к усилителям и гальванометрам осциллографа. Такая проверка делается, когда многоканальная приемная система находится на борту судна. Проверку лучше проводить на фильтрации 0—30 *гц* при минимальном усилении, устанавливая направление отклонения легким постукиванием пальца по гидрофону и одновременным наблюдением за бликом гальванометра в осциллографе.

Проверка идентичности каналов является основным способом проверки технического состояния аппаратуры (т. е. тождественности свойств всех каналов, входящих в систему станции) [9, 10].

Для проверки идентичности каналов при работе в морских условиях мы поступали следующим образом: все гидрофоны собирали в одно место, опускали в воду на глубину 2—3 *м*, производили взрыв одного электродетонатора или небольшого заряда тротила (100—150 *г*) и записывали принятые и отраженные волны. Идентичность каналов считалась хорошей, если фазовые сдвиги между каналами не превышали $\pm$0,005 *сек*. Когда фазовые сдвиги превышают указанную величину, необходимо проверить исправность работы аппаратуры. Проверку идентичности каналов следует проводить в различные сроки в зависимости от условий работы аппаратуры и по возможности выбирать для этого штилевую погоду.

Отметка момента взрыва в современных взрывных устройствах передается по специальной моментной линии [10]. На осциллограмме отмечается момент перегорания мостика электродетонатора. При плохом качестве электродетонаторов взрыв может происходить на 0,004—0,005 *сек* позже момента разрыва мостика детонатора, что приводит к затруднениям при обработке материалов и снижает их качество. Чтобы избежать этого, применяют способ отметки момента взрыва при помощи петли, надеваемой на заряд. Петля присоединяется к специальной двухпроводной моментной линии, в цепь которой последовательно включены батарея и сопротивление. Концы моментной линии через трансформатор присоединяют к телефонной линии, идущей к одному из гальванометров осциллографа. Сопротивление должно быть выбрано такое, при котором в моментной линии протекал бы ток не больше 25 *ма* и исключалась возможность короткого замыкания этого сопротивления. Моментная линия погружается в воду вместе с боевой магистралью. При взрыве моментная линия разрывается, что одновременно отмечается на осциллограмме. Такая система обеспечивает наиболее высокую точность передачи момента взрыва.

Работы на разрезе методом отраженных волн с использованием многоканальной приемной системы можно проводить двумя способами. Первый способ — когда приемная система буксируется за кормой судна со скоростью 3—4 узла. Второй — когда приемная система вытравливается и выбирается на каждой сейсмоакустической станции. Выбор способа зависит от задач исследований и условий работы в данном районе.

До начала буксировки приемной системы необходимо проверить гидрофоны и предотвратить возможность закручивания оттяжек путем придания гидрофонам обтекаемой формы. Для увеличения прочности по всей длине приемной системы протягивают капроновый шнур. Движение судна нужно начинать толчками и затем малым ходом для предотвращения рывка, в результате которого может нарушиться изоляция проводов приемной системы. За 700—800 *м* до начала станции нужно застопорить машины. За время движения судна подрывной заряд по инерции вытравливается на нужное для взрыва расстояние.

Для выявления фильтрации, при которой легче провести корреляцию волн и получить отражения от горизонтов, при первом приеме звуковых колебаний на усилителях сейсмической станции устанавливается различная фильтрация. В наших условиях исследований наиболее подходящей полосой пропускания оказались 0—30 *гц*.

Для определения коэффициентов отражения путем сравнения амплитуд первого отражения от дна и отражений от лежащих ниже горизонтов с амплитудами второго многократного отражения лучшей частотой были 45—65 *гц*. При этой полосе частот второе многократное отражение записывается на осциллограмме более четко. Для определения коэффициентов отражения прием звуковых колебаний не обязательно производить на все гидрофоны приемной системы. Минимально можно производить прием на два гидрофона с подачей принятых сигналов на все усилители сейсмической станции с установкой различных фильтраций.

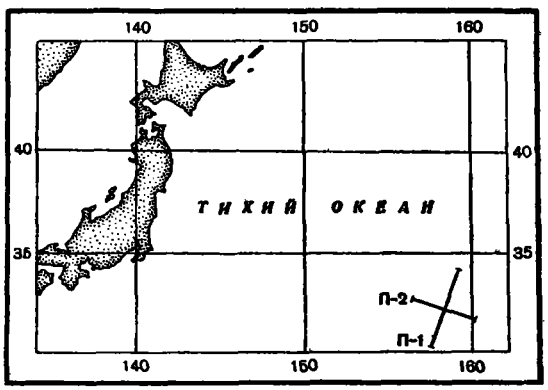


Рис. 2. Схема расположения профилей 30-го рейса э/с «Витязь»

Для получения годографов, по которым можно определить скорости и наклон отражающих площадок, длина вытравленной приемной системы при глубине моря 500 *м* должна быть не менее 1000 *м*. При работах в океане, где глубина порядка 5000 *м*, с приемной системой длиной 1000 *м* определение скоростей по годографам невозможно, так как отношение длины полученного годографа к глубине отражающих горизонтов настолько мало, что практически звуковой луч падает вертикально. В этом случае расчет скоростей звука целесообразнее производить по коэффициентам отражения. Следует указать, что получаемые коэффициенты отражения являются не истинными, а эффективными, так как они характеризуют отражающие свойства слоистой среды для волн, длина которых соизмерима с мощностью слоев. Переход от эффективных коэффициентов к истинным представляет интерес с точки зрения изучения физических характеристик толщи дна океана и должен послужить темой самостоятельной работы.

В 30-м рейсе э/с «Витязь» выполнено два профиля общей протяженностью около 320 миль (рис. 2). Профили проходят по возвышенности, расположенной к востоку от северо-западной котловины Тихого океана. Возвышенность ориентирована с юго-запада на северо-восток. В длину она простирается на 1800 *км*. Ширина возвышенности по изобате 5000 *м* около 400 *км*, относительная высота — около 4000 *м*. Первый профиль начинался с южной стороны возвышенности на глубине 4900 *м* и заканчивался на северной стороне на глубине 3800 *м*. Станции делались на расстоянии от 3 до 5 миль одна от другой. Второй профиль начинался на восточной стороне возвышенности и заканчивался на западной на глубине 4520 *м*. Расстояние между станциями было от 5 до 10 миль. Работы проводились с буксировкой приемной системы.

В результате обработки полученного материала построено два разреза (рис. 3). Корреляция волн проводилась по их динамическим характеристикам, по интенсивности вступлений отраженных сигналов и по эффективным коэффициентам отражения. По данным предыдущих исследований, проведенных в Тихом океане методом преломленных волн [11, 12, 13], скорость

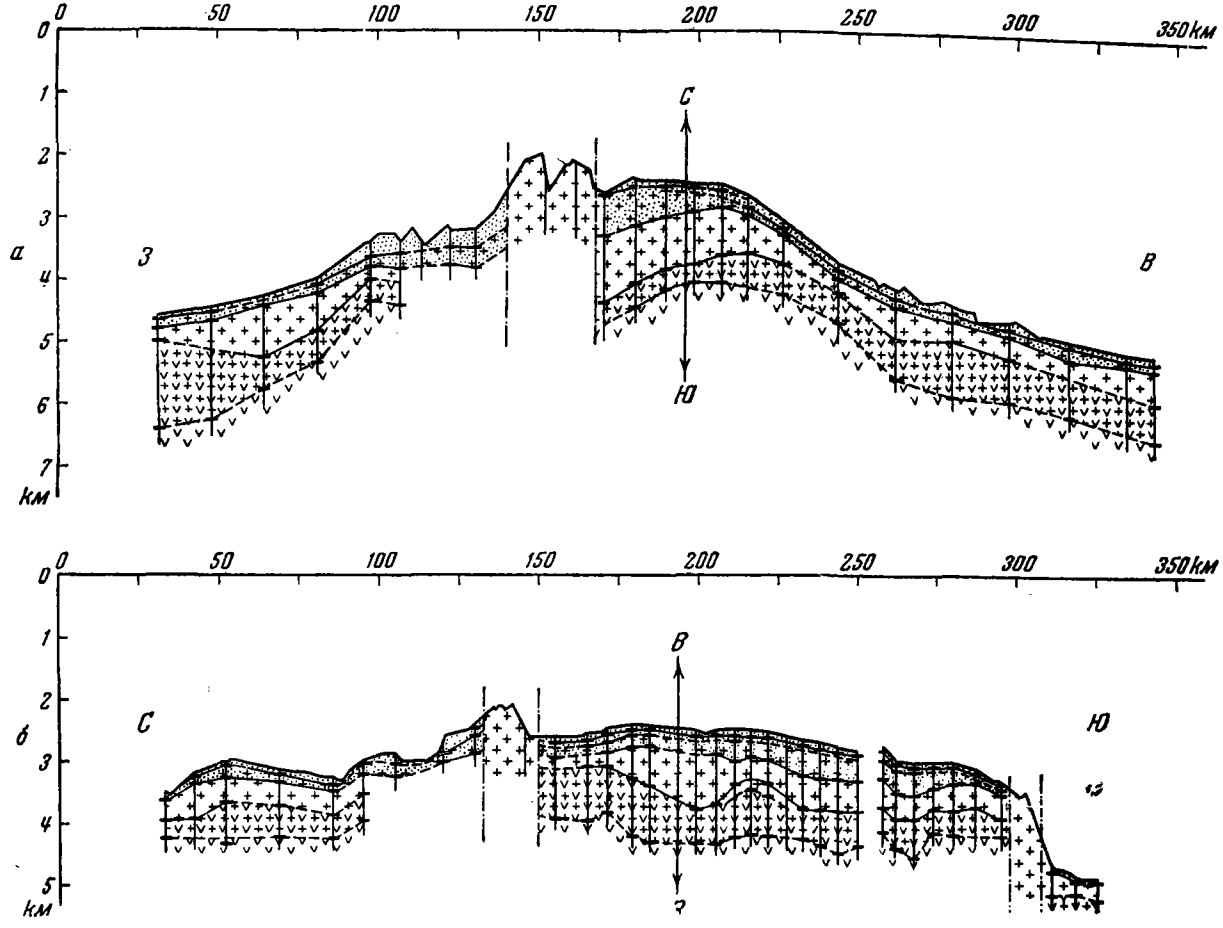


Рис. 3. Разрезы северо-западной подводной возвышенности Тихого океана по данным 30-го рейса э/с «Витязь»:

а — широтный разрез; *б* — меридиональный разрез.

1 — рыхлые осадки (скорость 1,7 *км/сек*); *2* — уплотненные осадки (скорость 2,5 *км/сек*); *3*—базальтовые лавы (скорость 5,5 *км/сек*); *4*—базальт (скорость 7,0 *км/сек*); *5* — подстилающие горизонты; *6* — положение отражающих горизонтов на точках наблюдений; *7* — предполагаемые линии разломов

звука в верхней пачке осадочных пород была равна 1,7—2,5 *км/сек*. Рассчитанные по эффективным коэффициентам отражения, скорости звука в осадочной толще в основном совпадают со скоростями, полученными ранее по методу преломленных волн, и равны 1,8—2,5 *км/сек*. Время первых вступлений волн, отраженных от подошвы осадочного слоя, определялось по интенсивности вступлений их и по эффективным коэффициентам отражения.

По рассчитанным скоростям и времени первых вступлений отраженных от горизонтов волн определены мощности донных отложений. Максимальная мощность осадков на первом разрезе обнаружена на относительно ровном участке рельефа морского дна между ст. 12 и 26 и не превышает 800 *м*. На вершине поднятия мощность осадков минимальна. На северном склоне возвышенности мощность осадков снова увеличивается до 300—400 *м*, а затем по мере продвижения в сторону океанического ложа происходит постепенное уменьшение мощности, особенно в верхних слоях.

На втором разрезе мощность донных осадков на восточном склоне не превышает 300 *м*. На вершине поднятия мощность осадочного слоя минимальна. На западном склоне мощность осадков на участке между ст. 54 и 58 достигает 500—600 *м*, а затем при движении в сторону океанического ложа постепенно уменьшается до 250 *м*.

Важно отметить, что ниже слоев, характеризующихся скоростями 1,8—2,5 *км/сек*, прослеживаются еще два слоя. Скорости, рассчитанные для них по эффективным коэффициентам отражения, равны соответственно 5,5 и 7,0 *км/сек*. Рассчитанные по коэффициентам отражения скорости не являются окончательными и в дальнейшем подлежат уточнению.

В 31-м рейсе э/с «Витязь» в Индийском океане выполнено также два профиля: первый — через Яванский глубоководный желоб, второй — к востоку от Африки в районе о-ва Занзибар. Общая протяженность профилей более 500 миль. Кроме того, в центральной части океана произведено определение мощности донных отложений на двух станциях (рис. 4).

Расчет скоростей звука производился по эффективным коэффициентам отражения. Скорости звука в верхней пачке осадочных пород равны 1,8—2,5 *мк/сек*. Время вступлений волн, отраженных от подошвы осадочного покрова, определялось по тем же признакам, что и при исследованиях в Тихом океане.

Первый профиль, пересекающий Яванский желоб, начинался в точке, расположенной к югу от западной части о-ва Бали (Малые Зондские острова), на подводном склоне о-ва Ява на глубине 1530 *м*. Далее профиль пересекал Балийскую впадину, Яванский желоб и заканчивался на ложе океана на глубине 3435 *м*. На подводном склоне о-ва Ява и над Яванским желобом сейсмоакустические станции располагались через 10 миль, за желобом — через 40 миль.

На первой станции мощность осадочной толщи была около 450 *м* (рис. 5). По мере удаления на юг вниз по склону происходило увеличение мощности донных осадков. Мощность осадочного слоя достигает максимальной величины в Балийской впадине, лежащей между внутренним и внешним хребтами Яванской дуги. На внешнем подводном хребте Яванского желоба мощность осадков уменьшается до 700 *м*. На склоне его она снова увеличивается и достигает на дне желоба около 1000 *м*. По мере движения в сторону океана происходит постепенное уменьшение мощности осадочного слоя. На краевом валу ложа океана она равна 600 *м*, а на дне котловины, расположенной на ложе океана в 350 милях от о-ва Бали,— 500 *м*.

Второй профиль начинался на материковом склоне Африки в 40 милях к востоку от северной оконечности о-ва Занзибар и заканчивался на ложе океана на глубине 4990 *м*. Общая протяженность профиля 340 миль.

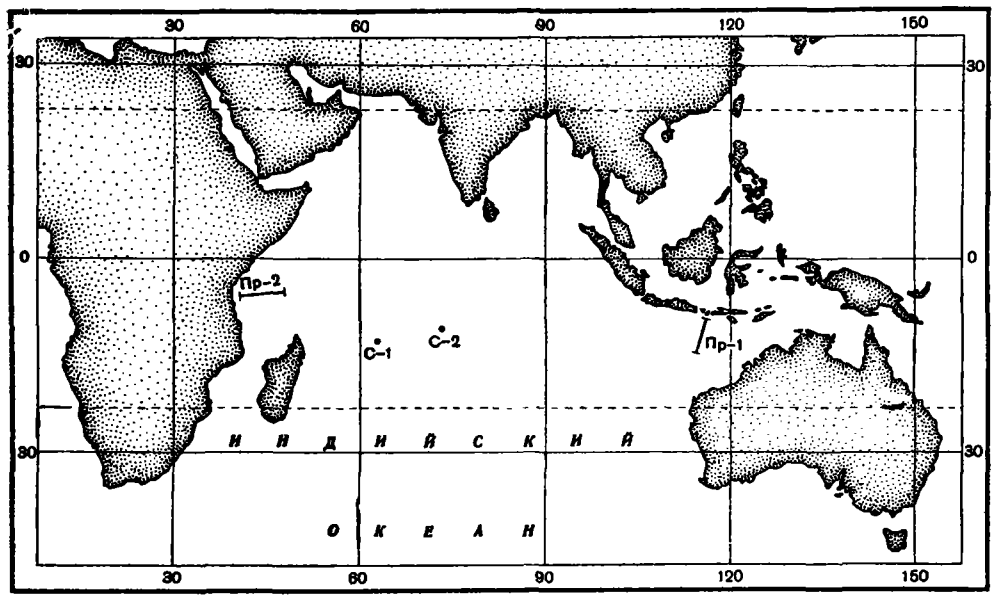


Рис. 4. Схема расположения профилей в 31-м рейсе э/с «Витязь»

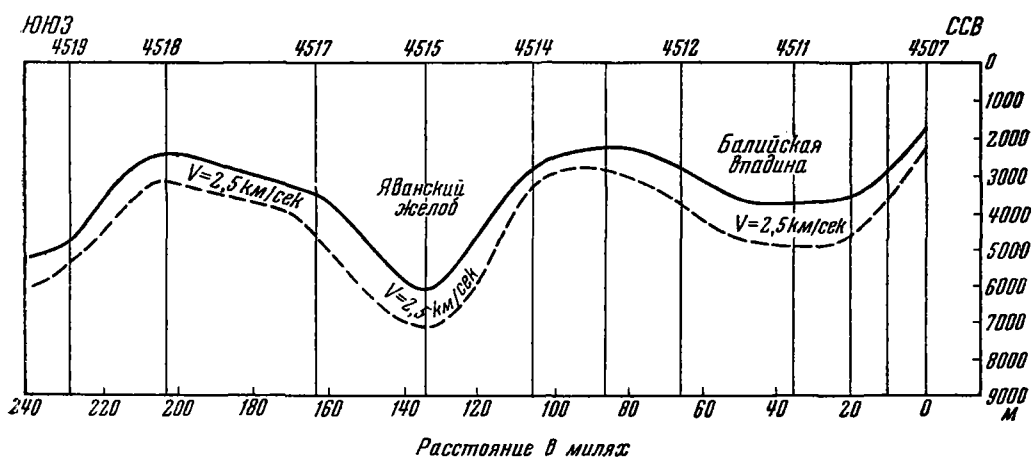


Рис. 5. Разрез через Яванский желоб

На материковом склоне станции располагались через 15 миль, а на ложе океана—через 60 миль. Мощность донных осадков на разрезе не превышает 500 *м* и очень медленно уменьшается по мере продвижения в сторону океанического ложа (рис. 6).

В центральной части Индийского океана мощность донных осадков, определенная на двух станциях, не превышает 300 *м*.

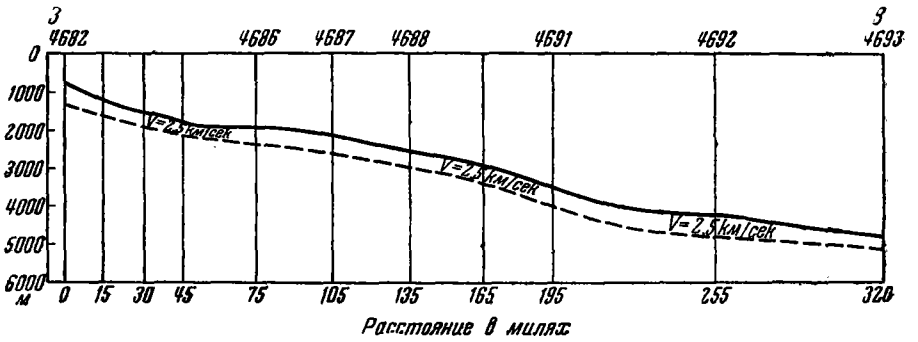


Рис. 6. Разрез к востоку от острова Занзибар

Проведенные методом отраженных волн с использованием многоканальной приемной системы исследования дают относительно подробные сведения о строении верхней пачки осадочных пород, а также о процессах, связанных с перераспределением осадочного материала.

Исследования методом отраженных волн с описанной приемной системой дают хорошие результаты без использования второго корабля на любых глубинах океана. Применяемая нами аппаратура проста и надежна в эксплуатации.

ABSTRACT

The paper gives a brief summary of the methods of conducting seismoacoustic researches with appliance of multichannel receiving system at sea during the 30-th and the 31-st cruises of the r/v «Vityaz».

As the result of the materials received four seismic profiles were drafted.

Along the profiles across the elevation located to the East of the northwestern hollow of the Pacific Ocean, four reflecting horizons could be traced. The first two layers correspond to condensed sediments with velocities 1.7—2.5 *km/sec*, the third layer corresponds to basalt lavas with 5.5 *km/sec* velocity in the layer, and the fourth to basalt with velocity 7.0 *km/sec*.

During the studies in the Indian Ocean of the 31-st cruise of the r/v «Vityaz» two profiles were drafted: the first across the Java deep trough, and the second on the continental slope of Africa to the East from Zanzibar.

As the result of researches in the Java trough region the thicknesses were determined of bottom sediments with velocities 1.7—2.5 *km/sec*.

The maximum sediments thickness was observed in the Bali trough which lies between the inner and the outer range of the Java arc.

In the region of the Zanzibar continental slope the thickness of the bottom sediments reaches 500 *m* with the 1.7—2.5 *km/sec* velocity of sound.

The thickness of sediments which here did not exceed 200 *m* has been determined in the central part of the ocean at two stations.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е. И. Гальперин, И. П. Косминская. Особенности методики глубинного зондирования на море. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 7, 1958.
2. M. Ewing, A. P. Crary, N. M. Rutherford. Geophysical investigations in the emerged and submerged Atlantic coastal plain. Parti I. Methods and results. Bull. of Geol. Soc. of Amer., 1937, **48**, № 6.
3. M. N. Hill. Seismic refraction shooting in an area of the Eastern Atlantic. Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A, 1952, **244**.
4. В. Г. Васильев и др. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. В сб.: «Сейсмические исследования в период МГГ». Изд-во АН СССР, 1960.
5. S. J. Deegan. Offshore seismograph work with a single boat. Oil a. Gas Journ., 1950, **48**—**49**.
6. L. Edwin Hamilton. Thickness and consolidation of deep-sea sediments. Bull. of the Geol. Soc. of Amer., 1959, № 11.
7. А. М. Епинатьева. Повторные удары при сейсмических наблюдениях. Изв. АН СССР, серия географ., № 4, 1951.
8. Н. Н. Сысоев, И. Е. Михальцев, Г. Б. Удинцев, А. П. Лисицын. Перспективы изучения мощности рыхлых морских отложений сейсмоакустическими методами. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 2, 1956.
9. Г. А. Гамбурцев. Основы сейсморазведки. М., 1959.
10. И. И. Гурвич. Сейсморазведка. М., 1954.
11. Строение земной коры по сейсмическим данным. Сб. статей. Пер. с англ. П. С. Вейцман и К. Э. Виллер. ИЛ, 1959.
12. А. П. Лисицын, И. Е. Михальцев, Н. Н. Сысоев, Г. Б. Удинцев. Новые данные о мощности и условиях залегания рыхлых отложений северо-западной части Тихого океана. Докл. АН СССР, **115**, № 6, 1957.
13. Г. Б. Удинцев. Результаты сейсмоакустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от о-ва Хоккайдо. Докл. АН СССР, **129**, № 4, 1959.
14. Г. И. Рудаковский, С. М. Зверев. Пьезокристаллические приемники давления в сейсморазведке. В сб.: «Прикладная геофизика», № 19, 1958.
15. Ю. П. Непрочнов. Выбор оптимальных условий регистрации при морских сейсмических исследованиях. Труды Ин-та океанол., **35**, 1959.
16. Л. М. Бреховских. Волны в слоистых средах. Учебное пособие для гос. ун-тов. Изд-во АН СССР, 1957.

Доклады Академии наук СССР
1961. Том 139, № 1

ГЕОЛОГИЯ

Ю. П. НЕПРОЧНОВ

МОЩНОСТЬ ОСАДКОВ КОТЛОВИНЫ АРАВИЙСКОГО МОРЯ

(Представлено академиком А. Л. Яншиным 30 III 1961)

В конце 1960 г. во время 33-го рейса экспедиционного судна «Витязь» были проведены сейсмические работы методом отраженных волн в Аравийской котловине Индийского океана с целью изучения мощности и строения донных отложений.

Исследования проводились с помощью пьезосейсмографной косы, которая широко применяется в последние годы Институтом океанологии ([1], [2]). В работах использовалась коса длиной 500 м; расстояние между сейсмоприемниками было равно 100 м; глубина погружения приемников — около 15 м. Взрывались заряды тротила весом 4 кг на глубине 1,2 м. Регистрация сейсмограмм велась на осциллографе ПОБ-14 через усилители с максимумом частотной характеристики на 30 гц.

Схема расположения пунктов регистрации приведена на рис. 1; там же показаны основные изобаты, взятые из Морского атласа (1950 г.). Всего было выполнено 23 сейсмических станции. На большинстве станций в районе исследований дно Аравийской котловины ровное со слабым подъемом на север. Лишь на юге и востоке оно осложнено подводными поднятиями, связанными с Аравийско-Индийским хребтом, Мальдивскими и Лаккадивскими островами (станции №№ 1, 7, 14, 15, 17, 23).

На сейсмограммах выделяются волны, отраженные от дна моря и от нижележащих границ раздела. Кроме того, обычно хорошо выделяются повторные отражения от дна (кратные отражения в водном слое). Путем сравнения амплитуд этих волн определялся коэффициент отражения дна. По значениям коэффициентов отражения и плотности осадков (плотности определялись в колонках донных отложений, взятых грунтовыми трубками) вычислялись скорости продольных сейсмических волн в осадках. Учитывая частоту регистрируемых колебаний, эти скорости следует отнести к верхней части (50—100 м) осадочного слоя. Значения скоростей изменяются для разных станций от 1500 до 2300 м/сек.; наименьшие скорости получены в юго-восточной части котловины (станции №№ 20, 21, 22).

Характерной особенностью большинства сейсмических записей является наличие интенсивного отражения от границы раздела, расположенной ниже дна моря. Амплитуда этих волн сравнима с амплитудой волн, отраженных от дна, а иногда даже превышает ее. Указанное отражение хорошо коррелируется по динамическим и кинематическим признакам от станции к станции, особенно в северной половине котловины. Оно отсутствует лишь на станциях №№ 3, 15, 16 и 23. По сейсмограммам были определены глубины залегания опорного отражающего горизонта и построена карта мощностей осадков, расположенных выше этого горизонта (рис. 1). При вычислении глубин использовалось осредненное значение скорости в осадках $v = 2{,}0$ км/сек. На рис. 2 приведен сейсмический разрез от станции № 8 до станции № 14. Видно, что мощность осадков выше опорного отражающего горизонта постепенно уменьшается с севера на юг от 2,5 до 0,5 км. Наименьшие мощности (менее 0,5 км) приурочены к южной, самой глубоководной, части Аравийской котловины.

Применявшийся метод исследований не позволяет определить, с какими породами связан опорный отражающий горизонт. Можно высказать лишь следующие предположения, основанные на анализе сейсмограмм.

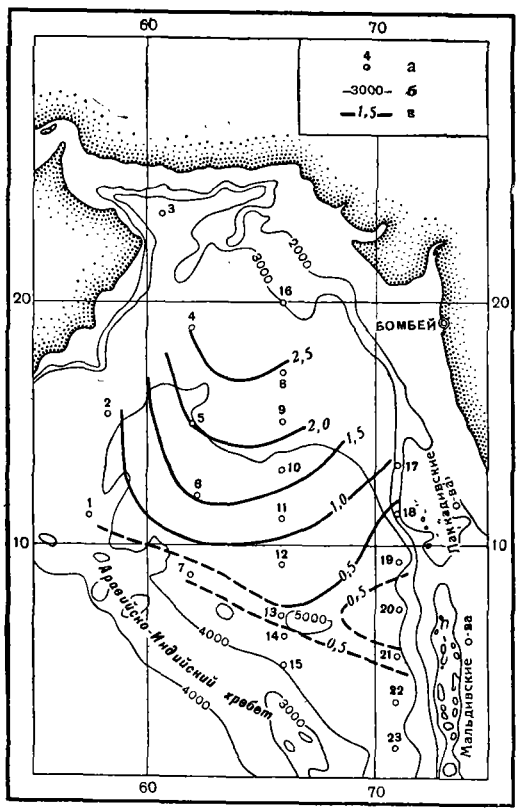


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций и карта мощностей малоуплотненных осадков Аравийской котловины. *а* — сейсмические станции, *б* — изобаты (в метрах), *в* —линии равных мощностей осадков (в километрах)

На станциях №№ 4, 5, 8, 9 и 10 до опорного отражения регистрируются несколько (от 4 до 10) сравнительно слабых отраженных волн от промежуточных границ раздела. После опорного отражения на этих станциях больше не выделяется регулярных отраженных волн. Интенсивное отражение здесь связано, повидимому, с кровлей кристаллического фундамента, выше которого залегает слабо расчлененная песчано-глинистая осадочная толща.

На остальных станциях наблюдается иная картина. Там после интенсивного опорного отражения регистрируются еще 1—2 отраженных волны от нижележащих горизонтов, корреляция которых от станции к станции, к сожалению, затруднена из-за искажающего влияния верхней резкой границы. Интенсивное отражение на этих станциях связано, скорее всего, с границей раздела между неуплотненными осадками и плотными литифицированными осадками (например, известняками). Реальная возможность образования подобного рода плотных осадочных пород в глубоководных впадинах показана в работе Э. Гамильтона ([3]).

Таким образом, опорный отражающий горизонт, по которому построена карта мощностей осадков, вероятно, не является однородным на всей ис-

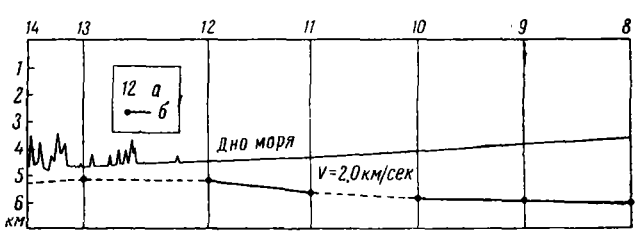


Рис. 2. Сейсмический разрез от станции № 8 до станции № 14. *а* — номера станций, *б*— опорный отражающий горизонт. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 : 56

следованной территории. В то же время эта карта несомненно отражает распределение мощностей малоуплотненных осадков и дает возможность

судить о ходе процессов осадконакопления в Аравийской котловине. Основные массы осадочного материала очевидно поступали в котловину с севера и северо-востока. Увеличение мощности неуплотненных осадков на станции № 20 по сравнению со станциями №№ 18, 19 и 21 свидетельствует о том, что дополнительное поступление осадочного материала, по-видимому, происходило через пролив между Мальдивскими и Лаккадивскими островами.

Приведенная карта, конечно, нуждается в дальнейшей детализации и уточнении, особенно в западной части, где станции расположены очень редко, и на юге, где из-за неровностей рельефа можно ожидать больших колебаний мощности осадков. Необходимы также более точные определения скоростей прохождения сейсмических волн в осадках. Весьма вероятно, что в северной части котловины, где мощность осадков велика, средняя скорость этих волн в них больше (из-за возрастания скорости с глубиной), чем принято при построении карты, а следовательно, несколько больше будут и глубины опорного отражающего горизонта. Для определения типа пород, с которыми связаны интенсивные отражения, надо провести достаточно детальные работы методом преломленных волн.

Институт океанологии
Академии наук СССР

Поступило
26 III 1961

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] Ю. П. Непрочнов, М. Ф. Михно, ДАН, **137**, № 5 (1961). [2] С. И. Зверев, В. М. Ковылин, Г. Б. Удинцев, ДАН, **135**, № 6 (1960). [3] E. L. Hamilton, Bull. Geol. Soc. Am., **70**, № 11 (1959).

Доклады Академии наук СССР
1961. Том 139, № 1

ОКЕАНОЛОГИЯ

П. Л. БЕЗРУКОВ, Л. К. ЗАТОНСКИЙ и И. В. СЕРГЕЕВ

ГОРА АФАНАСИЯ НИКИТИНА В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

(Представлено академиком А. Л. Яншиным 30 III 1961)

Донный рельеф Индийского океана до настоящего времени изучен еще весьма слабо. Обширные пространства поверхности океанических котловин во многих местах охарактеризованы на картах лишь единичными отметками глубин. Поэтому каждая океанографическая экспедиция, проводящая в мало исследованных районах океана эхолотный промер, выявляет все новые черты рельефа его дна.

К числу таких «белых пятен» на картах Индийского океана относится расположенная к югу от Цейлона северо-западная часть глубокой Индийско-Австралийской котловины.

В 31-м рейсе экспедиционного судна «Витязь» в декабре 1959 г. в пределах этой котловины был пересечен на протяжении около 150 миль подводный хребет, который ранее на картах не указывался. Он представляет собой массивное поднятие среди обширной аккумулятивной равнины с преобладающими глубинами 4700—5000 м, которая распространяется из Бенгальского залива на юг до 7—8° ю. ш. Над хребтом возвышается крупная подводная гора с глубиной над вершиной 1738 м. В 33-м рейсе «Витязя», 9 I 1961 г., в районе подводной горы был проведен эхолотный промер, что позволило получить более отчетливое представление о характере ее рельефа и выявить на том же массивном поднятии еще несколько подводных гор. Близ вершины горы на океанологической станции № 4909 была взята дночерпателем проба донных осадков и получена с помощью подводной фотокамеры серия фотоснимков дна.

Решением Совета экспедиции было предложено присвоить горе имя первого русского путешественника, плававшего в Индийском океане, автора широко известной книги «Хождение за три моря», Афанасия Никитина.

В процессе эхометрической съемки район подводной горы был пересечен в разных направлениях промерными галсами (рис. 1), причем на двух из них были обнаружены новые минимальные глубины: 1668 и 1549 м. Последняя глубина соответствует высшей точке горы. При эхолотном промере место корабля определялось обычными навигационными методами: путем астрономических обсерваций и по счислению. Астрономическое определение было произведено на станции № 4909, в 3 милях к юго-западу от вершины горы. Это определение явилось конечным пунктом счисления после обсервации на предыдущей станции № 4908 и исходной точкой счисления на последующий маршрут до станции № 4910. Координация промера и прокладка маршрута съемки в масштабе 1 : 125000 были проведены Л. П. Насырь.

Эхолотный промер производился на глубоководном диапазоне эхолота типа MS-26Н с частотой измерения глубин 10 имп/мин и с точностью отсчета ±10 м. Промер не прерывался и во время дрейфа на станции № 4909. Нанесение глубин на карту производилось непосредственно с эхограмм. При этом было установлено, что в точках пересечения галсов несовпадения глубин не превышают 100—150 м. Это потребовало планового перемещения трех галсов в среднем лишь на 0,25 мили, что подтверждает хорошее ка-

чество координации промера. Данные эхометрической съемки явились исходным материалом для составления батиметрической карты (рис. 1). При этом были использованы и материалы эхолотного промера 31-го рейса, анализ которых выявил их хорошую сходимость с данными 33-го рейса.

Вершина горы Афанасия Никитина, имеющая в плане несколько вытянутую с северо-запада на юго-восток форму, обладает выровненной

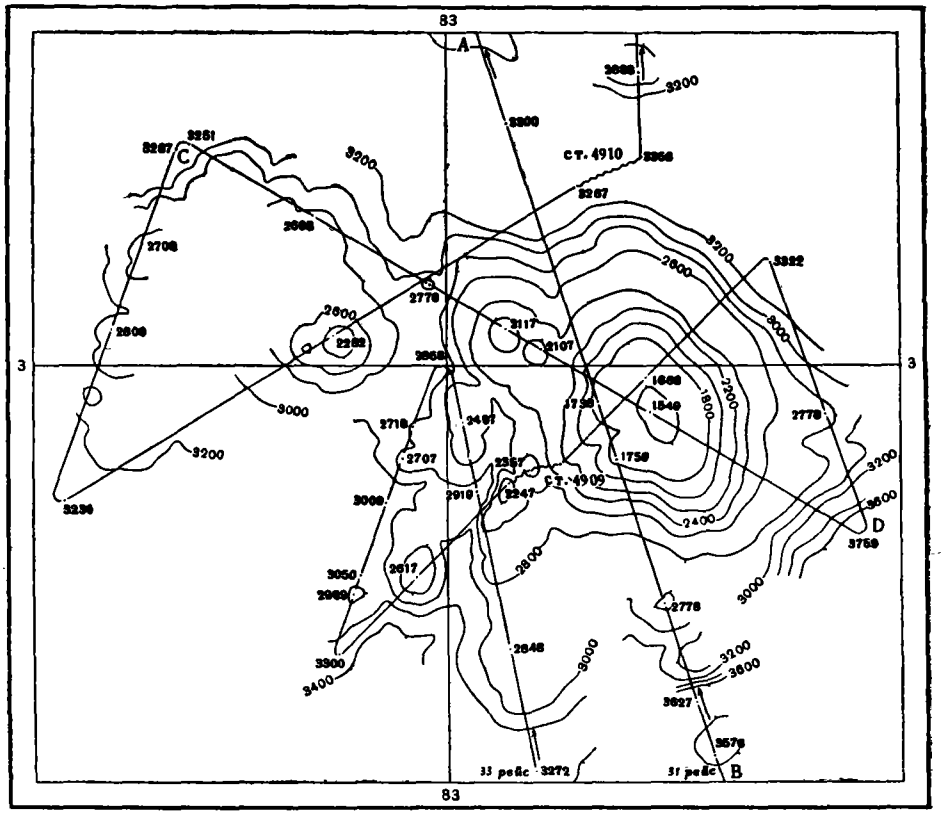


Рис. 1. Батиметрическая карта подводной горы Афанасия Никитина и маршрут эхолотного промера

поверхностью, наклоненной в стороны от минимальной отметки 1519 м под углом 2—5°. Спокойный характер рельефа в этой части горы прослеживается до глубин порядка 1800 м. Далее с увеличением глубины углы наклона поверхности дна возрастают до 15—20°. К западу от минимальной отметки верхняя часть горы расчленена сильно врезанной долиной с V-образным поперечным профилем, на склонах которой углы наклона местами достигают 25°. На глубинах 2400—2600 м углы наклона снова уменьшаются до 5—8°. Таким образом, здесь на склонах горы выявляется хорошо выраженная ступень. Далее, с увеличением глубины, углы наклона поверхности дна снова возрастают до 18—20°, и, наконец, на глубинах порядка 3200—3600 м наблюдается сравнительно пологая ступень, соответствующая поверхности цоколя горы. Описанный характер донного рельефа можно проследить с некоторыми отклонениями на всех трех галсах, пересекающихся близ вершины. Наиболее характерные профили горы по линиям *AB* и *CD* показаны на рис. 2 и 3. Судя по морфологии склонов, гора представляет вулканический конус.

К западу и юго-западу от основной вершины обнаружено несколько боковых вершин, значительно меньших размеров. Наиболее крупная из

них, с минимальной глубиной 2282 м, имеет также выровненную поверхность, с преобладающими углами наклона 2—3°. Ниже крутизна склонов возрастает до 15—20°, а затем на глубинах порядка 2800 м снова уменьшает-

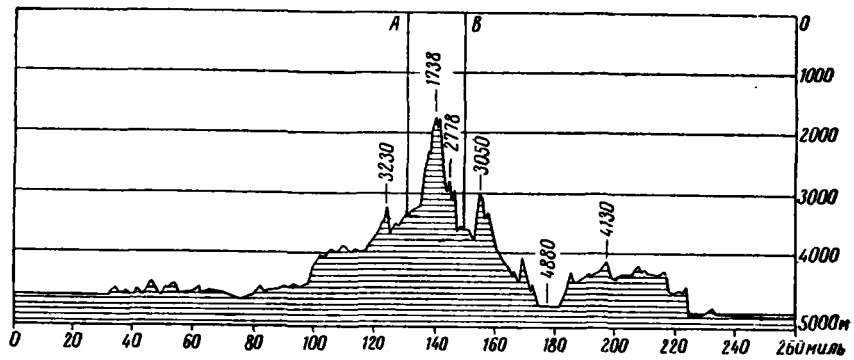


Рис. 2. Профиль дна по маршруту 31-го рейса. Соотношение масштабов 1 : 37

ся до 4—8°. К юго-западу от горы между боковыми вершинами с минимальными глубинами 2247 и 2617 м пересечена долина с почти плоским дном.

Как указывалось, подводная гора Афанасия Никитина расположена на массивном поднятии — подводном хребте. Из профиля видно, что ширина хребта с севера на юг на глубине 4500—4700 м составляет около 150 миль. Над ним помимо описанной горы возвышается ряд других подводных гор с минимальными глубинами 2500; 2892; 3050 и 3230 м, находящихся уже за пределами площади эхометрической съемки.

Интересной чертой рельефа данного района является наличие на южном склоне хребта глубокого желоба. Желоб имеет сравнительно пологие склоны (до 5°) и совершенно плоское дно шириной 7—8 миль, находящееся на глубине 4880 м. Он был пересечен как в 31-м рейсе, так и на галсе 33-го рейса, в 7 милях западнее. Южнее желоба располагается возвышенность с довольно расчлененными рельефом и средними глубинами около 4300 м.

По сравнению с небольшой площадью эхометрической съемки, размеры подводного хребта, на котором расположена гора Афанасия Никитина, весьма значительны. Два пересечения дали контуры его в направлении с севера на юг. Что же касается протяженности хребта в широтном направлении, то этот вопрос остался неразрешенным. Из рассмотрения батиметрической карты, а также анализа распределения глубин за ее пределами, можно предположить, что хребет имеет общее простирание с запад-северо-запада на восток-юго-восток и протягивается не менее чем на 300 миль. Насколько справедливы эти предположения, покажут дальнейшие исследования.

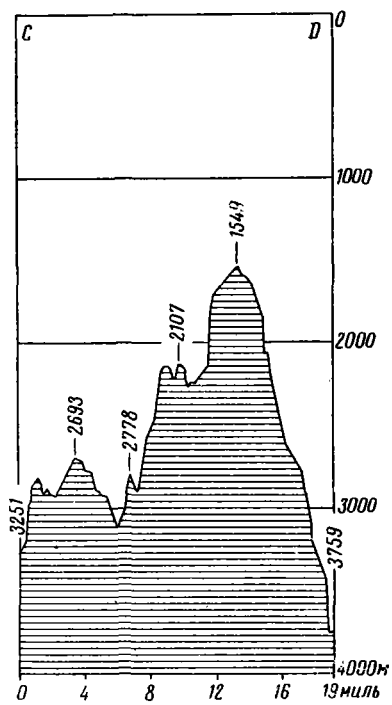


Рис. 3. Профиль дна по линии *CD*. Соотношение масштабов 1 : 18,5

Проба донных осадков, взятая на склоне горы Афанасия Никитина на глубине 2380 м, представлена мелкозернистыми глобигериновыми песками, широко распространенными на таких глубинах в тропической части океана. Ряд последовательных фотографий дна показал сложное чередование и пятнистое расположение песков и выходов твердых пород. На более крутых склонах горы участки обнаженного дна, по-видимому, развиты очень широко. Определить состав пород, слагающих гору, не представилось возможным. По аналогии с другими подводными вулканами центральной части океана можно предполагать, что это породы базальтового состава.

Институт океанологии
Академии наук СССР

Поступило
26 III 1961

Доклады Академии наук СССР
1962. Том 144, № 2

ОКЕАНОЛОГИЯ

Ю. П. НЕПРОЧНОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ДНОМ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

(Представлено академиком А. Л. Яншиным 22 I 1962)

В январе 1961 г. во время 33-го рейса экспедиционного судна «Витязь» были проведены сейсмические исследования методом преломленных волн в западной части Индийско-Австралийской котловины. При исследованиях применялись автономные сейсмоакустические радиобуи, разработанные в Институте океанологии АН СССР Г. Н. Лунарским. Краткое описание этих радиобуев дано в коллективной статье ряда авторов (1). Передатчики буев работают в УКВ-диапазоне; их мощность равна 1,5—2,0 вт.

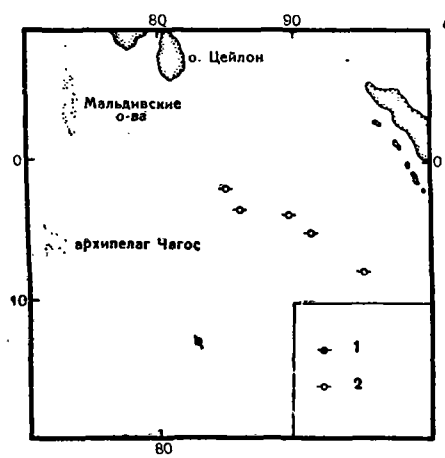


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей. *1* — профиль «Витязя», *2* — профили «Челленджера»

Работы методом преломленных волн с радиобуями в Индийском океане уже проводились ранее экспедицией на «Челленджере» (2). Тогда было выполнено 5 профилей в северной части Индийско-Австралийской котловины. Схема расположения нашего профиля и профилей, отработанных английской экспедицией, приведена на рис. 1. В результате работ английских исследователей были получены сведения о строении верхней части земной коры (до базальтового слоя). Как и в других районах, им здесь на удалось изучить всю земную кору до ее основания из-за ограниченного радиуса действия радиобуев (до 20—25 км). Во время 33-го рейса «Витязя» впервые при исследованиях с помощью радиобуев с одного судна получены данные о строении земной коры океана вплоть до поверхности Мохоровичича.

Дно котловины в районе исследований характеризуется сложным рельефом; глубина океана изменялась по профилю от 4100 до 5100 м. При работах использовались три радиобуя. Методика исследований в общих чертах была аналогична применявшейся английскими геофизиками (2). Радиобуи располагались по профилю на расстоянии около 4 км один от другого. «Витязь» удалялся сначала в одну, а потом в другую сторону от буев по профилю, производя взрывы через интервалы 5—9 км. Такая методика может дать удовлетворительные результаты, конечно, лишь при простом строении среды, однако она наиболее удобна при исследованиях с радиобуями и требует сравнительно небольших затрат времени.

Гидрофоны радиобуев опускались на глубину 70—80 м. Для уменьшения помех от волнения ближней к гидрофону части кабеля придавалась нейтральная плавучесть в воде. При работах применялись заряды тротила весом от 10 до 25 кг, которые взрывались на глубине 50—70 м. Максимальное расстояние, на котором радиосигналы буев были слышны достаточно хорошо и получены удовлетворительные записи преломленных волн, равно

49,2 км. Такая дальность регистрации при небольшой мощности передатчиков обеспечивалась применением направленных антенн.

После приема и преобразования сигналы каждого радиобуя подавались на три усилителя станции глубинного сейсмического зондирования: низкочастотный (6—10 гц), среднечастотный (10—50 гц) и высокочастотный (100—1000 гц) и записывались на фотобумагу осциллографом ПОБ-14.

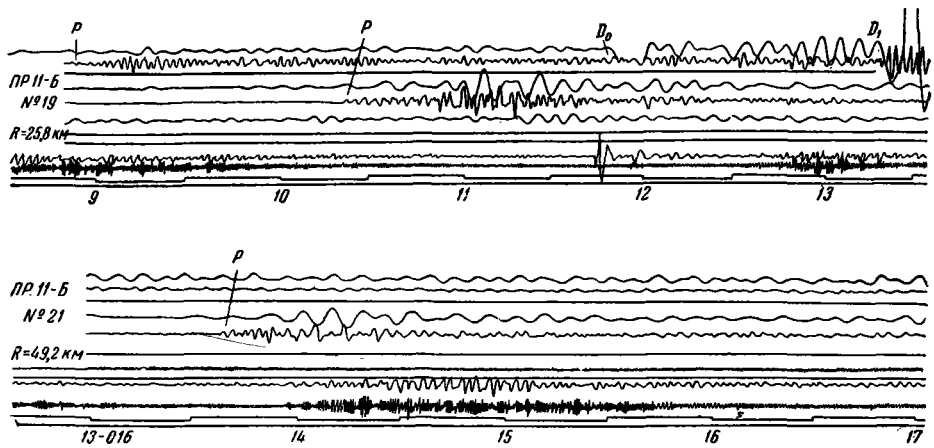


Рис. 2. Пример сейсмограмм, полученных с радиобуями. 1—3-я дорожки — буй № 1, 4—5-я дорожки — буй № 2, 6—8-я дорожки — буй № 3, 9—10-я дорожки — гидрофон «Витязя», 11-я дорожка — хронометр. Величина заряда 25 кг, глубина взрыва 70 м

Одновременно производилась регистрация отражательных волн гидрофоном, опускаемым с борта «Витязя». Сигналы этого гидрофона записывались на ту же сейсмограмму через усилители с максимумом частотных характе-

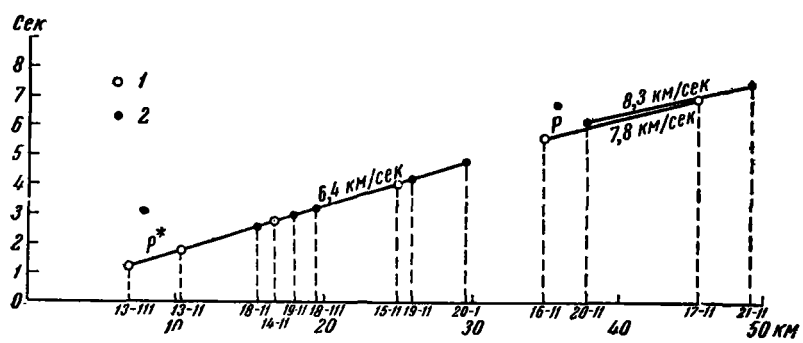


Рис. 3. Обобщенный годограф преломленных волн. Точкам на годографе соответствуют: *1* — для взрывов на юго-восток от буев, *2* — для взрывов на северо-запад от буев

ристик на 30 и 80 гц. Копии нескольких сейсмограмм приведены на рис. 2 (расстояния указаны для среднего буя — № 2). На сейсмограммах выделяются прямые водные волны D_0 (до расстояний 20—25 км), волны D_1, D_2 и т. д., многократно отраженные в водном слое, и преломленные волны P от границ раздела в земной коре. Определение расстояний до буев производилось по временам вступлений прямых водных волн, а на больших удалениях, где эти волны не регистрируются,— по вступлениям первого и второго отражения от дна океана. Характерной особенностью записей преломленных волн является то, что они до самых максимальных расстояний хорошо регистрируются не только на низкочастотных, но и на среднечастотных

каналах (10—20 гц), причем на среднечастотных каналах вступления волн обычно выделяются более уверенно.

На рис. 3 приведен обобщенный годограф преломленных волн. При построении этого годографа наблюдения были приведены к дну океана, к одной глубине 4300 м. Как видно из годографа, в интервале от 7 до 30 км в первых вступлениях прослеживается преломленная волна P^* с кажущейся скоростью $V^* = 6{,}4$ км/сек. Точки годографа, полученные при прострелке в разные стороны от буев, хорошо ложатся на одну прямую линию. Таким образом, V^* близка к значению граничной скорости $V_г$. Волна P^* связана, по-видимому, с поверхностью базальтового слоя.

В интервале 35—50 км в первых вступлениях прослеживается волна P с $V^* = 7{,}8 - 8{,}3$ км/сек. Различие в кажущихся скоростях, полученных по разные стороны от буев, вызвано, вероятно, недостаточно хорошим учетом влияния верхних слоев (при приведении годографов к одной глубине океана). По значению скорости (в среднем 8,0 км/сек) волну P надо отнести к нижней границе земной коры (поверхности Мохоровичича).

Вычисления глубин преломляющих границ по t_0 дают следующую схему строения земной коры:

1. Осадочный слой. $V \approx 2{,}0$ км/сек. Мощность $H = 0{,}3 - 0{,}5$ км.
2. Базальтовый слой. $V_г = 6{,}4$ км/сек. $H = 6{,}5 \pm 1{,}5$ км.
3. Подкоровой слой. $V_г \approx 8{,}0$ км/сек.

Таким образом, мощность земной коры в исследованном районе равна $7{,}0 \pm 1{,}5$ км; кора имеет типично океаническое строение.

Отметим, что полученные экспедицией результаты (определение мощности земной коры при работах с радиобуями с одного судна) открывают новые большие возможности сейсмических исследований в океанах.

Институт океанологии
Академии наук СССР

Поступило
17 V 1961

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] Н. Н. Сысоев, Г. Б. Удинцев, Г. Н. Лунарский, Ю. П. Непрочнов, В. М. Ковылин, Тр. Инст. океанол., **39** (1960). [2] T. F. Gaskell, M. N. Hill, J. C. Swallow, Phil. Trans. Roy. Soc. London, **251**, № 988 (1958).

ОКЕАНОЛОГИЯ

т. II 1962 вып. 1

П. Л. БЕЗРУКОВ

О НЕРАВНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Институт океанологии АН СССР

В широких кругах геологов и океанологов давно укоренилось представление о том, что глубоководные осадки океанического ложа, в противоположность осадкам шельфов, материкового склона и эпиконтинентальных морей обладают на огромных пространствах дна исключительным однообразием литологического состава. Это представление как будто бы подкрепляется тем, что наиболее распространенные типы пелагических осадков (глобигериновые илы, красные глины) занимают в открытом океане чрезвычайно большие площади, измеряемые многими миллионами квадратных километров. Отдаленность обширных областей океанов от материков, с которых в них поступает терригенный материал, позволяет предполагать, что в пелагических осадках стирается влияние отдельных питающих терригенно-минералогических провинций суши, и это, в свою очередь, должно приводить к однообразию, монотонности состава осадков. О монотонности состава глубоководных пелагических осадков как будто бы говорит и то, что вне зон фронтов и резко выраженных течений физические, химические и биологические характеристики поверхностных вод океана изменяются очень постепенно и на сравнительно больших расстояниях. Наряду с этими весьма общими соображениями иногда встречаются заведомо неверные указания на то, что в глубоководных частях океанов, на глубинах более 4000 *м*, гидродинамические условия практически одинаковы, и поэтому осадкообразование здесь протекает равномерно, независимо от донного рельефа.

В действительности же, как показывают обширные материалы целого ряда океанографических экспедиций главным образом послевоенных лет, распределение глубоководных океанических осадков в большинстве случаев неизмеримо более сложно. Поэтому прежние представления по этому вопросу должны быть изменены и дополнены новыми представлениями — о весьма часто наблюдающейся прерывистости, неравномерности, резкой изменчивости, мозаичности в распределении океанических глубоководных осадков. Иными словами говоря, однообразие, равномерность накопления глубоководных осадков представляют лишь частный, но далеко не наиболее распространенный случай океанической седиментации.

К близким выводам в последнее время приходит ряд исследователей. Из числа зарубежных ученых следует назвать прежде всего Хизена и Менарда [33, 39]. У нас на неравномерность накопления осадков в котловинах Тихого океана недавно обратил внимание, исходя из анализа геоморфологических данных, Г. Б. Удинцев [22]. Дальнейшему обоснованию этих представлений и посвящена настоящая статья.

Необходимо подчеркнуть, что, говоря о неравномерности, мозаичности глубоководного осадконакопления, мы далеки от мысли считать

распределение осадков в океане каким-то беспорядочным, случайным. Совсем напротив — оно всегда вполне закономерно. Но в результате влияния ряда факторов, о которых будет говориться ниже, площади распространения однородных осадков оказываются при детальном рассмотрении в очень многих случаях совершенно иного порядка, гораздо меньшего масштаба, чем это казалось ранее.

По нашему мнению, прежняя точка зрения о выдержанности, равномерности накопления океанических осадков была обусловлена недостатком фактических данных и в известной мере являлась пережитком давно оставленного представления об относительной простоте строения, о равнинном характере рельефа дна глубоких котловин океана. За последние несколько десятков лет, в результате широкого применения эхолотного метода измерения глубин и особенно с внедрением в практику океанографических исследований высокоточных ультразвуковых эхолотов стало известно, что рельеф дна океана обладает очень большой сложностью. Но если густота точек измерения глубин, опираясь на которые мы судим о рельефе дна, за это время увеличилась в тысячи раз (если не больше), то количество пунктов определения состава глубоководных осадков за тот же отрезок времени возросло лишь в несколько раз (или, в лучшем случае, в десятки раз) и до сих пор для огромных пространств океанов является крайне низким (нередко одна точка на многие десятки и сотни тысяч квадратных километров).

Еще более малочисленны пока и начатые сравнительно недавно измерения мощности океанических осадков сейсмоакустическими методами. Все это является одной из причин устойчивости старого представления об однообразии, выдержанности состава пелагических осадков.

Вместе с тем, укоренившиеся представления оказывают влияние не только на понимание самой природы явлений в океане, но также на планирование дальнейших исследований глубоководных океанических осадков. По традиции принимается, что пространственная изменчивость глубоководных осадков всегда значительно меньше, чем осадков мелководных, а также меньше чем изменчивость гидрологических и биологических характеристик в поверхностных водах океана. Отсюда делается вывод, что в комплексных океанологических экспедициях глубоководные геологические станции могут размещаться относительно редко. Однако это ведет к тому, что многие важнейшие особенности распределения осадков при таком размещении станций неизбежно ускользают от внимания.

Рассмотрим сначала, какое влияние на распространение глубоководных осадков оказывают рельеф дна и глубины океана. Вопрос распадается на две части: распределение осадков в пространстве и вертикальная зональность осадконакопления. Влияния близости суши и климатических факторов здесь можно не касаться.

РЕЛЬЕФ ДНА ОКЕАНА И ПРЕРЫВИСТОСТЬ В ПРОСТРАНСТВЕННОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ

В области ложа океана, как известно, выделяются, прежде всего, крупные океанические котловины и крупные поднятия дна — океанические валы и горные хребты.

Океанические горные хребты и валы занимают, примерно, от одной пятой до одной третьей части площади океанов. Во всех океанах имеются огромные срединные хребты и сложная система хребтов, ориентированных в поперечном и иных направлениях. Многие хребты протягиваются на тысячи, а некоторые более чем на десять тысяч миль, часто имея в ширину много сотен миль и в высоту несколько километров. Океанические горные хребты, как правило, обладают наиболее сложным рельефом и изобилуют выходами твердых пород. Тем самым они

представляют особенно яркий пример прерывистости осадочного покрова на дне океана.

Выходы твердых пород чаще всего бывают приурочены к острым вершинам и крутым склонам подводных гор, увенчивающих океанические хребты и валы, а также к склонам рассекающих их продольных и поперечных долин и других депрессий поверхности хребтов. Это в равной мере относится к хребтам как вулканического, так и складчатоглыбового происхождения. Вулканические хребты имеют в океанах особенно широкое распространение. Относительная высота подводных гор и вулканов измеряется многими сотнями метров и несколькими километрами. На поперечных эхолотных профилях через наиболее крупные хребты часто видны многие десятки гор такой относительной высоты, не считая многочисленных более мелких холмов (рис. 1). Углы наклона дна при этом колеблются в очень широких пределах, часто достигая 20—30°; нередко встречаются почти вертикальные уступы. На более пологих склонах и террасовидных ступенях хребтов и гор, а также на

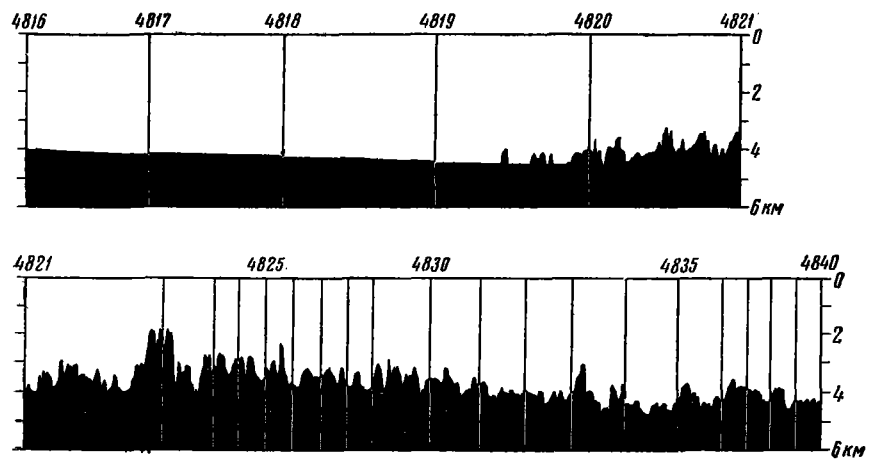


Рис. 1. Аравийско-Индийский хребет и смежная часть Аравийской котловины (по материалам 33-го рейса э/с «Витязь»)

Поперечный меридиональный профиль от ст. 4816 до ст. 4840 по 63° в. д. (соотношение масштабов 1 : 37)

поверхности хребтов и валов, обладающих сглаженным рельефом или увенчанных коралловыми надстройками, участки обнаженного дна относительно более редки. Следует заметить, однако, что резко расчлененный рельеф для подводных хребтов гораздо более типичен.

Плосковершинные горы (гийоты), возвышающиеся над многими океаническими валами и горными сооружениями, бывают с поверхности то лишены современных осадков, то частично перекрыты ими; на некоторых плосковершинных горах и других поднятиях дна в Тихом и Атлантическом океанах были встречены более древние осадки, вплоть до отложений третичного и верхнемелового возраста. Крутые склоны плосковершинных гор также всегда изобилуют выходами твердых пород.

Из числа подводных океанических хребтов, подвергшихся в последние годы более детальным исследованиям, выходы горных пород и древних осадков были обнаружены при помощи дночерпателей, тралов или драг в Атлантическом океане — на Срединно-Атлантическом хребте и на Бермудском поднятии [29, 35], в Индийском океане — на Аравийско-Индийском и Центрально-Индийском хребтах [4, 49], в Тихом океане — на Гавайском хребте [5], Срединно-Тихоокеанских горах [31], хребтах

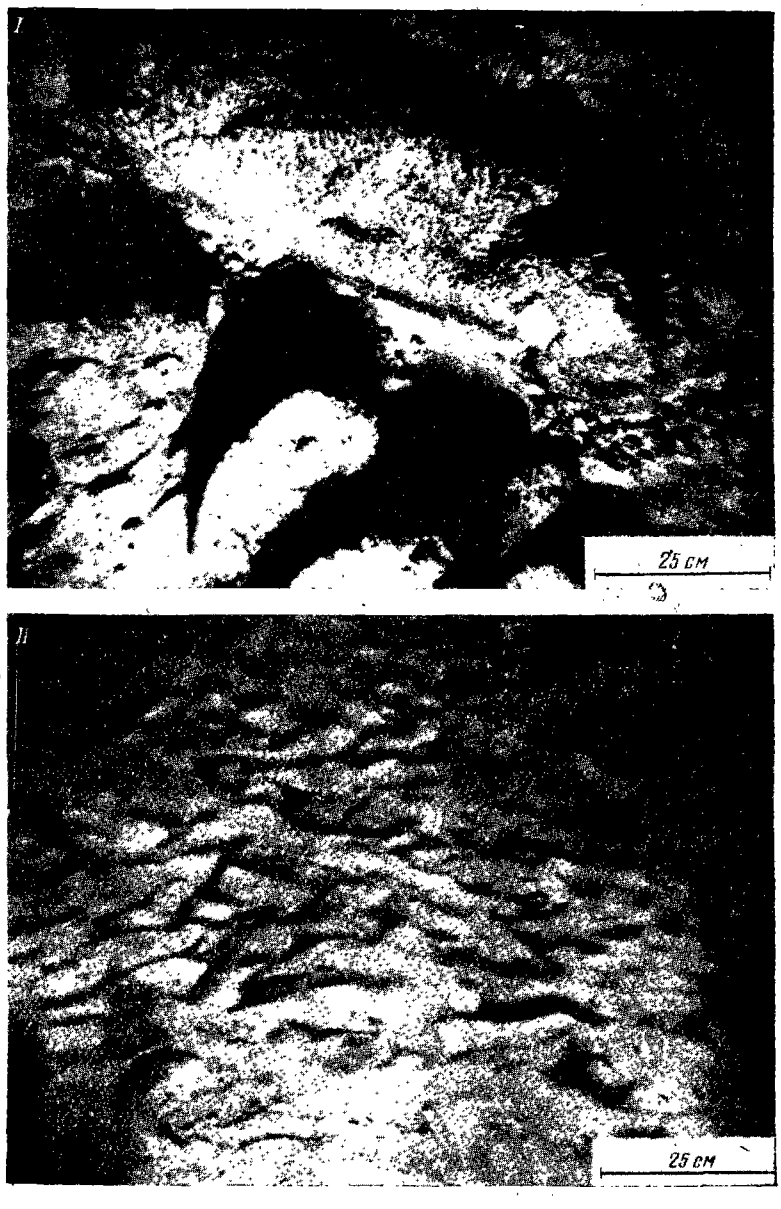


Рис. 2 (I и II)

Фаннинг и Наска [18, 45], Восточно-Тихоокеанском поднятии. Кроме того, они встречены на многих других подводных хребтах во всех океанах.

Следует иметь в виду, однако, что взятие со дна обломков твердых пород нельзя считать единственным достоверным доказательством наличия обнаженных участков на вершинах и склонах подводных хребтов и гор. Записи на эхограммах, регистрирующие резкие контрасты рельефа, большую крутизну склонов, резкие колебания мощности верхних отражающих слоев, обычно не оставляют сомнения в чрезвычайно широком развитии на дне выходов коренных пород и древних осадков.

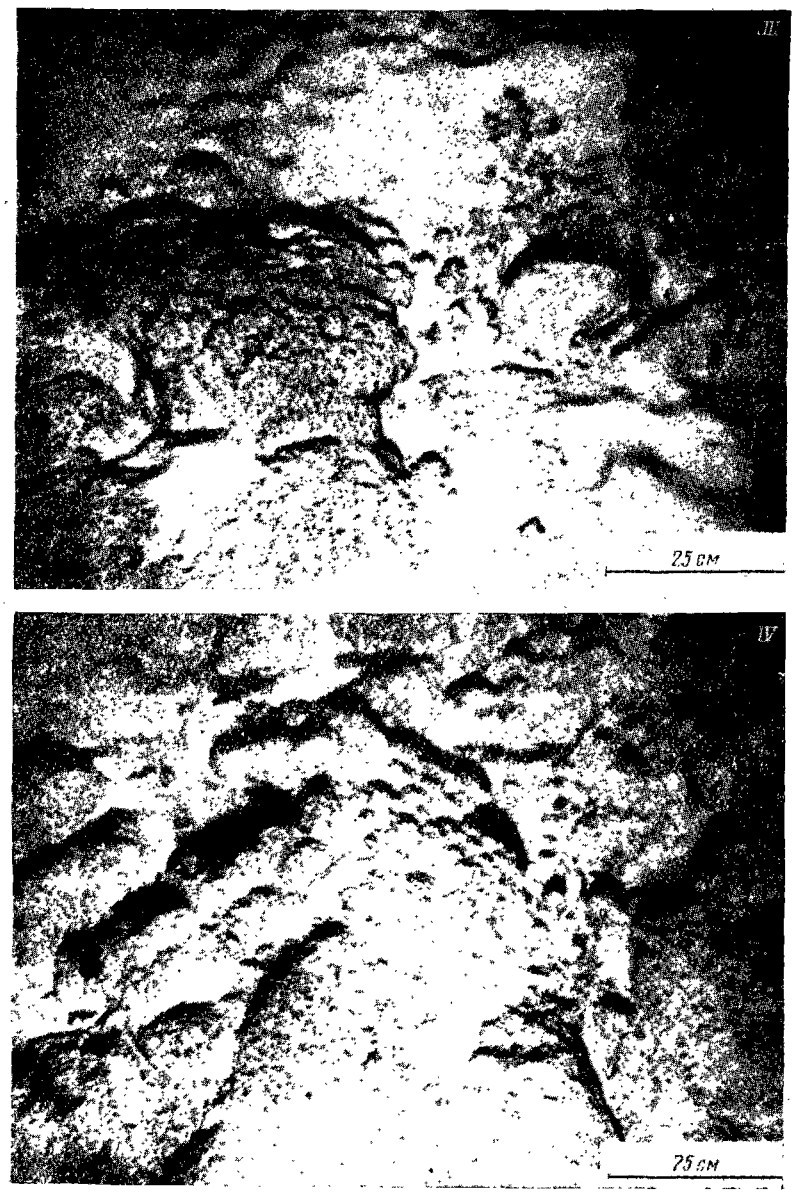


Рис. 2. (III и IV). *Фотоснимки дна на ст. 3844 в море Фиджи, глубина 2400 м.* Снимки сделаны на расстоянии нескольких десятков метров один от другого (фото Н. Л. Зенкевича)

В связи с наличием на океанических хребтах и валах многочисленных участков обнаженного дна самых различных очертаний и размеров, распределение осадков на них носит исключительно сложный, прерывистый характер. Отлагаясь, преимущественно, на более пологих склонах гор, у их подножий и в депрессиях между ними, осадки часто выклиниваются и меняют свою мощность на очень коротких расстояниях.

Хорошее подтверждение прерывистости осадконакопления на подводных хребтах и горах дают серии последовательных фотоснимков дна, выполненных при помощи подводной фотокамеры при дрейфе судна.

Такие работы проводились во многих океанографических экспедициях, в частности, в нескольких рейсах «Витязя» в Тихом и Индийском океанах [4, 9]. В ряде случае на фотоснимках, полученных с интервалами в несколько минут (что в зависимости от величины дрейфа соответствует расстояниям от нескольких метров до нескольких десятков метров), отчетливо видно неоднократное чередование и пятнистое расположение участков скалистого дна и участков, покрытых осадками (рис. 2). Эта мозаичность в распределении осадков не раз была подтверждена повторными спусками дночерпателей.

Площадь обнаженных участков может быть самой различной — от нескольких квадратных метров до десятков и сотен квадратных километров.

Если принять (а это представляется весьма вероятным), что выходы пород имеются на большинстве отдельных гор (часто в больших количествах), то на поперечных разрезах через такие огромные хребты как Аравийско-Индийский (см. рис. 1) количество их будет измеряться по меньшей мере многими десятками, а в пределах хребта в целом — тысячами и десятками тысяч.

Из всего сказанного нетрудно видеть, что если базироваться только на сборах отдельных проб осадков или твердых пород и не учитывать данных о рельефе дна, то при той частоте геологических станций, которая обычно принята в океанографических экспедициях, нельзя получить даже приблизительного представления о характере распределения донных осадков в области подводных хребтов. Для выявления же истинной картины осадконакопления на резко расчлененных хребтах требуются очень детальные исследования.

По тем же причинам определения по отдельным пробам скорости отложения или абсолютных масс донных осадков над хребтами с расчлененным рельефом (например, над Срединно-Атлантическим хребтом) носят совершенно случайный характер.

То же можно сказать и относительно измерений мощности донных осадков сейсмоакустическими методами. Если эти измерения в области подводных хребтов с расчлененным рельефом проводить даже с интервалами всего в несколько миль, картина распределения мощностей осадков может оказаться искаженной (не говоря уже о том, что расшифровка полученных данных в таких условиях крайне затруднительна).

Причина неравномерного накопления осадков над подводными хребтами совершенно очевидна. При резких контрастах рельефа поступающий сверху осадочный материал движениями воды постоянно перемещается с выступов дна в депрессии между ними, чему способствуют неизбежно возникающие на крутых склонах донные оползни, а в некоторых случаях также суспензионные (мутьевые) потоки, о которых будет говориться ниже. На интенсивность движения вод в области подводных хребтов и гор указывает, в частности, неоднократное нахождение на фотоснимках дна на глубинах до 2500—3500 *м* отчетливо выраженных знаков ряби, образованной придонными течениями [4, 35, 38].

Если широкое распространение участков обнаженного дна на поверхности океанических хребтов представляется достаточно очевидным, и мы на нем остановились с целью показать масштабы явления, до сих пор часто недооцениваемые, то сложнее дело обстоит с глубокими котловинами океанов, которые можно рассматривать как основные области океанической седиментации.

Как уже отмечалось, еще несколько десятков лет назад было принято думать, что дно океанических котловин всегда сглажено процессами осадконакопления. Это позволяло предполагать редкую встречаемость здесь выходов твердых пород, за исключением тех случаев, когда над ровной поверхностью дна возвышаются отдельные горы.

С внедрением в практику исследований современных ультразвуковых эхолотов выявилось исключительное разнообразие средних и малых форм рельефа дна океанических котловин. Теперь достаточно хорошо известно, что в глубоких котловинах океанов встречаются, во-первых, обширные пространства дна с очень сложным, холмистым и даже гористым вулканическим или тектоническим рельефом, во-вторых, волнистые равнины и, в-третьих, предельные аккумулятивные абиссальные равнины, с углами наклона обычно менее 1 : 1000. Разнообразие строения дна глубоких океанических котловин усугубляется наличием во многих из них более крупных горных массивов, линейных зон тектонического раздробления, горстовых уступов, подводных долин и других разнообразных форм донного рельефа.

В связи с этим естественно возникают два вопроса: какие относительные площади в глубоководных частях океанов занимают котловины с тем или иным характером рельефа и как сказываются на пространственном распределении осадков неровности донного рельефа глубоких котловин?

Ответ на первый вопрос дают результаты многих океанографических экспедиций, проводившихся в последние годы в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. В большинстве глубоководных котловин преобладает сложно расчлененный рельеф. Это расчлененные абиссальные холмы и горы, иногда на фоне волнистых равнин. В то же время аккумулятивные равнины занимают относительно небольшие площади дна океанов и в основном тяготеют к их окраинным частям и к подножьям крупных подводных поднятий и цоколей островов.

В Тихом океане, по подсчетам Менарда, холмистое дно с амплитудами рельефа в среднем в несколько сотен метров занимает около 90% его площади, на плоское дно вдоль окраин материков приходится всего 2% и на аккумулятивные шлейфы, окружающие подводные горы и острова — 8% [39].

По подсчетам того же автора, в Тихом океане имеется не менее десяти тысяч подводных вулканов высотой не менее 1 *км*; большая их часть находится в пределах глубоководных котловин [40]. Хотя выводы Менарда базируются в основном на материалах американских экспедиций, охвативших своими исследованиями далеко не всю площадь Тихого океана, приведенные им количественные показатели площадей дна с расчлененным рельефом вряд ли являются сильно завышенными. Материалы, полученные экспедицией на «Витязе» в Международном Геофизическом Году, также показывают, что в глубоких котловинах северной и западной частей Тихого океана преобладает сложно расчлененный рельеф [10, 11, 24]. О том же свидетельствуют данные экспедиции на судне «Обь» для южной части океана.

В Индийском океане абиссальные аккумулятивные равнины занимают несколько бóльшие площади, но также значительно уступают областям дна с резко расчлененным рельефом. На севере аккумулятивные равнины, по данным полученным в 31-м и 33-м рейсах на «Витязе», распространены на дне Аравийской котловины и Бенгальского залива со смежной частью Индийско-Австралийской котловины примерно до 7° ю. ш. [4], на западе и востоке они протягиваются более или менее широкими полосами вдоль материковых склонов Африки (и Мадагаскара) и Австралии, а на юге, по данным экспедиции на судне «Обь» [7, 16], образуют сравнительно узкую (около 300 миль) полосу у подножья материкового склона Антарктиды. Бóльшие же части дна обширных Индийско-Австралийской, Центрально-Индийской, Африкано-Австралийской и других котловин Индийского океана представляют области со сложно расчлененными вулканическим и местами тектоническим рельефом. Подсчет количества подводных вулканов в Индийском океа-

не не производили, но несомненно, что оно также достигает многих тысяч.

В Атлантическом океане абиссальные аккумулятивные равнины имеют наибольшее развитие. Однако, судя по данным детальных работ, проводившихся Ламонтской геологической обсерваторией и отраженных на весьма наглядной физико-географической карте, составленной Хизеном и Сарп, они и в этом океане, занимают не более одной пятой его площади [35]. Большая же часть поверхности дна глубоководных котловин Атлантики — это область абиссальных холмов вулканического происхождения, не сглаженных осадконакоплением, с амплитудами рельефа в среднем в несколько сотен метров.

Таким образом, расчлененный, преимущественно вулканический рельеф характерен для подавляющей части глубоководных котловин океанов, т. е., образно говоря, огромные пространства океанического ложа обладают чертами «лунного» ландшафта.

На второй из поставленных выше вопросов — о влиянии рельефа дна глубоководных котловин на распределение осадков ответ дают геоморфологические материалы (эхолотные профили), фактические сведения о нахождении в пределах этих котловин выходов коренных пород и древних осадков, результаты сейсмоакустических исследований, а также некоторые другие наблюдения.

Изучение эхолотных профилей глубоких океанических котловин со сложным рельефом приводит к выводу, что на дне этих котловин выходы пород должны иметь очень широкое распространение. Об этом свидетельствуют не только резкие и частые контрасты рельефа, но и значительная крутизна склонов дна (от нескольких до 20—30° и более). В качестве примера приведем характерные профили дна Центрально-Индийской и Индийско-Австралийской котловин, по материалам 33-го рейса э/с «Витязь» (рис. 3). Аналогичные иллюстрации можно найти в работах многих исследователей, занимавшихся изучением рельефа дна Атлантического [35], Тихого [10, 11, 24, 27] и Индийского [7] океанов.

Фактические сведения о нахождении в глубоких океанических котловинах со сложным рельефом выходов твердых пород известны по материалам многих океанографических экспедиций и с каждым годом все увеличиваются. В 33-м рейсе «Витязя» со дна Индийско-Австралийской котловины были получены не только многочисленные куски и глыбы коренных вулканических пород, но на одной из станций — также своеобразные брекчиевидные осадки, состоящие из мелких остроугольных обломков базальта, заключенных в полужидком иле. Подобные осадки можно рассматривать как результат подводных оползней на крутых склонах.

Вместе с тем, как указывалось при характеристике условий залегания осадков в области подводных хребтов, отдельные пробы всегда, в известной мере, носят случайный характер и истинная картина пространственного распределения участков обнаженного дна в глубоких котловинах океанов неизмеримо сложнее. Площадь каждого выхода твердых пород обычно во много раз меньше смежного участка дна, покрытого осадками. Поэтому при спуске грунтодобывающих приборов всегда имеется гораздо больше шансов врезаться именно в них. Это обычно и создает ложное впечатление о непрерывности осадочного покрова в глубоких котловинах и заставляет многих исследователей упоминать о нахождении на дне лишь отдельных выходов пород. Но даже если размеры скалистых участков дна на большинстве абиссальных холмов невелики, то в условиях резко расчлененного рельефа, общий план распределения осадков и их мощностей оказывается чрезвычайно сложным.

Следует иметь в виду также, что вулканический рельеф на дне

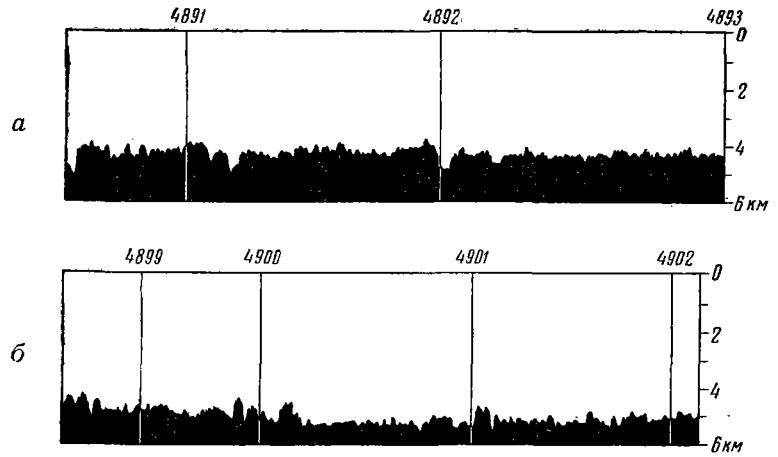


Рис. 3. Примеры профилей дна:
а — Центрально-Индийской котловины (от ст. 4891 до 4893) по 72° в. д.; *б* — Индийско-Австралийской котловины (от ст. 4899 до ст. 4902) по 83° в. д. (соотношение масштабов 1 : 37)

океана нельзя считать повсеместно очень древним [1]. Если для отдельных районов океанов доказано, что он возник еще в домеловое время (например, налегание меловых осадков на абрадированную поверхность гийотов в области Срединно-Тихоокеанских гор [30]) или в еще более ранние периоды истории Земли, то для многих других областей имеются свидетельства интенсивного проявления подводного вулканизма третичного, четвертичного или послеледникового возраста. Пример молодости вулканогенного рельефа дает южная часть Индийского океана, где подводная вулканическая деятельность на обширных пространствах дна, судя по широкому распространению в осадках вулканогенного материала, бурно развивалась в четвертичное время [16]. Поэтому, а также учитывая весьма низкие темпы осадконакопления в центральных частях океанов, мы имеем все основания предполагать особенно большое распространение в таких районах выходов вулканических пород, почти или совсем неприкрытых современными осадками.

Во многих районах океана палеонтологически доказано распространение на поверхности дна осадков плейстоценового и третичного возрастов. Примеры можно найти в работах Риделя [44, 50], Эриксона [29] и ряда других исследователей. В некоторых случаях об отсутствии на дне современных осадков можно судить по одним литологическим признакам (например, обнажение на дне очень плотных крошащихся глин). Наличие обнаженных участков в глубоких океанических котловинах не раз было подтверждено и путем фотографирования дна.

Измерения мощности океанических осадков сейсмоакустическими методами не противоречат изложенным данным. Результаты этих измерений показывают, что если в окраинных частях океанов (на аккумулятивных равнинах) мощность малоуплотненных осадков иногда достигает 2,5 *км* и больше [17], то в центральных его районах она обычно составляет в среднем всего 200—400 *м* и лишь изредка достигает 1—1,5 *км* [8, 12, 34, 43]. Таким образом, мощности осадков соизмеримы с амплитудами колебаний рельефа на дне океанических котловин. Отдельные измерения показывают полное отсутствие осадков.

Имеются основания полагать, что породы «второго слоя» (обладающие скоростями распространения звука порядка 2,1—5,5 *км/сек*), под-

[1] В данном случае речь идет о возрасте только рельефа, а не самих океанических котловин.

стилающие малоуплотненные осадки, представляют, в значительной своей массе, также нормальные осадочные отложения, претерпевшие консолидацию [8, 32], поэтому истинная мощность осадочной толщи на дне океана может быть в 1,5—2,5 раза больше. Однако с увеличением мощности осадочных линз между отдельными поднятиями неравномерность осадконакопления только возрастает.

Поскольку определений мощности осадочной толщи сейсмоакустическими методами пока очень мало, отдельные измерения (как и отдельные грунтовые пробы) в условиях сложного рельефа ни в коей мере не исключают возможности полного (иногда неоднократного) выклинивания осадков между соседними пунктами наблюдений. Таким образом, результаты сейсмоакустических исследований вполне допускают, а в отдельных случаях подтверждают прерывистость осадконакопления в глубоких океанических котловинах. Кроме того, сейсмоакустические исследования обычно дают осредненные и суммарные величины мощностей, и участки с выходами досовременных осадков не могут быть ими отмечены.

Серьезное обоснование прерывистости осадочного покрова на дне океана можно получить из анализа новейших материалов о скорости глубинных течений. Такие материалы дают инструментальные измерения течений на автономных буйковых станциях, а также наблюдения при помощи нейтральных поплавков [20, 46].При работах э/с «Витязь» в Тихом и Индийском океане путем инструментальных измерений на ряде буйковых станций было установлено, что даже на глубинах от 2000 до 5000 *м* скорости течений нередко составляют 10—25 *см/сек*. Близкие результаты были получены при помощи поплавков нейтральной пловучести в английских и американских экспедициях, причем в отдельных случаях скорость течения на глубине 4000 *м* достигала 42 *см/сек* [47].

Эти данные опровергают мнение тех исследователей, которые считают, что на больших глубинах океанов (свыше 4000 *м*) гидродинамические условия практически однообразны, и осадки поэтому плащеобразно облекают неровности дна [13]. В действительности же такое плащеобразное залегание осадков — явление более ограниченное, и процессы смыва и горизонтального переноса осадочного материала происходят на огромных глубинах океанов в больших масштабах, способствуя появлению и сохранению на крутых склонах и выступах дна обнаженных участков. В сущности говоря, и образование плоских абиссальных аккумулятивных равнин нельзя объяснить без допущения горизонтального перемещения материала в придонных слоях воды (независимо от того осуществляется ли оно медленными постоянно действующими течениями или быстрыми, эпизодическими суспензионными потоками). Абиссальные же равнины распространены на огромных глубинах океанов, в частности, на дне глубоководных океанических желобов (до 10—11 *км*).

Следует заметить, что на склонах глубоководных желобов также наблюдается чрезвычайно сложное, прерывистое распределение осадков. Здесь обильны выходы как твердых пород, так и древних осадков. Однако, поскольку этот вопрос уже неоднократно освещался [1, 25], мы на нем здесь не будет останавливаться.

Подводя итоги всему изложенному, мы неизбежно приходим к выводу, что на дне океана, не только в области подводных хребтов, но и в глубоких котловинах существует бесчисленное количество выходов твердых коренных пород и древних, досовременных осадков. Это — первая существенная черта неравномерности океанического осадконакопления. Причина ее лежит в морфологии, тектоническом строении дна, в особенностях глубинной циркуляции океанических вод и в малой и изменчивой скорости седиментации.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Вертикальная зональность осадконакопления выражается в закономерном изменении состава осадков по мере увеличения глубин океана независимо от расстояния до континентов и от их влияния на процессы седиментации [2, 6, 13]. Ниже будут кратко рассмотрены только некоторые вопросы вертикальной зональности распределения глубоководных осадков.

С колебаниями глубин изменяется прежде всего гранулометрический состав осадков. Это связано со сменой гидродинамических условий — над поднятиями дна воды находятся в более подвижном состоянии, чем над пониженными участками. Поэтому осадки на выступах дна, как правило, обладают более грубым гранулометрическим составом, чем в депрессиях между ними, что неоднократно отмечалось многими исследователями. В области крутых склонов, где обычно возникают наиболее сложные движения вод, а иногда донные оползни, изменения гранулометрического состава осадков носят особенно прихотливый характер.

Вместе с тем, следует подчеркнуть, что прямой связи между глубиной океана и гранулометрическим составом осадков не существует. Осадки с одной и той же размерностью частиц могут встречаться, в зависимости от гидродинамических условий, на самых разнообразных глубинах.

На поверхности океанических хребтов с сильно расчлененным рельефом колебания глубин приводят к резким и многократным изменениям гранулометрического состава осадков. В тропической и субтропической зонах океана, где в области подводных хребтов и валов чрезвычайно широко распространены фораминиферовые (глобигериновые) осадки, при любых сколько-нибудь значительных колебаниях глубин происходят изменения их гранулометрического состава в диапазоне от фораминиферовых песков до тончайших известковых илов. В последних раковины фораминифер находятся в измельченном состоянии. Подобная смена гранулометрического состава фораминиферовых осадков отмечалась неоднократно и, в частности, очень хорошо выражена в Индийском океане [3].

В области глубоких океанических котловин гранулометрический состав осадков с переходом от поднятий (абиссальных холмов) к депрессиям дна также испытывает изменения, но поскольку здесь преобладают более тонкие, преимущественно глинистые осадки, эти изменения обычно выражены в менее резкой степени. Следует заметить, что детальных аналитических данных об изменениях гранулометрического состава осадков на склонах абиссальных холмов пока очень мало.

Вещественный состав осадков с колебаниями глубин также претерпевает серьезные изменения. При этом, в отличие от гранулометрического состава, изменения вещественного состава осадков очень часто бывают приурочены к определенным глубинам.

В первую очередь это относится к изменениям содержания в глубоководных осадках карбоната кальция. Как было впервые установлено Мерреем и Ренаром [42] и затем подтверждено многими другими исследователями, в интервале глубин от 4000 до 5000—5500 *м*, а согласно новейшим данным, наиболее резко от 4300 до 4800 *м* [3, 15] карбонатные фораминиферовые илы почти повсеместно сменяются осадками бескарбонатными. В центральных районах океанов это глубоководные красные глины, радиоляриевые и местами диатомовые илы, в его окраинных частях, в частности в глубоководных желобах, преимущественно терригенные глинистые осадки. В области умеренных широт нижняя граница распространения карбонатных осадков местами поднимается до глубины 3500 *м*.

Закономерное падение карбонатности осадков в указанном интервале глубин связано с растворением известковых раковин пелагических фораминифер на дне океана в недосыщенных карбонатом кальция холодных глубинных водах. На критических глубинах 4500—4700 *м* в осадках неоднократно наблюдались явные следы распада раковин планктонных фораминифер.

В области подводных океанических хребтов, над которыми глубины в основном не превышают 4000—4500 *м*, изменения карбонатности осадков в связи с вертикальной зональностью поэтому, как правило, не могут быть велики. Но при переходе к большим глубинам (свыше 4000—4500 *м*), преобладающим в океанических котловинах, эти изменения отражаются на вещественном составе осадков самым существенным образом.

При этом важно подчеркнуть следующее обстоятельство. Если океаническая котловина со сложно расчлененным рельефом имеет среднюю глубину в пределах от 4000 до 5000 *м*, то на склонах почти любого сколько-нибудь крупного абиссального холма (высотой от нескольких сотен метров до километра и больше) должно происходить изменение карбонатности осадков (иногда в большом диапазоне — от 95—90% до долей процента, а в среднем на каждые 100 *м* по вертикали примерно на 1—10%). Материалы, собранные в Индийском океане э/с «Витязь», подтверждают сказанное. Во многих местах по окраинам Индийско-Австралийской и Центрально-Индийской котловин нами были отмечены в этом интервале глубин на подводных холмах и горах очень резкие колебания карбонатности осадков.

По подсчетам Коссина [36] зона глубин от 4000 до 5000 *м* занимает в Атлантическом океане 32,4% площади его дна, в Тихом — 37,7% и в Индийском — 38,9%, а в среднем для всех океанов — 36,6%. Но как следует из изложенного выше, в этой зоне свыше трех четвертей площади приходится на области дна с расчлененным рельефом. Отсюда нетрудно видеть, что резкие колебания карбонатности осадков, в связи с вертикальной зональностью их накопления, происходят на огромных пространствах дна. Если исключить зоны умеренных и полярных широт, где карбонатные илы имеют сравнительно небольшое развитие, то, по приблизительным подсчетам, резкие колебания карбонатности осадков должны осуществляться примерно на 20—25% общей площади дна океанов или более чем на одной трети площади занятой фораминиферовыми (глобигериновыми) осадками. Более постепенные изменения карбонатности осадков в связи с приближением к суше и со сменой климатических условий в данном случае в расчет не принимаются.

Параллельно с колебаниями содержания в осадках $CaCO_3$ изменяется содержание в них терригенного и вулканогенного материала, аутигенного кремнезема (слагающего радиолярии и диатомовые), железа, марганца и ряда других компонентов, поскольку карбонат кальция является «разбавителем» их в осадках. Одновременно меняются также темпы накопления и мощности осадков. Известно, что средняя скорость отложения фораминиферовых илов в несколько раз больше, чем глубоководных красных глин, и что карбонатные илы, по определениям Хамильтона, в восточной части Тихого океана [32] имеют мощность примерно в два раза бо́льшую, чем красные глины.

Таким образом, вертикальная зональность осадконакопления в условиях расчлененного рельефа океанического дна обусловливает резкую изменчивость на коротких расстояниях многих наиболее характерных черт осадков, т. е является вторым важнейшим фактором неравномерности их распределения.

Если же учесть, что в условиях сложного донного рельефа вертикальная зональность сочетается с прерывистостью осадконакопления, эта неравномерность выступает еще более выпукло.

ОТЛОЖЕНИЯ СУСПЕНЗИОННЫХ ПОТОКОВ

Третьим важнейшим фактором неравномерности распределения глубоководных океанических осадков является деятельность суспензионных потоков.

Суспензионными, мутьевыми или турбидными потоками (turbidity currents) называют потоки мутной воды, стекающей вниз по склонам в связи с большой плотностью, обусловленной высоким содержанием взвешенных частиц.

Суспензионным потоком и их геологической деятельности (эрозия, транспортировка, накопление осадков) посвящена огромная литература. Составленный недавно Кюненом список работ по этому вопросу (по-видимому, неполный) включает около 400 названий. Наиболее подробный обзор современных представлений об осадко-образующей роли суспензионных потоков можно найти в работах Кюнена [37], Хизена [33—35], Менарда [41] и Шепарда [48]. В разрезе данной статьи нам хотелось бы обратить внимание только на некоторые черты распределения отложений суспензионных потоков.

Образование суспензионных потоков связывают с различными факторами — с донными оползнями и обвалами, с сильными паводками впадающих в море рек, с взмучиванием осадков на мелководьях волнами цунами, а также волнениями, вызванными ураганами, иногда с вулканическими извержениями. Особенно большое значение придается оползням, возникающим при подводных землетрясениях В качестве классического примера обычно приводится случай землетрясения 1929 г., в районе Большой Нью-Фаундлендской банки, породивший мощный суспензионный поток, который вызвал последовательные разрывы трансатлантических кабелей [28, 34].

В суспензионные потоки вовлекаются огромные массы осадочного материала, которые затем переносятся на большие расстояния (многие сотни миль) и, постепенно выпадая на дно, обычно образуют слои относительных грубых осадков (пески, алевриты). Такие слои, различной мощности (от долей сантиметра до метра и более), как правило, с характерной сортировкой зерен по вертикали, широко распространены в океанических осадках. При этом они чаще встречаются не на поверхности дна (как в случае отложений потока у Гранд Банк), а в подповерхностных горизонтах, свидетельствуя об усилении активности суспензионных потоков в плейстоцене.

Наибольшее распространение отложения суспензионных потоков имеют по окраинам океанов в области абиссальных аккумулятивных равнин. Это обстоятельство, а также частое нахождение здесь образованных этими потоками узких долин, по мнению ряда исследователей [26, 35, 40], указывает на то, что в формировании аккумулятивных равнин существенную роль играла деятельность суспензионных потоков. Реже подобные отложения наблюдаются в центральных частях океанов у подножий подводных возвышенностей и хребтов.

Следует отметить, что прослои в пелагических осадках вулканических пеплов также нередко обладают вертикальной сортировкой, но их обычно легко отличить по минералогическому составу.

При работах э/с «Витязь» в Индийском океане типичные отложения суспензионных потоков, представленные многочисленными прослоями полимиктовых слюдистых песков и алевритов, были встречены нами в целом ряде длинных колонок на аккумулятивных равнинах в Сомалийской котловине, в Аравийском море, в Бенгальском заливе и в смежной к последнему части Индийско-Австралийской котловины на глубинах до 5 *км*.

По самой природе суспензионных потоков (эпизодичность, изменчивость направлений и скорости) отложения их распространены весьма

неравномерно. Это подтверждается тем, что при повторных спусках грунтовых трубок на одних и тех же станциях неоднократно отмечалась невыдержанность отдельных прослоев этих осадков.

Таким образом, если характер рельефа абиссальных аккумулятивных равнин относительно прост и не дает тех явных примеров прерывистости и вертикальной зональности осадконакопления, о которых говорилось выше, то условия образования и строение осадочной толщи этих котловин показывают, что неравномерность океанической седиментации имеет место и здесь, причем не только в пространстве, но и во времени.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ПРИМЕРЫ НЕРАВНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОСАДКОВ

Из числа других примеров неравномерности глубоководного осадконакопления следует указать на распределение продуктов вулканической деятельности, грубообломочного материала айсбергового, ледового и водорослевого разноса, а также железо-марганцовых конкреций. Остановимся на этих примерах кратко.

Источниками поступления на дно продуктов вулканизма являются как наземные, так и подводные вулканы. Современная эпоха характеризуется относительным ослаблением подводной вулканической деятельности, в предшествующие эпохи она проявлялась более интенсивно, на дне океана существовало большое количество вулканических очагов, ныне прекративших свою деятельность. Поэтому во многих районах вдали от центров современного вулканизма в глубоководных осадках встречаются прослои вулканических пеплов, часто весьма невыдержанные по мощности и простиранию, а также рассеянный пирокластический материал. Из продуктов современного вулканизма наиболее неравномерно рассеяна галька пемзы, переносимая течениями на огромные расстояния и встречающаяся в глубоководных осадках почти повсеместно.

Грубообломочный материал, разносимый айсбергами и льдами, встречается, как и пемза, в осадках самого различного типа и на разных глубинах, но ограничен в распространении определенными климатическими границами, которые во времени неоднократно претерпевали смещения. Площадь дна, покрытая рассеянным грубообломочным материалом ледового и айсбергового разноса, составляет около 25% общей площади дна Мирового океана.

Железо-марганцовые конкреции представляют яркий пример неравномерности распространения осадков в глубоких котловинах океана, занятых красными глинами. Дночерпательные пробы, результаты тралений и фотографирования дна показывают, что железо-марганцовые конкреции, будучи развиты на огромных пространствах океанического дна, в то же время имеют исключительно сложное, пятнистое распределение, причины которого пока еще далеко не выяснены. Обращает на себя внимание приуроченность наиболее обильных скоплений конкреций к участкам дна с расчлененным рельефом и малой скоростью седиментации. Существенную роль в пятнистом распределении конкреций, по-видимому, играют также диагенетические процессы.

В заключение необходимо указать, что неравномерность распределения глубоководных океанических осадков, обусловленная сложностью подводного рельефа, деятельностью придонных течений и суспензионных потоков и другими перечисленными выше факторами, определяет мозаичность распространения на океаническом ложе и донной фауны, на что недавно обратила внимание Соколова [19]. Суспензионные потоки являются, в частности, одним из источников поступления в пелагические осадки органического вещества. В свою очередь донные жи-

вотные оказывают влияние на некоторые характерные черты глубоководных осадков, на их структурные и текстурные особенности (например, жизнедеятельность илоедов), тем самым усугубляя их неоднородность.

ВЫВОДЫ

Состав и мощности глубоководных океанических осадков претерпевают наряду с постепенными изменениями, связанными с удалением от суши и со сменой гидрологических условий, иные, часто более резкие изменения, проявляющиеся на сравнительно небольших расстояниях.

Сложность рельефа океанического ложа, как в области подводных хребтов, так и в глубоких котловинах, определяет чрезвычайно широкое распространение на дне выходов твердых пород (и древних осадков), т. е. прерывистость современного осадочного покрова. Одновременно с этим большие колебания глубин обусловливают вертикальную зональность осадконакопления, которая отражается как на гранулометрическом, так и на вещественном составе осадков. Сочетание прерывистости и вертикальной зональности осадконакопления в условиях сложного донного рельефа приводит к большой неравномерности в распределении глубоководных осадков. Поскольку же области с расчлененным рельефом занимают на ложе океана значительно бо́льшие площади, чем аккумулятивные равнины, неравномерность осадконакопления следует рассматривать, как одну из наиболее характерных черт океанической седиментации.

В пределах абиссальных аккумулятивных равнин также существует неравномерность осадконакопления, обусловленная главным образом деятельностью суспензионных потоков.

Вулканизм, ледовый и водорослевый разнос обломочного материала, жизнедеятельность донных организмов, диагенетические процессы на дне усугубляют неоднородность глубоководных осадков.

Оценивая влияние на седиментацию всех перечисленных факторов нельзя не прийти к выводу, что изменчивость глубоководных осадков в пространстве оказывается в большинстве случаев значительно более резкой по сравнению с изменчивостью гидрологических, химических и биологических характеристик в поверхностных водах океана, ибо осадки нередко существенно меняют свой состав и другие свойства на протяжении немногих миль и даже сотен и десятков метров. Это следует учитывать при планировании экспедиционных исследований.

Вместе с тем, неравномерность глубоководного осадконакопления требует дальнейшей разработки методов картирования океанических осадков, в частности, способов изображения выходов твердых пород. Совершенно ясно, что при нанесении на карты только тех выходов, которые фиксируются грунтодобывающими приборами, нельзя, даже в первом приближении, отразить действительную сложную картину их размещения на дне.

Для более глубокого изучения вопросов неравномерности глубоководного осадконакопления необходима постановка специальных, весьма детальных геологических (а также геохимических и геофизических) исследований, в первую очередь, на некоторых ограниченных по площади «полигонах» в разных геоморфологических условиях (материковый склон, глубоководные желоба, океанические валы и хребты, котловины с различным характером донного рельефа, отдельные горы и холмы, зоны разломов и т. д.). При проведении этих исследований необходимо, в частности, производство инструментальных измерений придонных течений. В свете всего вышеизложенного намеченная задача представляется весьма актуальной и перспективной. Опыт системати-

ческих наблюдений даже на отдельных длительных станциях и полигонах [21] это подтверждает.

Новые представления о неравномерности глубоководного осадконакопления должны учитываться и при восстановлении палеогеографических условий древних морских и океанических водоемов. Во всяком случае, теперь становится ясным, что прежние представления о монотонности, однообразии океанической седиментации должны быть оставлены.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л., 1955. Донные отложения Курило-Камчатской впадины, Тр. Ин-та океанологии АН СССР, **12.**
2. Безруков П. Л., 1959. Некоторые проблемы зональности осадконакопления в Мировом океане, Preprints Intern. Oceanogr. Congr. Washington.
3. Безруков П. Л., 1961. Исследования донных осадков северной части Индийского океана, МГГ, Океанол. иссл., № 4.
4. Безруков П. Л., 1961. Иссл. Индийского океана в 33-м рейсе э/с «Витязь», Океанология, № 4.
5. Безруков П. Л. и Удинцев Г. Б., 1955. О северном окончании подводного Гавайского хребта, Докл. АН СССР, 103, № 6.
6. Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С., 1961. Карта донных осадков Мирового океана, Тр. Ком. осад. порол. Современные осадки океанов и морей.
7. Живаго А. В., 1960. Тектоника и геоморфология дна южной части Индийского океана, Межд. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. Советск. геологов, Проблема 10, Морская геология.
8. Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б., 1961. Мощность донных отложений в океане, Тр. Ком. осад. пород. Современные осадки океанов и морей.
9. Зенкевич Н. Л., 1960. Фотокамеры для съемки дна на больших глубинах, Тр. Ин-та океанологии АН СССР, **44.**
10. Зенкевич Н. Л. 1961. Новые данные о рельефе дна северо-восточной части Тихого океана, Тр. Ин-та океанологии АН СССР, **45.**
11. Канаев В. Ф., 1960. Новые данные о рельефе западной части Тихого океана, МГГ, Океанологические исследования, № 2.
12. Ковылин В. М., 1961. Результаты сейсмоакустических исследований к востоку от Африки в районе острова Занзибар и в Центральной части Индийского океана, Океанология, № 3.
13. Леонтьев О. К., 1955. Геоморфология морских берегов и дна, Изд. МГУ.
14. Лисицын А. П., 1960. Осадкообразование в южных частях Тихого и Индийского океанов, Межд. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. советск. геологов, Проблема 10, Морская геология.
15. Лисицын А. П., 1961. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной части Индийского океана, Ком. осад. пород. Современные осадки океанов и морей.
16. Лисицын А. П. и Живаго А. В., 1958. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2 и 3.
17. Непрочнов Ю. П., 1961. Мощность осадков котловины Аравийского моря Докл. АН СССР, **139,** № 1.
18. Петелин В. П., 1960. О донных осадках западной части Тихого океана, МГГ, Океанол. иссл., № 2.
19. Соколова М. Н., 1960. О некоторых особенностях распространения биоценозов ложа северо-западной части Тихого океана, Тр. Ин-та океанологии АН СССР, **34.**
20. Сысоев Н. Н., 1959. О течениях в океане, Докл. АН СССР, **125,** № 5.
21. Сысоев Н. Н., 1961. К изучению придонной зоны в океане, Докл. АН СССР, **137,** № 3.
22. Удинцев Г. Б., 1959. Исследования рельефа дна морей и океанов, Сб. «Успехи в изучении океанических глубин (Итоги науки. Достижения океанологии»), **1.**
23. Удинцев Г. Б., 1960. Рельеф дна и тектоника западной части Тихого океана, Межд. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. советск. геологов, Проблема 10, Морская геология.
24. Удинцев Г. Б., 1960. О рельефе дна западной части Тихого океана, МГГ, Океанологические исследования, № 2.
25. Bezrukov P. L., 1959. Sediments of trenches in the north-western Pacific, Ecologea Geol. Helv. **51,** № 3.
26. Dietz R. S. 1953. Possible deep-sea turbidity current channels in the Indian ocean, Bull. Geol. Soc. America, **64,** № 3.
27. Dietz R. S., Menard H. W. and Hamilton E. L., 1954. Echograms of the Mid-Pacific Expedition, Deep-Sea Res, **1,** № 4.

28. Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C., 1955. Sediment deposition in the Atlantic, Geol. Soc. America, Special Paper, **62**.
29. Ericson D. B., Ewing M., Wollin G., Heezen B. C., 1961. Atlantic deep-sea sediment cores. Bull. Geol. Soc. America, **2**.
30. Hamilton E. L., 1954. Upper Cretaceous, Tertiary and Recent planctonic Foraminifera from Mid-Pacific flat-topped seamounts, J. Paleontol, **27**.
31. Hamilton E. L., 1956. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains, Geol. Soc. America, Mem., **64**.
32. Hamilton E. L., 1959. Thicknees and consolidation of deep-sea sediments, Bull. Geol. Soc. America, **70**, № 11.
33. Heezen B. C., 1959. Dynamic processes of abissal sedimentation: erosion, transportation and redeposition on the deep-sean floor, Geophys. J. Royal Astronomical Soc., **2**, № 2.
34. Heezen B. C., Ewing M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the grand Banks earthquake. Amer. Sci., **250**.
35. Heezen B. C., Tharp M. and Ewing M., 1959. The floor of the oceans. Part I. The North Atlantic. Geol. Soc. America, Special, Paper, **65**.
36. Kossina E., 1921. Die Tiefen des Weltmeeres, Veroff. Ints. Meereskunde N. F. H. 9. B. S. 9.
37. Kuenen Ph. H. and Menard H. W., 1952. Turbidity currents, graded and non-graded deposits, J. Sediment., Petrol., **22**, № 2.
38. Menard H. W., 1952. Deep ripple-marks in the sea, J. Sediment. Petrol., **22**.
39. Menard H. W., 1956. Archipelagic aprons, Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **40**, № 9.
40. Menard H. W., 1959. Geology of the Pacific sea floor. Experientia, XV, № 6.
41. Menard H. W., 1955. Deep channels, topography and sediment., Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, **39**, № 2.
42. Murray I. and Renard A., 1891. Deep-sea deposits, Report of the Sci. Res. of the voyage of H. M. S. «Challenger», 1871—1876.
43. Raitt R., 1956. Seismic studies refraction of the Pacific ocean basins, Bull. Geol. Soc. America, **67**, № 12.
44. Riedel W. R. and Bramlette M. N., 1959. Tertiary sediments in the Pacific ocean basin, Preprints Intern. Oceanogr. Congr. Washington.
45. Ruegg W., 1960. An Intra-Pacific ridge, its continuation onto the Peruvian Mainland and its bearing on the hypothetical Pacific landmass, Internat. Geol. Congr. Report of the XXI session, part X, submarine geology. Copenhagen.
46. Swallow I. C., 1957. Some further deep current measurements using neutrally—buoyant floats. Deep-Sea res., **4**, № 2.
47. Swallow M., 1961. Deep currents in the open ocean, Oceanus, VII, № 3.
48. Shepard F. R., 1959. Turbidity currents and erosion of the deep-sea floor, Preprint. Intern. Ocean. Congr. Washington.
49. Wiseman J. D. H., 1937. Basalts from the Carlsberg ridge, Indian ocean. John Murray Expedition, III, № 1.
50. Wiseman J. D. H., Riedel W. R. 1960. Tertiary sediments from the floor of the Indian Ocean, Deep-Sea res., **7**, № 3.

Поступила в редакцию
5.X.1961

MICRORELIEF ON

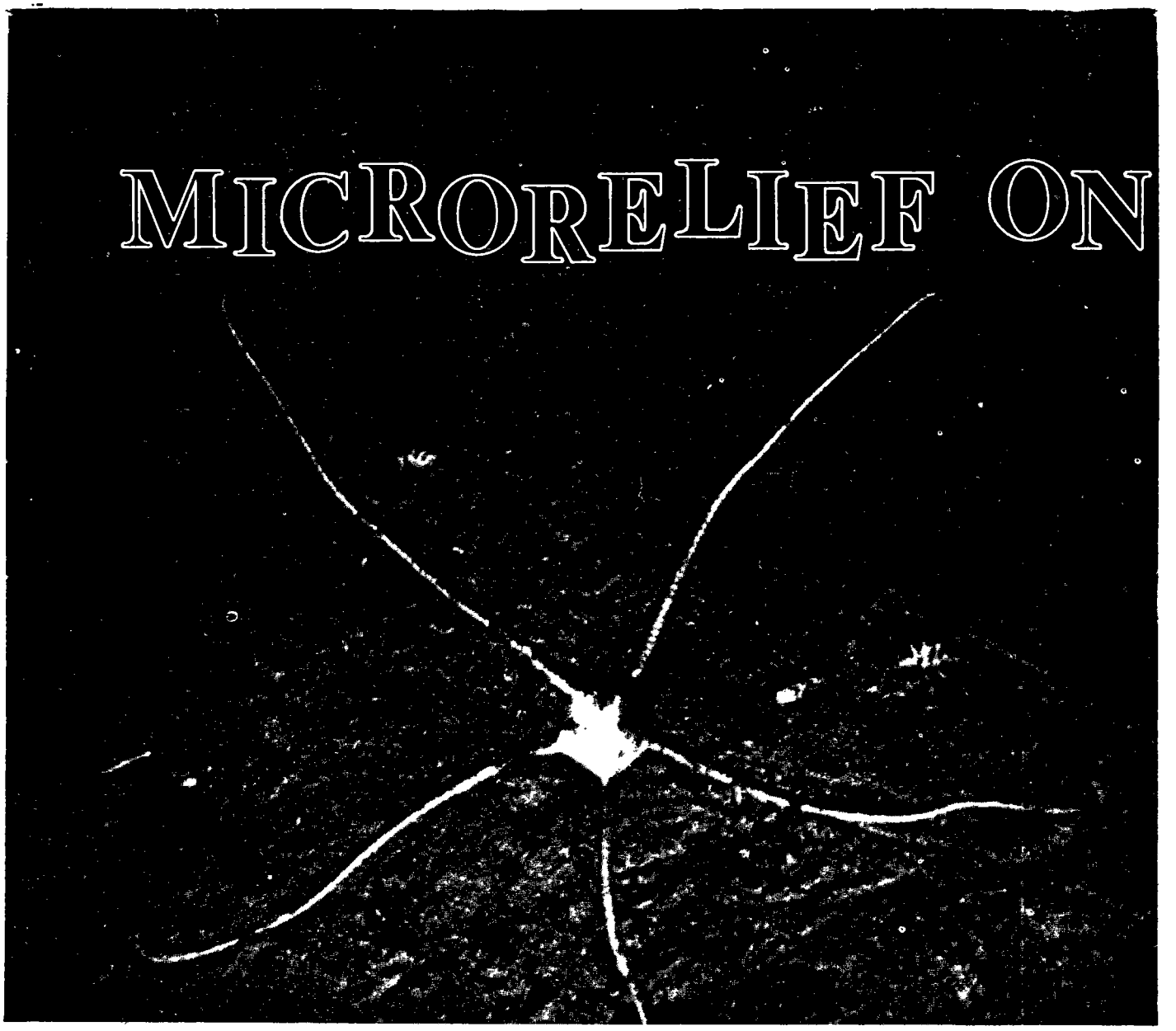
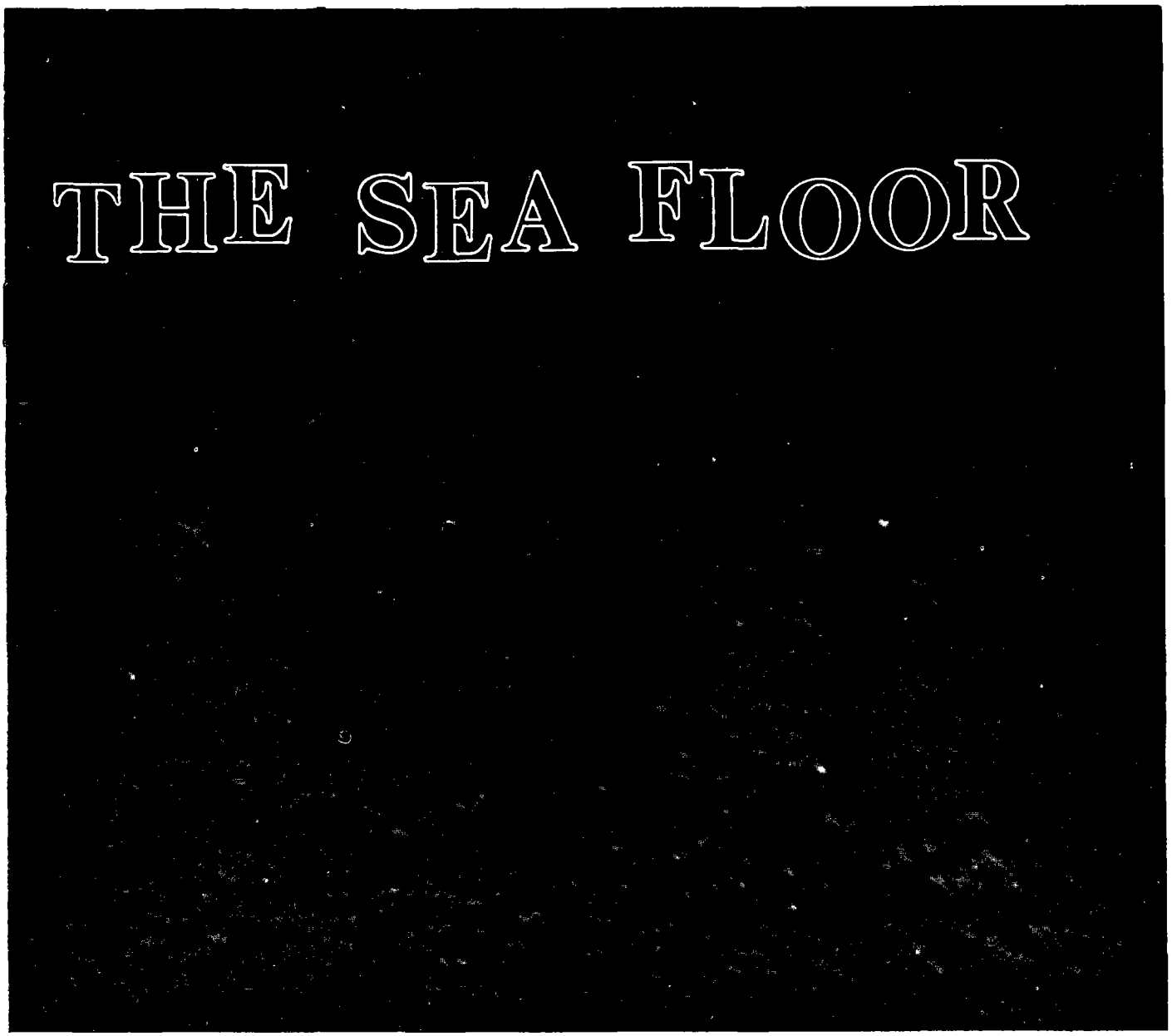


FIGURE 1. Sunda Sea Basin, North of Sumbawa, Indonesia. The churned mud bottom shows a large brittle star and numerous small spiny sea cucumbers. The sediment-water interface is a sharp contact surface showing scratches, tracks, and grooves made by crawling and burrowing organisms. The camera shot at a depth of 2090 meters took in a one square meter area (only one-half of this area is shown).

Reprinted from: *The Science Teacher*, vol. 28, no. 6, October 1961.
(Copyright 1961 by the National Science Teachers Association, 1201 Sixteenth Street, N.W., Washington 6, D.C.)

SINCE the beginning of history the floor of the deep sea has been considered by man as a dark and mysterious realm and virtually inaccessible to his view. Actually, the millions of tons of sea water that guard this region have done it effectively until just recent times. For the early mariner sailing the seas in search of economic trade, only the upper layers of the oceans and the shallow coastlines, channels, bars, inlets, and harbors near the shore were of immediate concern. His curiosity, concerning knowledge of the deeper areas although evident, was limited by the instruments available;

THE SEA FLOOR



By CARL J. SHIPEK

Oceanographer, U.S. Navy Electronics Laboratory, San Diego, California

in particular, the use of a relatively short length lead-weighted sounding line. Occasional samples of harbor and coastal muds adhering to this lead weight served to help locate his vessel and keep it in safe waters. Beyond this, there was no application.

Early scientific explorers developed a tremendous respect for the vast ocean with its wind-stirred surface that continually hindered efforts to penetrate the deeper areas. Position-finding methods were, at first, primitive and this, together with poor depth-finding and bottom-sampling equipment, limited investigations to shoal areas and to the continental fringes of the oceans. By 1872, however, successful methods of dredging and sampling at great depths had been developed. They were fully utilized during the oceanographic research expedition on the ship,

The author-photographer was assigned to the U. S. Navy research expedition "Monsoon" to the Indian Ocean during 1960-61. The group operated from the Research Vessel, "Argo," of Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California. Illustrated are the first published photographs made during the expedition.

The oceanographer, Mr. Shipek, first came to the attention of the editors when he received one of the Bausch and Lomb Photogrammetric Awards at the Twenty-sixth Annual Meeting of the American Society of Photogrammetry (1960) for his outstanding work of camera survey of the deep.

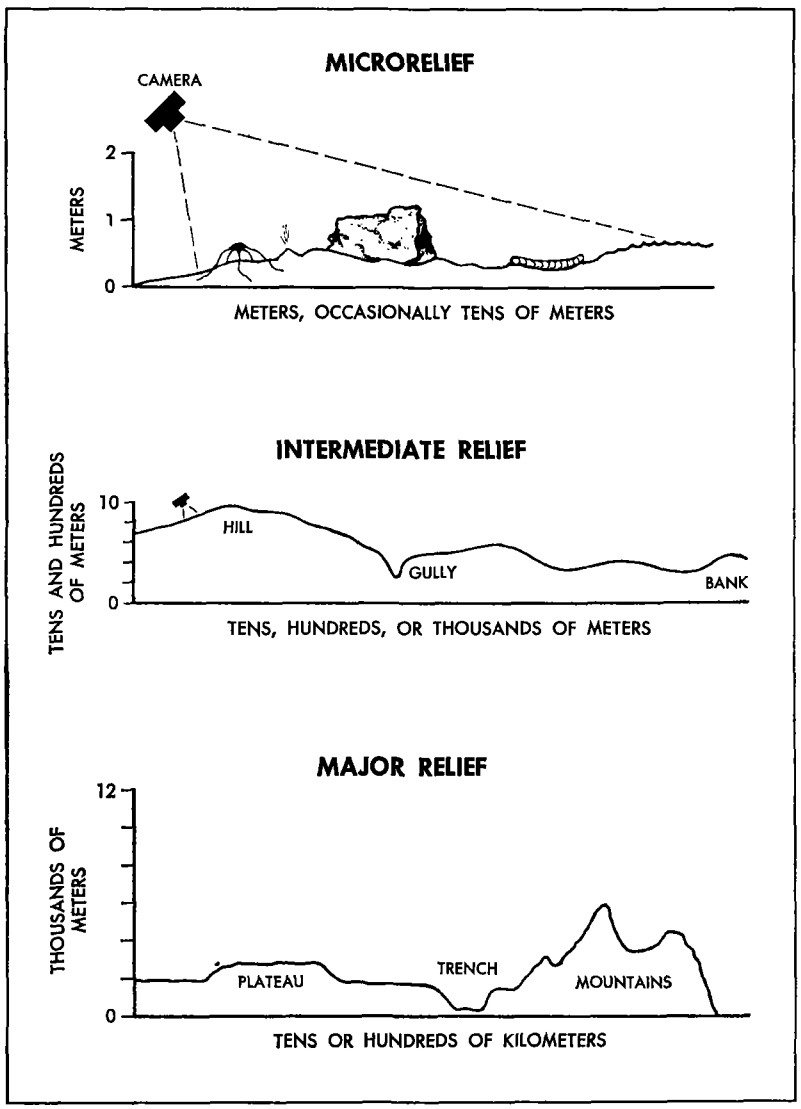


FIGURE 2. Microrelief, Intermediate Relief, and Major Relief.

Challenger, sailing that year, and many marvelous objects including manganese nodules, sharks teeth, whale earbones and other items were brought up from depths in excess of 5000 meters (16,405 feet). These discoveries were of considerable scientific value and tremendously stimulated man's growing interest in the water depths yet unknown. A number of such oceanographic expeditions each with successively better equipment, and larger research vessels, followed to pave the way for modern research programs.

Of all the many instruments developed to assist the deep-sea explorer, the Echo Sounder was perhaps the most important. Utilizing the speed of sound and its function in water, or the action of radar in air, this instrument was able to record continuous profiles of sea floor relief. For the first time topographic features in the deep ocean could be delineated and mapped for general use. This put an end to archaic and superstitious beliefs of bottomless deeps, trenches, holes, and featureless expanses of smooth sea floor. In addition, this was the first time that the actual change from water to sediment could be traced through all submarine environments and especially down into deep water. To examine this underwater boundary more completely, some means of photographic observation were needed. During World War II some underwater photographic equipment had been developed to search for and identify military targets beyond the reach of divers. Lowering of equipment was limited to shoal areas, but a few scientists saw the potential of an effective deep-sea camera.[1] By 1950 special cameras had been designed and constructed to investigate the properties of unconsolidated sediments, and to study the physical, biological, and chemical processes going on at the sea bottom and in the waters overhead. A wide variety of sea floor environments was examined photographically with the special newly made cameras in select areas of the Pacific Ocean. Recently, a number of sea floor areas in the Indian Ocean were photographed with cameras giving both single shot and stereo coverage. The measurable surficial relief (microrelief), resulting from bottom current activity, benthonic animal churning in soft sediment, and the precipitation of manganese crusting and nodules, was measured and compared to similar relief on the floor of the Pacific Ocean. A selected group of photographs taken from the ocean bottom are being published to show the microrelief which was found. This discovery is expected to facilitate in the probing of "inner space." Through the newly developed camera (analogous to the rocket vehicle for space) and the deep diving bathyscaphe, unknown depths of yesterday are now being explored. The oceanographic information uncovered may lead more to the utilization of the ocean depths for resources now needed in everyday living, as well as for military and economic purposes.

Transition from Water to Sediment

Until recently, many scientists believed that the transition from water to sediment in the deep oceans was a "soupy" zone of organic and inorganic materials gradually grading downward from clear water into semiconsolidated sediments. The Deep-Sea Camera has dispelled this belief, and the recent photographs show that this zone is actually a plane (area) of sharp contact (Figure 1). We, therefore, can

[1] Henry W. Menard. "Deep Ripple Marks in the Sea." *Journal of Sedimentary Petrology*, 22:3-9. March 1953.

define the sediment-water contact as the irregular but definite plane of demarkation or discontinuity that lies between the overhead waters and the materials making up the sea floor. This plane is also called the "interface." It has been found too, that often recently deposited sediments grade evenly downward into consolidated sediments of older age. Sometimes current or wave washed deep-sea surfaces have been cleaned of fine materials leaving behind coarse sediments or gravels called "lag" deposits. The camera has revealed also bare bedrock lying exposed at great depths. Below 200 meters, a region of nearly total darkness extends to the sea floor except for infinitesimal amounts of light emanating from pelagic fishes and other creatures with small organic light cells like fireflies. Unless used for sensing requirements, this light is insufficient for practical photographic use. Thus all deep-sea cameras should be provided with their own artificial light sources.

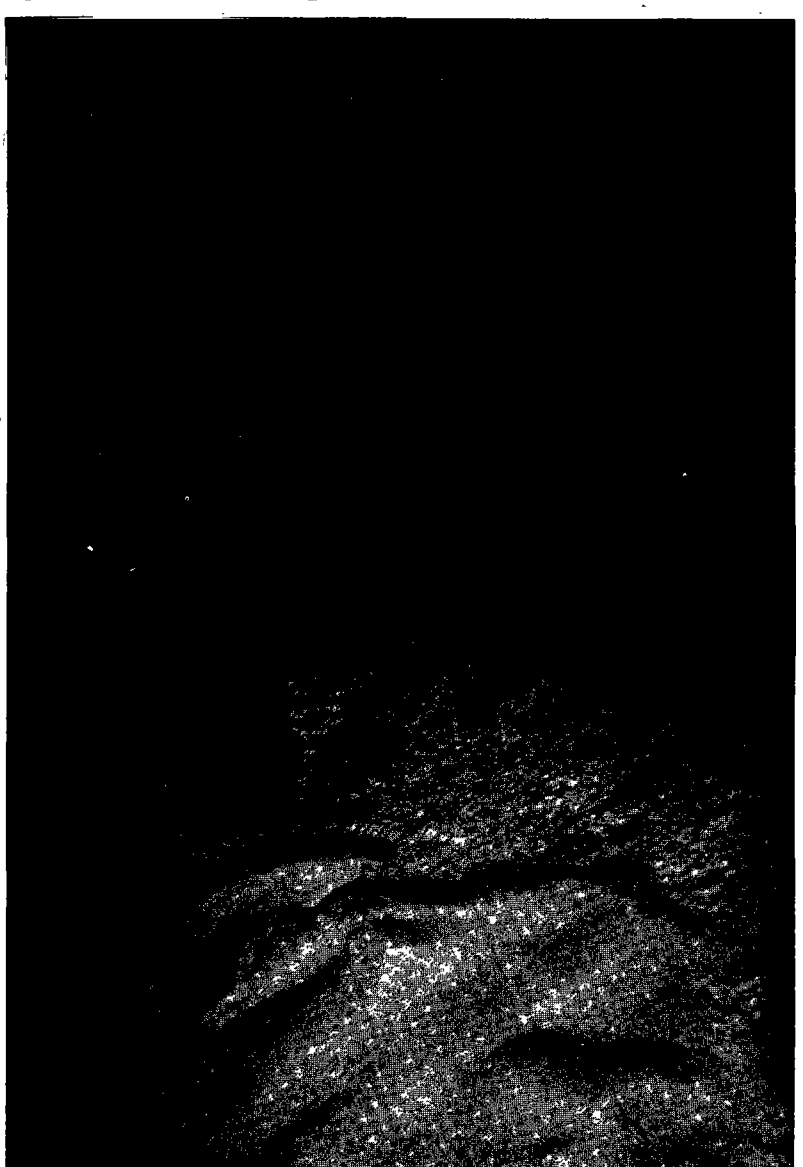
For the photographer, these points are made. Provided that the sediment at the interface is not stirred up before photographs are taken, target distances will normally vary from approximately two to four meters for present-day cameras. (High attenuation of light by absorption and scattering in sea water limits photography to these distances.) The type of camera lens utilized will determine the angular coverage and resulting target area. Normally, a semi-wide angle lens, set at two meters underwater, thirty degrees from the vertical, will give a subject coverage of approximately two square meters. This coverage can be increased to approximately six square meters by increasing the target distance to about four meters or by changing the target angle to about ten degrees from the horizontal. Water immediately above the interface in the deep oceans is somewhat more transparent than coastal water at shoaler depths, but even in the clearest water, with powerful lights for illumination, photography is limited to relatively short distances, and thus can include only small areas of coverage.

We must remember that the interface extends from the shallow littoral environments to the abyssal depths and through all bodies of water. For the camera, with coverage capacities described, to photograph the complete interface is of course an impossible task. Selection of study areas is therefore extremely important to obtain useful data. To properly examine the microrelief of the interface, we must first define the topographic relief that extends for thousands of miles underwater. Basically, submarine relief may be divided into three types (Figure 2).

Major relief naturally encompasses the larger earth features of great extent such as deep trenches, high plateaus, rises, isolated mountains, and widespread topographic highs. They are all measured horizontally in tens or hundreds of kilometers and thousands of meters vertically. These features are many times too large to be photographed with the deep-sea camera.

Intermediate relief describes the smaller topographic features such as low hills, valleys, channels, levees, gullies, banks, and small canyons that may

FIGURE 3. Western Indian Ocean. The upper surface of a topographical high, at a depth of 2810 meters. Large ripple marks, formed in coarse sand and cross-rippled by weaker oscillatory currents, may be seen. Note the accumulation of coarser particles in the troughs of the large ripple marks. (The photograph area is approximately three square meters.)

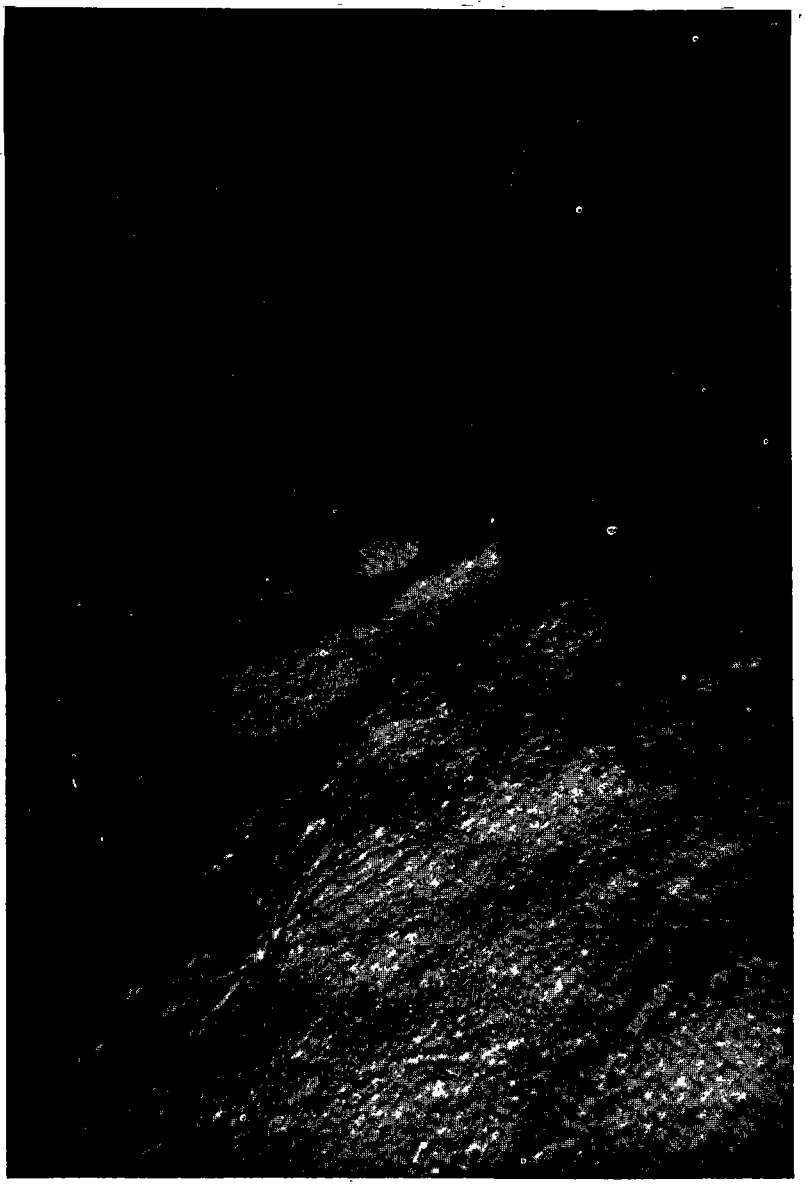


be part of major features. Measured horizontally in tens, hundreds or thousands of meters, and vertically in tens and hundreds of meters; these minor features are still too large to be photographed in their entirety with underwater cameras.

Microrelief, as mentioned in a previous paragraph, describes the very small, surficial, topographic features that are superimposed on both major and minor relief and are distinguishable by examination of bottom photographs, and the surfaces of undisturbed sediment samples. Microrelief is usually the direct result of the natural processes working on bedrock and sediments at the interface and is measured horizontally in meters and tens of meters, and vertically in centimeters and meters. Although varying considerably, microrelief is all inclusive and extensive, whereas intermediate and even major relief features may be localized or extremely discontinuous.

The natural processes mentioned above are best divided into physical, biological, and chemical forces. Singly, together, or in opposition, they operate endlessly to determine the microrelief.

FIGURE 4. Central Indian Ocean. At a depth of 1740 meters, large bottom mound is seen surrounded by peculiar current scour pits. Note the small mounds in the lower left-hand corner with sutured crests. The radial pattern nearby is a grooved search pattern left by a worm which has come out of the central hole looking for food. (The photograph area is approximately three square meters.)



Physical Processes

These processes usually comprise the discontinuous effects of deep translatory or oscillatory currents on bottom-forming materials. Extremely fine-grained sediments such as clay and soft ooze are not easily moved by bottom currents regardless of velocity; but fine sands, grading through coarse sands, and granules can be rippled by currents having a velocity of approximately *30 to 90 cm/sec* (about 0.7 to 2.0 mph). Numerous ripple marks like those shown in Figure 3 are the result of this type of action which is common on submarine highs, seamounts, marine terraces, and other similar features where currents are found. At velocities much above 90 cm/sec, ripple marks disappear even in the very coarse sands. Current and wave action of submarine origin disturbs and sorts sand grains of different specific gravities and moves enormous quantities of fine-grained materials down slope into deeper waters for redeposition.

Biological Processes

When bottom materials are soft and rich in organic matter, benthonic (bottom dwelling) organisms are numerous at and below the interface. They churn and disrupt the normal deposition of sediments in their search for food. Crawling, burrowing, and plowing creatures probably cause the greatest overturning of recently deposited sediments (see Figures 4 and 5). Worms that burrow below the surface of the bottom leave mounds and holes, or while crawling at the interface, digest clay, ooze, or sand directly. They sort out the contained organic materials internally leaving fine, irregular trails and piles or ribbons of excrement. Gastropods, or snail-like animals, crawl at the surface and form typical plow trails. Echinoids (sea urchins), ophiuroids (brittle stars), and various species of crustaceans (mostly decapods, crabs and shrimp) crawl or walk along on

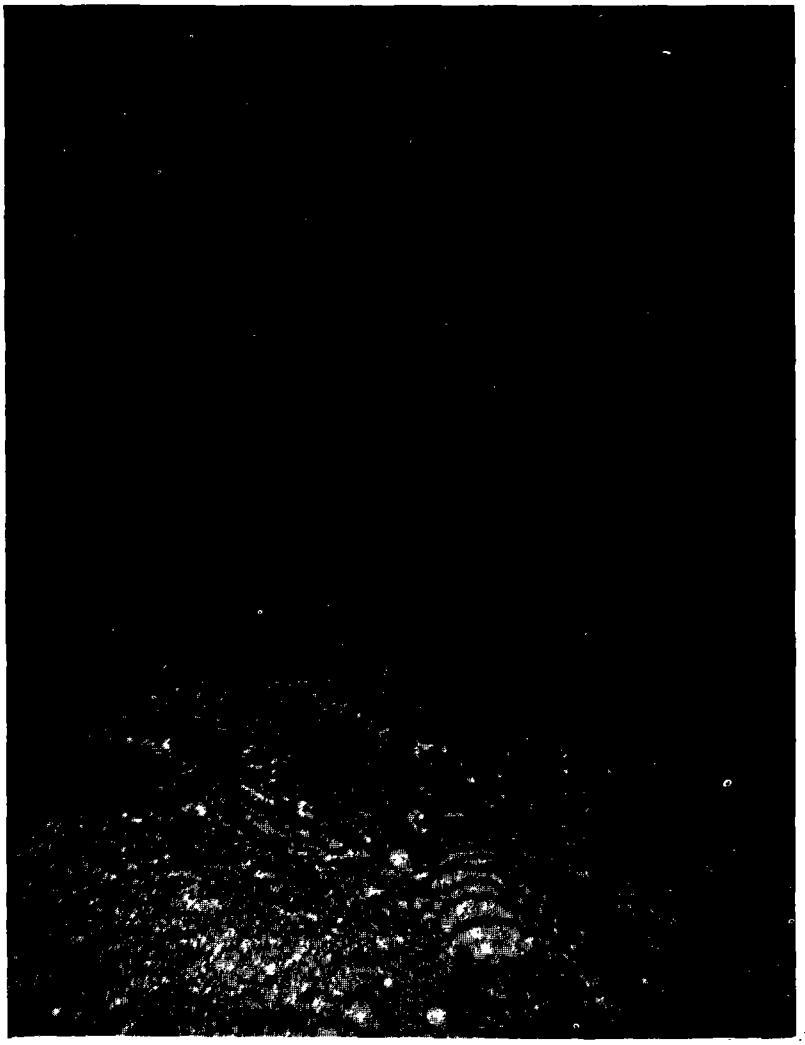


FIGURE 5. Indian Ocean. Location in the northeast of Cocos Keeling. Depth 5100 meters. The churned red clay bottom is marked by typical mounds, a worm, and worm excrement. The origin of the two spherical balls is not known, but they are believed to be Ascidians (low form of spherical invertebrate having only gill slits and attached to the bottom). Study of these various forms leads to new knowledge of underwater life. (The photograph area is approximately three square meters.)

the bottom leaving scratches, grooves, marks, etc. At times, such animal activity assists currents and waves in the down-slope movement of materials to deeper water. It is not uncommon for current or wave action to completely destroy tracks, trails, and marks as rapidly as they are formed by organisms.

Chemical Processes

Mineral-rich waters passing over the sea floor under the influence of high oxygen content at critical temperatures lead to the precipitation of iron and manganese oxide nodules at the interface.[2] Measurable microrelief results from the growth of these nodules; sometimes they coalesce to create irregular patches of nodular material on the sea floor (Figure 6).

When rates of sediment accumulation are relatively high with respect to rates of chemical precipitation, the nodules are masked by sediment accumulation. When the converse is true, the dark nodules will stand out in sharp contrast and microrelief which is apparent above the interface.

Interpretation of Photographs

A successful camera survey of a sea floor area depends upon accurate and imaginative photo interpretation. Because of the relative inaccessibility of the sea floor and the expense and physical difficulty in actually procuring the bottom photographs, it is vital to carefully decipher all visible photographic targets by measurements and comparison with known information, based on studies of environmental specimens. For reasons of economy alone it is necessary to extract the last iota of useful information.

Wave studies along our coasts and studies of currents in flumes have produced considerable information of value and provide a basis for comparison on the movement of sediments underwater.[3] Thus the photographic disclosure of symmetrical ripple marks in a medium sand at a depth of 2000 meters tells the scientific investigator that an oscillatory current with a velocity of approximately *40 to 50 cm per/sec* is thus probably producing the ripple pattern visible in the photograph. Knowing that medium sand has a ripple index of about 15,

$$\left(\text{Ripple Index} = \frac{\lambda \text{ wave length}}{\text{N wave height}}\right),$$

a ripple mark having a measured wave length of 38 cm will have a wave height of 2.5 cm.

If both wave length and wave height can be measured in a photograph, the Ripple Index can be calculated, which in turn will give the grain size of the rippled sand and the velocity at which the ripple formed.

Knowing also that there are minimum and maximum velocity values above which and below which sand grains cannot be moved by a current, it is possible by photographic interpretation to predict grain sizes from wave lengths and the velocities of unseen currents moving over the sea floor. If ripple marks are asymmetrical in shape, the current has come from one direction only or is stronger in one direction than another. Larger ripple wave lengths denote coarser sands. Shorter wave lengths denote finer

[2] Carl J. Shipek. "Photographic Study of Some Deep Sea Floor Environments in the Eastern Pacific." *Bulletin of the Geological Society of America*, 71:1067-74. July 1960.

[3] Douglas L. Inman. *Wave-Generated Ripples in Nearshore Sand*. Technical Memorandum No. 100. U.S. Army, Corps of Engineers. October 1957.

sands. The numerous animal tracks, plow trails, holes, pits, mounds, scratches, etc., that are clearly visible in some photographs can sometimes be directly associated with or matched to specific organisms. More often, known organisms can be associated with the impressions, markings, etc., which they generally leave behind as they move on in their search for food.

Normally the presence of organisms and their associated trails and tracks on an unrippled sediment will denote a material too fine to be rippled or moved by bottom currents.

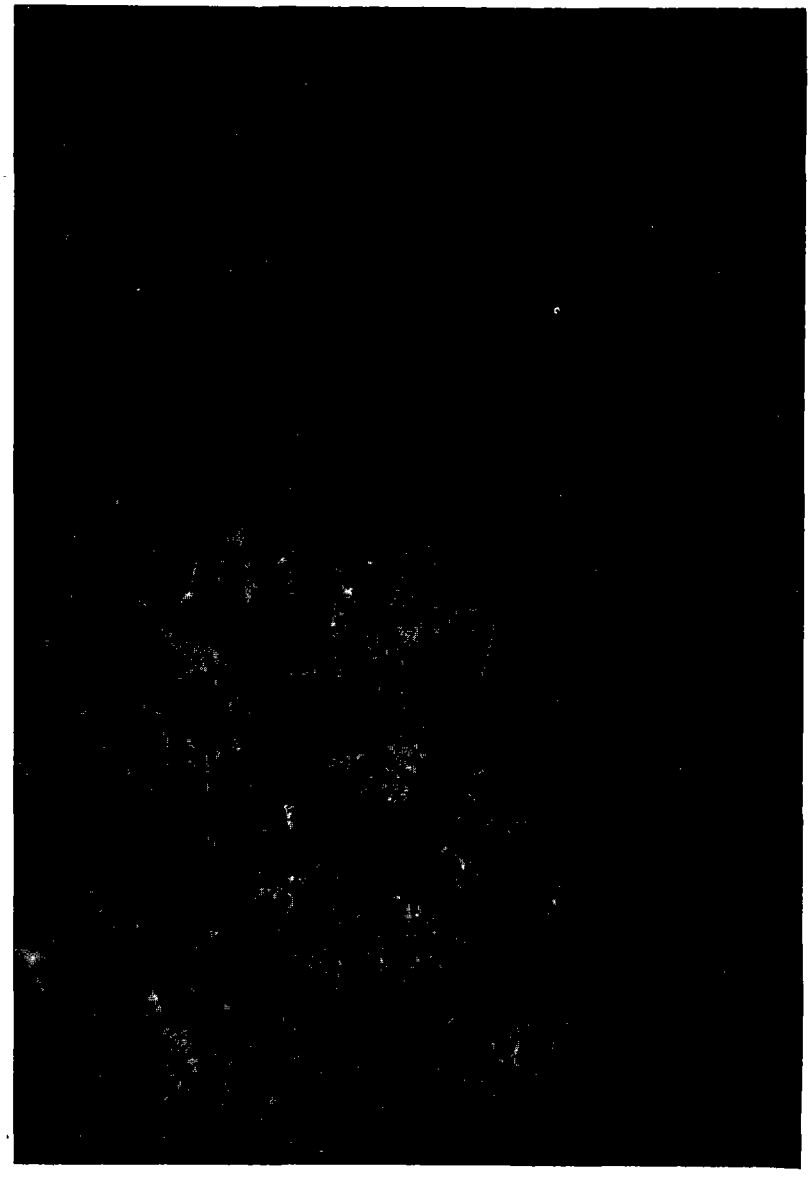
The visible presence of manganese nodules, phosphate slabs, and manganese-impregnated pumice fragments tells us something about the general chemical condition of sea water in the area photographed and gives us clues to the slow rates of sediment accumulation, when the nodules are resting on the interface. When such nodules are lightly capped with sediments, an increase in accumulation is indicated. Fresh-looking nodule surfaces suggest an extremely low rate of sediment accumulation. The color of a manganese nodule, which is somewhat blackish, gives an indication of the chemical content of the nodule. A brownish look indicates the presence of iron whereas a bluish look indicates the presence of cobalt. Photographs taken along a plotted ship's track, corrected for set and drift, permit a general quantitation survey of minerals and animals using standard methods of distribution counting. Clear plastic overlays, with incorporated scales, permit one-foot squares to be analyzed from a series of composite bottom photos. Percentage counts from photograph to photograph for standard areas are totaled for economic or scientific requirements.

Sometimes the clarity or transparency of the bottom water itself can give clues to rates of sedimentation and the presence of deep currents. Depending upon the sediment present, clear water could be an indication of a low rate of sediment accumulation, since the very fine organic and inorganic particles remaining in the water would have extremely slow settling rates. The overhead waters for such an area are probably not rich organically and bottom current velocities are probably too weak to stir up particles already settled out of solution. In deeper regions of our oceans, only fine clays or oozes are normally present and would therefore not move anyway, even if stronger bottom currents were present.

Conclusion

We have seen how sea floor relief varies with water content, depth, benthonic animals, currents, bottom materials, and grades of materials. The presence of nodules, loose rocks, and animals on the bottom or interface has proved that the sea floor is capable of supporting various loads for static and moving operations. Perhaps the nations of tomorrow will include engineering or farming structures built on the microrelief of our present ocean floors. If this seems rather fantastic in concept and remote in time, remember that water covers over 70 per cent of the earth and the remaining 30 per cent is considered by many authorities as too small to support the growing populations predicted for future centuries.

FIGURE 6. Western Indian Ocean. The upper surface of a topographical high taken at a depth of 2810 meters. The bottom is manganese encrusted. (This was taken a short distance from the location shown in Figure 3. The area is approximately three square meters.)



From: *Proceedings of the First National Coastal and Shallow Water Research Conference, Tallahassee (Florida), 1961, p. 564-567*

RECENT CARBONATE SEDIMENTS OF THE SAHUL SHELF--NORTHWESTERN AUSTRALIA

By
Tj. H. van Andel, Joseph R. Curray, and J. J. Veevers
Scripps Institution of Oceanography
La Jolla, California

Recent studies of continental shelf sedimentation (van Andel and Curray, 1960) have demonstrated a close relation between the regional distribution of sedimentary facies and the rates of terrigenous sediment supply and marine reworking, current patterns, and sea level changes. At the present time, only the deposits of large relatively open basins with abundant supply of terrigenous material and low degree of tectonic activity (for example Gulf of Mexico, Orinoco Shelf) have been studied extensively. Other studies of somewhat restricted basins with a high supply of sediment and considerable tectonic instability (Gulf of California) are in progress (see summary in this volume by Curray, van Andel and Thompson). The study of sedimentary facies of the Sahul Shelf, recently initiated with a grant from the National Science Foundation, is concerned with the facies distribution in an open stable basin with very low terrigenous supply.

The Sahul Shelf study region comprises the area between northwestern Australia and the island of Timor. The larger part of the region consists of a shallow continental shelf, generally considered stable and separated from the young orogen of Timor and adjacent islands by a deep trough (maximum depth 1750 fathoms). The shelf area studied is limited in the northeast and southwest by shallow rises extending from the mainland to the shelf edge andwith a mean depth of approximately 40 fathoms. The rises, in particular the northeastern one, are crowned by an extensive system of reefs and banks rising to 18 or even locally 10 fathoms. A similar rise extends along the shelf edge with a crest depth of from 40-45 fathoms. This shelf edge rise is essentially free of reefs and banks.

Together with the Australian nearshore shoals the rises enclose a central deep basin on the shelf with a mean depth of 65-70 fathoms. The inclination towards the central depression of some Pleistocene and post-Pleistocene terrace on the slope of banks suggests that downwarping of the depression is a recent process. If the pattern of rises and central depression is structurally controlled, its similarity in size and shape to pre-Cambrian and Paleozoic basins on the adjacent continent suggests a rejuvenation of very ancient structural patterns.

The reefs and banks on the rises are virtually all flat-topped, probably as a result of erosion during lower sea level stands in Pleistocene

and post-Pleistocene times. Various recurring levels of bank tops and erosion-cut terraces in bank slopes can be recognized but have not yet been completely analyzed. Carbon-14 dating of dead shallow water biogenous material on these tops and terraces is expected to supply further evidence concerning the post-Pleistocene rise of sea level. The banks and reefs vary in size; very large platforms are found on the northeastern rise. They are cut by deep steep-walled canyons, which appear to form part of an intricate drainage system, possibly also related to the Pleistocene low stand of sea level.

Just beyond the shelf edge on the upper southeastern slope of the Timor trough numerous small but steep banks rise from a base at 120-130 fathoms to flat tops invariably located at 12-14 fathoms. In many places a staggered double or single row of such banks forms an almost complete wall broken only by narrow deep canyons. The banks are of the order of five miles in diameter, the canyons 1-1.5 miles wide. The best known part of this reef wall is in the area of the so-called Sahul Banks, but other portions of it have been discovered in many places along the shelf edge. Little or no coral growth has been found on any of the reefs and banks in the entire region. Usually, the bank tops are covered with dead apparently old shell and coral debris, and sometimes an abundance of Halimeda. The reasons for the absence of a flourishing coral growth in this area so close to rich coral seas remains a mystery. On the accompanying map the broad areas of banks and reefs are indicated, but it must be remembered that the banks and reefs themselves are generally fairly small features.

With the aid of large scale sounding sheets generously made available by the Royal Australian Navy the detailed bathymetry of large portions of the Sahul Shelf is at present being studied. The exceedingly complex topography appears to be a composite of the effects of reef growth on a relatively simple substrate, and of fluviatile and marine erosion during Pleistocene trans- and regressions

During two expeditions in the fall of 1960 and spring of 1961 380 stations were occupied and core and grab samples collected. The laboratory analysis of this material has yet to begin, but a tentative sediment map based on field descriptions is included in the accompanying map.

The sediments are in majority calcarenites consisting of broken biogenous carbonate with probably a relatively small amount only of terrigenous material. A very low hinterland and development of all river mouths as estuaries has prevented the escape to the shelf of any substantial quanti-

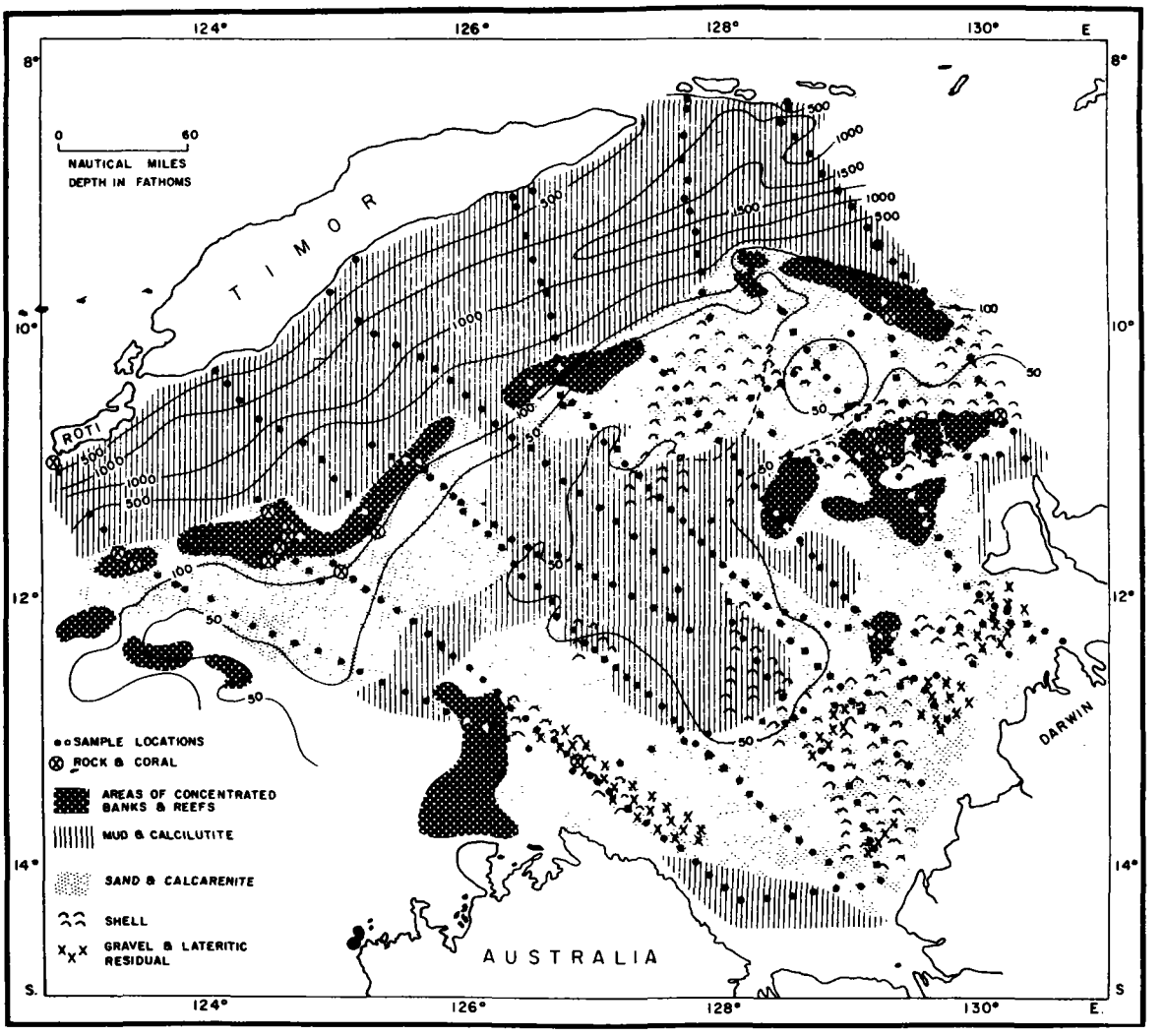


Figure I. Sketch map of bathymetry and sediment distribution of the Sahul Shelf and Timor Trough. Bathymetry from observations of Scripps Expeditions Sahul Shelf I and II (unadjusted track), and sounding sheets of the Royal Australian Navy. Sediment distribution from field descriptions of Sahul I and II. Areas of reef and bank concentration very generalized.

ties of terrigenous material notwithstanding the presence of several medium sized rivers. The central portion of the shelf is covered with calcareous muds of very fine grain, the rest with coarse grained carbonates.

The project calls for detailed petrographic and paleontologic analysis of the collected samples, a morphological study, and evaluation of the combined results along lines similar to Curray's (1960) study of the sediments of the continental shelf of the Gulf of Mexico, or van Andel and Postma's (1954) investigation of the Gulf of Paria.

REFERENCES

Curray, J.R. 1960. Sediments and History of Holocene Transgression, Continental Shelf, Northwestern Gulf of Mexico. In: F.P. Shepard et. al., "Recent Sediments, Northwestern Gulf of Mexico." Amer. Assoc Petroleum Geol., special publication, pp. 221-266, Tulsa.

Van Andel, Tj. H., and J.R. Curray. 1960. Regional Aspects of Modern Sedimentation in Northern Gulf of Mexico and Similar Basins. ibid., pp. 345-364.

Van Andel, Tj. H., and H. Postma. 1954. Recent Sediments of the Gulf of Paria, Trinidad and Venezuela. Kon. Nederl. Acad. Wetenschappen, Verhand., v. 20, 5.

ОКЕАНОЛОГИЯ

т. III 1963 вып. 1

Ю. П. НЕПРОЧНОВ, Г. Н. ЛУНАРСКИЙ

ПРИМЕНЕНИЕ СЕЙСМО-АКУСТИЧЕСКИХ РАДИОБУЕВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ

Институт океанологии АН СССР

Исследования глубинного строения земной коры под морями и океанами ведутся наиболее эффективно сейсмическим методом преломленных волн. В работах обычно участвуют один или несколько регистрирующих кораблей и один вспомогательный корабль, производящий взрывы по профилям длиной 150—200 *км*. С увеличением количества регистрирующих станций повышается детальность исследований и производительность работ. Однако организация такого рода исследований с привлечением нескольких кораблей пока практически возможна лишь в районах, расположенных сравнительно недалеко от портов и баз, т. е. главным образом во внутриматериковых и окраинных морях и прилегающих частях океана. При этом весьма целесообразно дополнительно вести регистрацию на многоканальных наземных сейсмических станциях, расположенных на побережье или на островах.

Так, при глубинном сейсмическом зондировании земной коры в Каспийском море (1956 г.) использовались одновременно два-три регистрирующих корабля и одна-две наземные станции [5]. В сейсмических экспедициях на Черном море в 1957 и 1958 гг. регистрация велась одним-двумя кораблями [8, 9], в 1959 г.— двумя кораблями и двумя береговыми станциями, а в 1961 г.— двумя-тремя кораблями и двумя-четырьмя береговыми станциями. При исследовании строения земной коры в Охотском и Беринговом морях и в прилегающей части Тихого океана (1957—1958 гг.) использовались два-пять регистрирующих корабля и две береговые станции [3, 4]. Работы в Японском море (1957 г.) и в районе Тихого океана к юго-востоку от о. Хоккайдо (1958 г.) проводились только с одним регистрирующим и одним взрывающим кораблем [14, 15]. В работах иностранных исследователей обычно применяются один регистрирующий и один взрывающий корабль [24].

Проведение экспедиций в удаленных от берега районах океана, даже с участием двух кораблей, очень затруднительно из-за нехватки приспособленных кораблей с большой автономностью плавания. Большинство крупных океанографических экспедиций пока проводят на одиночных кораблях с комплексированием различных методов исследования («Витязь», «Ломоносов» и др.). Поэтому большое значение имеют работы по созданию автономной аппаратуры (радиобуев), позволяющих проводить работы методом преломленных волн с одного судна. Впервые такая аппаратура была разработана в Англии и регулярно применяется в океанографических экспедициях с 1949 г. [19]. При про-

ведении работ обычно используются три-четыре радиобуя, расположенных по профилю на расстоянии около 1 *км* один от другого. Регистрация взрывов ведется пьезокристаллическим приемником, расположенным под буем на глубине примерно 50 *м*. Внутри буя помещается широкополосный усилитель и ультракоротковолновый передатчик. Закончив расстановку буев, корабль начинает производить взрывы (или сбрасывание глубинных бомб) через определенные интервалы по профилю, одновременно принимая радиосигналы от буев с записью на фотобумагу. Максимальные размеры профилей определялись дальностью радиосвязи и зависели от метеорологических условий (обычно они не превышали 15 миль).

Работы с применением радиобуев (методом преломленных волн) были проведены в восточной части Атлантического океана [20], в проливе Ла-Манш [22], в северной и восточной частях Атлантического океана [17, 21]. Широкое применение нашли радиобуи во время кругосветного рейса английского исследовательского судна «Челленджер» в 1950—1953 гг. [16]. Во время этой экспедиции было отработано пять профилей в Атлантическом океане, 16 профилей в Тихом океане, шесть профилей в Индийском океане и шесть профилей в Средиземном море. Основным недостатком работ с радиобуями являлась малая глубина исследования. Во всех случаях при работе с одного судна не удавалось получить волн от границы земной коры. В некоторых экспедициях для увеличения глубины исследования использовали дополнительный корабль, производивший взрывы на расстояниях до 110 *км* от радиобуев. Радиобуи в этом случае располагались на 20-километровом профиле, а регистрирующий корабль находился в центре установки [21].

В 1957 г. в Институте океанологии АН СССР с целью расширения возможностей проведения сейсмо-акустических исследований на э/с «Витязь» была начата разработка сейсмо-акустического радиобуя. Ввиду отсутствия описаний аппаратуры радиобуя его пришлось разрабатывать заново.

Первые записи сейсмических волн при помощи радиобуя были получены в мае 1958 г. [13]. Осенью этого же года были проведены детальные испытания сейсмо-акустических радиобуев в различных районах Черного моря. Испытывались два образца радиобуя: с программным управлением и радиоуправлением: первый радиобуй работал по заранее заданной программе, а второй можно было включать на передачу дистанционно (по радиоканалу) путем посылки с судна шифрованного сигнала в удобное для проведения работ время [7, 13].

В 1959 г. сейсмо-акустические радиобуи использовались в качестве дополнительных регистрирующих станций при исследовании строения земной коры в юго-восточном районе Черного моря [11]. Во время этих работ радиобуи ставились на якорь на расстоянии 10—20 миль от основного регистрирующего судна, взрывы производил специальный корабль. Радиобуи обеспечивали получение глубинных преломленных волн на расстояниях до 80—100 *км* от пункта взрыва при величине заряда 130 *кг*.

В 1960 г. радиобуи применялись при сейсмических исследованиях в 32 рейсе э/с «Витязь» на Черном море, а затем в 33 рейсе э/с «Витязь» в Индийском океане (1960—1961 гг.). Во второй половине 1961 г. два радиобуя вновь использовали при глубинном сейсмическом зондировании земной коры на Черном море. Работы с радиобуями проводились также в 34-м рейсе э/с «Витязь» в Тихом океане (1961 г.).

В этой статье описываются методика и основные результаты сейсмических исследований строения земной коры, проведенных в 33-м рейсе э/с «Витязь» в Индийском океане при помощи радиобуев.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА РАБОТ

Сейсмо-акустический радиобуй предназначен для приема по сейсмическому каналу (*под сейсмическим каналом понимается среда, в которой возбуждаются и распространяются сейсмические колебания*) преломленных, отраженных и прямых сейсмических волн, соответствующего преобразования их в радиосигнал и передачи этого сигнала по радиоканалу на судно. Судовая аппаратура обеспечивает прием радиосигнала и обратное преобразование его в колебания сейсмических частот, которые могут быть отфильтрованы и записаны обычным способом.

В целях обеспечения высокой помехоустойчивости системы по радиоканалу и возможности использования направленных антенн выбран УКВ диапазон и частотный тип модуляции. Кроме того, используемый диапазон частот был связан с выбором и возможностями получения соответствующего передатчика. Для обеспечения одновременной работы системы, состоящей из нескольких радиобуев (до 5 единиц), без взаимных помех по каждому из каналов были выбраны соответственно пять основных и пять резервных частот (резервные частоты необходимы для обеспечения возможности перехода на другую частоту при наличии мешающих радиостанций). Разнос между частотами равен 100 *кгц*. Все 10 частот выбраны около центральной частоты — 42 *мгц*; эта частота лежит в низкочастотной части УКВ диапазона, когда дальность радиосвязи может иметь еще относительно большую величину и, вместе с тем, в некоторой степени облегчается построение направленных антенн.

Система сейсмо-акустического радиобуя состоит из двух основных частей: радиобуя и корабельного устройства. В качестве приемника сейсмических колебаний в радиобуе используется гидрофон с чувствительным элементом из сегнетовой соли и предварительным усилителем [10]. Гидрофон погружается на глубину 50—70 *м* ниже поверхности моря; он соединен с аппаратурой радиобуя при помощи четырехжильного кабеля КВД. Гидрофон и часть кабеля снабжены поплавками для придания им нейтральной плавучести с целью снижения фона помех. Для питания накальных и анодных цепей предварительного усилителя гидрофона используется одна банка аккумуляторной батареи 5НКН-100 и анодная батарея, расположенные в корпусе радиобуя.

Принятые и усиленные гидрофоном сейсмические колебания поступают на вход блока прямого преобразователя (БПП), где после дополнительного усиления происходит преобразование их в вспомогательный сигнал (поднесущую частоту). С выхода БПП поднесущая частота поступает на модулятор передатчика и модулирует несущую частоту. Передатчик, БПП, источники питания и программное устройство размещены в корпусе радиобуя.

В радиобуе используется передатчик промышленной УКВ радиостанции. Выходная мощность передатчика 1,5—2,0 *вт*. В судовом устройстве для приема радиосигнала используют приемник от той же радиостанции. Стабильность частоты передатчика достаточно высока и обеспечивает вхождение в связь без поиска и ведение связи без подстройки, что очень удобно при работах.

Использование промышленной радиостанции обусловливает в определенной степени способы преобразования и передачи сейсмических колебаний. Так как весьма трудно обеспечить модуляцию несущей частоты передатчика непосредственно частотами сейсмического спектра, то используются методы преобразования в частоты, лежащие в полосе пропускания радиостанции. Способ преобразования позволяет также использовать любые другие передатчики и приемники, пропускающие по низкой частоте стандартную речевую полосу (примерно 300—3000 *гц*), а кроме того, делает возможным осуществление магнитной

записи сигнала буя непосредственно после приемника. При разработке системы радиобуя были проверены два способа преобразования: преобразование сейсмических колебаний в амплитудно-модулированные колебания поднесущей частоты и преобразование в частотно-модулированные колебания поднесущей частоты. Условно, в зависимости от способа преобразования сейсмических колебаний, аппаратура буев обозначается соответственно: АМ/ЧМ и ЧМ/ЧМ (знаменатель обозначает вид модуляции поднесущей частоты, а числитель — несущей). Вся аппаратура радиобуя, кроме анодной цепи гидрофонного усилителя, питается от аккумулятора типа 5НКН-100. Этот аккумулятор обеспечивает непрерывную работу радиобуя в течение 24 часов; с использованием программного устройства длительность работы соответственно увеличивается.

Блок прямого преобразователя с амплитудной модуляцией (БПП АМ) имеет три канала: два канала служат для передачи полосы частот 6—80 *гц* с разными уровнями сигнала, чем достигается расширение передаваемого динамического диапазона; третий канал обеспечивает передачу сигналов в полосе частот 200—700 *гц* (для регистрации водных волн). Поднесущими частотами для первых двух каналов являются соответственно частоты 2100 и 2700 *гц*. Полоса частот 200—700 *гц* передается без преобразования после дополнительного усиления. На выходе БПП АМ все эти сигналы смешиваются и после соответствующего усиления мощности подаются на модулятор передатчика.

Блок прямого преобразователя с частотной модуляцией (БПП ЧМ) имеет два канала: один канал для передачи полосы частот 6—80 *гц* с поднесущей частотой около 2000 *гц* и второй канал для полосы частот 200—700 *гц*. Преобразование сейсмических колебаний в частотно-модулированную поднесущую осуществляется при помощи мультивибратора.

Программное устройство, входящее в комплект радиобуя, предназначено для повышения экономичности по питанию, поскольку «чистое» рабочее время радиобуя (регистрация сигналов взрыва) очень мало, и большая часть энергии источников питания расходуется непроизводительно. Программное устройство позволяет заранее устанавливать время включения и продолжительность работы аппаратуры радиобуя. Так, например, при расстановке системы из нескольких радиобуев и сборе буев после работы время расстановки, возвращения к буям и сбора их может длиться 4—5 часов, когда работа аппаратуры не нужна. При помощи программного устройства на это время аппаратура радиобуев может быть выключена. Для еще большего сокращения непроизводительного времени работы аппаратуры в программном устройстве предусмотрена возможность цикличной работы.

Для повышения эффективности работы системы радиобуя используются направленные антенны. В радиобуе применена так называемая «манжетная» антенна, которая при правильной настройке и конструкции может обеспечить выигрыш по мощности на 6 *дб* за счет наличия коэффициента направленного действия (КНД).

Конструктивно радиобуй оформлен в виде прямоугольного контейнера с круглой верхней частью. Боковые части контейнера обложены сегментами из пенопласта, которые обеспечивают дополнительную плавучесть и защиту от ударов о борт судна при спуске и подъеме буя. Внутри контейнер разделен на два отсека: для аппаратуры и для источников питания. Каждый отсек имеет съемную крышку с герметизирующим уплотнением. Для крепления аппаратуры внутри отсека служат амортизаторы. Через центральную часть контейнера проходит полая труба, внутри которой помещается выдвижная штанга. При установке буя эта штанга под действием собственного веса и дополнительного груза выдвигается и повышает вертикальную устойчивость плаваю-

щего буя. На верхнюю часть контейнера выведены сальники для кабелей антенны и гидрофона и тумблеры включения буя и переключения режима работы.

Для приема сигналов радиобуев на «Витязе» служила следующая аппаратура: антенна с предварительным усилителем, радиостанции, блоки обратного преобразователя, сейсмические усилители и осциллограф ПОБ-14.

Применялась вертикальная многоэлементная антенна типа «волновой канал», установленная на кормовой надстройке судна на высоте около 15 *м* над уровнем моря. На антенне был смонтирован антенный усилитель. Он необходим для компенсации потерь мощности сигнала в пассивном согласующе-распределительном устройстве, так как от одной антенны должно питаться несколько приемников. С выходов приемников радиостанций вспомогательные сигналы подаются на блоки обратных преобразователей.

Блок обратного преобразователя с амплитудой модуляций (БОП АМ) осуществляет соответствующее расфильтровывание всех каналов и выделение из поднесущих полезного сигнала (сейсмических колебаний). Каждый из трех каналов имеет самостоятельный выход для соединения с усилителями сейсмостанции. Блок обратного преобразователя с частотной модуляцией (БОП ЧМ) имеет два выхода. Питание каждого блока осуществляется от аккумулятора 5НКН-100; время непрерывной работы с этим источником питания составляет около 30 часов.

С выхода блоков обратного преобразователя каждого буя сигнал подавался на три усилителя сейсмической станции: низкочастотный (полоса пропускания 5—10 *гц*), среднечастотный (10—50 *гц*) и звуковой (100—1000 *гц*).

В 33-м рейсе э/с «Витязь» работы велись тремя радиобуями: два из них были типа АМ/ЧМ и один — ЧМ/ЧМ.

Методика работ с радиобуями была в основном аналогична применяющейся английскими исследователями [16, 20, 21]. Буи располагались в дрейфе по профилю на расстоянии один от другого 2 мили. «Витязь» удалялся от буев сначала в одну, а потом в другую сторону, производя взрывы через интервалы 1—5 миль. Взрывались заряды тротила весом от 1 до 25 *кг* (в зависимости от расстояния). Глубина взрыва для каждого заряда выбиралась в соответствии с преобладающей частотой регистрируемых преломленных волн и изменялась от 40 до 70 *м*. Взрывание производилось при помощи электродетонаторов от сети переменного тока через повышающий трансформатор. Для удаления зарядов на безопасное расстояние от судна применялась взрывная магистраль длиной 500 *м*. После производства взрыва магистраль выбиралась электрической лебедкой.

Все три радиобуя работали в режиме непрерывного излучения. Радиостанции системы были настроены соответственно на частоты 42,2; 42,4; 42,6 *мгц*. Для облегчения поиска на всех буях были установлены проблесковые огни и на двух крайних — уголковые радиолокационные отражатели.

В 33-м рейсе «Витязя» в Индийском океане было отработано с применением радиобуев три профиля (рис. 1): в южной части котловины Аравийского моря (пр. *I-Б*), в западной части Индийско-Австралийской котловины (пр. *II-Б*) и в Яванском желобе (пр. *III-Б*). Схема расположения профилей приведена на рис. 1, там же нанесены профили, отработанные методом преломленных волн при помощи радиобуев экспедицией на «Челленджере» [16].

Качество сейсмических записей, а следовательно, и максимальная длина профилей сильно зависели от условий регистрации (состояние поверхности океана, величина течения, атмосферные электрические

помехи, осадки). Так, например, при благоприятных условиях на профиле *II-Б* (штиль, отсутствие атмосферных помех) радиобуй было хорошо слышно до расстояний 20—26 миль, и на этих расстояниях удалось получить хорошие записи глубинных преломленных волн. Наоборот, при работах на профилях *I-Б* и *III-Б* неблагоприятные метеорологиче-

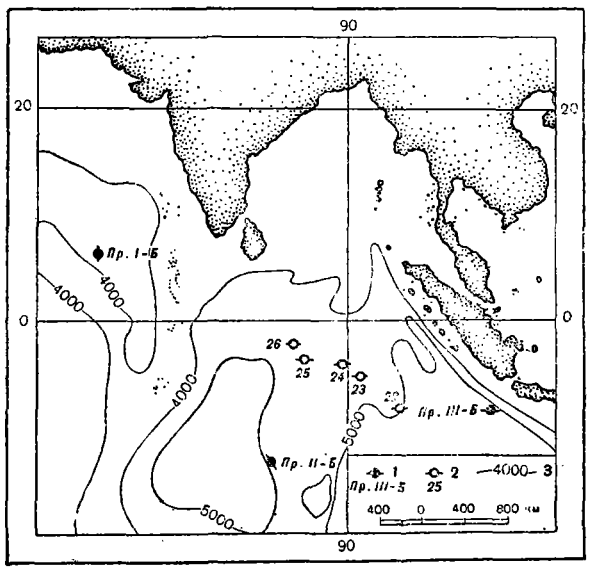


Рис 1. Схема расположения сейсмических профилей, обработанных методом преломленных волн в Индийском океане:

1 — профили «Витязя»; *2* — профили «Челленджера»; *3* — изобаты (в *м*)

ские условия (дождевые шквалы, грозы) сильно снизили слышимость буев (до 10—15 миль). На профиле *III-Б* дополнительные помехи возникали из-за волнения океана (4—5 баллов) и сильного течения (скорость 1—2 узла).

Наилучшие результаты показал радиобуй, оснащенный аппаратурой типа ЧМ/ЧМ. Он обеспечил получение записей глубинных преломленных волн на удалениях до 26 миль (при величине заряда 25 *кг*). Надо отметить, что работы с радиобуями на таких длинных профилях производились впервые; максимальные удаления от буев при работах английских экспедиций не превышали 15 миль [16].

Работы на самом длинном профиле *II-Б*, на котором «Витязь» удалялся в обе стороны от буев на расстояние до 26 миль (общая длина профиля 50 миль), заняли 22 часа. Отработка профиля *I-Б* (длина около 30 миль), где были задержки из-за неполадок во взрывной магистрали, заняла 20 часов, а профиля *III-Б* (длина около 25 миль) — 12 часов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Описание материалов начнем с профиля *II-Б*, на котором получены наилучшие по качеству сейсмические записи.

Профиль *II-Б*. Профиль расположен в западной части Индийско-Австралийской котловины. Рельеф дна в районе работ сложный; глубина океана изменяется от 4100 до 5100 *м*.

На сейсмограммах выделяются прямые водные волны D_0 (до расстояний 20—25 *км*), волны D_1, D_2 и т. д., многократно отраженные

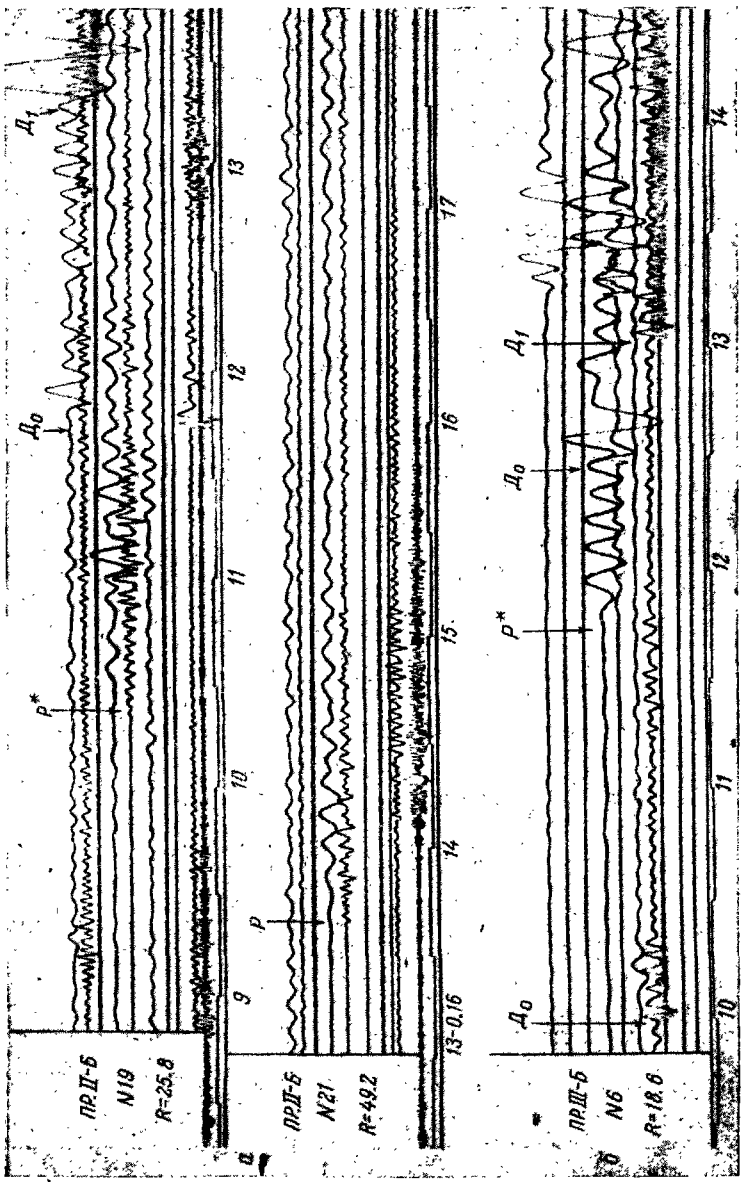


Рис. 2. Примеры сейсмических записей

а — профиль *II-Б*; *б* — профиль *III-Б*. Дорожкам на сейсмограммах соответствуют радиобуй № 1: *1* — низкочастотный канал; *2* — среднечастотный канал; *3* — высокочастотный канал; радиобуй № 2: *4* — низкочастотный канал; *5* — среднечастотный канал; радиобуй № 3: *6* — низкочастотный канал; *7* — среднечастотный канал; *8* — высокочастотный канал; *12* — хронометр (в сек.)

в водном слое, и преломленные волны P от границ раздела в земной коре. Для иллюстрации некоторые сейсмограммы приведены на рис. 2, *а* (расстояния до пункта взрыва указаны для среднего буя). Характерной особенностью записей преломленных волн является то, что они до самых максимальных расстояний (50 *км*) регистрируются хорошо не только на низкочастотных, но и на среднечастотных каналах (на частоте 10—12 *гц*), причем на среднечастотных каналах вступления волн выделяются обычно более уверенно. Определение расстояний от пункта взрыва до буев производилось по временам вступлений прямых водных волн, а на больших удалениях, где эти волны не регистрируются,— по временам вступлений первого и второго отражений от дна океана.

Обобщенный годограф преломленных волн для профиля *II-Б* приведен на рис. 3. При построении этого годографа наблюдения были

приведены к дну океана, к одной средней глубине 4300 *м*. Как видно из годографа, в интервале 7—30 *км* в первых вступлениях прослеживается преломленная волна P^* с кажущейся скоростью $V^*=6{,}4$ *км/сек*. Точки годографа, полученные при прострелке в обе стороны от буев, хорошо ложатся на одну прямую. Таким образом, V^* близка к значению граничной скорости $V_г$. Волна P^* связана, по-видимому, с поверхностью базальтового слоя. В интервале 35—50 *км* в первых вступлениях прослеживается волна P с $V^*=7{,}8$—$8{,}3$ *км/сек*. Различие в кажущихся

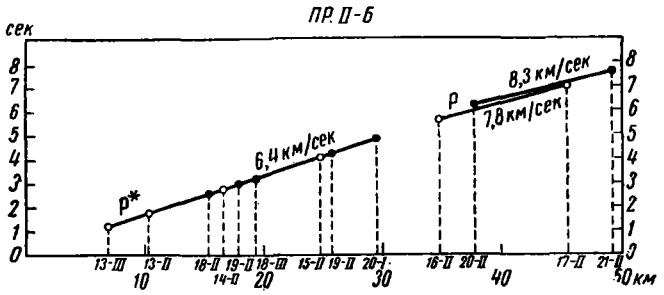


Рис. 3. Обобщенный годограф профиля *II-Б*

скоростях, полученных в разные стороны от буев, вызвано, вероятно, недостаточно хорошим учетом влияния верхних слоев и рельефа дна (при приведении годографов к одной глубине). По значению скорости (в среднем 8,0 *км/сек*) волну P надо отнести к границе земной коры (поверхность Мохоровичича).

Вычисление глубин преломляющих границ по t_0 дает следующую схему строения земной коры в этом районе:

1) осадочный слой: $\bar{V}\approx 2{,}0$ *км/сек*; мощность $H=0{,}3$—$0{,}5$ *км*;
2) базальтовый слой: $V_г=6{,}4$ *км/сек*; $H=6{,}5\pm 1{,}5$ *км*;
3) подкоровый слой: $V_г=8$ *км/сек*.

Таким образом, мощность земной коры в исследованном районе равна $7{,}0+1{,}5$ *км*.

Профиль *III-Б*. Этот профиль отработан на юго-западном склоне Яванского желоба, недалеко от оси желоба. Средняя глубина моря по профилю равна 6200 *м* и изменяется мало. Отметим, что максимальная глубина желоба для этого района (6800 *м*) определена северо-восточнее места расположения профиля. Длина профиля была ограничена из-за плохих метеорологических условий. Пример сейсмических записей приведен на рис. 2, *б*, а обобщенный годограф — на рис. 4.

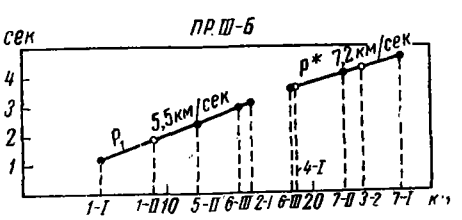


Рис. 4. Обобщенный годограф профиля *III-Б*

В отличие от профиля *II-Б* преломленные волны в Яванском желобе хорошо регистрируются только на низкочастотных каналах, что, вероятно, связано с большей мощностью осадочной толщи. На профиле прослежены две преломленные волны P_1 и P^*. Волна P_1 регистрируется в интервале 6—16 *км* от пункта взрывов и приходит между вступлениями прямой водной волны и волны, однократно отраженной от дна. Волна P_1 имеет кажущуюся скорость 5,5 *км/сек*. Поскольку точки годографа, полученные при взрывах в разные стороны от буев, ложатся на одну прямую, положение этой преломляющей границы близко к горизонтальному и $V_г=V^*=5{,}5$ *км/сек*.

В интервале от 18 до 26 *км* в первых вступлениях прослеживается волна P^* с $V^*=7{,}2$ *км/сек*. По совпадению времен вступлений волн от взрывов, сделанных по обе стороны от буев, можно также заключить, что $V_г=V^*=7{,}2$ *км/сек*. Граница с $V_г=7{,}2$ *км/сек* предположительно отнесена к поверхности базальтового слоя. Средняя скорость в породах выше базальтового слоя, определенная по точке пересечения годографов волн P_1 и P^*, равна 4,1 *км/сек*. Таким образом, граница с $V_г=5{,}5$ *км/сек* является, по-видимому, поверхностью сравнительно тонкого слоя с повышенной скоростью. Судя по значениям скоростей, это может быть пласт вулканических пород, залегающий на слое литифицированных осадков.

В результате вычисления глубин преломляющих границ получено следующее строение дна по профилю *III-Б*:

1) неуплотненные осадки: $\overline{V}=2{,}0$ *км/сек*; $H=0{,}2$—$0{,}5$ *км*;

2) вулканические породы и литифицированные осадки: $V_г=5{,}5$ *км/сек*; $\overline{V}=4{,}1$ *км/сек*; $H=2{,}0$ *км*;

3) базальтовый слой: $V_г=7{,}2$ *км/сек*; мощность базальтового слоя не определена из-за недостаточной длины профиля.

Обращает на себя внимание несколько повышенное значение граничной скорости в базальтовом слое (обычно она равна 6,4—6,8 *км/сек*). Интересно, что аналогичное повышение значения скорости для базальтового слоя (7,1 *км/сек*) получено в Марианском желобе Тихого океана [16].

Профиль *I-Б*. Этот профиль был отработан в южной части котловины Аравийского моря во впадине между двумя подводными возвышенностями, расположенными южнее и севернее района исследований. Глубина моря по профилю равна в среднем 4500 *м*. На сейсмограммах в первых вступлениях выделена волна P^* с $V_г=6{,}4$ *км/сек*. Эта волна соответствует (судя по значению скорости) базальтовым породам. Волна от поверхности Мохоровичича не зарегистрирована из-за недостаточной длины профиля.

В результате обработки материалов получено следующее строение земной коры по профилю *I-Б*:

1) осадочный слой $\overline{V}\approx 2{,}0$ *км/сек*; $H=1{,}0$ *км*;

2) базальтовый слой: $V_г=6{,}4$ *км/сек*.

Учитывая результаты исследований методом отраженных волн, которые проводились в этом же районе [12], осадочную толщу можно расчленить на два слоя: малоуплотненные осадки ($H=0{,}5$ *км*) и уплотненные или литифицированные осадки ($H=0{,}5$ *км*).

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Результаты исследований с радиобуями в 33-м рейсе «Витязя» приведены на рис. 5 в виде колонок земной коры. Цифры, заключенные в скобки, соответствуют значениям скорости, принятым условно.

Для сопоставления с нашими данными на рис. 6 приведены разрезы, полученные в Индийском океане экспедицией на «Челленджере» [16]. На этих разрезах выше слоя со скоростью 6,7 *км/сек*, который авторы считают базальтовыми породами, залегает слой со скоростью 3,92—5,1 *км/сек* (вулканические породы или литифицированные осадки). Получить сведения о мощности земной коры тогда не удалось. При обсуждении результатов исследований в Индийском океане Гаскелл, Хилл и Сваллоу отмечали, что строение верхней части земной коры на четырех глубоководных станциях оказалось сходным со строением глубоководных районов Тихого океана. По данным Райта [25], обобщившего сейсмические материалы по Тихому океану, «типичная» океаническая кора состоит из трех слоев: 1) верхний осадочный слой мощностью $0{,}3\pm0{,}1$ *км*, 2) второй слой со скоростью 5 *км/сек* и мощностью $1{,}0\pm$

$\pm 0{,}5$ *км*, 3) базальтовый слой со скоростью 6,8 *км/сек* и мощностью $5{,}0 \pm 1{,}0$ *км*.

Сравнение результатов исследований показывает, что мощность и строение земной коры в Индийско-Австралийской котловине мало отличаются от «типичной» тихоокеанской коры. Таким образом, высказывавшиеся ранее предположения о существенном различии строения земной коры Тихого и Индийского океанов следует считать неверными. Теперь уже нельзя, по-видимому, говорить о сравнительной молодости Индийского океана, во всяком случае, его восточной части. Никаких признаков континентальной коры остатков материка Гондвана, который по предположениям некоторых геологов [2, 6, 23] существовал на месте современного Индийского океана в палеозойское и мезозойское время, здесь не обнаружено.

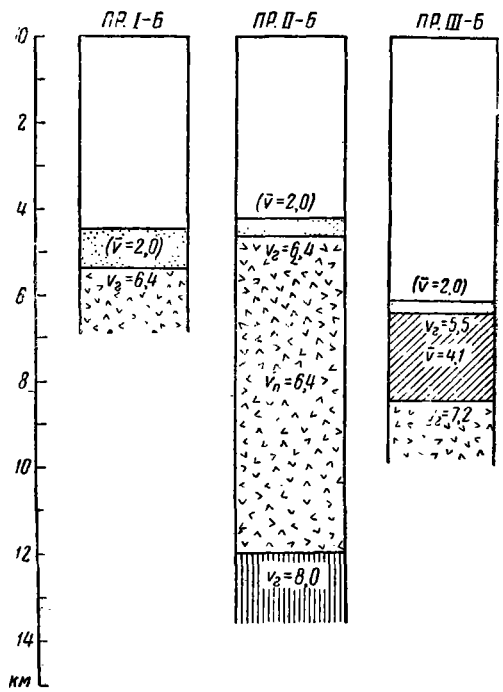


Рис. 5. Разрезы земной коры по результатам 33-го рейса «Витязя»

К сожалению, пока не удалось получить сведений о мощности земной коры в Аравийской котловине и Яванском желобе. Профиль *I-Б*, судя по результатам исследований рельефа дна, характеризует строение северо-восточного склона Аравийско-Индийского хребта, а не котловины Аравийского моря. Из материалов сейсмических исследований методом преломленных волн в Тихом и Атлантическом океанах следует, что большинство океанических хребтов (Гавайский, Алеутский, Тонга, Средне-Атлантический и др.) сложены в ядре базальтовыми породами [18, 26].

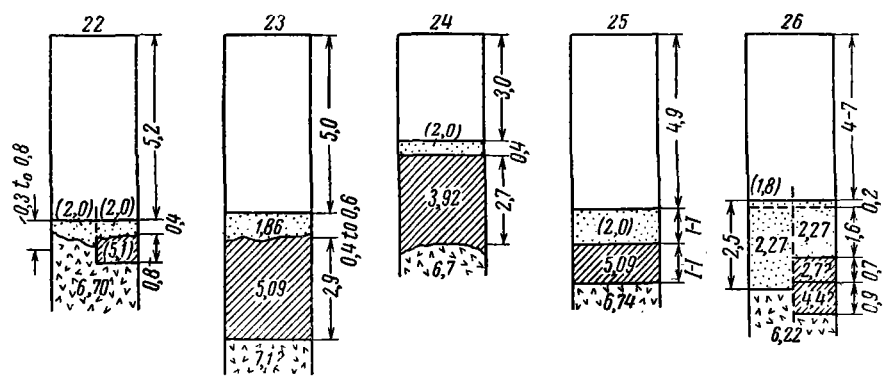


Рис. 6. Разрезы земной коры по результатам экспедиции на «Челленджере» [16]

Судя по многочисленным находкам обломков базальтовых пород в районе Аравийско-Индийского и Центрального Индийского хребтов [1, 27], можно было сделать предположение, что хребты Индийского

океана имеют аналогичное строение. Результаты сейсмических работ по профилю *I-Б* подтверждают это: под осадочным слоем залегают базальтовые породы. Как показали наблюдения методом отраженных волн и геологические работы [1], на Аравийско-Индийском хребте мощность осадков очень изменчива, а на некоторых участках осадки отсутствуют совсем.

Осадочный слой Яванского желоба имеет бо́льшую мощность по сравнению с прилегающими районами океана. История развития Индонезийского архипелага подробно описана Беммеленом [2]. Острова Ява и Суматра, которые ограничивают Яванский желоб с северо-востока, претерпели три цикла вулканической деятельности: в конце палеогена, в верхнем неогене и в четвертичное время. Третий вулканический цикл продолжается до наших дней. В течение всех циклов происходило интенсивное извержение кислых лав и туфов. Таким образом, в формировании осадочного слоя Яванского желоба существенную роль играли вулканические процессы, что в значительной степени объясняет особенности скоростной характеристики разреза по профилю *III-Б*.

Описанные работы являются, конечно, лишь начальным этапом исследований строения земной коры Индийского океана. Необходимо собрать еще очень много фактического материала, прежде чем прояснится, даже в самых общих чертах, история развития этого интереснейшего и в то же время наименее изученного района Мирового океана. В числе первоочередных задач дальнейших исследований следует назвать изучение мощности и структуры коры Яванского желоба и прилегающих участков океана, Аравийско-Индийского и Центрального Индийского хребтов, а также Аравийского моря и Бенгальского залива.

Сейсмические работы методом преломленных волн в 33-м рейсе «Витязя» показали, что сейсмо-акустические радиобуи конструкции Института океанологии АН СССР могут успешно применяться для исследования строения и мощности земной коры в океане с одного судна. Кроме самостоятельного геолого-геофизического значения, эти данные крайне необходимы для правильной интерпретации материалов наблюдений методом отраженных волн, которые в последние годы систематически проводятся в экспедициях на «Витязе».

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. 1962. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. Океанология, **2**, вып. 1.
2. Беммелен Р. В. 1957. Геология Индонезии. ИЛ, М.
3. Васильев В. Г. и др. 1960. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Сб. Сейсмические исследования в период МГГ, № 4.
4. Гальперин Е. И., Горячев А. В., Зверев С. М. 1958. Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Работы Тихоокеанской комплексной геолого-геофизической экспедиции в 1957 г. Изд. АН СССР.
5. Гальперин Е. И., Косминская И. П. 1958. Особенности методики ГСЗ на море. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 7.
6. Кришнан М. С. 1954. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, М.
7. Лунарский Г. Н. 1962. Сейсмо-акустический радиобуй. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, **55**.
8. Непрочнов Ю. П. 1959. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. Докл. АН СССР, **125**, № 5.
9. Непрочнов Ю. П., Гончаров В. П., Непрочнова А. Ф. 1959. Сейсмические данные о строении земной коры в центральной части Черного моря. Докл. АН СССР, **126**, № 2.
10. Непрочнов Ю. П. 1960. Малогабаритный гидрофон для морских сейсмо-акустических исследований. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, **39**.
11. Непрочнов Ю. П., Лунарский Г. Н. 1962. Опыт применения сейсмо-акустических радиобуев при ГСЗ на Черном море. Сб. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Гостоптехиздат.
12. Непрочнов Ю. П. 1961. Мощность осадков котловины Аравийского моря. Докл. АН СССР, **139**, № 1.

13. Сысоев Н. Н. и др. 1960. Радиобуй для морских сейсмо-акустических исследований. Тр. Ин-та океанол. АН СССР, **39**.
14. Сысоев Н. Н., Удинцев Г. Б., Андреева И. Б. 1958. Результаты сейсмо-акустических исследований дна Японского моря. Докл. АН СССР, **119**, № 3.
15. Удинцев Г. Б. 1959. Результаты сейсмо-акустических исследований строения дна Тихого океана к юго-востоку от о. Хоккайдо. Докл. АН СССР, **129**, № 4.
16. Gaskell T. F., Hill M. N., Swallow J. C. 1958. Seismic measurements made by H. M. S. «Challendger» in the Atlantic, Pacific and Indian oceans and in the Mediterranien sea, 1950—1953. Philos. Trans. Roy. Soc. London, **251**, № 988.
17. Gaskell T. F., Swallow J. C. 1951. Seismic refraction experiments in the north Atlantic. Nature, **167**, N 4253.
18. Hess H. H. 1959. Nature of the great oceanic ridges. Preprint. Intern. ocean. congr., Washington.
19. Hill M. N., Swallow J. C. 1950. Seismic experiments in the Atlantic. Nature, **165**, N 4188.
20. Hill M. N. 1952. Seismic refracting sooting in an area of the eastern Atlantic. Pilos. Trans. Roy. Soc. London, A, **244**, N 890.
21. Hill M. N., Laughton A. S. 1954. Seismic observations in the eastern Atlantic. 1952. Proc. Roy. Soc. London, A, **222**, N 1150.
22. Hill M. N., King W. B. 1953. Seismic prospecting in the English channel and its geological interpretation. Quart. J. Geol. Soc., London, **109**, N 433.
23. Krishnan M. S. 1959. History of Indian ocean. Preprint. Intern. Ocean. Congr., Washington.
24. Offiser C. B., Ewing M., Wuenschel R. C. 1952. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean. Pt. IV. Bull. Geol. Soc. Amer., **63**, N 8.
25. Raitt R. W., Shor G. G. 1959. Pacific oceanic crast. Preprint. Intern. Ocean. Congr., Washington.
26. Shor G. G., Raitt R. W. 1959. Pacific ridges and rises. Preprint. Intern. Ocean Congr., Washington.
27. Wieseman J. D. H. 1937. Basalt from the Carlsberg ridge, Indian ocean. John Murray expedition, **III, N 1.**

Поступила в редакцию
29.III.1962.

ОКЕАНОЛОГИЯ

т. II 1962 вып. 6

П. Л. БЕЗРУКОВ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦОВЫХ КОНКРЕЦИЙ НА ДНЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Институт океанологии АН СССР

В глубоководных осадках океанов чрезвычайно широкое распространение имеют железо-марганцовые конкреции, содержащие повышенные концентрации не только железа и марганца, но также кобальта, никеля, меди, свинца, молибдена и целого ряда других элементов. Эти своеобразные океанические руды за последнее время привлекают к себе все большее внимание, как в отношении закономерностей распределения, состава и генезиса, так и с точки зрения оценки возможности их практического использования.

Большинство имеющихся в литературе сведений о глубоководных железо-марганцовых конкрециях относится к Тихому океану и, в меньшей мере, к Атлантике. По Индийскому океану данных до сих пор было крайне мало. Поэтому целесообразно изложить те новые материалы о распространении железо-марганцовых конкреций на дне Индийского океана, которые были получены при работах экспедиции на «Витязе» в 1959—1961 гг. Вопросы происхождения конкреций могут быть освещены лишь после окончания их подробного литологического изучения, которое проводится в Институте океанологии.

Железо-марганцовые конкреции в Индийском океане, так же как и в Тихом, впервые были обнаружены в конце прошлого века известной английской океанографической экспедицией на судне «Челленджер». Они были встречены на одной из станций в южной части океана (к югу от Австралии) среди красных глубоководных глин [8]. Позднее единичные пробы конкреций были собраны в Индийском океане немецкой экспедицией на судне «Вальдивия» [9] и некоторыми другими исследовательскими судами. Англо-египетской экспедицией на корабле «Мабахис», проводившей работы в северо-западной части океана, конкреции были найдены только на одной станции, в центральной части Аравийского моря, также в красных глинах [11].

При работах Советской антарктической экспедиции АН СССР на д/э «Обь» в 1956—1957 гг. железо-марганцовые конкреции были встречены в южной части Индийского океана (к югу от 30° ю. ш.) на нескольких станциях в зонах распространения диатомовых и фораминиферовых илов и красных глин. В пределах опоясывающей Антарктиду зоны терригенных айсберговых осадков конкреции не были найдены [5].

Наиболее обширные материалы по распределению железо-марганцовых конкреций в Индийском океане были получены в 31-м и 33-м рейсах э/с «Витязь» [1, 2]. Исследования «Витязя» охватили огромную площадь океана — от побережий Азии на севере до 30—40° ю. ш. и от Индонезии и Австралии на востоке до Африки и Мадагаскара — на западе. В двух рейсах из общего числа 278 геологических станций железо-марганцовые конкреции были собраны дночерпателями, грунтовыми трубками и тралами — на 26 станциях. Сведения о количестве конкреций и о характере вмещающих их осадков даны в таблице.

Железо-марганцовые конкреции в осадках Индийского океана

№ станции	Глубина, *м*	Орудие сбора	Вмещающие осадки	Количество и размеры конкреций, другие включения. В колонках грунтовых трубок — горизонт от поверхности дна, *см*
4513	2563	Дночерпатель	Фораминиферовый алеврит; $CaCO_3$ — 26,15%	Много плоских лепешковидных конкреций, размер 2—16 *см*. Общий вес 1170 *г* (4,68 *кг/м²*)
4521	4598	Трубка прямоточная	Фораминиферовый алевритово-глинистый ил; $CaCO_3$ — 39,86%	1 почковидная конкреция, на горизонте 0—3,5 *см*
4522	4988	Дночерпатель	Красная глина; $CaCO_3$ — 4,14%	1 округлая конкреция, размер 2 *см*
4550	5209	Трубка прямоточная	Красная глина, обогащенная радиоляриями; $CaCO_3$ — 0,23% (горизонт — 0 — 3 *см*)	Округлые конкреции на горизонтах 25—27, 45—48, 49—51, 188—189 и 320—321 *см*
4555	5810	Трал	Красная глина	Около 1 *т* конкреций различной формы, размер 1 — 12 *см*, в ядрах многих из них зубы акул
4557	5790	Дночерпатель	То же	Округлые конкреции, размер 3—5 *см*; зубы акул
4577	4808	Трал	То же	Много плоских железо-марганцовых конкреций и плит, размер до 25 *см* и мощностью до 8 *см*; глыбы базальта
4582	3830	»	Фораминиферовый алевритовый ил; $CaCO_3$ — 88,67%	Марганцовые корки, размером 1—8 *см*; обломки базальта
4583	5167	Дночерпатель	Слабоизвестковый глинистый ил; $CaCO_3$ — 13,24%	1 конкреция размером 15×10×7 *см*
4605	5365	Трубка прямоточная	Радиоляриевый ил	Округлые конкреции на горизонтах 0—6 *см* и 155—156 *см*
4609	5383	Трубка поршневая	То же	1 конкреция на горизонте 19—20 *см*
4554	4660	» прямоточная	Слабо известковый коричневый алевритово-глинистый ил	1 лепешковидная конкреция (горизонт 0—3 *см*)
4660	4480	Дночерпатель	Фораминиферовый алевритово-глинистый ил	Много конкреций округлой и неправильной формы, размер 0,5—4 *см*; в ядрах некоторых — зубы акул
4660	4480	Трубка прямоточная	То же	Округлые конкреции на горизонтах 135—136 и 144—148 *см*
4748	4365	То же	Фораминиферовый алевритовый ил	Округлые конкреции на горизонтах 0 — 6, 135—136 и 144—148 *см*
4848	4753	Дночерпатель	Красная глина; $CaCO_3$ — 8,98%	2 конкреции, размер 2—3 *см*
4878	4676	То же	Фораминиферовый коричневый глинистый ил; $CaCO_3$ — 53,72%	102 конкреции, размер 2—8 *см*, общий вес 10,65 *кг* (около 43 *кг/м²*)
4885	4382	Трал	Фораминиферовый коричневый ил; $CaCO_3$ — 89,65%	Около 100 *кг* конкреций округлой и неправильной формы, размер 1—6 *см*; в ядрах некоторых — зубы акул; обломки базальта
4886	4175	Дночерпатель	Фораминиферовый коричневый ил; $CaCO_3$ — 54,01%	Мелкие конкреции, размер 1—1,5 *см*; обломок базальта
4890	3603	То же	Фораминиферовый алевритово-глинистый коричневый ил; $CaCO_3$ — 84,40%	Много конкреций, размер 1—5 *см*

Продолжение таблицы

№ станции	Глубина, м	Орудие сбора	Вмещающие осадки	Количество и размеры конкреций, другие включения. В колонках грунтовых трубок — горизонт от поверхности дна, см
4890	3959	Трал	Фораминиферовый алевритово-глинистый коричневый ил; $CaCO_3$—84,40%	Около 10 кг округлых и лепешковидных конкреций, размер 1—6 см
4890	3836	Трубка прямоточная	То же	Округлые конкреции на горизонтах 0—3 и 314—317 см
4892	4740	Дночерпатель	—	Валун базальта (25×18×21 см) с марганцовой коркой; мощность 2 см
4892	4740	Трубка прямоточная	—	Округлые марганцовые конкреции (горизонт 0—14 см)
4893	4190	Дночерпатель	Фораминиферовый алевритово-глинистый ил; $CaCO_3$—75,27%	3 конкреции неправильной формы, размер 1—3 см; обломок базальта
4897	4244	То же	Фораминиферовый алевритово-глинистый ил; $CaCO_3$—45,19%	Округлые и неправильной формы конкреции, размер 1—6 см (около 4 кг/м²)
4897	4244	Трубка прямоточная	То же	Округлые конкреции, размер 1—2 см, на горизонтах 3—4 и 188—190 см
4898	4069	Дночерпатель	Фораминиферовый алевритово-глинистый ил; $CaCO_3$—59,83%	1 конкреция, размер 1 см
4900	4486	Трубка прямоточная	Слабоизвестковый коричневый ил; под ним выветрелый базальт	Несколько мелких конкреций на горизонте 0—2 м
4902	5187	Дночерпатель	Радиоляриевый коричневый ил; $CaCO_3$ —1,26%	Около 50 округлых конкреций, размер 0,5—5 см, общим весом 1,2 кг (около 5 кг/м²)
5005	4563	Трубка прямоточная	Слабоизвестковый, фораминиферовый коричневый ил (0 — 105 см), ниже красная глина	Округлые конкреции на горизонтах 0—3, 146—147 и 179—180 см

В пределах обследованной «Витязем» северной половины океана наиболее широкое распространение железо-марганцовые конкреции имеют к югу от 5—7° ю. ш. в глубокой Индийско-Австралийской котловине и в отделенной от нее Центральным Индийским подводным хребтом восточной части Центрально-Индийской котловины (ст. 4890, 4892, 4893). Обе эти котловины обладают резко расчлененным рельефом дна с амплитудами высот в несколько сот метров в среднем, а местами до 2—3 км [3]. В сходных геоморфологических условиях конкреции были встречены и в Маскаренской котловине к востоку от Мадагаскара (ст. 4654, 4660).

В то же время в окраинных частях океана — на материковом склоне и на абиссальных аккумулятивных равнинах, занимающих обширные площади в Сомалийской котловине, в Аравийском море и в Бенгальском заливе, а также непосредственно к югу от последнего (до 5—7° ю. ш.) конкреции не были обнаружены. В Аравийском море их встретили только в наиболее глубоководной его части, близ подножья Аравийско-Индийского хребта (ст. 4848). Несколько западнее конкреции были найдены на южном склоне этого хребта (ст. 4798); они совершенно отсутствуют в Яванском глубоководном желобе, а также в параллельной ему Балийской впадине, на дне которых отлагаются терригенные глинистые осадки [1], но были встречены между этими депрессиями (ст. 4513) на подводном гребне, покрытом фораминиферовыми песками и алевритовыми илами.

Таким образом, в окраинных частях океана, где происходит более интенсивное накопление осадков (терригенных и карбонатных), железо-марганцовые конкреции либо совсем отсутствуют, либо очень редко рассеяны. Следует заметить, что в этих частях океана граница окислительно-восстановительного раздела располагается в осадках на небольшом расстоянии от поверхности дна (от нескольких сантиметров до 50 *см*), и поэтому здесь трудно ожидать нахождения конкреций и в нижележащей толще осадков.

В пределах основной области своего распространения железо-марганцовые конкреции были нами встречены примерно на половине станций, в интервале глубин от 3600 до почти 6000 *м*. При этом на глубинах до 4600—4700 *м* вмещающими их осадками являются фораминиферовые илы, обычно богатые карбонатом кальция (иногда до 85—90% $CaCO_3$), а на большей глубине — совсем или почти бескарбонатные глубоководные красные глины и радиоляриевые илы. Как известно, ниже указанной «критической» глубины (т. е. 4600—4700 *м*) на дне океана происходит растворение известковых раковин планктонных фораминифер в недосыщенных карбонатом кальция холодных глубинных водах, что и приводит к резкой смене в составе пелагических осадков, а также к уменьшению скорости их накопления [1, 4].

Как видно из таблицы, из 26 станций, на которых были обнаружены конкреции, они залегали на 15 станциях (58%) в фораминиферовых осадках, на 7 станциях (27%) — в красных глинах и на 4 станциях (15%) — в радиоляриевых илах. Однако эти цифры не могут характеризовать встречаемость железо-марганцовых конкреций в разных типах осадков. Отношение числа проб с конкрециями к общему количеству проб осадков различного литологического состава существенно иное. Конкреции встречены примерно в 50% проб красных глин, в 30% проб радиоляриевых илов и не более чем в 10% проб фораминиферовых осадков. Более частая встречаемость конкреций в красных глинах и радиоляриевых илах объясняется тем, что эти осадки развиты только на дне глубоких котловин, главным образом в центральных частях океанов, и обладают наиболее низкими темпами седиментации, благоприятствующими образованию железо-марганцовых конкреций.

Что касается фораминиферовых илов, то они широко распространены и в окраинных частях океана, на аккумулятивных равнинах, где конкреции обычно отсутствуют. В фораминиферовых илах конкреции образуются только в условиях расчлененного рельефа. Такие условия создаются чаще на подводных хребтах и горах, главным образом, в центральных частях океана, где встречаемость конкреций в пробах фораминиферовых осадков резко возрастает.

В области наиболее крупных подводных хребтов — Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского проб было взято мало, но можно предполагать, что на многочисленных подводных горах, возвышающихся над этими хребтами, если они не увенчаны коралловыми надстройками, железо-марганцовые конкреции имеют также широкое, хотя и прерывистое распространение.

Железо-марганцовые конкреции со дна Индийского океана имеют с поверхности черный, а на расколе либо также черный, либо буровато-коричневый цвет. Чаще они твердые, но иногда довольно легко разламываются рукой. Размеры, форма и строение конкреций весьма разнообразны. Обычно величина конкреций колеблется от 1 до 10 *см* и в среднем составляет 2—5 *см*, но иногда попадаются конкреции до 20 *см* в диаметре. Наряду с ними в осадках нередко встречаются микроконкреции размером в несколько миллиметров и меньше. По форме среди конкреций можно различить округлые (шаровидные и эллипсоидальные), желвакообразные, почковидные, лепешковидные, неправильной формы и др. Многие более крупные конкреции состоят из нескольких тесно слив-

шихся друг с другом. Помимо железо-марганцовых конкреций, иногда встречаются железо-марганцовые корки и плиты, представляющие собою осадки, пропитанные гидроокислами марганца и железа. Конкреции, залегающие в карбонатных осадках, часто имеют шероховатую поверхность с включениями раковин фораминифер. На расколе конкреции обычно обладают грубоконцентрической текстурой, а иногда микрослоистостью. При высыхании они нередко распадаются по радиальным трещинам.

На ряде станций тралы и дночерпатели принесли вместе с железо-марганцовыми конкрециями зубы древних акул, в том числе верхнетретичного возраста (например, Carcharodon megalodon). Часто зубы древних акул встречаются в ядрах конкреций. Эти находки, как и в других районах Мирового океана, являются свидетельством того, что конкреции образуются очень медленно и что в районах их распространения современные осадки местами могут почти совсем отсутствовать. По данным Петерсона [10], исследовавшего темпы роста глубоководных железо-марганцовых конкреций радиохимическими методами, конкреции формируются со скоростью около 1 *мм* в 1000 лет. Другие исследователи указывают еще меньшие величины — $<0{,}01$ *мм* в тысячу лет. Как правильно отмечено Дитцем [7], скорость выпадения гидроокислов марганца может меняться в различных местах в широких пределах. Но в глубоководных частях океана она всегда очень низкая.

Помимо зубов акул, совместно с конкрециями и в их ядрах встречаются обломки базальта, вулканического стекла, пемзы. В отдельных случаях глыбы базальта, поднятые тралом, достигали в поперечнике 40 *см*. Нахождение их свидетельствует о том, что в местах образования конкреций на дне океана в условиях расчлененного рельефа обнажаются вулканические породы.

Интересно, что в целом ряде случаев железо-марганцовые конкреции были встречены в колонках грунтовых трубок как в поверхностном слое осадков, так и в нижележащих отложениях, иногда на глубине до 3,5 *м* от поверхности дна. Этот факт свидетельствует о высокой концентрации конкреций в толще отложений (грунтовые трубки имеют диаметр всего 60 *мм*). В пробах, взятых дночерпателем «Океан», имеющем площадь захвата 0,25 $м^2$, конкреции залегают то почти вплотную друг к другу, в отдельных случаях занимая до 83,2% поверхности дна (ст. 4878), то разреженно. Соответственно весовые количества конкреций в поверхностном слое осадков изменяются в больших пределах — от 43 *кг* до нескольких сотен или десятков граммов на 1 $м^2$. Подобная неравномерность в распределении участков с высокими и низкими концентрациями железо-марганцовых конкреций отмечалась ранее и в Тихом океане. Определить сколько-нибудь точно среднюю величину концентрации железо-марганцовых конкреций на поверхности дна в районах их массового распространения пока не представляется возможным. В Тихом океане, по данным подсчета количества конкреций на подводных фотографиях, она составляет примерно 8,5 $кг/м^2$ [6]. Вероятно, близкие средние величины можно ожидать и в районах большого скопления конкреций на дне Индийского океана.

Как известно, общая площадь акватории Индийского океана составляет около 85 млн. $км^2$. По данным Свердрупа, Джонсона и Флеминга [12], красные глины (совместно с радиоляриевыми илами) занимают 25,8% площади его дна (около 22 млн. $км^2$), а фораминиферовые осадки 54,3% (около 46 млн $\cdot$ $км^2$). Если предположить, что железо-марганцовые конкреции встречаются лишь на половине площади, покрытой красными глинами, и на одной десятой площади, занятой фораминиферовыми осадками, то общая площадь дна, в пределах которой можно ожидать распространение конкреция, составит около 15 млн. $км^2$. В действительности же она, по-видимому, значительно больше, так как

только в исследованной «Витязем» области океана конкреции встречаются на площади свыше 10 млн. *км*^{2}. Пространства дна, занятые высокими (рудными) концентрациями конкреций, естественно, должны быть в несколько раз меньше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. 1961. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. Сб. статей, X раздел программы МГГ, Океанологические исследования, № 4.
2. Безруков П. Л. 1961. Исследования Индийского океана в 33 рейсе э/с «Витязь», Океанология, I, № 4.
3. Безруков П. Л. 1962. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков, Океанология, **II**, № 1.
4. Лисицын А. П. 1961. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана, Современные осадки морей и океанов, Изд. АН СССР.
5. Лисицын А. П., Живаго А. В. 1958. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. (Сообщение 2-е), Изв. АН СССР, Сер. геогр., № 3.
6. Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. 1961. Распределение железо-марганцовых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана. Океанология, I, № 1.
7. Dietz R. S. 1955. Manganese deposits on the North east Pacific Sea floor, Calif. J. Mines and Geol., **51**, N 3.
8. Murray J., Renard A. F. 1891. Deep-Sea deposits. Rep on the Scient. Res. of the voyage of H. M. S. «Challenger» during the 1873—76, **I**, London.
9. Murray J., Phillippi E. 1908. Die Grundproben der Deutschen Tiefsee-Expedition 1898—99 auf dem Dampfer «Valdivia», Wissenschaftliche Ergebnisse der Duetschen Tiefsee Expedition, **10**.
10. Petterson H. 1943. Manganese hodules and chronology of the ocean floor, Goteborg kungl. vetenskaps och. Vitterhets-Samhalles Hadlingar, Sjatter Foljden Ser. B, 2, N 8.
11. Stubbings H. G. 1939. The marine deposits of the Arabian Sea. The Johr Murray Expedition 1933—34, Scient. Rep., **III**, N 2.
12. Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. 1942. The Oceans, New York.

Поступила в редакцию
21.VI.1962

(*Reprinted from Nature, Vol.* 197, *No.* 4868, *pp.* 679-680, *February* 16, 1963)

Association of Dolomite and Anhydrite in the Recent Sediments of the Persian Gulf

A. WELLS[1] has recorded the presence of dolomite associated with aragonite and gypsum in the Recent sediments of the higher parts of the tidal flats around the Qatar peninsula in the Persian Gulf. A similar environment of coastal lagoons and tidal flats extends eastwards from Qatar along the Trucial Coast towards Oman. This communication refers to a short core collected from the higher part of the coastal flats (the sabkha) in the Sheikdom of Abu Dhabi, some 200 miles east of Qatar. The core, 20 cm in length, was taken from the surface of the sabkha on the mainland approach to the Abu Dhabi causeway.

Wells interpreted the dolomite and gypsum around the Qatar peninsula as having been "derived from sea-water left behind in the sediment on the upper part of the tidal flats and concentrated by evaporation during the time between spring or storm high tides, although it has not yet been established to what extent the dolomite is primary and to what extent it is a penecontemporaneous replacement of pre-existing carbonate". The distribution of dolomite in the core from Abu Dhabi, which is described in this communication, indicates that the dolomite is an early diagenetic replacement mineral.

In the Abu Dhabi core, aragonite, calcite, dolomite and halite have been identified. Gypsum, which occurs in the sample described by Wells[1] from Qatar, has not been found, but anhydrite occurs in considerable amounts. The vertical distribution of these components is shown in Fig. 1. The uppermost 8 cm consists essentially of an accumulation of sand- and silt-sized grains of quartz and carbonates, associated with evaporitic halite and anhydrite. This buff-coloured upper part rests on a cream-coloured, very fine-grained carbonate mud, which is well laminated at certain levels. Halite occurs throughout, but anhydrite, which characterizes the superficial parts of the core, has not been identified below 4 cm. At a depth of 9–14 cm from the surface the carbonate is almost exclusively aragonite, but below this level dolomite makes its appearance in detectable amounts. The ratio of dolomite to aragonite increases downwards from less than 1 : 1 at 15 cm to approximately 2 : 1 at 20 cm.

The anhydrite is clearly an evaporitic component, but the vertical distribution and mutual relationships of the dolomite and aragonite suggest that the dolomite is an early diagenetic replacement of aragonite. Although wind-blown grains are scattered throughout the length of

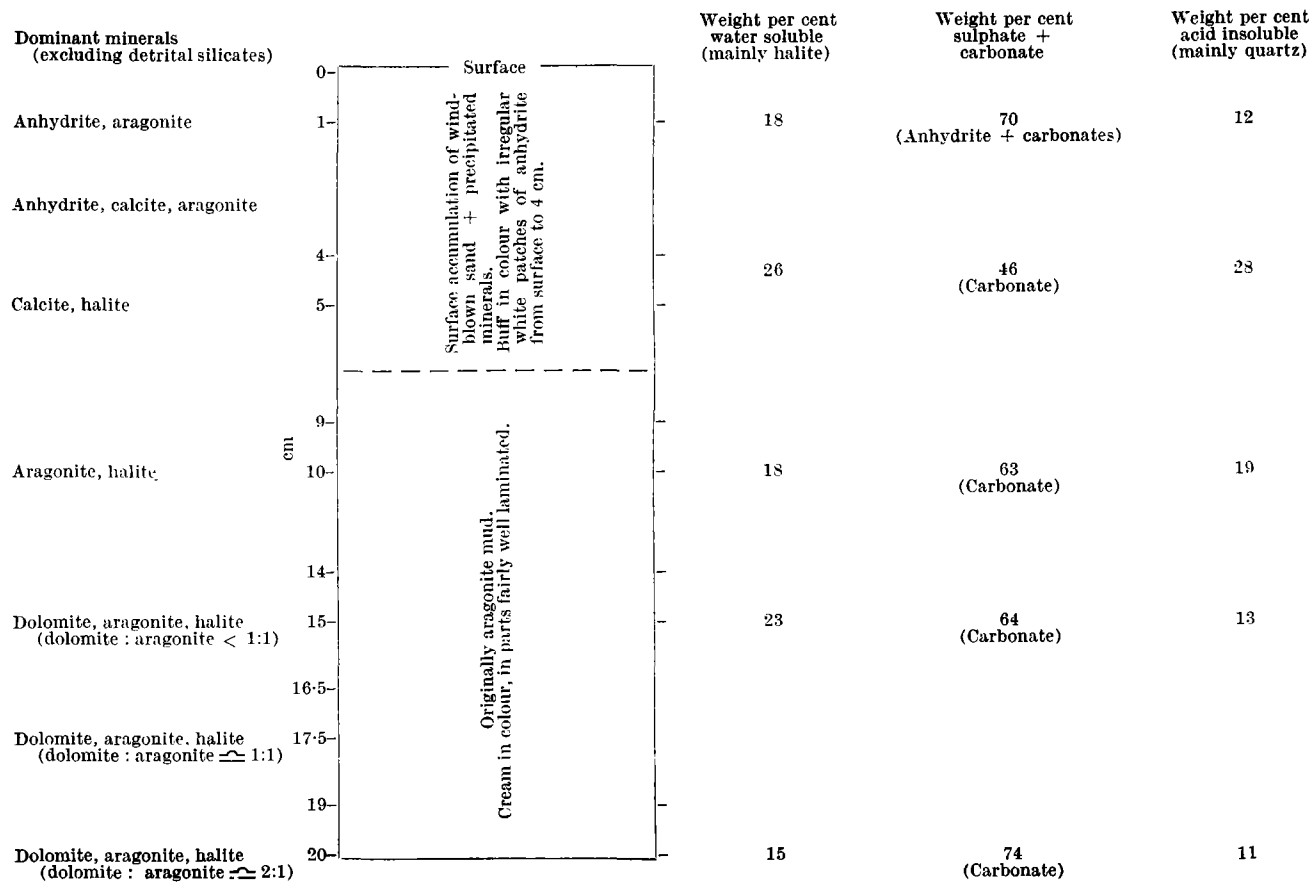

Dominant minerals (excluding detrital silicates)
Weight per cent water soluble (mainly halite)
Weight per cent sulphate + carbonate
Weight per cent acid insoluble (mainly quartz)
Surface
0
1
4
5
9
10
14
15
16·5
17·5
19
20
cm
Surface accumulation of wind-blown sand + precipitated minerals. Buff in colour with irregular white patches of anhydrite from surface to 4 cm.
Originally aragonite mud. Cream in colour, in parts fairly well laminated.
Anhydrite, aragonite
18
70 (Anhydrite + carbonates)
12
Anhydrite, calcite, aragonite
Calcite, halite
26
46 (Carbonate)
28
Aragonite, halite
18
63 (Carbonate)
19
Dolomite, aragonite, halite (dolomite : aragonite < 1:1)
23
64 (Carbonate)
13
Dolomite, aragonite, halite (dolomite : aragonite ≃ 1:1)
Dolomite, aragonite, halite (dolomite : aragonite ≃ 2:1)
15
74 (Carbonate)
11

Fig. 1

the core, there is nothing to suggest that the dolomite is detrital. All the available evidence indicates that it was formed *in situ* and is chemical in origin.

Owing to the extremely low annual rainfall, the pore fluids in the sabkha are supplied by the high salinity sea water of the adjacent lagoons. The waters of the tidal lagoons are alkaline with *p*H values up to 8·0. In the sabkha, which extends inland for 7 miles near Abu Dhabi, the ground-water is acid with the *p*H varying between 6·0 and 6·2. Transitional *p*H values are found in a narrow zone along the seaward margin of the sabkha. During October 1962 the ground water-level in the sabkha stood at approximately 75 cm below the surface, although it varied slightly from place to place. The ground water temperature averaged 35° C. A lateral and vertical migration of these fluids within the sediment is caused by evaporation from the sabkha surface. It is thought that the pore fluids, probably rich in magnesium, bring about the transformation of aragonite to dolomite. However, until a more detailed field and laboratory study has been completed this conclusion can only be a tentative one.

The mineral identifications were made by the X-ray diffraction powder method. The dolomite consistently showed an absence of the superstructure reflexions (221) and ($11\bar{1}$). This feature is characteristic of protodolomites[2]. The dolomite identified by Wells is rich in calcium ($Ca_{54}Mg_{46}$) and has an expanded lattice which suggests that it may also be a protodolomite, although Wells did not record the absence of the superstructure reflexions.

It is of interest at this stage of the investigations, that the dolomite is associated in the Qatar region with gypsum and at Abu Dhabi with anhydrite, in what at first sight appear to be similar environments.

Recent work on a series of short cores taken across the seven mile width of the sabkha near Abu Dhabi has revealed the presence of abundant gypsum. A complex, and as yet not understood, series of relationships exists between the gypsum and the anhydrite. The results of these later investigations will be more fully described elsewhere.

This communication is based on work forming part of a programme of research on the Recent sediments of the Trucial Coast, Persian Gulf, financed by the Department of Scientific and Industrial Research.

R. Curtis
G. Evans
D. J. J. Kinsman
D. J. Shearman

Department of Geology,
Imperial College of Science and Technology,
London, S.W.7.

[1] Wells, A., *Nature*, **194**, 274 (1962).
[2] Graf, D. L., and Goldsmith, J. R., *J. Geol.*, **64**, 173 (1956).

Printed in Great Britain by Fisher, Knight & Co., Ltd., St. Albans.

Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 53, No. 3, pp. 577–583. April, 1963

SEAQUAKES IN THE FLORES SEA

By J. Northrop and R. W. Raitt

ABSTRACT

Continuous monitoring of low-frequency acoustic energy was accomplished in the Flores Sea using three hydrophones strung out astern of the listening ship during seismic refraction profile operations. In addition to energy from the TNT shots, unusual bursts of noise due to "seaquakes" were noted on some of the records. Analysis of these arrivals shows that most of the energy is in the less than 10 cps range, the events last from 0.2 to 4 minutes, occur up to four times per hour, and generally overload the recording system; i.e., the energy was greater than that from the shots that were being recorded. Because the hydrophones were in line, an indication of the direction of propagation of the energy is apparent from the arrival time on individual units. Analysis of the data shows that the majority of the events came from the West, had either emergent or impetus onset, a bimodal distribution in time, and were often followed by a secondary buildup of energy. If the onset is taken as a P arrival and the later phase as T, the $T - P$ interval gives an epicentral distance of 50–400 km, or mostly within the western arm of the Flores Sea. Of the 27 seaquakes monitored, only one is noted on the USC & GS cards. The rest may have come from local disturbances or Krakatoa.

Introduction

During a two-ship seismic refraction operation in the Indonesian area on Monsoon Expedition of the Scripps Institution of Oceanography, unusual acoustic disturbances were recorded on the seismic receiving equipment. Some of these events arrived at the same time as seismic signals from TNT shots and masked the ground arrivals on the seismogram. On occasion, the unwanted events appeared in a sequence, or "swarm," at which time the shooting boat was requested not to fire on the prearranged schedule but to wait until quiet conditions returned. In noting these interruptions in the seismic log of the cruise, the extraneous events were called "seaquakes," a terminology which is followed in this report.

Various locations in the Pacific have proved to be the loci of seaquakes, whereas other areas appear to be seismically quiet. The active areas correlate with zones of seismic activity: the Gulf of California; the Flores Sea; the Aleutian Trench; the Tonga Trench and the South American Trench. Data on these events are on file at the Scripps Institution of Oceanography and a study of their distribution is being made.

The present report describes the character, frequency, and distribution of seaquakes in one of these areas, the Flores Sea. The Flores Sea lies in the seismically active Sunda Arc, south of Celebes and north of the island of Flores in the East Indies. It is about 2750 fathoms deep, 40 miles wide, and 300 miles long (figure 1). Very deep earthquakes, with depths in excess of 700 km, come from this area (Gutenberg and Richter, 1949). Only one of the 27 events recorded is noted on the USC&GS cards, that of $06^h57^m32.1^s$, on 26 October 1960, in the Sawoe Sea, 9° S, 121° E, and 132 km depth. If the USC&GS origin time and focal depth are assumed and travel time to the ship computed using 8 km/sec for mantle velocity and 1.5 km/sec for water velocity, the observed arrival time is within a few seconds of the calculated time. Since this event was one of the longer and more intense seaquakes observed (see figure 2), most of the other seaquakes were probably smaller, local shocks (Eaton, 1962).

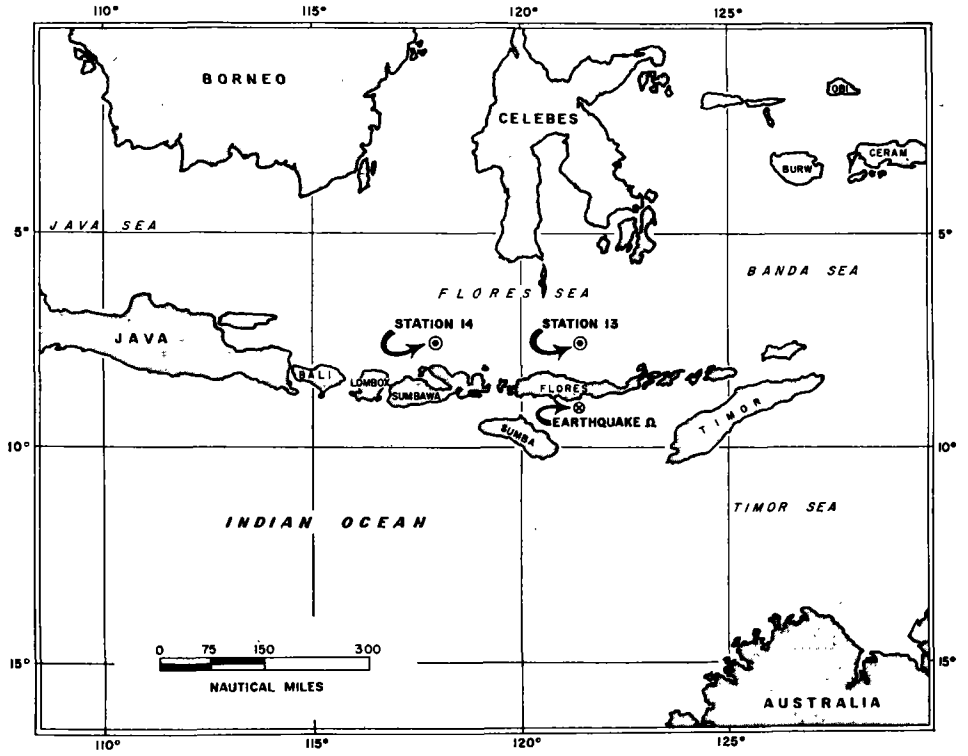


FIG. 1. Location of area showing the listening positions and the USC&GS located earthquake epicenter. Krakatoa volcano is on the west end of Java. All seaquakes were recorded at station 13 and none at station 14.

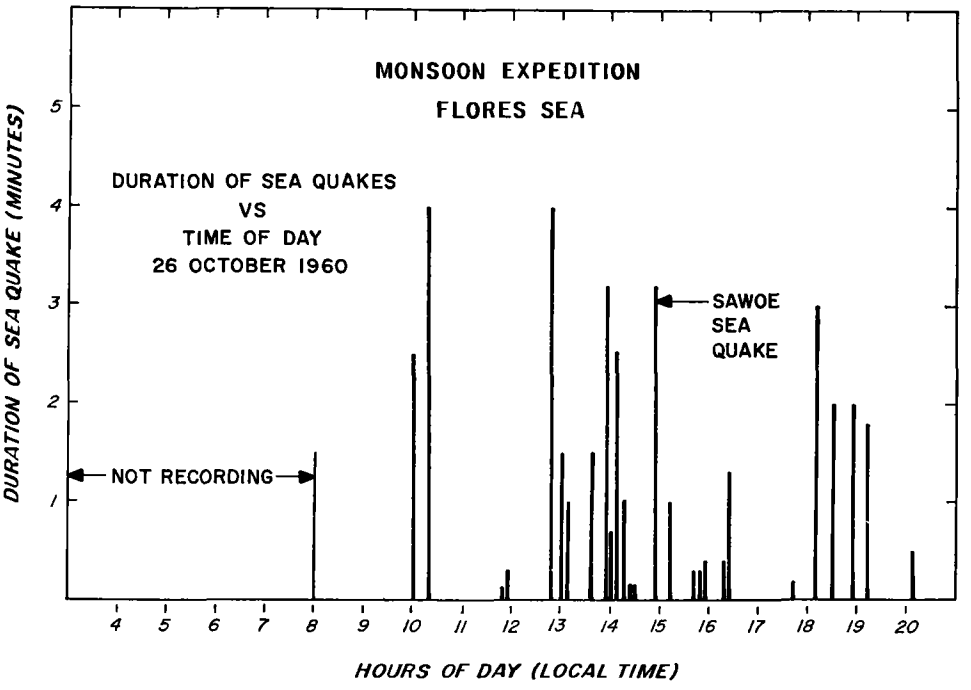


FIG. 2. Duration of seaquakes vs local time.

METHOD

Three crystal hydrophones were streamed on separate cables from the listening ship in the usual procedure of seismic refraction studies (Raitt, 1952). Special

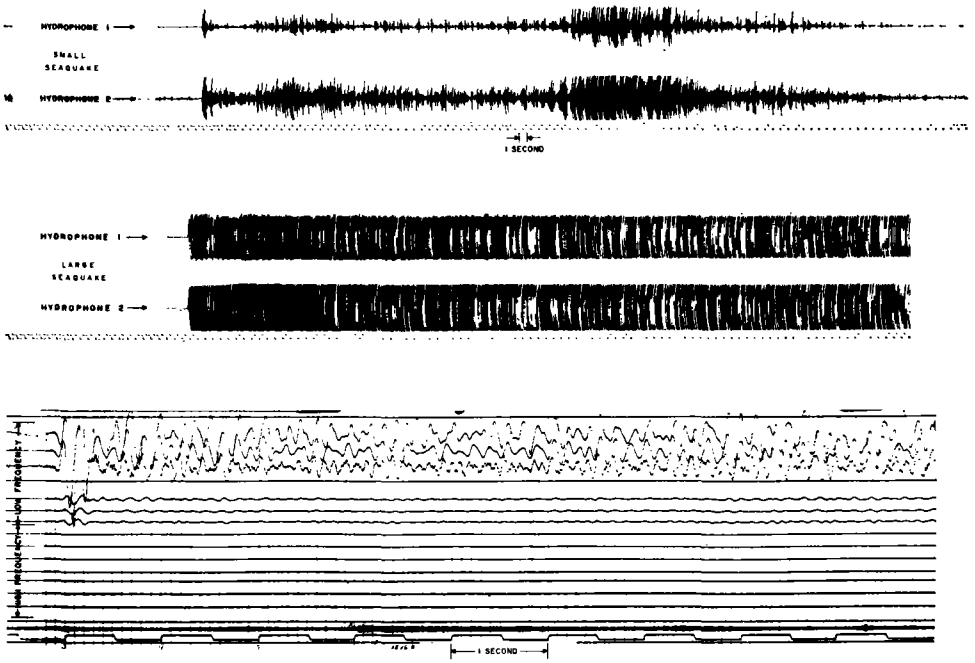


FIG. 3. Portions of seaquake records. Note secondary buildup of energy on Brush record (top); overload on Brush record (middle); step-out on low-frequency channels and absence of high-frequency energy on camera record (bottom).

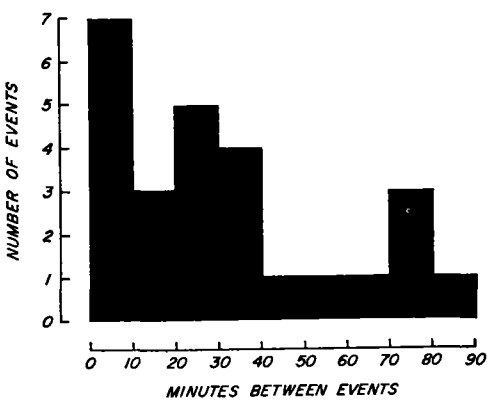


FIG. 4. Histogram of number of events vs minutes between successive events.

flotation arrangements quieted the hydrophones and maintained them at a constant depth of 150 feet, and different lengths of cable allowed the individual units to be at different distances from the ship: the three elements thus can be thought of as a linear array. Due to the existing winds and currents at the time of the profile, the hydrophones trailed aft and to the westward of the ship at 600, 800, and 1,000 foot distances.

Continuous recording of seismic events versus time was completed with a two-channel Brush recorder after suitable amplification and filtering. In addition, an oscillograph camera was used to record ground and water arrivals from the shots. Therefore, if seaquake energy arrived during the period of recording for a shot arrival, a 15-channel oscillograph record was obtained in addition to the Brush record. The two types of records are shown in figure 3.

In analyzing these data, the number, duration, amplitude, and approximate time of arrival were picked on the Brush records. More exact arrivals on individual hydrophones, frequency spectrum, and phase differences were picked on the camera records because of their higher recording speed and more extensive information. Thus some seaquakes are subject to more sophisticated analysis than others. On the camera records low, intermediate, and high-frequency channels were available whereas the Brush records usually monitored only the low-frequency channels for seismic refraction shots. Energy from seaquakes is nearly always observed only on the low-pass channels, and calculations are based thereon.

Results

During the $12\frac{1}{4}$ hour period of monitoring, 27 seaquakes were noted (figure 2) giving an average interval of 27.2 minutes between events. The histogram of number of events per given time interval between successive events shows three peaks: one in the less than 10 minute class, one in the 20–30 minute class, and one in the 70–80 minute class (figure 4). This distribution is far from random, but the sample is too small to support extensive analysis. Nevertheless, a nonparametric sign test (Dixon and Massey, 1951, p. 254) was made in the manner proposed by Turcotte and Byerly (1962). The results show (1) that the time interval between seaquakes is oscillatory (either increases with time—"aftershocks," or decreases with time—"foreshocks") and (2) that the number of runs is random within the 5 percent level of significance. Therefore, the events recorded appear to be a representative sample of the population, but do not form a single foreshock or aftershock sequence. This is shown qualitatively in figure 2. For example, the long duration quake that occurs at 1355 hours is preceded by a shorter one (foreshock) and followed by one or more short ones (aftershocks) at closely spaced intervals generally less than 10 minutes apart. Then after a period of quiet, 20 minutes, the pattern is roughly repeated. This sequence is reminiscent of the Krakatoa disturbances reported by Decker and Hadikusumo (1961).

It would appear, then, that what we are dealing with is energy from a swarm of earthquakes in the neighborhood of the Flores Sea. In order to assign an epicentral region to these events, it was decided to use the arrival time on different hydrophones as an indication of azimuth. This was done only for events for which camera records were obtained since the timing precision is not adequate on the Brush records to delineate the difference. The data show that all but one of the events have a western component in the arrival time sequence (figure 5).

A typical curve (figure 6) of $\frac{1}{2}$ double trace amplitude vs time shows pronounced secondary buildups of energy after the initial pulse. If the assumptions are made that the first arrival is a P phase, the second an S and the third a T phase, the $T-P$ time interval divided by the reciprocal of the velocity difference for the

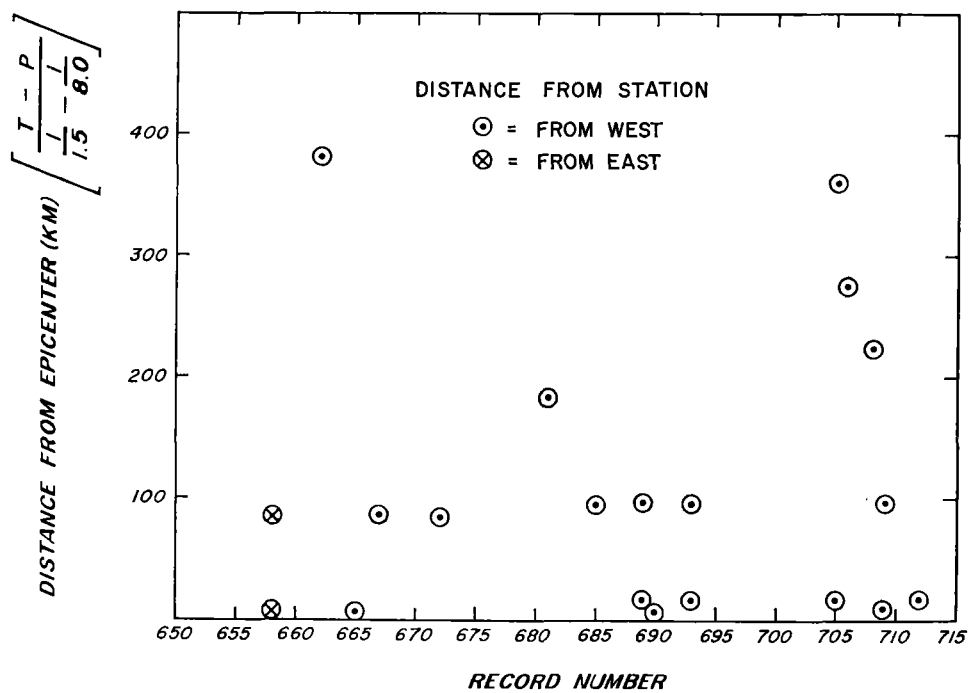


FIG. 5. Distance and direction of epicenter for the seaquakes.

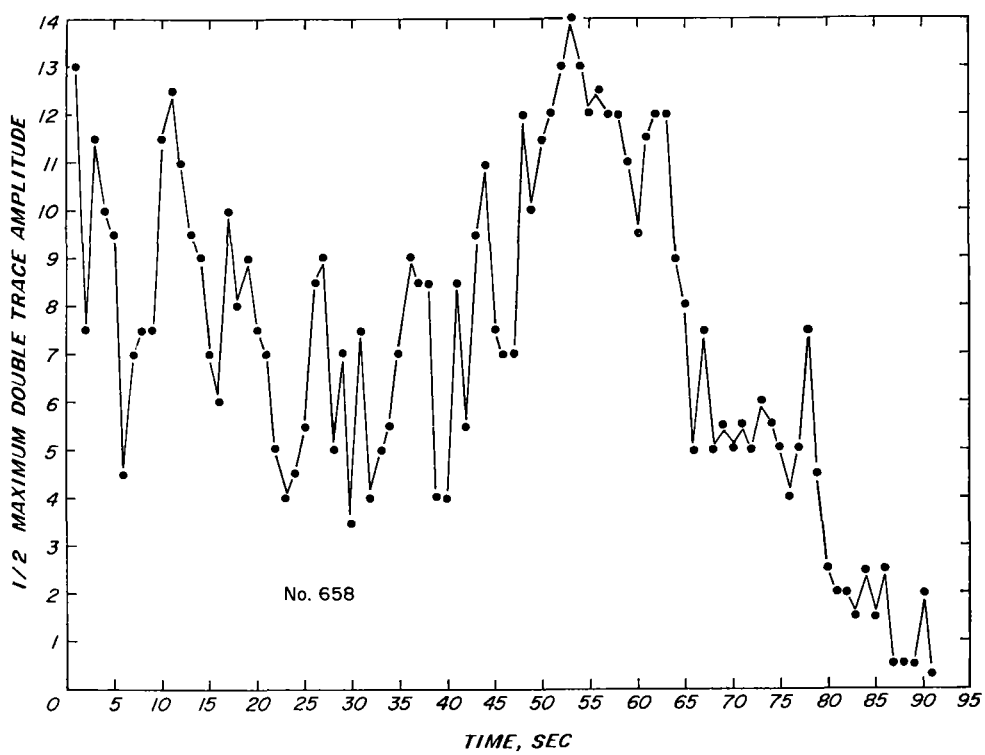


FIG. 6. One-half maximum double trace amplitude vs time for record #658.

respective travel paths gives a measure of distance from the insular slope where energy was transformed from P to T (Tolstoy and Ewing, 1950).

$$\text{Distance} = \frac{T - P}{(1/1.5) - (1/8.0)} \tag{1}$$

The results of this analysis (figure 5) indicate that most of the distances lie within the margins of the basin.

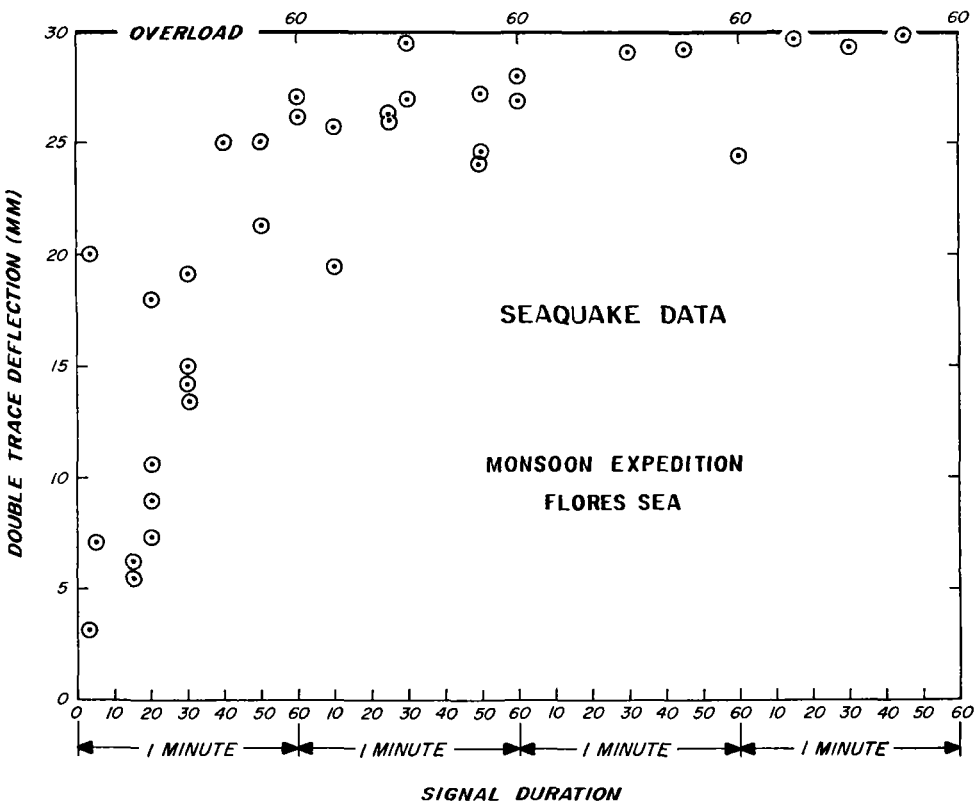


FIG. 7. Double trace deflection vs signal duration for seaquakes in the Flores Sea.

The amount of energy contained in the seaquake arrivals varies considerably. In general, those having the longest duration also have the greater amount of energy (Northrop, 1962). A plot of the signal duration vs double trace deflection (figure 7) shows that the recording system was generally overloaded by the larger quakes. Since the gains were set to record refracted arrivals from shots up to 100 lbs. TNT at various distances at expected levels of about 10 to 100 dynes per sq. cm., it can be concluded that pressure levels from the larger quakes are greater than the latter value. Energy from the smaller events is considerably less and some of them were barely above the background level. Several of these were noted on the records but, when not substantiated by more than one hydrophone trace, were not used in this analysis.

Discussion

The series of events recorded had several outstanding characteristics. Most of the energy was recorded only in the range below about 10 cps, the distribution proved not to be random in time, and they seem to have come from the slopes on the margins of the Flores Sea. It is possible that some of the energy originated from submarine rock fall, slumps and landslides, but since this type of geologic noise has never been monitored, it is difficult to assess. The similarity in sequence of events to that of Krakatoa, off the western tip of Java, might lead one to suspect that it is from there that the noise emanated. However, since seaquakes are occasionally observed far from known active volcanos, this tie with Krakatoa may be fortuitous.

Acknowledgment

This work was supported under grants of the National Science Foundation and contracts with the Bureau of Ships and Office of Naval Research, U. S. Navy, under the Marine Physical Laboratory. Thanks are due to the personnel of the Scripps Institution of Oceanography for the fine quality of the field data and to the captain and crew of the ARGO and MALITA.

This work represents one of the results of research carried out under grants of the National Science Foundation and contracts with the Bureau of Ships and Office of Naval Research. Hence, reproduction in whole or in part is permitted for any purpose of the U. S. Government.

References

Decker, R. W. and D. Hadikusumo
1961. "Results of the 1960 Expedition to Krakatau," *J. Geophys. Res.*, 66: 3497–3511.

Dixon, W. J. and F. J. Massey
1951. *Introduction to Statistical Analysis*, McGraw-Hill Book Company, New York, 370 pages.

Eaton, J. P.
1962. "Swarm of Earthquakes in Hawaii," *Bull. Seism. Soc. Am.*, 52: 313–321.

Gutenberg, B. and C. F. Richter
1949. *Seismicity of the Earth*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey.

Northrop, J.
1962. "Evidence of Dispersion in Earthquake T Phases," *J. Geophys. Res.*, 67: 2823–2830.

Raitt, R. W.
1952. *Geophysical Measurements*, Symposium on Oceanographic Instrumentation, National Research Council, pp. 70–84.

Tolstoy, I. and M. Ewing
1950. "The *T* Phase of Shallow Focus Earthquakes," *Bull. Geol. Soc. Am.*, 40: 25–51.

Turcotte, T. and P. Byerly
1962. "Sequence of Small Earthquakes," Seism. Soc. Am. Program, Annual Meeting, *Program Abstract.*

University of California, San Diego
Marine Physical Laboratory of the
Scripps Institution of Oceanography
San Diego 52, California

Manuscript received October 26, 1962.

UNESCO ARCHIVES

Доклады Академии наук СССР
1963. Том 153, № 4

ОКЕАНОЛОГИЯ

П. Л. БЕЗРУКОВ, В. Ф. КАНАЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ДНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

(Представлено академиком А. Л. Яншиным 22 V 1963)

Результаты исследований, проведенных в трех рейсах экспедиционного судна «Витязь» в 1959—1962 гг. ([1-3]), а также материалы других недавних океанографических экспедиций существенным образом изменяют представления о подводном рельефе северо-восточной части Индийского океана. На основе новых данных в 35-м рейсе «Витязя» была составлена геоморфологическая карта (рис. 1), иллюстрирующая сложность строения дна обширной области океана, еще недавно изображавшейся в виде единой Индийско-Австралийской котловины.

Наиболее крупное новейшее географическое открытие в этой части океана — выявление огромного меридионального хребта, протягивающегося из юго-восточной части Бенгальского залива до широты южного берега Австралии. Участок хребта к северу от экватора был известен давно, южнее же на картах показывались отдельные горы ([4-6]). В 1960 г. Т. Стокс, использовав сведения о рельефе дна, полученные судами «Альбатрос» (1948 г.), «Шарко» (1948—1949 гг.) и «Обь» (1957 г.), высказал мнение, что эти горы, до 18° ю. ш. включительно, следует рассматривать как части единой горной цепи, названной им Бенгальским хребтом ([7]). Материалы «Витязя», выполнившего пять пересечений хребта, данные австралийского судна «Диамантина» (1960 г.) и американского «Арго» (1961 г.), полученные нами в порядке обмена, а также материалы предыдущих экспедиций позволяют говорить достаточно уверенно о наличии в северо-восточной части Индийского океана единого хребта, протягивающегося вдоль 90—88° в. д. от 10° с. ш. до 34° ю. ш., т. е. более чем на 2600 миль. Этот хребет назван нами Восточно-Индийским; называть его Бенгальским хребтом нецелесообразно, поскольку он распространяется далеко за пределы Бенгальского залива. Хребет представляет узкое (от 90 до 120 миль) горное сооружение относительной высотой от 2 до 3,5 км с крутыми (до 25°) склонами. Гребень хребта обладает слегка выпуклой поверхностью, расположенной в среднем на глубине 2000—2500 м. Отдельные вершины хребта поднимаются значительно выше; наиболее высокая вершина (с глубиной над ней 870 м) находится на 27° 20′ ю. ш. Местами гребень хребта резко опускается (до глубины около 3600 м), образуя узкие седловины, которые, однако, не нарушают морфологического единства основания хребта. На 15° ю. ш. хребет расширяется за счет причленения с запада крупного горного массива.

На севере Восточно-Индийский хребет оканчивается в пределах аккумулятивной равнины Бенгальского залива, отделяясь от поднятия Андаманских и Никобарских островов северным окончанием Яванского глубоководного желоба. На юге к хребту примыкает под прямым углом (или пересекается им) массивный широтный хребет, гребень которого проходит по 31—33° ю. ш. Следует отметить, что район сочленения двух хребтов изучен недостаточно и взаимоотношение между ними остается пока не совсем ясным.

Разделяя северо-восточную часть океана на две котловины, Восточно-Индийский хребет оказывает большое влияние на динамику глубинных вод. Кроме того, он влияет на распределение донных осадков, разрывая область накопления глубоководных красных глин и радиоляриевых илов меридиональной полосой отлагающихся на нем известковых фораминиферовых осадков, которые в Индийском океане покрывают все поднятия дна

на глубинах менее 4700 м. Сам хребет, по-видимому, в основном сложен вулканическими породами. Об этом свидетельствует нахождение на его склонах выходов базальтов.

К западу от Восточно-Индийского хребта располагается обширная котловина, на севере включающая Бенгальский залив; в свете новых данных ее целесообразно называть Центральной котловиной Индийского океана, как это было предложено Стоксом. Дно котловины находится на глубине 4 — 5 км. В пределах котловины, помимо отдельных подводных гор, работами «Витязя» выявлен еще один меридиональный хребет примерно вдоль 83° 30′ в.д., относительной высотой до 2 км. К югу он понижается, превращаясь в вал с сильно расчлененной поверхностью. На северном его продолжении находится горный массив Афанасия Никитина ([8]).

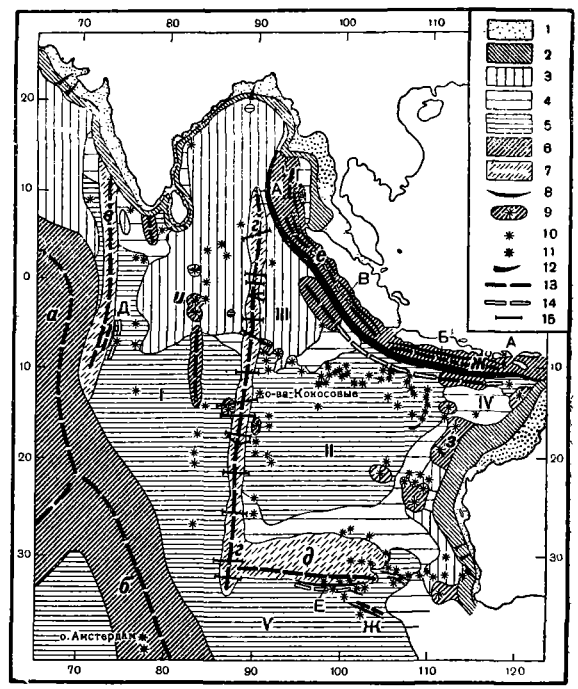


Рис. 1. Геоморфологическая карта дна северо-восточной части Индийского океана. 1 — материковая отмель; 2 — материковый склон; 3 —5 — дно котловин (3 — плоские аккумулятивные равнины, 4 — волнистые аккумулятивные равнины, 5—холмисто-гористое дно); 6, 7 — горные хребты (6 — с сильно расчлененной поверхностью, 7— со слабо расчлененной поверхностью); 8 — желоба; 9 — горные массивы; 10 — горы (на дне котловин); 11 — горы-острова (на ложе океана); 12 — каньоны; 13 — оси горных хребтов; 14 — оси валов; 15 — промерные галсы разных судов поперек Восточно-Индийского хребта. Котловины: I — Центральная, II — Западно-Австралийская, III — Кокосовая, IV — Северо-Австралийская, V — Юго-Западно-Австралийская. Хребты: *а* — Аравийско-Индийский, *б* — Центрально-Индийский, *в* — Мальдивский, *г* — Восточно-Индийский, *д* — Западно-Австралийский, *е*— Ментавей, *ж* — Балийский. Горные массивы: *з*— Эксмус, *и* — Афанасия Никитина. Желоба: А — Яванский, Б — Балийский, В — Ментавей, Г — Андаманский, Д — Чагос, Е — Оби, Ж — Диамантина

Мальдивский хребет, имеющий также меридиональное простирание, смыкается с горной системой Аравийско-Индийского и Центрально - Индийского хребтов, но не является их ветвью. Обладая выровненной поверхностью, увенчанной многочисленными атоллами, он представляет, по-видимому, более древнее сооружение, чем эти хребты, характеризующиеся очень сложным расчленением. Вдоль подножья Мальдивского хребта к востоку от о-вов Чагос работами «Витязя» был открыт желоб, названный желобом Чагос ([2]). Длина изученной его части 140 миль, но, вероятно, он значительно длиннее. Желоб имеет плоское дно шириной до 10 миль, крутой (до 20°) западный и более пологий (3—5°) восточный склон. Наибольшая глубина желоба 5408 м. С внешней стороны желоб ограничен валом высотой 200—800 м, над которым поднимаются горы высотой до 1000 м.

Вдоль восточного склона Восточно-Индийского хребта, отделяясь от него узкой глубокой (до 6 335 м) депрессией, также располагается меридиональная цепь подводных возвышенностей и гор. Таким образом, в центральной части Индийского океана существует целая система структур ме-

ридионального направления, вероятно, связанная с крупными глубинными разломами.

Котловина, находящаяся между Восточно-Индийским хребтом, с одной стороны, и комплексом структур Зондской островной дуги и материковым склоном Австралии — с другой, разделяется, в свою очередь, пологими валами и цепями подводных гор на несколько котловин: Западно-Австралийскую, Кокосовую и Северо-Австралийскую с преобладающими глубинами 5—6 км. Некоторые из котловин, выделявшиеся Фейрбриджем ([9]), нами рассматриваются как части более крупных котловин. Пороговая глубина в проходах между котловинами обычно не на много отличается от наибольших их глубин. В котловинах расположено большое количество подводных гор, которые местами сливаются друг с другом, образуя горные массивы и прямолинейные ряды. Цепь подводных гор, высотой до 4300 м, возвышающихся над пологим валом, протягивается, в частности, между островами Рождества и Кокосовыми. Одной из них, открытой и обследованной «Витязем» в 1961 г., присвоено имя акад. Д. И. Щербакова. Эта гора находится в 55 милях к юго-западу от о. Рождества; наименьшая глубина над ней 1433 м. В 210 милях к югу от о. Рождества на картах показывалась банка Мария Аугустина, существование которой считалось сомнительным. Сообщение о наличии здесь малых глубин (до 9 м) и надводной скалы относится к 1856 г. ([10]). Промеры «Витязя» показали, что в том месте, где обозначалась банка, глубины превышают 5500 м, но в 15—25 милях юго-восточнее находятся две горы с наименьшими глубинами над ними (2474 и 3726 м). Возможно, что в этом районе есть и более высокие горы, но не там, где указывалась банка. Судя по морфологии и большой крутизне склонов (от 10—15 до 25°) подводные горы в этой части океана в большинстве случаев представляют вулканические конусы.

Получены новые сведения и о строении Яванского глубоководного желоба, что позволило более правильно изобразить на карте его соотношение со смежными структурами Зондской дуги. По внешнюю сторону желоба прослежен вал, местами переходящий в горный хребет.

К северо-западу от Австралии Фейрбриджем ([9]) указывался Западно-Австралийский хребет, отходящий от материкового склона. Промеры «Витязя» показали, что здесь, вместо хребта, расположены два горных массива, разделенные глубинами около 5500 м. Горный массив, находящийся ближе к подножью материкового склона, отделен от последнего седловиной с глубинами около 4500 м.

Широтный хребет, расположенный к западу от Австралии, имеет в длину около 800 миль. От материкового склона Австралии он отделен широким и глубоким проходом, соединяющим Западно-Австралийскую и Юго-Западно-Австралийскую котловины. Для данного хребта также нет общепринятого названия. Мы его условно называем Западно-Австралийским хребтом. Хребет имеет резко выраженный асимметричный профиль: пологий северный и очень крутой южный склоны. Гребень хребта представляет широкую волнистую поверхность, расположенную на глубине 1,5—2 км. Вдоль краев гребня местами встречаются узкие длинные хребтики и горы высотой до 1 км. Слабая расчлененность большей части хребта указывает, по-видимому, на его более древнее происхождение по сравнению с Восточно-Индийским хребтом.

Вдоль южного склона Западно-Австралийского хребта протягивается желоб, впервые пересеченный «Обью» и подробно обследованный в 35-м рейсе «Витязя», после чего его было предложено назвать желобом Оби. Желоб имеет крутые (около 15°) склоны и плоское дно. Наибольшая глубина его 5761 м. На дне желоба и рядом с ним поднимаются горы высотой до 4 км. Вершина наиболее высокой горы находится на глубине 1177 м. С внешней стороны желоба расположен вал высотой 500—1000 м. К юго-востоку от желоба Оби находится еще один желоб, названный в честь австралийского судна «Диамантина», впервые измерившего здесь большие глубины ([11]).

Желоб представляет собой депрессию из нескольких желобов, расположенных параллельно или на продолжении друг друга. Наибольшая глубина желоба 6857 м. С обеих его сторон расположены небольшие валы и горы. В пределах океанического ложа наблюдается еще несколько пока мало изученных небольших желобов шириной 10—15 миль с узким плоским дном, расположенным на глубине порядка 6 км. Вдоль краев этих желобов обычно располагаются валы или подводные горы. Сравнение с зонами разломов Тихого океана ([12]) позволяет предполагать, что образование этих желобов, так же как желобов Чагос, Оби и Диамантина, связано с разломами океанического ложа. В тех районах, где подобные формы рельефа имеют широкое развитие, например, к западу от Австралии, можно говорить о сложной блоковой структуре дна океана.

На дне котловин Индийского океана наблюдается два типа рельефа: выровненный и сильно расчлененный. Плоские аккумулятивные (субгоризонтальные или абиссальные) равнины широко развиты близ подножья материковых склонов, а в центральных частях океана преобладает расчлененное дно. Абиссальная равнина Бенгальского залива распространяется на юг до 8° ю. ш. ([13]). Почти все дно Кокосовой котловины также представляет собой абиссальную равнину; южная граница ее извилистая, так как равнина заходит между подножьями подводных гор. В Западно-Австралийской котловине абиссальная равнина протягивается неширокой, до 60 миль, полосой вдоль подножья материкового склона Австралии, расширяясь между 30 и 32° ю. ш. до 200 миль. Возможно, что это связано с более обильным поступлением осадочного материала по подводным долинам и каньонам, расчленяющим здесь материковый склон. В южной части Западно-Австралийской котловины, вплоть до северного подножья широтного хребта развита волнистая аккумулятивная равнина, характеризующаяся наличием пологих неровностей в виде невысоких холмов и неглубоких понижений. В целом создается впечатление, что аккумулятивные равнины, получая осадочный материал с материков, постепенно расширяются в сторону центральной части океана, захороняя при этом первичный сильно расчлененный рельеф океанического ложа. Многие факты говорят о том, что формирование абиссальных аккумулятивных равнин осуществляется в основном за счет придонного перемещения осадочного материала.

Институт океанологии
Академии наук СССР

Поступило
16 V 1963

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] И. М. Белоусов, Океанология, 1, № 2 (1961). [2] П. Л. Безруков, Океанология, 1, № 4 (1961). [3] П. Л. Безруков, Океанология, 3, № 3 (1963). [4] Атлас мира, М., 1954. [5] Индийский океан, Масштаб 1 : 10 000 000, М., 1956. [6] Carte Générale Bathymétrique des Oceans, m. 1 : 10 000 000, 3 Ed., Bureau Hydrographique International, Monaco, 1938—1942. [7] T. Stocks, Erdkunde, 14, H. 3 (1960). [8] П. Л. Безруков, Л. К. Затонский, И. В. Сергеев, ДАН, 139, № 1 (1961). [9] R. W. Fairbridge, Deep-Sea Res., 2 (1955). [10] South Indian Ocean Pilot, 2, 1949. [11] Oceanographical Cruise Report, № 2, Melbourne, 1962. [12] H. W. Menard, Bull. Geol. Soc. Am., 66, № 9 (1955). [13] П. Л. Безруков, Океанология, 2, № 1 (1962).

Reprinted from Science, June 14, 1963, Vol. 140, No. 3572, pages 1207-1208
Copyright © 1963 by the American Association for the Advancement of Science

Geothermal Heat Flow in the Gulfs of California and Aden

Abstract. *Eighteen measurements in and near the gulfs of California and Aden indicate the geothermal flux is several times the world-wide mean of 1.2 × 10⁻⁶ cal/cm² sec in both regions. Both gulfs closely coincide with the intersection of oceanic rises with continents and have likely been formed under tensional forces, which suggests an association with mantle convection currents.*

The gulfs of California and Aden (Figs. 1 and 2) are two elongated indentations of the sea into the continents, located nearly halfway around the earth from each other. They are of similar dimensions, and Girdler (*1*) has given a recent interpretation of the geology and geophysical measurements in both gulfs. Both regions are seismically active (*2*), probably in association with the San Andreas fault system for the Gulf of California, and with the great African Rift system for the Gulf of Aden.

Measurements of the geothermal flux in Table 1, shown in Figs. 1 and 2, range from 0.62 × 10^{-6} cal/cm² sec [μ (*3*)] to 6.15 μ in the Gulf of California, and from 2.47 μ to 5.98 μ in the Gulf of Aden. The mean of the measurements for the two regions, respectively, is 3.12 μ and 3.68 μ; this compares with the mean of the oceanic values of 1.2 μ to 1.4 μ (*4, 5*). The measurements were made in the usual method with a cylindrical probe to measure the temperature gradient in the ocean-floor sediments (*6*) and a transient needle-probe method to measure the thermal conductivity of a cored sample of the sediments (*7*). The distance between temperature-sensing elements in the probes used for temperature-gradient measurements ranged from 1.4 to 2.6 m. Thermal conductivities were corrected for ambient conditions of the sea floor, following Ratcliffe (*8*). The thermal conductivity values enclosed by parentheses in Table 1 were taken as the mean of the measurements on cores at adjacent stations.

Many of the measurements in Table 1 were made at locations where sea depths are about one-half the average for deep-sea regions. Such relatively shallow depths may introduce some uncertainty concerning the temperature stability of the bottom water, on which the accuracy of the measurements depends. Nevertheless, to account for the whole of the observed temperature gradient corresponding to a heat flow of 3 μ requires an improbable temperature drop of several tenths of a degree (C) of the bottom water immediately before a measurement is made. Except for the deep parts of the basins in the Gulf of California beneath sill depths, the deep waters of the gulfs of California and Aden are open to the oceans; the water temperatures at 2000 m for the respective gulfs are about 2.3°C and 3.2°C. Meager hydrographic data in the Gulf of California indicate the bottom water temperature there has remained constant to within 0.1°C over the past 70 years. Therefore, systematic errors due to changes of bottom water temperature are not likely to be significant in either region.

Recent carbon-14 data give present rates of sedimentation up to 300 cm/1000 years for topographic basins in the Gulf of California (*9*). These values are consonant with the high sedimentation rates for other basins near the coast off California (*10*), and about two orders of magnitude greater than normal rates for the deep-sea floor (*11*). There are two possible effects on the surface heat flow of a high-sedimentation rate: (i) after some time a reduced heat flow may result, as part of the heat from the interior is used to raise the temperature of the rapidly depositing sediments; (ii) an increased heat flow could result from chemical or other reactions producing heat after sedimentation, such as oxidation of organic carbon. As a result of (i), calculations indicate the equilibrium heat flow in the Gulf of California may be significantly greater than that measured in areas where the high rates of sedimentation occur (*5*); this increase would not change the conclusions presented here. At station V-6, the only low value measured in both gulfs also may result from a local high sedimentation rate or irregular topography; there is no clear evidence, however, to demonstrate that these effects are especially important at this locality. As many of the sediment cores obtained in the Gulf of California show chemically reducing conditions, the oxidation of carbon is probably not an important source of the heat flow measured there. Little is known about the Gulf of Aden, but both effects seem likely to be less important than for the Gulf of California.

The high heat-flow values in the Gulf of California are comparable to those obtained farther south on the East Pacific Rise (*4, 5*), where the results have been interpreted as an association with convection in the earth's mantle. Hamilton (*12*) has presented evidence that Baja California has split away from the mainland of Mexico as a result of tensional stresses, leaving behind the Gulf of California. A similar interpretation seems reasonable for the Gulf of Aden

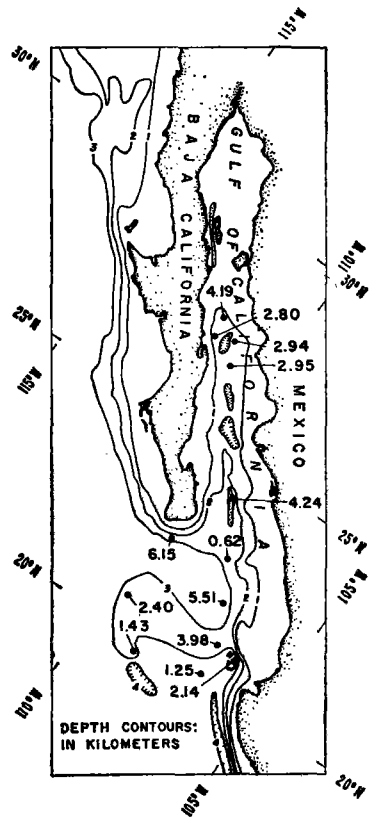


Fig. 1. Geothermal flux in the Gulf of California.

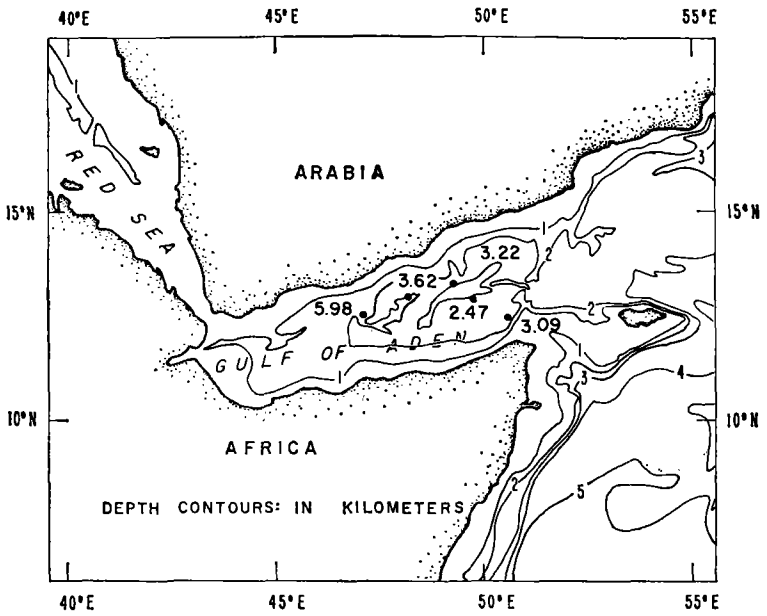


Fig. 2. Geothermal flux in the Gulf of Aden.

and the Red Sea, where gravity and seismic measurements indicate that a material of relatively high density now occupies the central part of these features along the respective longitudinal axes (*1*). However, the heat-flow measurements do not show any marked correlation with a relatively narrow central region of activity (for example, stations Z-3′, Z-4′, and Z-5′, extending most of the distance across the Gulf of Aden in transverse section). Measurements were not attempted in the Red Sea, but the similarity of the feature implies high heat flow will be found there also; the values may be subject to additional uncertainties owing to the high bottom water temperatures (*13*).

The measurements of Table 1 are not detailed enough to reveal any definitely systematic variations of heat flow, although there is some indication that heat flow decreases toward the open sea in both gulfs. High heat flow probably may occur near or on the small continental bulge of Mexico southeast of the Gulf of California and extend south on the sea floor along the crest of the East Pacific Rise (*14*). The extension of a high-heat-flow region to the east of the Gulf of Aden seems less certain. Although the corresponding logical association would be with the crest of the Carlsberg Ridge extending southeast into the Indian Ocean, recent measurements (*15*) obtained across the ridge crest near 9.5°N latitude give normal, or only slightly higher, heat-flow values. Greater detail of geological and geophysical measurements in the vicinity of both gulfs will undoubtedly help to establish how these features relate to the oceanic rises, but the present heat-flow measurements appear to support the hypothesized association with convection in the mantle (*1*; *16*).

Table 1. Heat-flow measurements in the gulfs of California and Aden.

Station	Latitude	Longitude	Depth (m)	Thermal conductivity*	Heat flow†
		Gulf of California			
V-1	27°08′N	111°38′W	1840	1.77	2.80
V-2	27°17′N	111°22′W	1870	1.65	2.94
V-3	27°38′N	111°44′W	1775	1.64	4.19
V-4	26°46′N	111°04′W	1750	1.75	2.95
V-5	24°09′N	108°55′W	3020	1.99	4.24
V-6	22°58′N	108°04′W	2900	1.81	0.62
V-7	21°59′N	107°41′W	3055	1.86	5.51
V-8	21°00′N	107°04′W	3300	1.89	3.98
V-9	20°55′N	106°25′W	4450	2.00	2.14
V-10	20°10′N	107°43′W	3290	1.76	1.25
V-11	19°45′N	108°28′W	2600	1.82	1.43
V-12	20°48′N	109°34′W	2910	1.81	2.40
V-13	22°33′N	109°29′W	2860	2.08	6.15
		Gulf of Aden			
Z-1′	12°27′N	47°07′E	1820	2.03	5.98
Z-2′	12°57′N	48°16′E	2205	(1.92)	3.62
Z-3′	13°17′N	49°15′E	2425	1.81	3.22
Z-4′	12°54′N	49°38′E	2200	(1.92)	2.47
Z-5′	12°25′N	50°33′E	2420	2.02	3.09

* (10^{-3} cal/°C cm sec). † (10^{-6} cal/cm² sec).

RICHARD P. VON HERZEN
Marine Physical Laboratory,
Scripps Institution of Oceanography,
University of California, San Diego

References and Notes

1. R. W. Girdler, *Nature* **194**, 521 (1962).
2. B. Gutenberg and C. F. Richter, *Seismicity of the Earth* (Princeton Univ. Press, Princeton, N.J., ed. 2, 1954), pp. 35, 78.
3. The unit (10^{-6} cal/cm² sec) is designated by μ in this report.
4. E. C. Bullard, A. E. Maxwell, R. Revelle, in *Advances in Geophysics*, H. E. Landsberg, Ed. (Academic Press, New York, 1956), vol. 3, p. 153.
5. R. P. Von Herzen and S. Uyeda, *J. Geophys. Res.*, in press.
6. E. C. Bullard, *Proc. Roy. Soc. London Ser. A* **222**, 408 (1954); R. P. Von Herzen, A. E. Maxwell, J. M. Snodgrass, in *Temperature—Its Measurement and Control in Science and Industry*, C. M. Herzfeld, Ed. (Reinhold, New York, 1962), vol. 3, p. 769.
7. R. Von Herzen and A. E. Maxwell, *J. Geophys. Res.* **64**, 1557 (1959).
8. E. H. Ratcliffe, *ibid.* **65**, 1535 (1960).
9. T. Van Andel, in "Marine geology of the Gulf of California," *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, in press.
10. K. O. Emery and E. E. Bray, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists* **46**, 1839 (1962).
11. R. Revelle, M. N. Bramlette, G. Arrhenius, E. Goldberg, in "Crust of the earth," *Geol. Soc. Am. Spec. Papers* **62**, 221 (1955).
12. W. Hamilton, *Bull. Geol. Soc. Am.* **72**, 1307 (1961).
13. A. C. Neumann and D. A. McGill, *Deep-Sea Res.* **8**, 223 (1961).
14. H. W. Menard, *Science* **132**, 3441 (1960).
15. Report in preparation.
16. The Gulf of California measurements were made on Vermilion Sea expedition of the Scripps Institution of Oceanography in 1959; the Gulf of Aden measurements were carried out on Zephyrus expedition in 1962. The generous assistance of the scientific party and crew of the research vessels *Baird* and *Horizon* on these expeditions made the measurements possible. Support was received from contracts Nonr 2216(01) and 2216(05) with the Office of Naval Research, and grants NSF-G19239 and 24479 from the National Science Foundation. This is a contribution from the Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego.

18 March 1963

Reprinted from: Science, vol. 140, no. 3573, 21 June 1963, p. 1316-1317

(Copyright © 1963 by the American Association for the Advancement of Science)

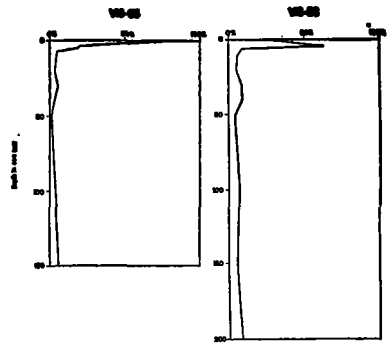


Fig. 1. Variation in percentage of coarse fraction (> 53 μ) in cores containing pre-Pleistocene sediments.

Cretaceous, Paleocene, and Pleistocene Sediments from the Indian Ocean

Abstract. *Two deep-sea cores containing Cretaceous, Paleocene, and Pleistocene sediments from an oceanic rise approximately 500 miles southeast of Cape Town contained well-preserved fossil foraminiferal ooze made up of about 97 percent planktonic forms, including species of* Guembelina *and* Hedbergella. *High percentages of particles less than 53 μ in diameter in the Cretaceous and Paleocene sediments indicate a deep-water open-ocean depositional environment. These sediments are the oldest recovered so far from the Indian Ocean.*

Pre-Pleistocene rocks were first dredged in the Indian Ocean on the west side of Providence Reef (9°25.8′S, 50°56.8′E). Wiseman (*1*) has described these Eocene and Oligocene basaltic agglomerates. Wiseman and Riedel (*2*) found Tertiary Radiolaria in two samples of sediments of 20°40′S, 85°29′E, and at 8°45′S, 64°52′E.

In recent years, 87 long, submarine cores from the Indian Ocean have been collected by Lamont Geological Observatory. Two sets of cores taken from near the top of a rise are described in this report. One long, piston core and its short, trigger-weight core contained sediments of Paleocene age; the other piston and trigger-weight cores contained Cretaceous deposits.

The piston-core sediments are white compacted calcilutite overlain by 7 to 8 cm of light beige, friable Pleistocene foraminiferal calcilutite mixed with older sediments. The trigger-weight cores contain rounded pebbles, granules, sand, compacted calcilutite, and friable manganese oxide nodules. The old sediments contained planktonic Foraminifera, calcareous and arenaceous benthonic Foraminifera, Ostracoda, Radiolaria, and coccolithophorid plates. Discoasters were not found. A few fish-teeth fragments and echinoid spines were the only megafossils found. *Inoceramus* prisms were observed only in the Cretaceous sediments. The fossils indicate an open-ocean environment.

The microfossils were identified under a binocular microscope after the sediment had been washed through a sieve which retains particles larger than 53 μ.

Core V16-55. Location; 40°14′S, 25°15′E. Core length, 179 cm; water depth, 2770 m.

Trigger weight core. Megascopic description: Several alter igneous rock fragments and compacted calcilutite and manganese oxide nodules.

Piston Core. Megascopic description: At 0 to 7 cm: Pleistocene, light tan, friable foraminiferal lutite. Contact blurred by burrowers.

At 7 to 179 cm: white compacted Paleocene calcilutite.

At 100 to 179 cm: micronodules of manganese oxide present.

Calcium carbonate content: top, 90 percent; 100 cm, 89 percent.

Micropaleontological description: 0 to 1 centimeter: Pleistocene Foraminifera make up 98 percent of the total foraminiferal assemblage. Out of these, 2 percent are benthonic species. About 2 percent Paleocene Foraminifera were present at this level. In addition, echinoid spines, glauconite, and quartz grains were seen.

Between 4 and 6 cm in depth, the Pleistocene Foraminifera were still making up the bulk of the washed sample. The number of Paleocene Foraminifera increased, making up 5 percent of the faunal assemblage.

In the Paleocene section (7 to 179 cm), the following index species of planktonic Foraminifera were identified: *Globigerina triloculinoides, Globorotalia pseudobulloides, Globorotalia mokannai, Chiloguembelina victoriana, Chiloguembelina crinita, Globorotalia compressa, Globorotalia whitei, Globorotalia elongata* (*3*). Benthonic Foraminifera make up 3 to 4 percent of the washed foraminiferal fauna. In addition, Ostracoda, Coccoliths, and fish-teeth fragments were found.

Core V16-56. Location: 41°21′S, 26° 38′E. Core length, 240 cm; water depth, 2950 m.

Trigger-weight core. Megascopic description: several friable manganese oxide nodules were recovered.

Piston Core. Megascopic description: At 0 to 8 cm: Pleistocene, light tan, friable foraminiferal lutite mixed with Cretaceous faunal remains; base indefinite, blurred by burrowers. At 8 to 240 cm: white compacted Cretaceous foraminiferal calcilutite. The calcium carbonate content of a sample taken at 100 cm depth is 89 percent.

Micropaleontological identification: At 0 to 1 cm: Pleistocene Foraminifera make

up 20 percent of the total foraminiferal assemblage. Benthonic Foraminifera make up 3 percent of the Pleistocene foraminiferal assemblage. *Inoceramus* prisms and echinoid spines were present. Cretaceous forms make up 80 percent of the foraminiferal assemblage.

Between 4 and 8 cm, Cretaceous microfauna, mixed with Pleistocene microfauna, were present.

At 8 to 240 cm, the following planktonic index fossils were seen: *Globigerinelloides eaglefordensis, Hedbergella brittonensis, Hedbergella delrioensis, Guembelina complanata, Guembelina globulosa* (*4*). Benthic Foraminifera make up 3 to 4 percent of the washed foraminiferal fauna. In addition, Ostracoda, Radiolaria, *Inoceramus* prisms, coccolithophorid plates, and echinoid spines were identified.

Variation with depth in the amount of the coarse fraction of sediment (Fig. 1) suggests conditions different from the present at the time of deposition of the old sediments. The high percentage of fine fraction in the old sediments is characteristic of deposits in deep and broad basins remote from strong bottom currents. The presence of manganese nodules and the larger percentage of coarse fraction (Fig. 1) of recent sediments are due to removal of the finer fraction by bottom currents (*5*). The induration of the old sediments is probably due to compaction under a former sediment cover and not cementation (*6*). If the stratigraphic unconformity is due to slumping of sediments which occurred as a result of local instability triggered by post-Paleocene tectonic uplift, then the missing sediments might be recovered on the slopes of the rise (*7*).

YVONNE HERMAN

Lamont Geological Observatory
Columbia University, Palisades,
New York

References and Notes

1. J. D. H. Wiseman, *Zoology* **19**, 437 (1936).
2. ——— and W. R. Riedel, *Deep-Sea Res.* **7**, 215 (1960).
3. A. R. Loeblich and H. Tappan, *J. Paleontol.* **31**, 1109 (1957).
4. ———, *Micropaleontology* **7**, 257 (1961).
5. P. H. Kuenen, *Marine Geology* (Wiley, New York, 1950).
6. D. B. Ericson, M. Ewing, G. Wollin, B. C. Heezen, *Geol. Soc. Am. Bull.* **72**, 193 (1961).
7. Supported by National Science Foundation grant 614197. I thank Dr. M. Ewing for reading and discussing the manuscript; and D. B. Ericson for calling my attention to these cores and for his many helpful suggestions in the course of the work. This report is contribution No. 636 of the Lamont Geological Observatory.

13 March 1963

(*Reprinted from Nature, Vol.* 198, *No.* 4884, *pp.* 950–952, *June* 8, 1963)

A MAJOR FAULT SCARP UNDER THE ARABIAN SEA DISPLACING THE CARLSBERG RIDGE NEAR SOCOTRA

By Dr. D. H. MATTHEWS
Department of Geodesy and Geophysics, University of Cambridge

IT is desirable to study major geological structures which appear to cross the continental margin into the deep ocean. One such structure is the Carlsberg Ridge, the mid-ocean ridge in the north-western Indian Ocean, which many geologists believe to be continuous with the Red Sea and East African rift valley system. The International Indian Ocean Expedition, and especially the two geophysical reconnaissance cruises carried out by H.M.S. *Owen*, have provided new data on the Carlsberg Ridge. This article is concerned with the possible connexion between the northern end of the Carlsberg Ridge and the strip of mountainous topography which follows the median line of the Gulf of Aden. It is based on sounding information collected on British Admiralty *One Million Series Oceanic Plotting Sheets* in areas 158, 159 and 189.

The main features of the topography of the floor of the Arabian Sea were delineated by the John Murray Expedition, 1933–34. The John Murray Expedition obtained three sounding profiles across the ridge between Socotra and the equator, and in Chart 3 accompanying their report[1] they sketched the ridge and its median valley as a continuous feature extending in a broad bow from at least 15° S. past the Chagos Archipelago, so far as a position (10° N., 56° E.), 180 miles south-east of Socotra. During 1961 and 1962, H.M.S. *Owen* has obtained continuous recordings of depth, gravity and magnetic field strength, on four tracks which cross this section of the Carlsberg Ridge and has made a detailed survey of a 1° square of the axial zone of the ridge at latitude 5° N. The positions of these crossings are shown as unnumbered tracks in the south-east corner of Fig. 1. The zig-zag lines across these tracks mark the positions where the foothills of the ridge disappear beneath the sediments of the adjacent abyssal plains, and the double lines indicate the position of the median valley. In this group of tracks, the second track from the north, which has a sharp bend in it, marks the position of the published bathymetric profile obtained by R.V. *Vityaz* in 1959[2]. The results obtained on these crossings have confirmed the general similarity between the Carlsberg Ridge and the Mid-Atlantic Ridge, although the topography seems

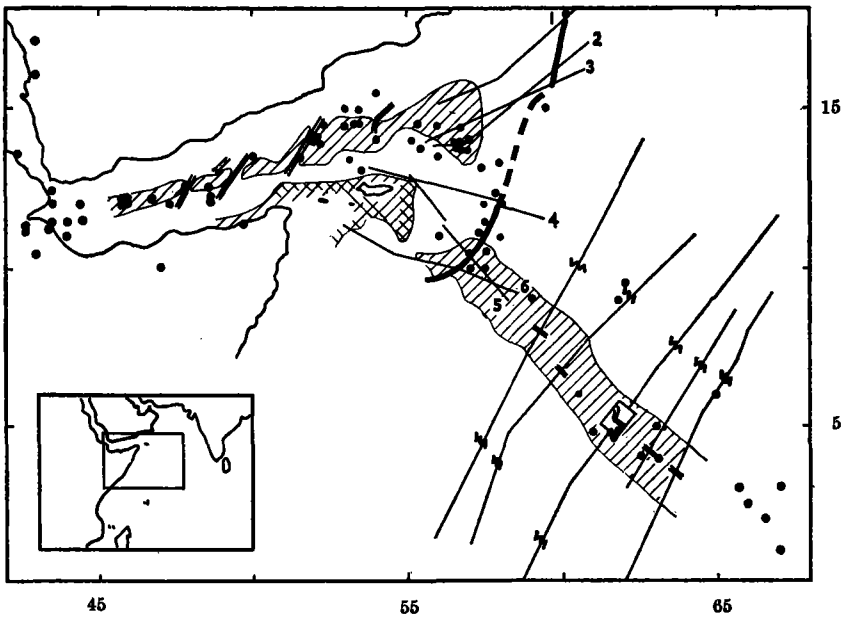


Fig. 1. Physiography and earthquake epicentres of the northern end of the Carlsberg Ridge

to be more rugged on the Carlsberg Ridge and may be somewhat less magnetic. A median valley associated with a magnetic anomaly of about 500-γ range and with a large negative gravity anomaly was observed on all the *Owen* crossings. The central part of the ridge, arbitrarily defined as the area within which peaks attain 1,600 fms, is indicated by diagonal shading in Fig. 1. The new crossings confirm that the ridge occupies the position indicated by the John Murray Expedition.

At its northern end, near (10° N., 56° E.), the John Murray Expedition suggested that the Carlsberg Ridge might branch, one branch running north-eastwards across the mouth of the Gulf of Aden in the direction of the Murray Ridge (which lies beyond the northern limit of Fig. 1 at the entrance to the Gulf of Oman) and the other branch running west-north-west to meet the continental shelf at Abd-al-Kuri, the island between Socotra and the Horn of Africa. More recent bathymetric charts[3] have omitted this latter connexion between the Carlsberg Ridge and the continental shelf south-west of Socotra, and have shown relatively deep water between Socotra and the Ridge. In Fig. 2, the part of profile 6 to the west of the gap which marks a change in direction lies almost along the line of the postulated western branch of the ridge, and a profile obtained by H.M.S. *Owen* while on passage from Socotra to Mombassa along a track not

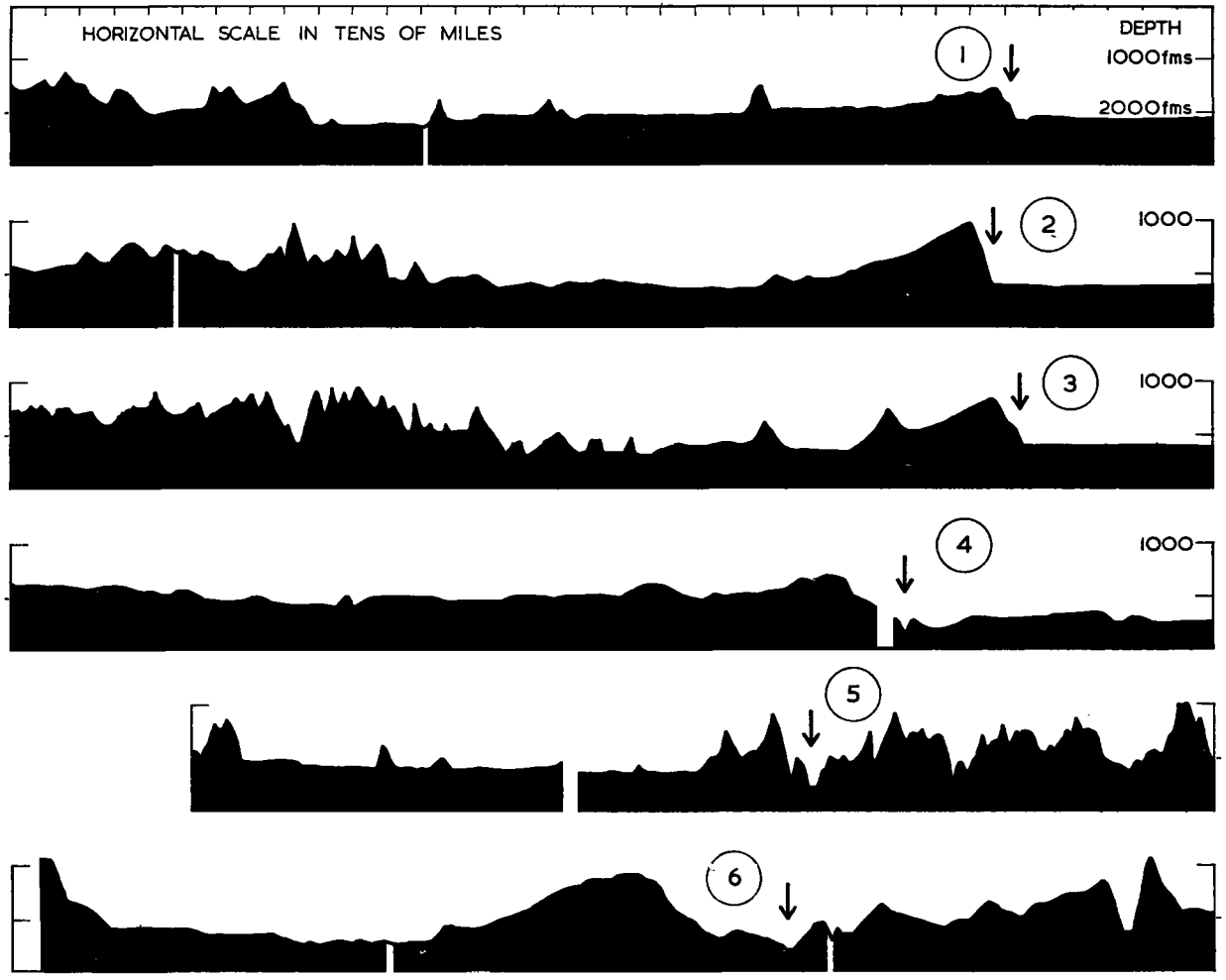


Fig. 2. Bathymetric profiles along the numbered lines drawn on Fig. 1. Vertical exaggeration about 6 : 1. No. 1, H.M.S. *Owen*; No. 3, R.V. *Vityaz*; No. 5, R.V. *Vema*

shown in Fig. 1 crosses the line of the postulated branch at right angles. Neither of these sounding profiles has revealed any sign of a connecting ridge in the position shown on the John Murray chart. However, the two *Owen* tracks did reveal an area of non-magnetic seamounts around Socotra. These non-magnetic seamounts occur within the cross-hatched area in Fig. 1; one of them can be seen at the extreme west end of profile 5, Fig. 2. Existing soundings collected on Admiralty plotting sheet No. 189 suggest but do not prove that the northern end of the Carlsberg Ridge is separated by a narrow fosse of deeper water from these non-magnetic seamounts around Socotra. This area will be investigated by H.M.S. *Owen* during April and May 1963. The other postulated branch of the Carlsberg Ridge, running north-east from about (10° N., 56° E.), is the subject of the rest of this article.

In their important paper on the results of the John Murray Expedition, Wiseman and Seymour-Sewell[4] directed attention to the way in which known earthquake epicentres appear to follow the line of the Carlsberg Ridge, and they pointed out that the seismic belt is apparently continued into the Gulf of Aden and the Gulf of Oman. In the Gulf of Aden it follows a strip of mountainous topography indicated in Fig. 1 by diagonal shading. The mountainous zone, which follows the median line of the Gulf, is crossed by ridges and deep trenches trending north-east–south-west. In Fig. 1 the trenches are indicated by parallel lines. Magnetic profiles obtained east of Aden by H.M.S. *Owen* indicate that the strip of rugged topography is associated with large magnetic anomalies, and with one very large anomaly of more than 1,000-γ range and less than 15 miles half-width. Girdler and Peter[5] have mapped and interpreted these anomalies at the other end of the Gulf, west of 45° E., and have traced them into the Gulf of Tadjura, (11½ N, 43° E.), where the East African rift valley reaches the sea. Allan[6] has mapped similar magnetic anomalies over the median trough which follows the axis of the Red Sea. An anomaly of comparable range and width is known to occur over the median valley of the Carlsberg Ridge but nowhere else in the Arabian Sea; the anomalies recorded over the flanks of the ridge are typically of only 150-γ range and less than 10 miles half-width, while those recorded over the abyssal plains are broader, typically 400-γ range and 25 miles half-width. These similarities provide good reasons for tracing the axial line of the Carlsberg Ridge through the Gulf of Aden, but bathymetric evidence of the connexion is lacking and, indeed, the soundings that are available suggest that there is no direct connexion east of Socotra.

The idea that a narrow belt of epicentres marks the axial line of the mid-ocean ridges gained general recogni-

tion with the publication of maps of the Indo-Atlantic seismic zone by Rothé[7], and the postulated association of the active zone with a median valley was strikingly vindicated in 1960 when R.V. *Vema* traced the Mid-Atlantic Ridge and its median valley along the earthquake belt through the sparsely sounded area south of the Cape of Good Hope to its apparent confluence with the Carlsberg Ridge near Mauritius[8]. Fig. 1 includes a new plot of all listed epicentres up to January 1963. Epicentres are shown as filled circles. The uncertainty of position is about 1°. Data for shocks occurring prior to 1942 are from the tables of Gutenberg and Richter[9] and Rothé[7], shocks between 1942 and 1955 are from the *I.S.S. Bulletin* and those from 1955 to 1963 are from the *U.S.C.G.S.* The data presented in the figure confirm the correspondence between the epicentres and the axial line of the ridge as far north as the northernmost available crossing, which is that of H.M.S. *Owen* in lat. 8° N. If the epicentre belt is a reliable guide to the course of the ridge north of this point, then it appears that the ridge undergoes an abrupt change in direction at about (10° N., 57½° E.), and the simplest hypothesis is that the ridge and median valley turn north at this point. Profiles 5 and 6, Fig. 2, cross this part of the ridge. The deepest points on them are indicated by arrows on the profiles and these deep points lie on the heavy line shown in Fig. 1. These deep soundings could possibly lie in the median valley if the median valley were running north-east in this area, but farther to the north along the epicentre belt existing soundings do not show the ridge at all. From 10° N. to 15° N. only one line of soundings crosses the epicentre belt. This profile is drawn as profile 4 in Figs. 1 and 2. The deepest sounding on it is indicated, as before, by an arrow in Fig. 1 and by a heavy line in Fig. 2, but the profile does not look at all like a crossing of the Carlsberg Ridge. The critical portion of profile 4, near 57° E., is based on an old line of soundings and requires confirmation.

Still farther to the north, along a branch of the epicentre belt marked by only a few shocks, the abyssal plain which extends westwards from Karachi is bounded by a linear scarp more than 600 fms high. Four recent crossings of the southern end of this feature appear on Admiralty plotting sheet 159 and three of them are shown in Fig. 2 as profiles 1, 2 and 3. This prominent scarp, which was shown on the John Murray Expedition chart, looks very like the edge of a slightly tilted fault block. The line of the scarp may be tentatively extended northwards towards the deep trench of the Murray Ridge system, and if it is extended to the south it converges with the main epicentre belt and with the line of deep soundings at the northern end of the ridge.

It is suggested in conclusion that this lineation re-

presents a seismically active dislocation which displaces the axis of the Carlsberg Ridge, by nearly two hundred miles, explaining the apparent absence of the ridge from profile 4. North of latitude 10° N. the postulated movement on the fault is transcurrent, right-handed, with upthrow to the west. The position of the hypothetical fault is marked by the heavy line in Fig. 1 and by the arrows in Fig. 2. The kink in the line near (15° N., 59° E.) is based on a line of soundings of unspecified origin shown on the chart drawn by the John Murray Expedition. The bend drawn at the western end of the fault is based on a number of sounding lines, including a profile obtained by H.M.S. *Owen* in November 1962, which are collected on Admiralty plotting sheet No. 189, but are not shown on Fig. 1.

H.M.S. *Owen* (Commander, D. W. Haslam, R.N., senior scientist, B. C. Browne) has been carrying out a survey of the northern end of the Carlsberg Ridge during April–May 1963, and has sought between latitudes 10° and 15° N. for further evidence of the major fault the existence of which is suggested here. I am indebted especially to the Hydrographer of the Navy and his staff in the Oceanographic Branch for the provision of data, to the scientists, officers and men of H.M.S. *Owen* for help at sea, and to Drs. Heezen and Loncarevic for discussion at home.

The work was supported by grants from the Department of Scientific and Industrial Research and from the U.S. Office of Naval Research (contract No. *N*62558-3542). The geophysical results of the two cruises of H.M.S. *Owen* are being prepared for publication by the Admiralty Hydrographic Department.

Note added in proof. Preliminary reports and soundings just received from H.M.S. *Owen* amply confirm the existence of the feature discussed in this article.

[1] Farquharson, W. I., *John Murray Expedition 1933–34, Scientific Reports*, 1, 43 (British Museum of Natural History, 1936).
[2] Anon., *Data of Oceanological Investigations, R.V. Vityaz, Cruise 31, 1959–60, Bottom Topography* (Inst. Oceanol., Acad. Sci. U.S.S.R., Moscow, 1962).
[3] *Carte Générale Bathymétrique des Océans, 3ème Edition*, Monaco (1938). *Bathymetric Chart of the World*, U.S. Navy Hydrographic Office, Washington, D.C. (1961).
[4] Wiseman, J. D. H., and Seymour-Sewell, R. B., *Geol. Mag.*, **74**, 219 (1937).
[5] Girdler, R. W., and Peter, G., *Geophys. Prospecting*, **8**, 474 (1960).
[6] Allan, T. D., unpublished dissertation, Univ. of Camb. (1960).
[7] Rothé, J. P., *Proc. Roy. Soc.*, A, **222**, 387 (1954).
[8] Ewing, M., and Heezen, B. C., *Science*, **131**, 1677 (1960).
[9] Gutenberg, B., and Richter, C. F., *Seismicity of the Earth* (Princeton, 1954).

Printed in Great Britain by Fisher, Knight & Co., Ltd., St. Albans.

Reprinted from: *Zeitschrift für Geophysik*, Jahrgang 29 (1963), Heft 5, S. 233-256

Kontinuierliche Schweremessungen im Roten Meer mit einem Askania-Seegravimeter vom Typ Gss 2 nach GRAF

Von S. PLAUMANN, Hannover[1])

Eingegangen am 25. Juni 1963

Zusammenfassung: Etwa seit der Jahrhundertwende war bekannt, daß im Graben des Roten Meeres positive Bougueranomalien von über 100 mgal vorkommen. Es lag jedoch bisher nur eine geringe Anzahl Pendelmessungen vor, meist an den Küsten und auf Inseln. „Flächenhafte" Schweremessungen auf den Meeren sind nun leicht durch die seit einigen Jahren verfügbaren Seegravimeter möglich geworden. — In der vorliegenden Arbeit wird über die Ergebnisse von Messungen berichtet, die im Jahre 1961 mit einem Askania-Seegravimeter im Roten Meer durchgeführt wurden. Entlang der Mittellinie des Roten Meeres zieht sich ein Schweremaximum hin, das an einigen Stellen 150 mgal erreicht. Eine Interpretation geht von der Annahme aus, daß subkrustale Magmen in die Kruste eingedrungen sind. — Die Genauigkeit der Schweremessungen und der Korrekturen wird diskutiert. Es zeigt sich, daß mangelnde Genauigkeit der Navigation im allgemeinen die Hauptfehlerquelle ist. Vernachlässigung der topographischen Korrekturen kann zu relativ großen Fehlern führen; ihre Berücksichtigung setzt das Vorhandensein detaillierter Tiefenkarten voraus.

Summary: Since about the turn of the century it is known that in the Red Sea graben positive Bouguer-anomalies of more than 100 mgals exist. Up to now, however, only few pendulum measurements have been performed, and mostly at the coasts and on isles. Today areal gravity measurements on seas are facilitated by the aid of the sea-gravimeters, which are available since some years. — This paper is dealing with the results of measurements conducted in the Red Sea with an Askania sea-gravimeter in 1961. A gravity maximum has been found which is stretching along the center line of the Red Sea and in some places reaches 150 mgals. Interpretation is based on the assumption that subcrustal magma intruded into the earth's crust. — The accuracy of the gravity measurements and of the corrections is discussed. It is shown that a deficient accuracy of navigation generally forms the main source of error. Neglect of the topographical corrections may entail relatively large errors; detailed isobathic maps must be available to compute these corrections.

1. Einleitung

Bald nach dem Ende des 2. Weltkrieges begann die geophysikalische Industrie mit der Entwicklung von Gravimetern, die eine Bestimmung der Schwerebeschleunigung von fahrenden Überwasserschiffen aus ermöglichen. Als Ergebnis haben wir heute

[1]) Dipl.-Geophysiker SIEGFRIED PLAUMANN, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, Wiesenstr. 1.

im wesentlichen drei Typen, die seit einigen Jahren mit Erfolg eingesetzt werden: Das sowjetische Quarzgravimeter GAL, das LaCoste-Romberg-Seegravimeter (USA) und das deutsche Askania-Seegravimeter nach GRAF. Mit diesen Gravimetern kann die Schwere auf fahrenden Schiffen kontinuierlich oder in kurzen Zeitabständen mit einer Genauigkeit von einigen mgal gemessen werden. Nach den älteren Versuchen statischer Schweremessungen auf See (es seien die von HECKER, HAALCK und NOERGAARD genannt) und den U-Boot-Pendelmessungen von VENING-MEINESZ ist damit zum erstenmal die Möglichkeit gegeben, Schweremessungen großen Stils auf den Ozeanen vorzunehmen.

Der praktische Nutzen hiervon liegt auf der Hand, wenn man daran denkt, daß drei Viertel der Erdoberfläche bisher nur sporadisch vermessen werden konnten. Geophysik, Geodäsie und Geologie werden gleichermaßen davon profitieren. So wird sicherlich die in jüngster Zeit intensiv einsetzende wissenschaftliche Erforschung der Ozeane die Ergebnisse von Gravimetermessungen für Aussagen über den Krustenbau unter den Weltmeeren verwenden.

Die Schweremessungen im Roten Meer hatten eine geologische Zielsetzung. Aus einer geringen Anzahl von Messungen der letzten 60 bis 70 Jahre (meist an den Küsten, nur vereinzelt auf See oder auf Inseln) war bekannt, daß es im Roten Meer positive Bougueranomalien gibt, was den bisherigen Erfahrungen über Grabenstrukturen und die dazugehörigen Schwereanomalien entgegenstand.

Das Saclant ASW Research Center in La Spezia (Italien) plante deshalb im Jahre 1961, eine Forschungsfahrt ins Mittelmeer und ins Rote Meer zu unternehmen. Die Reise mit dem Forschungsschiff „Aragonese", an der der Verfasser für die Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover, teilnahm, begann am 19. Oktober 1961 in La Spezia und endete dort am 16. Dezember 1961. Die Messungen im Roten Meer fanden in der Zeit zwischen dem 11. November (Verlassen des Suez-Kanals) und dem 9. Dezember (Wiedereintreffen in Suez) statt. Am 26. und 27. November lag die „Aragonese" in Aden. Das Rote Meer wurde in etwa ost-westlich verlaufenden Profilen im Zickzackkurs durchfahren, auch während der Rückfahrt, wobei viele der Hinfahrt-Profile gekreuzt wurden und sich Möglichkeiten für Genauigkeitskontrollen ergaben (Abb. 1).

Organisation und Gesamtleitung dieser „Cruise Concrete 1961" genannten Forschungsfahrt lagen in den Händen der Wissenschaftler des Saclant ASW Research Center (H. CHARNOCK und Dr. T. A. ALLAN), denen an dieser Stelle für die Einladung zur Teilnahme an der Fahrt gedankt sei.

Die Schweremessungen wurden von zwei Gruppen von Wissenschaftlern, einer italienischen und einer deutschen, mit je einem Askania-Seegravimeter durchgeführt. Die vorliegende Arbeit basiert auf der Auswertung der Messungen mit dem Askania-Gravimeter Gss 2 Nr. 5, das der Arbeitsgemeinschaft „Bundesanstalt für Bodenforschung (Hannover) – Deutsches Hydrographisches Institut (Hamburg)" gehört und vom DHI (Dr. FLEISCHER) vor dem Einsatz im Roten Meer auf vielen Fahrten auf der Nordsee erprobt und weiterentwickelt worden ist.

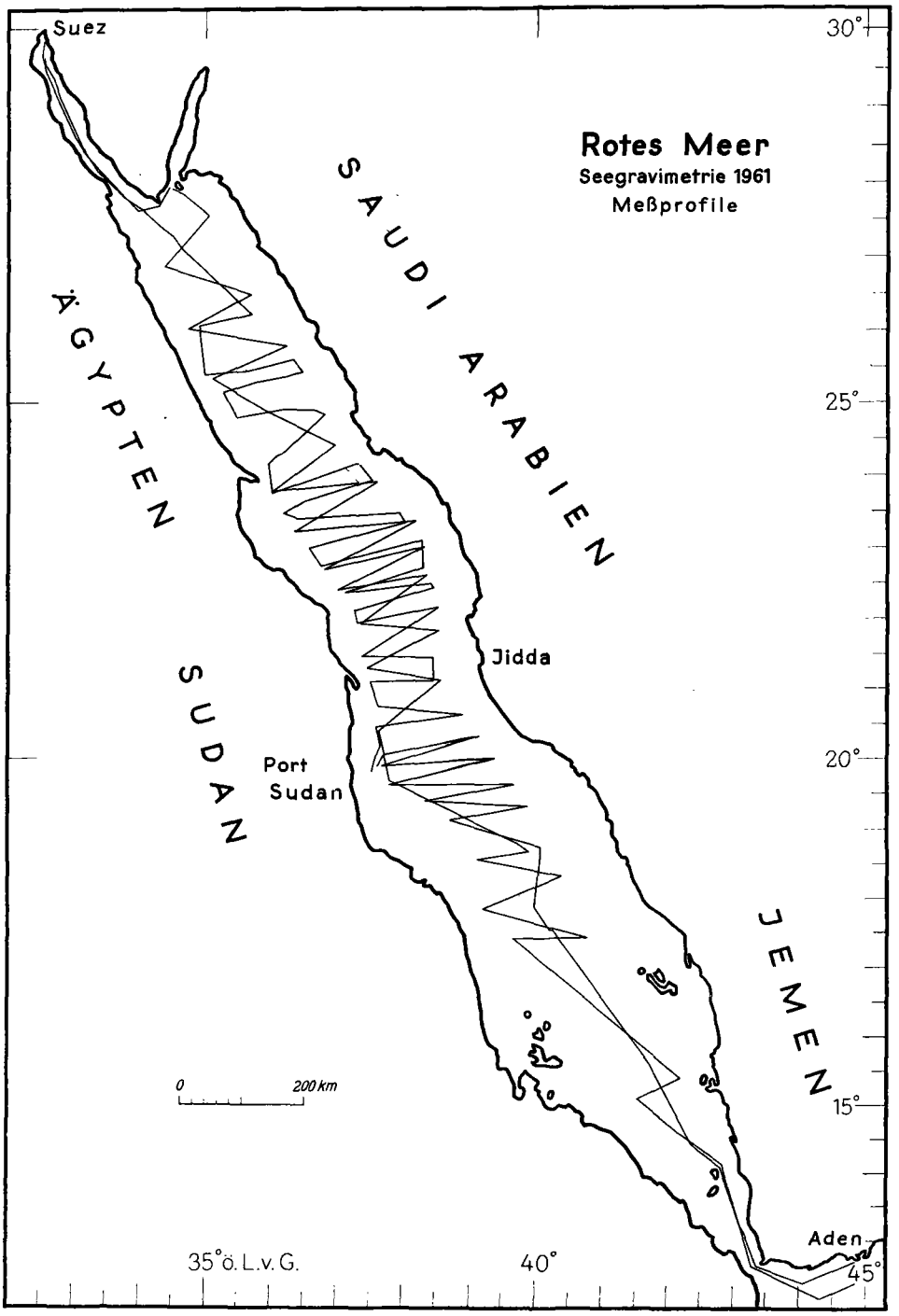


Abb. 1: Lage der Meßprofile bei den Seegravimetermessungen im Roten Meer 1961.

2. Kurze Beschreibung der Meßeinrichtung

Über Aufbau, Meßprinzip und Arbeitsweise des Seegravimeters ist in den letzten Jahren so viel publiziert worden, daß es hier genügt, in wenigen Worten die wesentlichsten Punkte zu wiederholen und im übrigen auf die Literatur (GRAF, WORZEL, SCHULZE u. a.) zu verweisen.

Zur Verminderung des Einflusses der Schiffsbewegungen infolge des Seeganges wird das Gravimeter an Bord durch einen kreiselgesteuerten Tisch in der Horizontalen gehalten. Eine hinreichend starke Dämpfung des Meßbalkens sorgt dafür, daß dessen Ausschläge infolge der mehr oder weniger periodischen Vertikalbewegungen des Schiffes nicht zu groß werden. Die Bewegungen des Meßbalkens werden photoelektrisch registriert und von einem Schreibgerät fortlaufend als Kurvenzug aufgeschrieben. Die magnetische Dämpfung des Meßbalkens und eine elektrische Dämpfung der an den Schreiber gelangenden Spannungsschwankungen bewirken, daß bei nicht zu schwerer See der Schreibstift keine oder nur sehr kleine Schwankungen aufzeichnet. Abb. 2 zeigt links eine Registrierung bei fast ruhiger See, rechts eine Registrierung bei stärkerem Seegang (Vertikalbeschleunigung bis zu etwa $\pm$ 50 Gal).

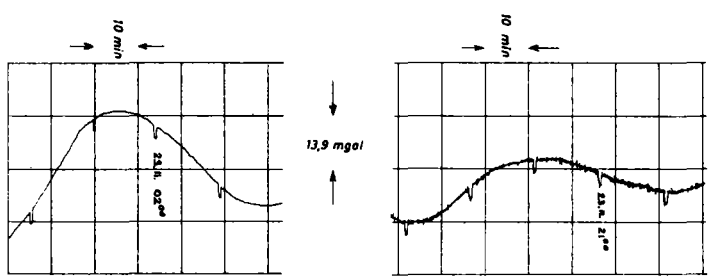


Abb. 2: Beispiele für Registrierungen des Seegravimeters Gss 2 Nr. 5 bei ruhiger und bewegter See.

Aus dieser fortlaufend registrierten Schwere sind viertelstündlich Werte herausgegriffen worden, für die dann alle erforderlichen Korrekturen berechnet wurden. Bei der normalen Geschwindigkeit der „Aragonese" zwischen 10 und 12 Knoten erhält man also in den Profilen Schwerewerte im Abstand von etwa 5 km; dieser Abstand ist klein genug, um die wesentlichen Änderungen des Schwerefeldes erfassen zu können.

Die starke Dämpfung des Gravimeters bewirkt, daß die Registrierung dem wirklichen Schwereverlauf um einige Minuten nachhinkt. Beim Seegravimeter Gss 2 Nr. 5 sind es $3^1/_2$ Minuten. Man muß also $3^1/_2$ Minuten nach dem Zeitpunkt ablesen, für den man einen Schwerewert haben will. In den Fällen, wo sich die Schwere gleichförmig (etwa linear mit der Zeit) oder mit großen Perioden ändert, erhält man damit richtige Werte. Bei kurzperiodischen Schwereänderungen wird durch die Dämpfung außerdem die Amplitude der Schwereänderung reduziert. Die Registrierungen geben

dann nicht mehr den wahren Schwereverlauf wieder. Wie weiter unten gezeigt wird, ist dieser ungünstige Fall bei den Messungen im Roten Meer jedoch nicht häufig aufgetreten. Abb. 3 zeigt mehrere Beispiele für den wahren und den vom Gravimeter registrierten Schwereverlauf. Der wahre Schwereverlauf läßt sich durch Probieren leicht finden. Zur Kontrolle wird danach die Gravimeterregistrierung berechnet. Eine Übereinstimmung von 1 mgal zwischen wirklich registrierter Schwere und der Registrierkurve, die nach der angenommenen wahren Schwere berechnet wurde, wird als genügend angesehen.

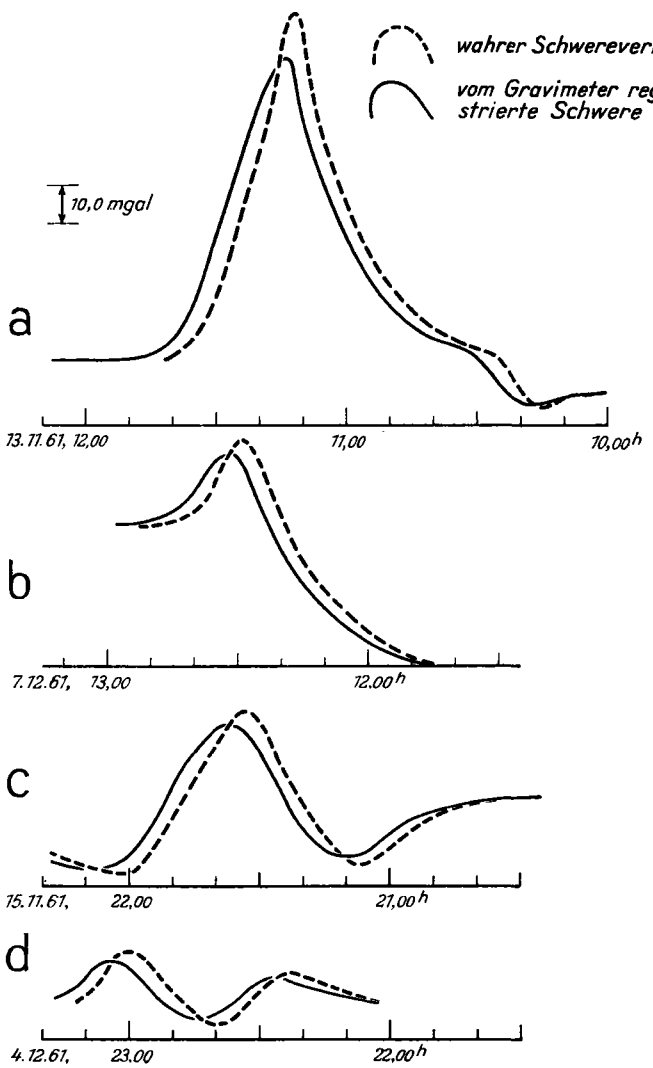


Abb. 3: Beispiele für die Abweichung der registrierten Schwere vom wahren Schwereverlauf.

Man sieht, daß man im allgemeinen richtige Werte erhält, wenn man immer $3^1/_2$ Minuten später abliest. Nur in den wenigen Fällen scharfer Schwereextrema werden die Ablesungen bis zu 10 oder 15 mgal fehlerhaft, wenn eine Ablesung gerade in das Extremum oder unmittelbar daneben fällt, wie im Beispiel der Abb. 3a etwa um 11^{12} Die Abb. 3a gibt die in dieser Hinsicht ungünstigste Registrierung wieder, die bei den Messungen im Roten Meer aufgetreten ist. Die Beispiele der Abb. 3b bis 3d entsprechen nicht ganz so ungünstigen Bedingungen; sie sind im Verhältnis zur gesamten Meßzeit auch nicht häufig aufgetreten. Die maximal möglichen Fehler (an den Spitzen) betragen hier nur noch 3 bis 6 mgal. In den meisten Fällen, während 85 bis 90% der Meßzeit, verlief die Schwerekurve so flach bzw. in so weitgespannten Wellen, daß die Reduktion der Amplituden kaum mehr als 1 bis 2 mgal betragen hat.

3. Navigationsdaten

Die Angaben über Position und Meerestiefe wurden vom Saclant ASW Research Center zur Verfügung gestellt. Die Positionen des Schiffes wurden in der Nähe der Küsten und gegebenenfalls auf See in der Nähe von Inseln mit Radar bestimmt, daneben einige Male am Tag durch Beobachtung der Sonne oder der Sterne. Dazwischen wurden die Positionen „gekoppelt". Die Tiefen wurden fortlaufend gemessen und von einem „Precision Depth Recorder" registriert. Die vom Saclant Center hergestellten Profilkarten enthalten viertelstündliche Positionsangaben. Ebenfalls viertelstündlich wurden Tiefenwerte angegeben.

4. Grundlagen der Auswertung

4.1 *Instrumentenkonstanten*

Aus zwei Werten wird die Schwere an einem bestimmten Meßpunkt berechnet: Aus der Einstellung der Meßspindel am Gravimeter und aus der Aufzeichnung bzw. Anzeige des Registriergerätes (eines Enographen). Die Meßspindel dient dazu, die Ruhelage des Meßbalkens bzw. seine Mittellage bei Schwingungen immer in der Nähe der Horizontalen zu halten. Die Mittelstellung ist gleichzeitig die Nullstellung des Enographen. Abweichungen von der Nullstellung sind bis zu $\pm$ 140 mgal möglich, d. h. Abweichungen dieser Größe kann der Enograph noch aufzeichnen. Die Eichung der Meßspindel in mgal pro Spindelumdrehung wurde von den Askania-Werken vorgenommen, jedoch stand dafür nur eine Eichstrecke mit geringem Schwereunterschied zur Verfügung. Es wurden deshalb die großen Schwereunterschiede zwischen den Häfen, die während der Meßfahrt von der „Aragonese" angelaufen wurden, für eine Eichung des Gravimeters benutzt.

In La Spezia und in Messina wurden nahegelegene Punkte des italienischen Schweregrundnetzes als Anschlußpunkte benutzt, in Heraklion (Kreta), Beirut und Aden Flughafenschwerepunkte. Die Anschlüsse vom Schiff zu den Schwerepunkten wurden von Sign. M. PISANI (Oss. Geof. Sper., Trieste) mit einem Wordengravimeter ge-

messen. Für die absolute Schwere der Liegeplätze der „Aragonese" in den Häfen ergaben sich danach die folgenden Werte (Tabelle 1):

Tabelle 1:

Hafen	absolute Schwere	Anschlußstation
La Spezia (Italia)	980570,8 mgal	Punkt Nr. 53 Rete Fondamentale Italiana
Messina (Italia) I	980108,2 mgal	Punkt Nr. 59 Rete Fondamentale Italiana
Messina (Italia) II	980106,5 mgal	
Heraklion (Kreta)	979841,5 mgal	Flugplatz[1])
Beirut (Libanon)	979701,9 mgal	Flugplatz[2])
Aden	978324,8 mgal	Flugplatz[3])

[1]) M. PISANI: Boll. di geofis. teor. ed appl., Trieste, 6 (1960).

[2]) N. KUMAGAI, C. MORELLI: Boll. di geofis. teor. ed appl., Trieste, 6 (1960).

[3]) WOOLARD: Ref. 60-26 Woods Hole Oc. Inst. (1960).

Die gesamte „Eichstrecke" umfaßt 2246 mgal, so daß die Bestimmung der Eichkonstanten des Gravimeters mit einer Genauigkeit von besser als $1^0/_{00}$ angegeben werden kann; sie ergab sich zu 51,86 mgal/Spindelumdrehung. Die Eichung der Enographenskalenteile in mgal ist sehr leicht möglich, wenn man die Eichkonstante der Gravimeterspindel kennt. Man braucht nur die Spindel um bestimmte Beträge zu verstellen und die dadurch hervorgerufenen Ausschläge des Schreibstiftes am Enographen zu beobachten. Diese Eichungen wurden in jedem Hafen vorgenommen. Für die Auswertung der Messungen im Roten Meer ist das Mittel aus den Bestimmungen in Beirut, auf dem Großen Bittersee, in Port Sudan, Aden und Suez genommen worden: 13,87 mgal/Skalenteil. Zwei Skalenteilstriche haben einen Abstand von 12 mm, so daß sich Zehntel-Milligal bei der Ablesung gut schätzen lassen.

4.2 *Der Gang des Gravimeters*

Da das Seegravimeter einen Doppelthermostaten besitzt, sind zeitliche Gänge sehr klein, d. h. sie erreichen im Laufe eines Monats nur einige Milligal.

Der Hafen Messina ist sowohl während der Hinfahrt wie auch während der Rückfahrt angelaufen worden. Dazwischen liegen 54 Tage, und die zweite Anzeige des Gravimeters unterschied sich von der ersten um − 6,2 mgal, so daß sich ein Gang von − 3,5 mgal in 30 Tagen ergibt. Eine weitere Möglichkeit der Gangkontrolle ergab sich durch Vergleich der Registrierungen im Suezkanal während der Hin- und Rückfahrt. Die sehr genauen Positionsangaben (Kilometersteine am Kanal) erlauben eine gute Zuordnung der beiden Registrierungen und eine genaue Berechnung der (ohnehin nicht sehr großen) Eötvös-Korrekturen. Das Ergebnis ist hier ein Gang von

– 4,2 mgal in 29 Tagen, also etwa – 4,3 mgal/30 Tage. Die Gangkorrekturen sind unter Zugrundelegung eines linearen Ganges von – 3,6 mgal/30 Tage berechnet worden.

4.2.1 Anhang: Der Suez-Kanal als Schwereanschlußstrecke

Für eine bestimmte Strecke im Suezkanal sind absolute Schwerewerte berechnet worden. Der Suez-Kanal wird in Zukunft sicher häufig von Forschungsschiffen durchfahren werden, so daß auf die Möglichkeit, eine Anschlußmessung vorzunehmen, hingewiesen werden soll. Sie kann nicht so gut sein wie eine Messung im Hafen, da die absoluten Schwerewerte im Suezkanal nicht mit einer solchen Genauigkeit angegeben werden können, wie sie die in den letzten Jahren angelegten Flughafen- und Hafenpunkte des Weltschwerenetzes oder eines kontinentalen Schwerenetzes haben; bei dem naturgemäß vorhandenen Mangel an Anschluß- und Vergleichsstationen auf See wird es für die Kontrolle des Gravimetergánges jedoch von großem Nutzen sein, die Fahrt durch den Suez-Kanal als Anschlußmessung und zur Gangkontrolle benutzen zu können.

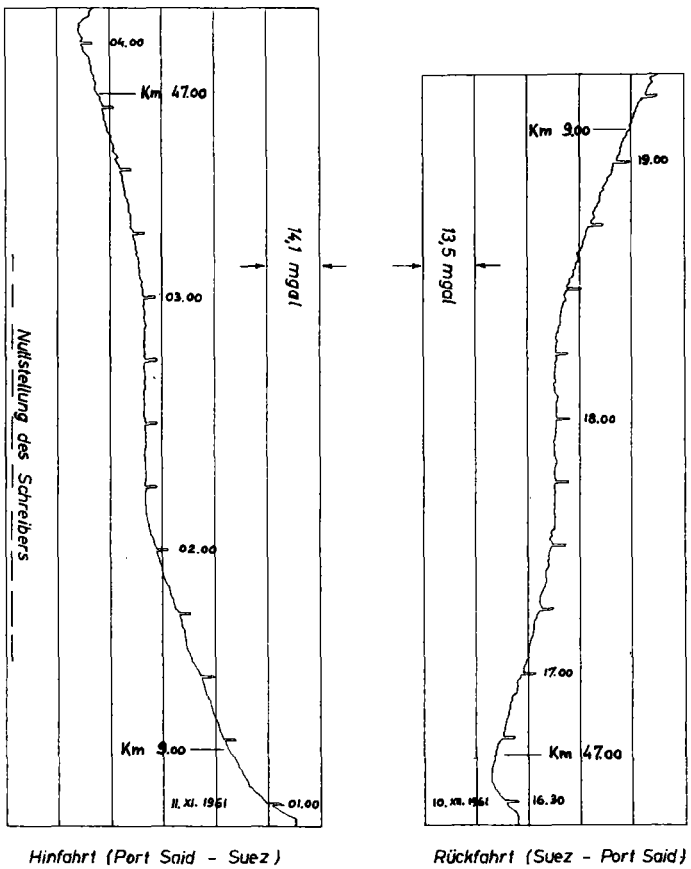


Abb. 4: Ausschnitte aus Registrierungen im Suezkanal bei Port Said.

Die absoluten Schwerewerte im Kanal sind durch Anschluß an die Häfen Beirut und Messina berechnet worden (vgl. Tabelle 1). Der Gravimetergang ist eliminiert worden. Abb. 4 zeigt die Registrierungen während Hin- und Rückfahrt durch den Suez-Kanal am 11. November bzw. 10. Dezember 1961. Abb. 5 gibt den berechneten Schwereverlauf wieder; die geographischen Koordinaten zweier Kilometermarken an den Enden der völlig geraden Strecke sind in Tabelle 2 angegeben:

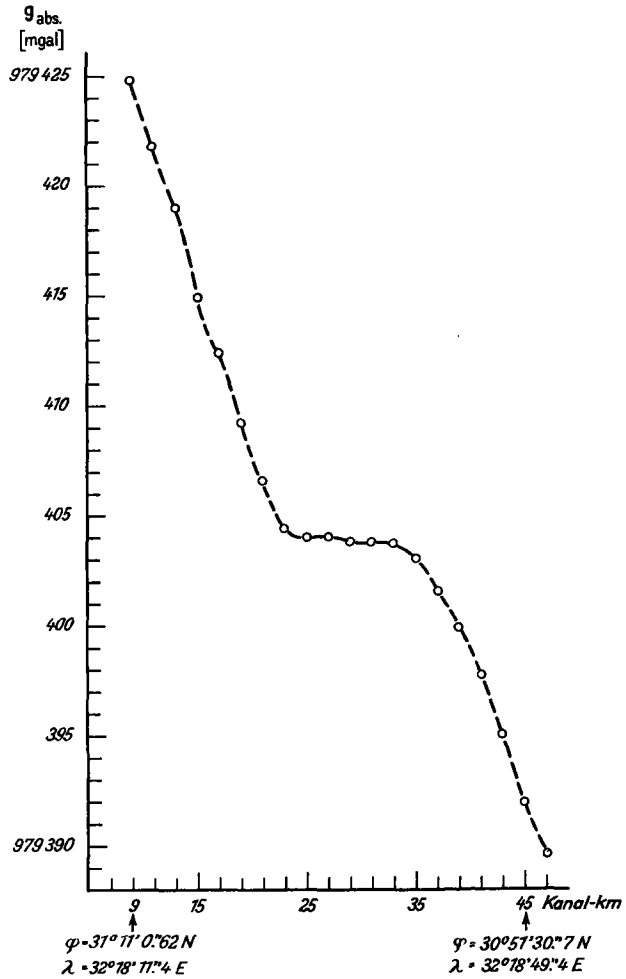


Abb. 5: Absolute Schwere im geradlinigen Teil des Suezkanals zwischen Port Said und El Kantara (Richtung N 178.5° E).

Tabelle 2:

Kanal km	Geographische Länge	Geographische Breite
9	32° 18′ 11″,4 E	31° 11′ 0″,62 N
45	32° 18′ 49″,4 E	30° 51′ 30″,7 N

4.3 *Absolute Schwere, Normalschwere, Reduktionen*

Die absoluten Schwerewerte sind durch Anschluß an die Schwerebasisstation Beirut gewonnen worden. Die totale Schwerestörung wurde nach der internationalen Normalschwereformel (CASSINIS 1930) berechnet:

$$\gamma_0 = 978\,049{,}0\,(1 + 0{,}0052884\,\sin^2\varphi - 0{,}0000059\,\sin^2 2\varphi).$$

Die totale Schwerestörung ist, da ja alle Messungen im Meeresniveau vorgenommen wurden, identisch mit der Freiluftschwerestörung. Mit Hilfe der aus den kontinuierlichen Tiefenregistrierungen erhaltenen Meerestiefen wurden Bouguerreduktionen und Bougueranomalien berechnet (vgl. dazu Abschnitt 4.4). Die Berechnungen der Freiluft- bzw. Bougueranomalien sind vorgenommen unter Berücksichtigung der Gangkorrekturen (es wurde ein linearer Gang von $-3{,}6$ mgal/Monat angenommen) und der Korrekturen wegen des Eötvös-Effektes nach der einfachen Formel

$$\Delta g_E = 7{,}50 \cdot v \cdot \sin\alpha \cdot \cos\varphi \quad [mgal],$$

worin φ = geogr. Breite, α = Kurs des Schiffes und v seine Geschwindigkeit in Knoten sind.

4.4 *Bouguer-Reduktion und topographische Korrektur*

Es ist üblich, bei der Reduktion von regionalen Schweremessungen auf dem Lande das Meeresniveau („Normal-Null-Niveau", „sea level") als Bezugsniveau zu verwenden. Die reduzierten Schwerewerte enthalten dann die Wirkungen der unter dem Meeresniveau gelegenen Masseninhomogenitäten zusätzlich der unbekannten Masseninhomogenitäten innerhalb der reduzierten Platte. Auf See fallen die Höhenreduktionen fort, da die Messungen ja stets im selben Niveau durchgeführt werden (eine Berücksichtigung von Ebbe und Flut ist auf dem offenen Meer nicht nötig, da die Wirkung max. nur $\pm$ 0,08 mgal beträgt). Die totale Schwerestörung (gemessene Schwere minus Normalschwere) auf See und die Bouguerschwerestörung auf dem Festland sind somit unmittelbar miteinander vergleichbar. Es hat sich allerdings eingebürgert, bei den Schwerestationen auf See statt von totaler Schwerestörung von Freiluftanomalie zu sprechen. Die Zahlenwerte beider sind ja gleich, da die Freiluftreduktion gleich Null ist. So kommt man dazu, Freiluftanomalien von Seestationen mit Bougueranomalien von Festlandstationen zu vergleichen, wenn man davon ausgeht, die auf ein einheitliches Niveau reduzierten Schwerewerte miteinander zu vergleichen. In diesem Sinne könnte man auch sagen, daß auf dem Meer die Bouguer-Reduktionen gleich Null sind und die Bougueranomalien dieselbe Größe haben wie die Freiluftanomalien. Der Sprachgebrauch ist in der Seegravimetrie jedoch ein etwas anderer. Mit Bouguerreduktion wird in der Seegravimetrie folgende Massenreduktion gemeint: Man ersetzt in Gedanken die Wasserfüllung der Meere durch Gestein,

dem man eine mittlere Erdkrustendichte gibt (häufig verwendeter Wert ist 2,67 g/cm³). Die von der Tiefe der Ozeane abhängige Schwerewirkung wird damit rechnerisch berücksichtigt.

Die vollständige Massenreduktion wird – analog dem Rechenprozeß bei der Auswertung von Schweremessungen auf dem Festland – in zwei Teilen durchgeführt:

1. in einer Plattenreduktion, der eigentlichen Bouguerreduktion, bei der die Wirkung einer unendlich ausgedehnten planparallelen Platte berechnet wird, deren Dichte gleich 1,64 ist (Differenz zwischen Gesteinsdichte 2,67 und Meerwasserdichte 1,03) und deren Mächtigkeit gleich der Meerestiefe am betreffenden Meßpunkt ist,

2. in einer topographischen Korrektur, welche die Abweichungen der Topographie des Meeresbodens von einer horizontalen Ebene berücksichtigt.

Oft kann nur die einfache Plattenreduktion durchgeführt werden; wenn die Meerestiefenkarten nicht genau genug sind, kann man keine topographischen Korrekturen mit ausreichender Genauigkeit berechnen.

Für das Rote Meer sind aus den kontinuierlichen Tiefenregistrierungen Tiefenkarten gezeichnet worden. Bei großem Abstand der Profile voneinander ist die Füh-

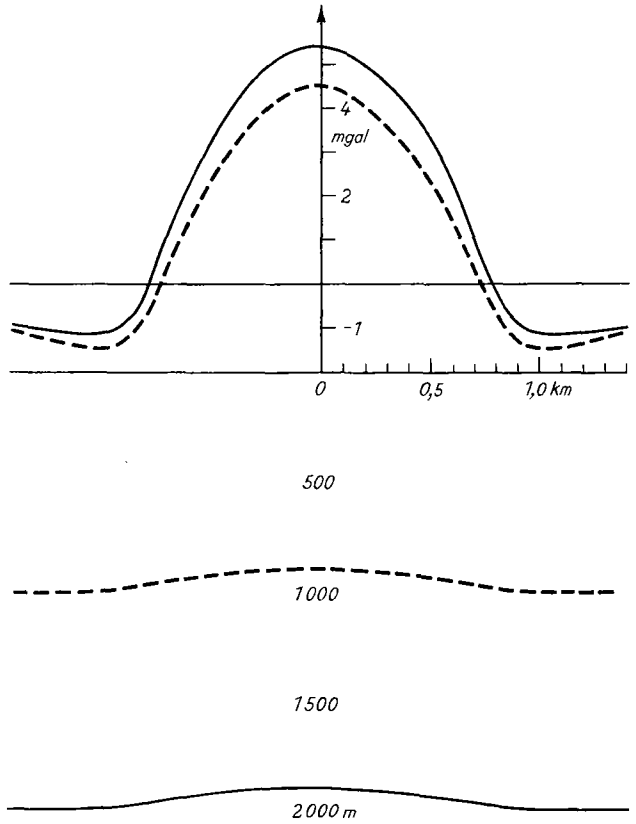


Abb. 6: Topographische Korrekturen über einem langgestreckten untermeerischen Geländerücken (für zwei verschiedene Tiefenlagen).

rung der Tiefenlinien zwischen den Profilen natürlich nicht sehr genau. Wo die Profile jedoch nur geringen Abstand haben (3 bis 6 Seemeilen) oder sich schneiden, lassen sich die Tiefenlinien so genau ziehen, daß es möglich ist, topographische Korrekturen mit einer Genauigkeit von einigen mgal zu berechnen.

Während die topographischen Korrekturen auf dem Festland stets positiv sind, können sie auf dem Meere sowohl positiv als auch negativ sein, und zwar positiv über unterseeischen Bergen und Hügeln, negativ über Tälern (dazwischen gibt es Stellen, wo sie gleich Null sind, auch bei beliebig steilen und hohen Böschungen). Die Abb. 6 zeigt Beispiele für Geländekorrekturen über einfachen („zweidimensionalen") Formen des Meeresbodens. Die Abb. 7 gibt Ausschnitte aus zwei Tiefenprofilen quer durch das

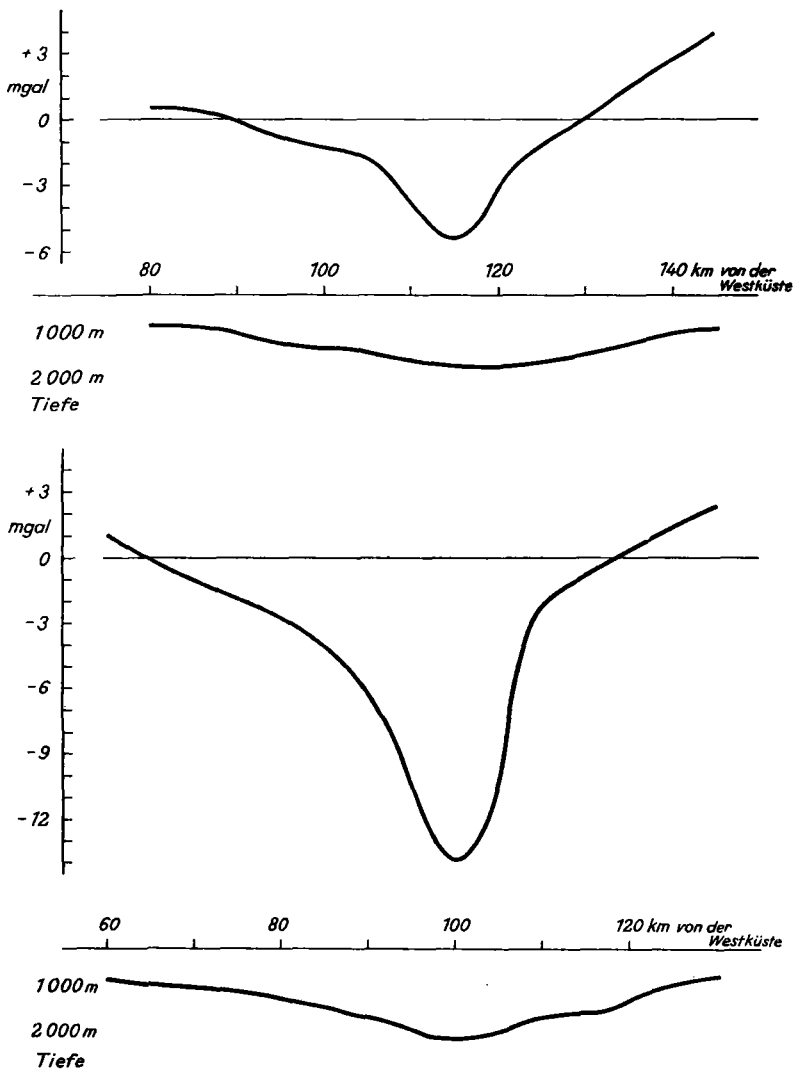


Abb. 7: Topographische Korrekturen längs zweier Profile durch das Rote Meer.

Rote Meer wieder. Man sieht, daß selbst bei weit gespannten Tälern recht große Korrekturen auftreten.

Da die Korrekturen nach den genannten Beispielen in der Größenordnung von 20 mgal liegen können, führt ihre Vernachlässigung zu erheblichen Fehlern. Sie sind daher für alle Punkte berechnet worden, für die nach der Tiefenkarte größere Korrekturen zu erwarten sind; dabei ist die Topographie bis zu einer Entfernung von 30 km um die Schwerestation berücksichtigt worden. Die größte berechnete Korrektur hat die Station vom 17. November 1961 19^{15} mit -28 mgal (Genauigkeit etwa $\pm$ 2 bis 4 mgal).

4.5 *Kontrolle an Profilschnittpunkten*

Bei der Rückfahrt von Aden durch das Rote Meer wurden mehrere Male die Profile der Hinfahrt gekreuzt, so daß sich die Möglichkeit ergibt, die Genauigkeit der Gravimetermessungen einerseits und der Positionsbestimmungen andererseits zu prüfen. Es sind jedoch nicht alle 42 Profilschnittpunkte auswertbar. Einmal fiel die Stromversorgung für längere Zeit aus, so daß keine Messungen möglich waren; zum anderen folgten einige Schnittpunkte zeitlich kurz auf einen Kurswechsel; wegen der mit Kurswechseln verbundenen Änderungen des Eötvös-Effektes von 100 bis 150 mgal gingen immer einige Minuten verloren, die das Gravimeter brauchte, um sich auf die neue Schwere einzustellen.

Das Einlaufen des Gravimeters erfolgt bei einer stufenförmigen Schwereänderung von 150 mgal in etwa 20 Minuten, wenn man unter Einlaufen verstehen will, daß das Gravimeter sich bis auf 1 mgal auf den neuen Wert eingestellt hat. Diese Einlaufzeit läßt sich jedoch wesentlich abkürzen, wenn man während der Kursänderung, also während der Änderung des Eötvös-Effektes, die Meßspindel verstellt. Mit einigem Geschick ist es möglich, durch die Verstellung der Meßspindel die Wirkung der Änderung des Eötvös-Effektes gerade etwa zu kompensieren, so daß nur wenige Minuten verlorengehen.

An 30 Profilschnittpunkten konnten die Unterschiede der Schwereregistrierungen berechnet werden. An die Ablesungen mußten dazu nur die Eötvös-Korrekturen und eine Gangkorrektur angebracht werden. An 12 Schnittpunkten sind die Abweichungen kleiner als 4 mgal, an 14 Punkten liegen sie zwischen 4 und 10 mgal und an 4 Punkten sind sie größer als 10 mgal. Die größten Abweichungen sind 15 und 19 mgal.

Diese Abweichungen können im wesentlichen fünf Ursachen haben:

1. Der Gang des Gravimeters ist nicht genau genug bekannt. Man muß damit rechnen, daß der Gang nicht während der ganzen Zeit linear gewesen ist. Nach dem oben Gesagten (Gangkontrollen im Suez-Kanal und in Messina) werden die Fehler durch Annahme eines linearen Ganges jedoch kaum 1 oder 2 mgal überschreiten.

2. Größere Fehler sind durch Änderungen der Empfindlichkeit des Enographen möglich. Das Verhältnis von Enographenausschlag zu Spindelumdrehung ist nicht konstant, es ändert sich ein wenig mit dem Strom, der die Photozellenlampe durch-

fließt. Die Stromschwankungen waren zwar gering und betrugen nur etwa 1 mA, doch variierte die Enographenempfindlichkeit dabei schon um etwa $3^1/_2\%$ (Beispiel: 3,68 Skalenteile pro Spindelumdrehung in Aden, 3,82 Skalenteile pro Spindelumdrehung in Suez). Nach genaueren und systematischen Untersuchungen von U. FLEISCHER ändert sich die Empfindlichkeit um 4% pro mA. Diese Schwankungen wirken sich um so stärker aus, je größer die Ausschläge des Schreibstiftes sind. Die beiden großen Differenzen an Profilschnittpunkten, 15 und 19 mgal, können jedoch nur zu einem geringen Teil auf Änderungen der Empfindlichkeit beruhen. Unter Zugrundelegung einer möglichen maximalen Schwankung der Stromstärke von $\pm$ 1 mA kommt man zu möglichen Differenzen von nur 3,7 bzw. 2,7 mgal.

3. Ungenaue Kenntnis von Kurs und Geschwindigkeit des Schiffes können zu erheblichen Unsicherheiten in den Eötvös-Korrekturen führen. Man muß damit rechnen, daß die mittlere Geschwindigkeit des Schiffes von 11 kn um etwa $\pm$ 0,4 kn unsicher sein kann; ebenso mag der Kurs um $\pm\ 2^0$ unsicher sein.

Es ist

$$d\,\Delta g_E = 7{,}5 \cdot \cos\varphi \cdot \{\sin\alpha \cdot dv + v \cdot \cos\alpha \cdot d\alpha\};$$

bei $dv = \pm$ 0,4 kn, $v = 11$ kn, $d\alpha = \pm\ 2^0$ sind für $\varphi = 20^0$ (Mitte des Roten Meeres) Fehler von 4 mgal in jeder Richtung ohne weiteres möglich; sie können noch größer sein, und an den Schnittpunkten können sich die Fehler addieren. Die Abweichungen der Schwerewerte an den Profilschnitten werden demnach zu einem großen Teil, zu 5 bis 10 mgal, den Unsicherheiten in den Eötvös-Korrekturen zuzuschreiben sein.

4. Eine vierte Fehlerquelle entsteht dadurch, daß man am Schnittpunkt die Zeiten in den beiden Profilen nicht auf die Minute genau festlegen kann. Die Positionen sind nicht genau genug bekannt. Die Positionsbestimmungen lassen oft beträchtlichen Spielraum bei der Profilfestlegung zu, selbst wenn man darauf achtet, daß die Tiefenregistrierungen an den Schnittpunkten übereinstimmen müssen. Schwereänderungen von 1 mgal pro Minute in einem Profil sind nichts Seltenes, so daß Unsicherheiten von einigen Minuten in den Schnittpunktszeiten leicht zu Unterschieden von 5 mgal an den Schnittpunkten führen können.

5. Wenn eine Registrierkurve (oder beide) am Schnittpunkt gerade ein scharfes Extremum hat, wird die wahre Schwere nach dem im Abschnitt 2 Gesagten fehlerhaft wiedergegeben. Differenzen in der Größenordnung des Betrages der Amplitudenreduktion sind demnach möglich.

Aus diesen Überlegungen heraus wird es verständlich, daß im ungünstigsten Falle die Abweichungen an Profilschnitten 20 mgal und mehr erreichen können. Dem Gravimeter kann man davon im allgemeinen jedoch kaum mehr als etwa 5 mgal zuschreiben. Die Hauptfehlerquelle bleibt die Unsicherheit in den Positionsbestimmun-

gen mit den daraus folgenden Unsicherheiten in den Kurs- und Geschwindigkeitsangaben. Wo es nicht möglich ist, mit Hilfe radiometrischer Navigationsmethoden (Decca, Loran) kontinuierliche Positionsbestimmungen mit einer Genauigkeit von etwa 1 Seemeile vorzunehmen, wird man diese Fehlerquellen vorerst nicht beseitigen können. In Zukunft wird es vielleicht möglich sein, mit Hilfe von Satelliten (z. B. der Transit-Satelliten) bessere Ortsbestimmungen zu erreichen.

An drei Profilschnittpunkten betrugen die Differenzen der beiden Messungen + 22,2, − 26,0 und − 22,1 mgal. Diese Unterschiede sind so groß, daß sie sicher nicht auf mangelhaftes Arbeiten des Gravimeters zurückgeführt werden können, zumal an diesen Stellen keine scharfen Spitzen in der Registrierkurve vorkommen (vgl. Punkt 5 der obigen Liste der Fehlermöglichkeiten). Es sind daher die entsprechenden Profile im Rahmen des Möglichen leicht geändert worden; d. h., die neu angenommenen Profillagen passen genau so gut zu den Positionsbestimmungen wie die alten; ferner wurde darauf geachtet, daß am Schnittpunkt die Tiefen in beiden Profilen übereinstimmen. Die neuen Differenzen an den drei Schnittpunkten betragen dann nur noch + 9,3, − 19,0 und − 15,4 mgal; eine zwangsweise und offensichtlich falsche Verbiegung der Isogammen an den Schnittpunkten wird dadurch gemildert.

5. Übersicht über die bisherigen Schweremessungen im Gebiet des Roten Meeres

Soweit dem Verfasser bekannt ist, sind die ersten Bestimmungen der Schwerkraft im Roten Meer oder an dessen Küsten von v. TRIULZI vorgenommen worden während einer Expedition des Forschungsschiffes „Pola" in den 1890er Jahren. VON TRIULZI führte an verschiedenen Stellen der Ost- und Westküste und auf mehreren Inseln im Roten Meer Pendelmessungen durch. Die ersten Schweremessungen auf hoher See vom fahrenden Schiff aus stammen jedoch von O. HECKER [2]. Nachdem HELMERT 1894 vor der Kommission der Internationalen Erdmessung die Notwendigkeit von Bestimmungen der Schwerkraft auch auf den Weltmeeren hervorgehoben hatte, stellte O. HECKER in Laboratoriumsversuchen fest, daß es möglich sein müsse, mittels eines Quecksilberbarometers die Schwerkraft zu bestimmen, wenn man gleichzeitig den Luftdruck mit einem Siedethermometer ermittelt. Die Methode wurde auf mehreren Seereisen erprobt (1901 auf dem Atlantik, 1904 auf dem Indischen und Stillen Ozean und 1909 auf dem Schwarzen Meer) und zeigte, daß sich mit ihr die Schwere mit einer Genauigkeit von etwa 20 bis 30 mgal bestimmen ließ. Während der Meßreise im Jahre 1904 hat HECKER an sieben Stellen im Roten Meer Schweremessungen vorgenommen.

Eine gute Übersicht über die Messungen v. TRIULZIS und über die späteren Pendelmessungen in Unterseebooten von VENING-MEINESZ (1923) und HARRISON (1955) gibt GIRDLER [1]. Die dort aufgeführten Daten (umgerechnet auf die internationale Normalschwere von 1930) sind bei der Herstellung einer Schwerekarte des Roten Meeres mit verwendet worden.

6. Ergebnisse der Schweremessungen der Cruise Concrete 1961

Die Karte der Bougueranomalien (Abb. 8) zeigt, daß im größten Teil des Roten Meeres eine Schwereverteilung herrscht, wie sie 1955 von HARRISON auf einem mit vier Stationen vermessenen Profil zwischen den Daalac-Inseln und den Farsan-Inseln gefunden wurde: Die Bougueranomalien im Roten Meer sind positiv und haben ein Maximum, das etwa in der Mitte liegt. Die Messungen der Cruise Concrete 1961 haben ergeben, daß ein solches Maximum sich fast durch das ganze Rote Meer hinzieht. Es beginnt im Süden bei etwa 15^0 nördlicher Breite und reicht bis kurz vor die Halbinsel Sinai. Am ausgeprägtesten ist es südlich des 24. Breitengrades (Höhe von Ras Benas).

Zwischen dem 16. und dem 24. Breitengrad sind die maximalen Bougueranomalien stets größer als 75 mgal, zwischen dem 17. und dem 23. Breitengrad größer als 100 mgal, und an einigen Stellen erreichen sie 125 oder 150 mgal. Südlich des 15. Breitengrades wird das Maximum immer kleiner; zwischen der Sugar-Insel und Mocha werden die Bougueranomalien schwach negativ.

Im Norden werden die Anomalien etwa an der Südspitze der Sinai-Halbinsel negativ. Der Golf von Suez und der Golf von Akaba haben negative Anomalien von etwa − 50 bzw. − 100 mgal.

Die Freiluftanomalien haben im ganzen Roten Meer Werte zwischen − 40 und + 40 mgal. Da in ihnen der Einfluß der wechselnden Meerestiefen steckt, soll bei der folgenden Interpretation der Schweremessungen von den Bougueranomalien ausgegangen werden.

7. Interpretation der Schweremessungen

Das Rote Meer ist der von Wasser überflutete Teil eines großen tektonischen Grabens, der sich im nordostafrikanisch-arabischen Grundgebirgsmassiv in erdgeschichtlich junger Zeit gebildet hat.

Über tektonischen Gräben muß man Schwereminima erwarten. Da die Dichte im allgemeinen mit der Tiefe zunimmt, liegt bei einem Graben in beliebigen Horizontalschnitten leichteres Gestein neben solchem höherer Dichte, und an der Basis der Kruste taucht die abgesunkene Scholle in das dichtere Substratum. Die häufig zu beobachtende schwache Aufwölbung der Randschollen und das Schwimmgleichgewicht der festen Schollen auf dem zähflüssigen Substratum (Isostasie) ändern nichts daran, daß der Graben durch ein Schwereminimum ausgezeichnet sein muß.

Als Beispiele bekannter Gräben seien der Oberrheintalgraben genannt, in dem man Bougueranomalien von − 30 bis − 40 mgal findet, der Golf von Akaba mit − 80 bis − 100 mgal und die großen ostafrikanischen Gräben mit − 100 bis − 200 mgal.

Im Gegensatz dazu zieht sich etwa längs der Mittellinie des Roten Meeres eine Schweremaximumzone mit Werten von über + 100 mgal hin. Geringe negative Werte findet man nur in der Nähe der Küsten (aus den Messungen VON TRIULZIS).

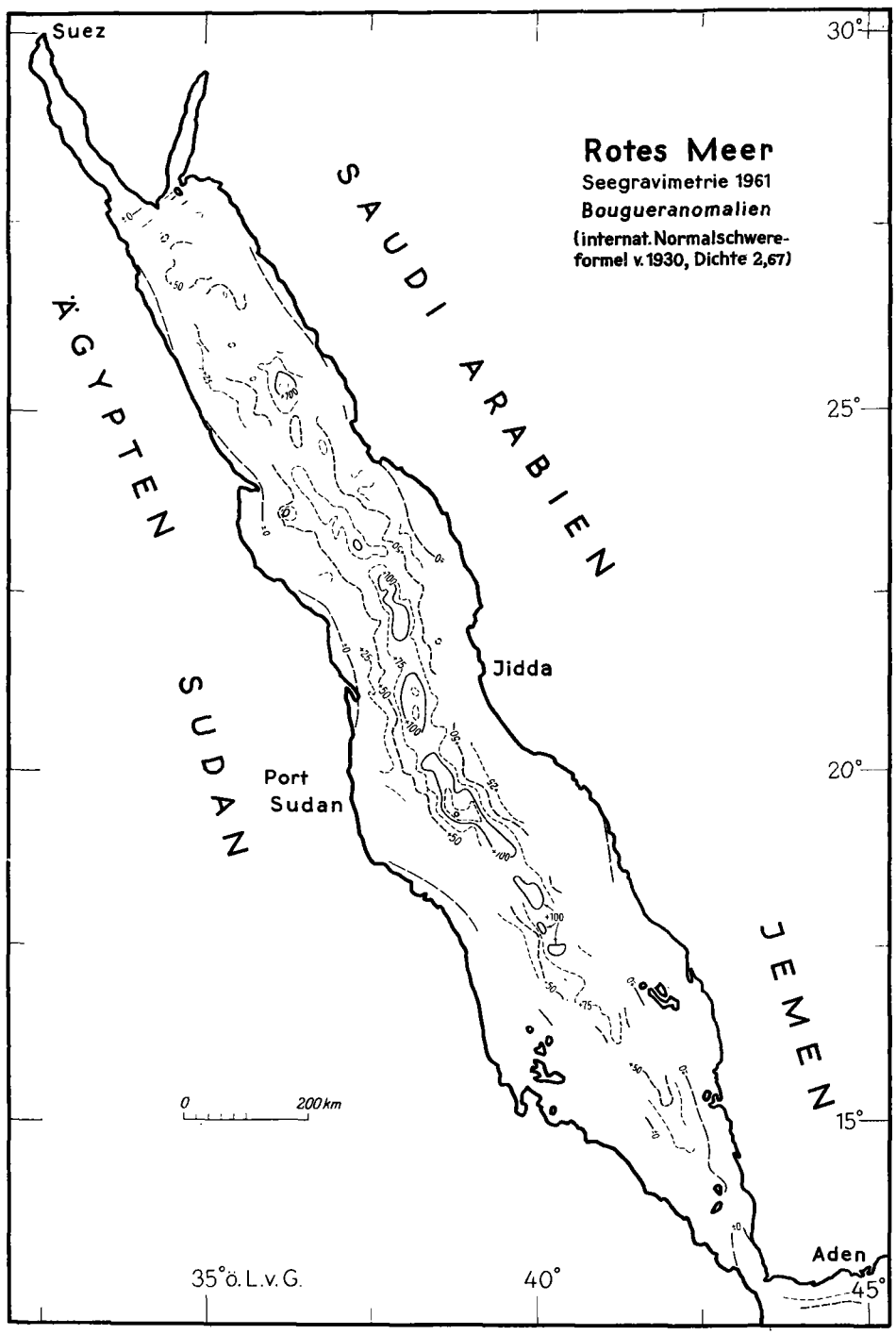


Abb. 8: Schwerekarte des Roten Meeres (Bougueranomalien).

Da dieses Schweremaximum aus der Grabentektonik heraus nicht erklärt werden kann, muß man annehmen, daß durch Intrusion von Magmen dichtere Massen in die Kruste gelangt sind.

Die Isogammen verlaufen bevorzugt parallel zu den Küsten; sie schließen ein langgestrecktes Maximum entlang der Mittellinie des Roten Meeres ein. Der die Anomalie erzeugende Störkörper ist also wesentlich länger als breit. Wenn ein Körper in einer Länge, die etwa das Doppelte seiner Breite ist, seinen Querschnitt nicht wesentlich ändert, kann man ihn bekanntlich in erster Näherung als zweidimensional ansehen und mit entsprechenden Auswertemethoden behandeln.

Glättet man den Isogammenverlauf, so kommt man im Roten Meer leicht zu streckenweise etwa zweidimensionalen Schwerefeldern, d. h., es lassen sich aus dem geglätteten Schwerefeld Bereiche aussondern, in denen man ungefähr parallelen Isogammenverlauf über eine Strecke hat, die gleich dem doppelten der Halbwertsbreite der Anomalie ist oder mehr. Einige Beispiele für die Schwereprofile solcher Bereiche sind in Abb. 9 gegeben (*a* bis *d*). Abb. 10 zeigt ein weiteres Profil und darunter einige mögliche Störkörper. Die Körper *b* und *c* sollen Grenzfälle darstellen; bei *b* wurde die horizontale Oberfläche in eine Tiefe von 2 km gelegt (das entspricht etwa dem Meeresboden), bei *c* soll die Basis horizontal sein und (willkürlich angenommen) in 35 km Tiefe liegen.

Als Übergang oder Zwischenlösung zwischen den beiden Grenzmodellen wurde das Rechteckprisma gewählt — aus dem einfachen Grunde, weil man damit leicht rechnen kann.

Die meisten Profile haben die einfache Form der Abb. 9, d. h. sie haben gut bestimmbare Wendepunkte, was auf ziemlich steile seitliche Grenzflächen schließen läßt, und sind auch ungefähr symmetrisch (wenn nicht, wie z. B. in Abb. 9b, lassen sie sich leicht unter Beachtung von $\int \Delta g\, dx = \text{const.}$ symmetrisch machen).

Für diese ungefähr symmetrischen oder ohne große Änderung symmetrisierten Schwerekurven wurden Modelle gerechnet, und zwar Rechteckmodelle. Als ersten Schritt kann man direkte Auswerteverfahren anwenden, am besten das Zweikreisverfahren von K. JUNG. Über die Dichte muß eine plausible Annahme gemacht werden. Die Anomalie des direkt ermittelten Störkörpers stimmt dann im allgemeinen noch nicht hinreichend gut mit der vorgegebenen überein, man muß indirekt weiter verfahren, wie das ja bekannt ist, also Tiefe, Breite, Dicke und Dichte variieren bis zur Übereinstimmung zwischen Modellanomalie und wirklicher Anomalie.

Dabei hat sich folgendes gezeigt:

1. Die Dichtedifferenz zwischen Störkörper und Nebengestein muß etwa bei 0,2 g/cm^3 liegen. Sowohl mit 0,1 als auch mit 0,3 g/cm^3 lassen sich keine so guten Übereinstimmungen zwischen berechneter und gemessener Anomalie erzielen wie mit 0,2.
2. Der Störkörper kann nicht unmittelbar unter der Oberfläche liegen. Die maximalen Gradienten der berechneten Anomalie (in der Nähe der Flanken des Störkörpers) werden dann im Vergleich zu den Maximalgradienten der gemessenen Schwerekurve zu groß.

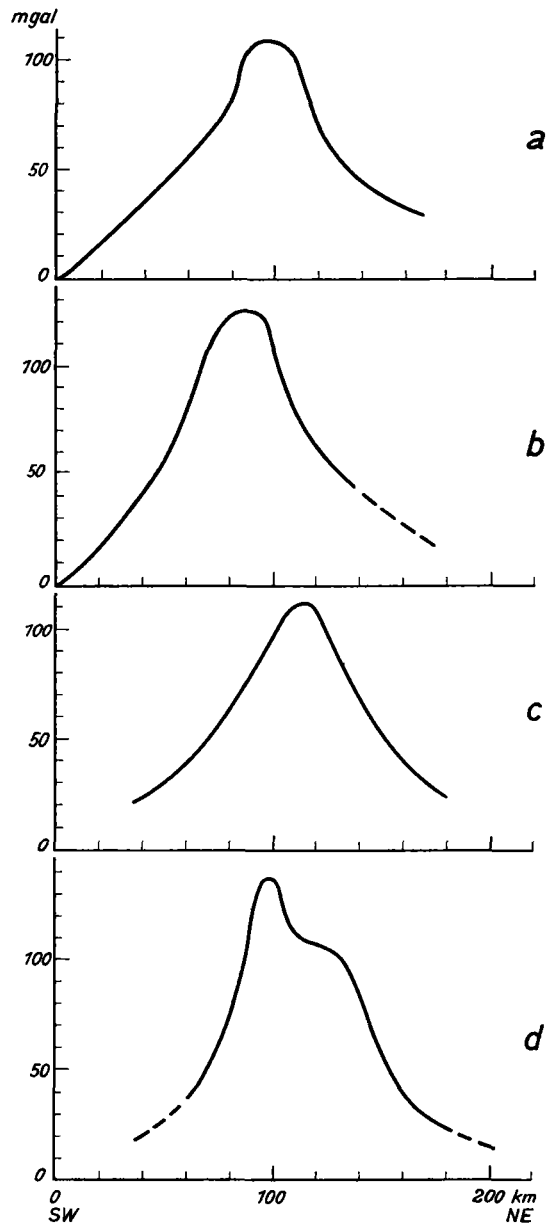


Abb. 9: Typische Schwereprofile (Bougueranomalien) des Roten Meeres.

GIRDLER hat für das von HARRISON bei den Daalac- und Farsan-Inseln vermessene Profil ein Modell angegeben, in dem der Störkörper unmittelbar unter die Oberfläche (Meeresboden) stößt (Breite 61,5 km, Dicke 15,4 km, Dichtedifferenz 0,17 g/cm³). Die maximalen Gradienten über diesem Körper sind jedoch zu groß, verglichen mit der aus den Messungen von HARRISON gewonnenen Anomalienkurve [1].

3. Die beste Übereinstimmung zwischen beobachteter und berechneter Schwerekurve wurde bei rechteckigen Modellkörpern gefunden, die eine Dichtedifferenz von

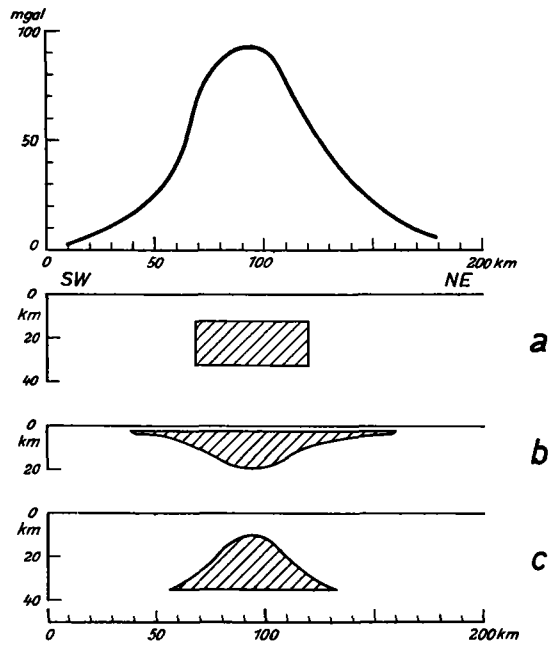


Abb. 10: Ein Schwereprofil durch das Rote Meer und einige Störkörperformen.

0,2 g/cm^3 gegenüber der Umgebung haben, 50—60 km breit sind, 12—18 km unter der Oberfläche (Normal-Null-Niveau) liegen und etwa 20—25 km mächtig sind, deren Unterkante also in rund 35—40 km Tiefe liegt.

Natürlich ist das Rechteckprisma nur eine mögliche Lösung; zwischen den obengenannten Grenzfällen (Abb. 10b, c) kann man sich beliebig viele andere Zwischenlösungen denken. Das Rechteckprisma wird jedoch als die Lösung angesehen, die der Wirklichkeit am nächsten kommt. Im Falle der Abb. 10b müßte man annehmen, daß das Magma auf Spalten zur Oberfläche gekommen und eine Mulde ausgefüllt hat, bei Abb. 10c dagegen, daß es die Kruste von unten zur Hälfte und mehr aufgeschmolzen hat — beides wenig wahrscheinliche Vorgänge.

Von welchem der in Abb. 10 skizzierten Modelle man auch ausgeht, immer kommt man zu dem Ergebnis, daß bei einer Dichtedifferenz von 0,2 g/cm^3 die dichteren Massen etwa 40—60 km breit und etwa 15—25 km mächtig sind. Das gilt in einem Streifen zwischen 16^0 und 24^0 Breite. Nördlich und südlich davon werden die Anomalien kleiner. Im Süden werden sie außerdem schmaler, woraus man schließen kann, daß der Querschnitt der Störmasse kleiner wird. Im Norden werden sie zunehmend flacher; die Störmassen scheinen dort breiter und weniger mächtig zu sein.

Lokale Maxima und Minima weisen auf Spezialstrukturen von relativ geringer Ausdehnung hin. Eine besonders auffallende lokale Anomalie ist die auf der St.-Johns-Insel südöstlich vor Ras Benas (23^0 36′ Breite). Der Pendelmessung VON TRIULZIS zufolge beträgt die Bougueranomalie dort + 149 mgal. Drei Profile der Cruise Concrete verlaufen in 10 bzw. 20 km Entfernung von der Insel. Auf den beiden 20 km

entfernten Profilen ist keine Schwerezunahme bei der Annäherung an die Insel zu bemerken. Auf dem näher gelegenen Profil nimmt die Bouguerschwere auf 10 km um 40 mgal zu bis zur kürzesten Entfernung von der Insel und dann etwa ebenso schnell wieder ab. Die Anomalie muß danach ganz eng begrenzt und steil sein (siehe Abb. 11).

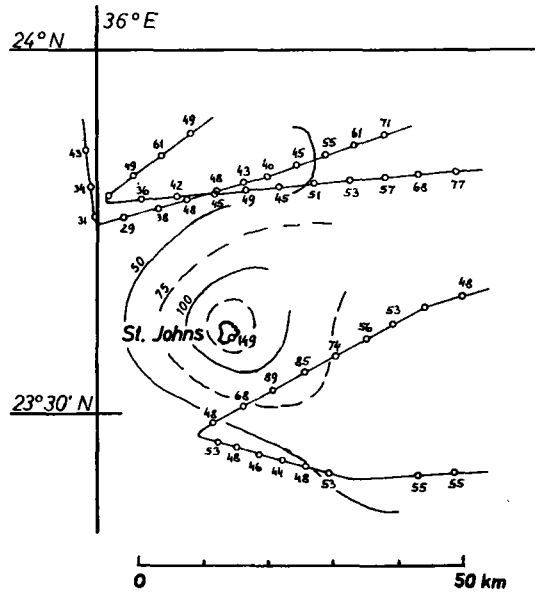


Abb. 11: Ausschnitt aus der Schwerekarte des Roten Meeres in der Umgebung der St.-Johns-Insel.

Aus der Form der Anomalie läßt sich abschätzen, daß der Störkörper nicht viel breiter als etwa 15 km sein kann. Unter Annahme eines vertikal stehenden Zylinders von 15 km Durchmesser wird die lokale Anomalie von 110 mgal (siehe Abb. 11) durch folgende Kombinationen von Dichtedifferenz und Tiefenausdehnung d gegeben:

d	10	15	20	km
$\Delta\sigma$	0,53	0,46	0,43	g/cm^3

Wie man sieht, hat d keinen großen Einfluß. Mit einer Dichtedifferenz von rund 0,5 g/cm^{-3} muß man ungefähr rechnen. Bei einer Dichte des Nebengesteins von 2,7 folgt eine Dichte des Störkörpers von 3,2 – ein Wert, der nahe an denen der ultrabasischen Gesteine liegt. Das dürfte recht gut damit übereinstimmen, daß auf der Insel St. Johns Peridotite zu finden sind.

8. Über die Beziehung der Schwereanomalien zu geologischen Hypothesen über die Entstehung des Roten Meeres

Die meisten geologischen Forscher beschreiben das Rote Meer als einen tektonischen Graben mit tief hinabreichenden Verwerfungsflächen, die an vielen Stellen dem Sima Gelegenheit zum Empordringen geben, so daß in Ägypten, auf der Halbinsel Sinai, im Jemen und in Äthiopien ausgedehnte Basaltergüsse entstehen konnten. Die Ver-

werfungen liegen an den steil abfallenden Rändern der präkambrischen Gebirge Ägyptens, des Sudans, Äthiopiens und der arabischen Halbinsel.

Eine Sonderstellung nimmt die Hypothese von SWARTZ und ARDEN ein [7]. Danach hat sich im ehemals zusammenhängenden afrikanisch-arabischen Festlandsblock ein Riß gebildet, eine sich ständig verbreiternde Spalte, die fortwährend durch von unten eindringende Schmelzen verheilte. Die Absicht dieser Hypothese ist, die auffallende Kongruenz der beiden Seiten des Roten Meeres zu erklären (man betrachte den Verlauf der 500 m- bzw. 1500 m-Höhenlinie in Abb. 12). Man hat sich dabei vorzustellen,

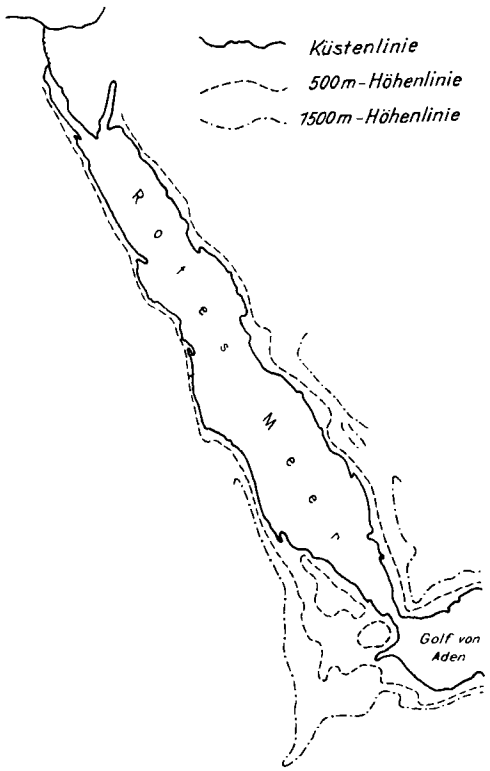


Abb. 12: Topographie der Umgebung des Roten Meeres.

daß der arabische Block vom afrikanischen seit dem Aufreißen der Spalte sich um 200 bis 300 km entfernt hat; so weit sind die Küstenlinien bzw. die Gebirgsränder heute voneinander entfernt. In derselben Breite müßten also auch magmatische Gesteinskörper von großer Ausdehnung den Untergrund des Raumes zwischen den Gebirgen bilden, denn nur einen relativ kleinen Anteil könnten Sedimente und Schollenbruchstücke des ehemaligen Kontinentes bilden.

Wenn diese Vorstellungen der Wirklichkeit entsprächen, müßten die starken Dichteinhomogenitäten in diesem Teil der Erdkruste eine sehr große Wirkung auf das Schwerefeld haben, und es erhebt sich die Frage, ob die Hypothese von SWARTZ und ARDEN in den Ergebnissen der Seegravimetermessungen eine Stütze findet.

Wie im Abschnitt 7 gezeigt wurde, kann im mittleren Teil des Roten Meeres – zwischen dem 16. und dem 24. Breitengrad – der Raum, in den Magmen eingedrungen sind, nicht breiter als etwa 60 km sein. Im Norden kann die Breitenausdehnung größer sein, im südlichen Teil des Roten Meeres aber nicht. Nach der Vorstellung von SWARTZ und ARDEN jedoch sollen sich (entsprechend dem heutigen Abstand zwischen den Rändern der Grundgebirgsmassive) die beiden Blöcke im Süden am weitesten voneinander entfernt haben, die Spalte soll sich dort am weitesten geöffnet haben. Die danach zu erwartende Verbreiterung und Vergrößerung der Anomalie nach Süden zu ist nicht vorhanden, auch dann nicht, wenn man für die im südlichen Roten Meer bekannten Salzvorkommen Korrekturen an den Bougueranomalien anbringen könnte.

Eine 200 bis 300 km breite und im wesentlichen mit aufgedrungenen Magmen gefüllte Spalte wird also durch die Schweremessungen widerlegt. Dagegen muß ein von Magmen durchdrungener Raum geringerer Breite auf Grund der Gravimetrie angenommen werden. Im mittleren Teil des Roten Meeres müßte er nach dem im Abschnitt 7 Gesagten rund 50 km breit sein. Im Einklang damit stehen offensichtlich einige auffallende Züge der Topographie des Meeresbodens: Es ist bekannt, daß sich in der Mitte des Roten Meeres parallel zu den Küsten ein deutlich ausgeprägter Trog hinzieht, dessen Breite zwischen 40 und 70 km schwankt und in dem die Meerestiefe an etwas steileren Böschungen, vielleicht Bruchzonen, von knapp 1000 auf 2000 m und mehr zunimmt (siehe Abb. 13). Das räumliche Zusammentreffen dieses schmalen

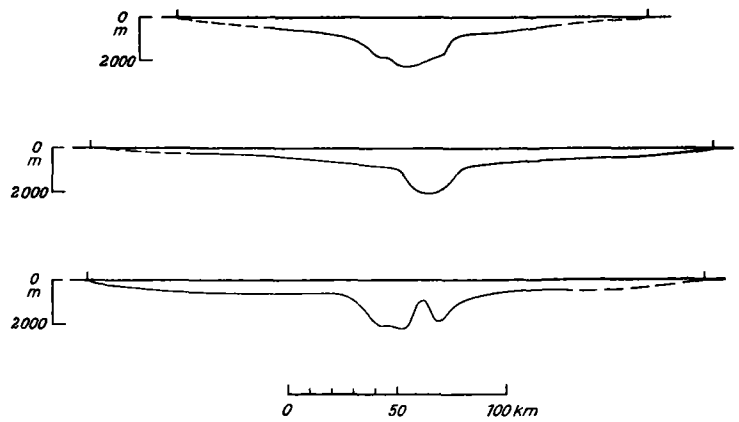


Abb. 13: Tiefenprofile durch das Rote Meer.

zentralen Troges mit der Schwereanomalie scheint ein starkes Argument dafür zu sein, daß die Spaltenbildung und das Eindringen spezifisch schwerer Massen in die Kruste in diesem eng begrenzten Raum sich abspielte.

Danach hat man im Roten Meer wahrscheinlich zwei Bruchsysteme zu unterscheiden, den „großen Graben" des Roten Meeres, dessen Verwerfungsflächen in der Nähe der Küsten liegen, und eine relativ schmale Bruchzone entlang der Mittellinie des Roten Meeres, in die durch stärkeres Auseinanderrücken der östlichen und west-

lichen Randschollen subkrustale Magmen eindringen konnten. Der Bouguer-Isanomalenkarte kann man leicht entnehmen, daß das nicht im ganzen Roten Meer gleichmäßig geschehen ist; die Schwereanomalien lassen erkennen, wo in einem Vertikalschnitt durch die Bruchzone pro Flächeneinheit mehr magmatisches Gestein angetroffen wird und wo weniger.

Allein aus der Schwerekarte kann man jedoch kein eindeutiges und vollständiges geologisches Modell konstruieren, und so sollen diese letzten Ausführungen auch nur als Hinweis auf mögliche Ausdeutungen angesehen werden.

Literatur

[1] GIRDLER, R. W.: The relationship of the Red Sea to the East African Rift System. — Quarterly Journal Geol. Soc. 114 (1958).

[2] HECKER, O.: Bestimmung der Schwerkraft auf dem Schwarzen Meere und an dessen Küste sowie neue Ausgleichung der Schwerkraftmessungen auf dem Atlantischen, Indischen und Großen Ozean. — Veröffentl. des Zentralbureaus der internat. Erdmessung, Neue Folge Nr. 20, Bd. 17, Berlin 1910.

[3] KRENKEL, E.: Die Bruchzonen Ostafrikas; Tektonik, Vulkanismus, Erdbeben und Schwereanomalien. — Borntraeger, Berlin 1922.

[4] KRENKEL, E.: Die Schwerestörungen am Graben des Roten Meeres. — Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, 1923.

[5] OWEN, L.: Origin of the Red Sea depression. — Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., vol. 22, no. 9 (1938).

[6] TROMP, S. W.: The age and origin of the Red Sea graben. — Geol. Mag., vol. 87, no. 6 (1950).

[7] SWARTZ, D. H., and D. D. ARDEN jr.: Geologic history of the Red Sea area. — Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., vol. 44, no. 10 (1960).

(*Reprinted from Nature, Vol.* 199, *No.* 4891, *pp.* 346–348, *July* 27, 1963)

GEOLOGY AND GEOCHRONOLOGY OF THE SEYCHELLES ISLANDS AND STRUCTURE OF THE FLOOR OF THE ARABIAN SEA

By B. H. BAKER

Geological Survey of Kenya, Nairobi

AND

DR J. A. MILLER

Department of Geodesy and Geophysics, University of Cambridge

THE Seychelles Archipelago in the western Indian Ocean consists of a large number of islands, most of which are coral atolls and sand cays of relatively recent construction. The Mahé-Praslin group of islands, the principal islands of the archipelago, are situated approximately 1,000 miles east of Mombasa, and have been known for some time to be composed largely of granite[1,2]. Recently, however, a comprehensive geological survey of the Seychelles has been made by one of us (B. H. B.)[3], and a number of age determinations of Seychelles rocks have been made by Miller and Mudie[4]. Furthermore, geophysical work is in progress in the Seychelles area as a part of the oceanographic research of the International Indian Ocean Expedition[5]. The Mahé-Praslin group consists of 24 inhabited islands totalling some 75 square miles in area, which rise from the central part of the Seychelles Bank, a submarine bank generally at less than 200 ft. below sea-level, which covers approximately 16,000 square miles, and is the northern extremity of the Mascarene Bank linking the Seychelles, Reunion and Mauritius.

The dominant rock type in the Mahé-Praslin group of islands, excepting Silhouette, is Precambrian hornblende granite which shows very little variation, and which is evidently the core region of a granite batholith. Although Bauer[2] reported blocks of hornfelsic sediments on Silhouette and Ile aux Cerf, these occurrences have not been found during subsequent surveys. No wall rocks are therefore exposed, and the margins of the batholith lie somewhere on the Seychelles Bank beyond the islands.

The Mahé granite is characterized by ubiquitous microperthitic feldspar and a deep green hastingsite amphibole. Some varieties of the granite in Praslin contain biotite n place of hornblende, and local variations in composition

range between alaskite and granodiorite. In western Mahé and on some of the eastern islands of the group, granite porphyry and porphyritic granite are developed as a gradational facies of the main body. Aplites and small quartz veins are present, though pegmatites are absent. Certain zones of the Mahé granite, at the north-western coasts of the island, contain numerous flow-aligned xenoliths of dioritic and gabbroic composition, and larger partly assimilated rafts of hybrid intermediate plutonic rocks.

The granites display no structural features apart from jointing—they are anorogenic in character. Small shears trending north-east show evidence of slight dextral displacements.

Dolerite and basalt dykes are numerous on all the granitic islands, and occur as north-westerly trending swarms in the granite joint system. Two main varieties of dykes are distinguishable, porphyritic metadolerites and epidiorites of Precambrian age, and olivine alkali-dolerites probably of Tertiary age. The metadolerites are all affected by hydro-thermal alteration to some extent, with the formation of chlorite, the conversion of pyroxene to uralite, and, in extreme cases, saussuritization with the production of uralite, epidote and the breakdown of calcic plagioclase to sodic varieties and quartz. The olivine dolerites, on the other hand, are fresh or only slightly altered, and in most specimens an analcite mesostasis can be detected, indicating an alkaline tendency.

Silhouette Island and its neighbour, Ile du Nord, situated on the western side of the granitic islands, are composed of Tertiary syenite, diorite and microgranite. The greater part of Silhouette is composed of syenite, locally olivine-bearing, enclosing a microgranite stock. The occurrence of annular zones of microsyenite on the eastern side of the Island confirm that the intrusive is in the form of a syenite–microgranite ring complex of a kind common in Africa.

Age measurements were made on the samples listed here using the isotope dilution technique of potassium–argon dating. Potassium oxide contents were measured using a flame photometer, and argon-40 volumes estimated from the isotopic ratios of the argon released by fusion of the rock sample plus a known volume of enriched argon-38 added as internal standard.

Specimens *BT*.1*a*, *BS*.3*a*, *BS*.4 and *BW*.1 were measured using chippings of the whole rock as described by Miller and Mussett[6], whereas the remaining samples were measured on separated minerals. Results are shown in Table 1.

A previous measurement made on a sample of biotite from Mahé granite[4] yielded an age of 654 ± 17 million years. Wasserburg *et al.*[7] have since confirmed this

figure by applying the rubidium–strontium method (638 ± 25 and 687 ± 34 million years). The average of the three samples of hornblende (*S*/26, *S*/101, *S*/147) from Mahé granite is somewhat lower (554 million years), due perhaps to slight alteration.

Hornblende from Central Praslin (*S*/75, 647 ± 55 million years) is in good agreement with the potassium–argon determination on Mahé biotite and the rubidium–strontium measurements of Wasserburg *et al.* It is concluded that the true age of the Mahé Island granite is about 650 million years.

Samples of basic rocks from Mahé are somewhat altered, thus the apparent ages they yield can only be taken as minimum values. The close agreement of sample *BT*.1*a* (645 ± 55 million years) with the age of the granite would suggest that they are closely associated genetically, and date from the late Precambrian.

The ages of the Silhouette syenite, though they show variations, average at 46 million years and indicate a late Eocene age for this ring complex. These variations are thought to have arisen from unrepresentative sampling of the altered pyroxene. Measurements on the olivine–alkali basalt dyke from Praslin (averaging at 50 million years) suggest that this phase of dyke injection was associated with the syenite–microgranite complex of Silhouette. This conclusion is supported by the common association of olivine alkali basalts and olivine syenites in other alkaline complexes.

The samples that have been dated are listed here, with localities and mention of the salient petrographic features:

S/26. Hornblende granite: 400 yards north-west of Anse Etoile, north-east Mahé. Patch-perthite and oligoclase feldspar, aggregates of fine deep green hornblende, iron oxide grains, sphene.

S/101. Hornblende alaskite: north-west summit of Trois Frères, Central Mahé. Perthite feldspar, ragged hornblende partially chloritized. Slight limonitic alteration.

S/147. Hornblende granite: south-east end of Anse Bazacar, near Pte. Police, south Mahé. Perthite feldspar, small deep blue-green riebeckite grains, some epidote and magnetite.

S/75. Hornblende granite: Nouvelle Decouverte survey beacon, Central Praslin. Turbid patch-perthite, minor oligoclase, sub-hedral blue-green hornblende.

BT.1*a*. Basalt dyke: west end of Bel Ombre bay, north-west Mahé. Prismatic plagioclase, augite mostly converted to uralite, iron oxide and brown chlorite. Pools of secondary calcite.

BS.3*a*. Epidiorite: 150 yards south of Sunset Café, north-west Mahé. Highly altered rock composed of

Table 1. Results of Potassium–Argon Age Determinations

Material	Mineral	K_2O (%)	Atmos. contam. (%)	Vol. of radiogenic ^{40}Ar (mm^3 N.T.P.) / Weight of sample (g)	Apparent age + error (m. yr.)
S/26 Hornblende granite, Mahé	Hornblende	0·70	55·4	0·01423	532 ± 46
S/101 Hornblende alaskite, Mahé	Hornblende	1·34	11·6	0·02826	549 ± 48
S/147 Hornblende granite, S. Mahé	Hornblende	1·12	12·5	0·02515	580 ± 50
S/75 Hornblende granite, Central Praslin	Hornblende	1·59	8·7	0·04061	647 ± 55
BT.1*a* Basalt dyke, N.W. Mahé	Total Rock	1·20	4·1	0·03054	645 ± 55
BS.3*a* Epidiorite, N.W. Mahé	Total Rock	1·63	7·1	0·03444	550 ± 48
BS.4 Metabasalt, N.W. Mahé	Total Rock	1·15	3·2	0·02510	566 ± 49
S/460 Syenite, S.W. Silhouette Is.	Altered pyroxene	0·88	79·0	0·00100	34 ± 7
S/460 Syenite, S.W. Silhouette Is.	Altered pyroxene	0·88	67·3	0·00185	62 ± 1[illegible]
S/460 Syenite, S.W. Silhouette Is.	Altered pyroxene	0·88	71·1	0·00126	43 ± 8
BW.1 Olivine dolerite, Praslin	Total Rock	0·79	32·5	0·00137	52 ± 10
BW.1 Olivine dolerite, Praslin	Total Rock	0·79	45·4	0·00127	48 ± 9

$\lambda_\beta = 4{\cdot}72 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$ $\lambda_e = 0{\cdot}584 \times 10^{-10}$ yr.$^{-1}$

hornblende, epidote, zoisite, chlorite and an oligoclase–quartz matrix.

BS.4. Metabasalt: 150 yards south of Sunset Café, north-west Mahé. A saussuritized basalt with chlorite in the matrix.

S/460. Porphyritic syenite: Roche Marceline, south-west Silhouette. Perthite feldspar, diopsidic pyroxene prisms altering to uralite–chlorite–magnetite aggregates with apatite.

BW.1. Olivine–dolerite: on Grand-Anse–Baie St. Anne road 100 yards south of the Vallee de Mai sign-post, Praslin. Almost unaltered olivine–augite dolerite. Partial chloritization of olivine and some carbonate in matrix.

Geochronology and Regional Geological Setting

The discovery that the Seychelles granites are of late Precambrian age renders their setting in an oceanic environment a unique geological phenomenon. The Mahé–Praslin granite is almost certainly a single plutonic mass of anorogenic character, and must have been emplaced in a crust at least 1 mile thick. Seismic refraction work by Gaskell and Swallow[8] shows that granite underlies the coral on the Seychelles Bank and extends to a considerable depth. This crust is represented on the extensive Seychelles Bank, the central part of which is apparently composed of Precambrian granite[5], and is traversed by metadolerite dykes. The extent of this crust of continental type is unknown, but it is not unlikely that the adjacent Fortune and Saya de Malha Banks, which together with the Seychelles Bank form the northern extremity of the Mascarene Ridge, are composed of sedimentary or plutonic rocks. The islands of the southern part of the Mascarene Ridge—Reunion and Mauritius—are, however, relatively recent volcanoes. The Amirante Ridge to the west of the Mahé–Praslin group is covered by coral formations, but is topographically linked to the Seychelles Bank by a ridge some 5,000 ft. above the general level of the ocean floor, and may also be composed of sedimentary and igneous rocks, for it is in direct alignment with the major fault which bounds the eastern side of Madagascar.

It is therefore probable that the Seychelles area contains substantial expanses of continental formations which are partly or wholly of late Precambrian age. The ages obtained from the granites and metadolerites fall within the age-range of the Mozambique Belt of the eastern part of Africa and Madagascar[9]. This observation has led to renewal of the suggestion that the Seychelles may have originated during the fragmentation of Gondwanaland by continental drift[4,10]. The geology of the coastal region

of East Africa and Mozambique contains evidence of intermittent down-flexuring of the Mozambique para-geosyncline situated along the Mozambique Channel and in the Somali basin, from Karroo (late Carboniferous–Permian) to late Tertiary times[11]. It seems possible that the eastern part of the continent of Africa once extended as far as the line of the Mascarene Ridge, a hypothesis supported by the contrast between the form of the floor of the Arabian Sea and that of the remainder of the Indian Ocean[12]. The East African and Lebombo swells on one side and Madagascar and the Mascarene Ridge on the other may represent the marginal uplifts of this para-geosynclinal zone.

The occurrence of an early Tertiary syenite ring complex with associated alkali dolerite dykes strengthens the connexion with Africa, for similar complexes of about the same age are widespread from Kenya to Nyasaland. Such syenite complexes are typical of continental kratonic areas.

Present-day work by the geophysicists in R.R.S. *Discovery III* during the International Indian Ocean Expedition may be expected to throw much further light on the structure of the floor of the Arabian Sea. In particular, the hypothesis outlined here can be tested by gravity, magnetic and bathymetric traverses across the Mascarene and Carlsberg Ridges, and between the Seychelles and the East African coast. The nature and extent of the fracture on the eastern side of Madagascar and its northward continuation towards the Seychelles can also be investigated, together with the structure and composition of the crust in the Mozambique Channel and in the off-shore region of the East African coasts.

We thank Dr. G. J. Wasserburg *et al.* for informing us of their rubidium–strontium age determination on Mahé granite, prior to publication.

[1] Velain, C., *Bull. Geol. Soc. France*, **7**, 278 (1879).
[2] Bauer, M., *Neues Jahrb. Min.*, **2**, 163 (1898).
[3] Baker, B. H., *Mem. 3, Geol. Surv. Kenya* (in the press).
[4] Miller, J. A., and Mudie, J. D., *Nature*, **192**, 1174 (1961).
[5] Loncarevic, B. D., and Mathews, D. H., *New Sci.*, **14**, 513 (1962).
[6] Miller, J. A., and Mussett, A. E., *Geophys. J.* (in the press).
[7] Wasserburg, G. J., Craig, H., Menard, H. W., Engel, A. E. J., and Celeste, G. Engel, *J. Geol.* (in the press).
[8] Gaskell, T. F., and Swallow, J. C., *Nature*, **172**, 535 (1953).
[9] Cahen, L., *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, **91**, 535 (1961).
[10] King, L. C., *Morphology of the Earth* (1962).
[11] Dixey, F., *Quart. J. Geol. Soc.*, **116**, 255 (1960).
[12] Wiseman, J. D. H., and Sewell, R. B. S., *Geol. Mag.*, **74**, 219 (1937).

Printed in Great Britain by Fisher, Knight & Co., Ltd., St. Albans.

(*Reprinted from Nature, Vol.* 199, *No.* 4897, *pp.* 947–949, *September* 7, 1963)

MAGNETIC ANOMALIES OVER OCEANIC RIDGES

By F. J. VINE and Dr. D. H. MATTHEWS

Department of Geodesy and Geophysics, University of Cambridge

TYPICAL profiles showing bathymetry and the associated total magnetic field anomaly observed on crossing the North Atlantic and North-West Indian Oceans are shown in Fig. 1. They illustrate the essential features of magnetic anomalies over the oceanic ridges: (1) long-period anomalies over the exposed or buried foothills of the ridge; (2) shorter-period anomalies over the rugged flanks of the ridge; (3) a pronounced central anomaly associated with the median valley. This pattern has now been observed in the North Atlantic[1,2], the Antarctic[3], and the Indian Oceans[4,5]. In this article we describe an attempt to account for it.

The general increase in wave-length of the anomalies away from the crest of the ridge is almost certainly associated with the increase in depth to the magnetic crustal material[1]. Local anomalies of short-period may often be correlated with bathymetry, and explained in terms of reasonable susceptibility contrasts and crustal configurations; but the long-period anomalies of category (1) are not so readily explained. The central anomaly can be reproduced if it is assumed that a block of material very strongly magnetized in the present direction of the Earth's field underlies the median valley and produces a positive susceptibility contrast with the adjacent crust. It is not clear, however, why this considerable susceptibility contrast should exist beneath the median valley but not elsewhere under the ridge. Recent work in this Department has suggested a new mechanism.

In November 1962, H.M.S. *Owen* made a detailed magnetic survey over a central part of the Carlsberg Ridge as part of the International Indian Ocean Expedition. The area (50 × 40 nautical miles; centred on 5° 25′ N., 61° 45′ E.) is predominantly mountainous, depths ranging from 900 to 2,200 fathoms, and the topographic features are generally elongated parallel to the trend of the Ridge. This elongation is more marked on the total magnetic field anomaly map where a trough of negative anomalies, flanked by steep gradients, separates two areas of positive anomalies. The trough of negative anomalies corresponds to a general depression in the bottom topography which represents the median valley of the Ridge. The positive anomalies correspond to mountains on either side of the valley.

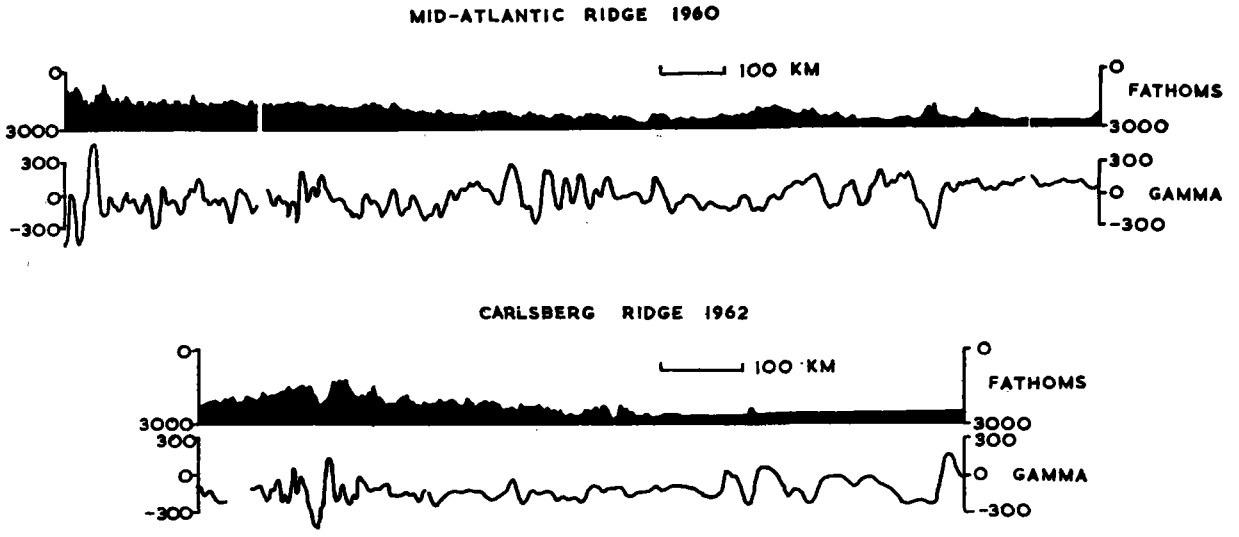


Fig. 1. Profiles showing bathymetry and the associated total magnetic field anomaly observed on crossing the North Atlantic and the northwest Indian Oceans. Upper profile from 45° 17′ N. 28° 27′ W. to 45° 19′ N. 11° 29′ W. Lower profile from 30° 5′ N. 61° 57′ E. to 10° 10′ N. 66° 27′ E.

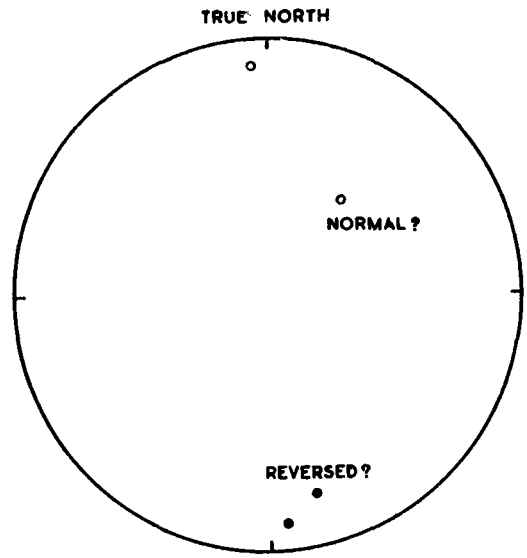


Fig. 2. Directions of the magnetic vectors obtained by the computer programme plotted on a stereographic projection, together with the present field vector and its reverse. Bearings and inclinations: present field vector 356°; −6° (up); computed vectors 038°; −40° (up); 166° 30′; +13° (down)

In this low magnetic latitude (inclination −6°) the effect of a body magnetized in the present direction of the Earth's field is to reduce the strength of the field above it, producing a negative anomaly over the body and a slight positive anomaly to the north. Here, over the centre of the Ridge, the bottom topography indicates the relief of basic extrusives such as volcanoes and fissure eruptives, and there is little sediment fill. The bathymetry, therefore, defines the upper surface of magnetic material having a considerable intensity of magnetization, potentially as high as any known igneous rock type[6], and probably higher, because it is extrusive, than the main crustal layer beneath. That the topographic features *are* capable of producing anomalies is immediately apparent on comparing the bathymetric and the anomaly charts; several have well-defined anomalies associated with them.

Two comparatively isolated volcano-like features were singled out and considered in detail. One has an associated negative anomaly as one would expect for normal magnetization, the other, completely the reverse anomaly pattern, that is, a pronounced positive anomaly suggesting reversed magnetization. Data on the topography of each feature and its associated anomaly were fed into a computer and an intensity and direction of magnetization for each obtained. Fig. 2 shows the directions of the resulting vectors plotted on a stereographic projection. Having

computed the magnetic vector by a 'best fit' process, the computer recalculated the anomaly over the body, assuming this vector, thus giving an indication of the accuracy of fit. The fit was good for the case of reversed magnetization but poor for that of approximately normal magnetization. The discrepancy is scarcely surprising since we have ignored the effects of adjacent topography, and the interference of other anomalies in the vicinity. In addition, the example of normal magnetization is near a corner of the area where the control of contouring is less precise. The other example is central where the control is good. In both cases the intensity of magnetization deduced was about 0·005 e.m.u.; this is equivalent to an effective susceptibility of $\pm$ 0·0133: (effective susceptibility = total intensity of magnetization (remanent + induced)/present total magnetic field intensity : mean value for basalts of the order of 0·01).

In addition, three profiles, perpendicular to the trend of the Ridge, have been considered. Computed profiles along these, assuming infinite lateral extent of the bathymetric profile, and uniform normal magnetization, bear little resemblance to the observed profiles (Fig. 3). These results suggested that whole blocks of the survey area might be reversely magnetized. The dotted curve in Fig. 3 *B* was computed for a model in which the main crustal layer and overlying volcanic terrain were divided into blocks about 20 km wide, alternately normally and reversely magnetized. The blocks were given the effective susceptibility values shown in the caption to Fig. 4 (3).

Work on this survey led us to suggest that some 50 per cent of the oceanic crust might be reversely magnetized and this in turn has suggested a new model to account for the pattern of magnetic anomalies over the ridges.

The theory is consistent with, in fact virtually a corollary of, current ideas on ocean floor spreading[7] and periodic reversals in the Earth's magnetic field[8]. If the main crustal layer (seismic layer 3) of the oceanic crust is formed over a convective up-current in the mantle at the centre of an oceanic ridge, it will be magnetized in the current direction of the Earth's field. Assuming impermanence of the ocean floor, the whole of the oceanic crust is comparatively young, probably not older than 150 million years, and the thermo-remanent component of its magnetization is therefore either essentially normal, or reversed with respect to the present field of the Earth. Thus, if spreading of the ocean floor occurs, blocks of alternately normal and reversely magnetized material would drift away from the centre of the ridge and parallel to the crest of it.

This configuration of magnetic material could explain the lineation or 'grain' of magnetic anomalies observed over the Eastern Pacific to the west of North America[6] (probably equivalent to the long-period anomalies of

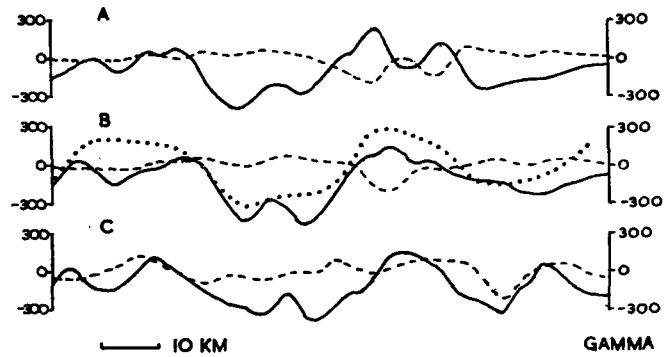


Fig. 3. Observed and computed profiles across the crest of the Carlsberg Ridge. Solid lines, observed anomaly; broken lines, computed profile assuming uniform normal magnetization and an effective susceptibility of 0·0133; dotted line, assuming reversals—see text. The computed profiles were obtained assuming infinite lateral extent of the bathymetric profiles

category (1)). Here north–south highs and lows of varying width, usually of the order of 20 km, are bounded by steep gradients. The amplitude and form of these anomalies have been reproduced by Mason[9,10], but the most plausible of the models used involved very severe restrictions on the distribution of lava flows in crustal layer 2. They are readily explained in terms of reversals assuming the model shown in Fig. 4 (1). It can be shown that this type of anomaly pattern will be produced for virtually all orientations and magnetic latitudes, the amplitude decreasing as the trend of the ridge approaches north–south or the profile approaches the magnetic equator. The pronounced central anomaly over the ridges is also readily explained in terms of reversals. The central block, being most recent, is the only one which has a uniformly directed magnetic vector. This is comparable to the area of normally magnetized late Quaternary basics in Central Iceland[11,12] on the line of the Mid-Atlantic Ridge. Adjacent and all other blocks have doubtless been subjected to subsequent vulcanism in the form of volcanoes, fissure eruptions, and lava flows, often oppositely magnetized and hence reducing the effective susceptibility of the block, whether initially normal or reversed. The effect of assuming a reduced effective susceptibility for the adjacent blocks is illustrated for the North Atlantic and Carlsberg Ridges in Fig. 4 (2, 3).

In Fig. 4, no attempt has been made to reproduce observed profiles in detail, the computations simply show that the essential form of the anomalies is readily achieved. The whole of the magnetic material of the oceanic crust is probably of basic igneous composition; however, variations in its intensity of magnetization and in the topography and direction of magnetization of surface extrusives could account for the complexity of the observed profiles. The results from the preliminary Mohole drilling[13,14] are

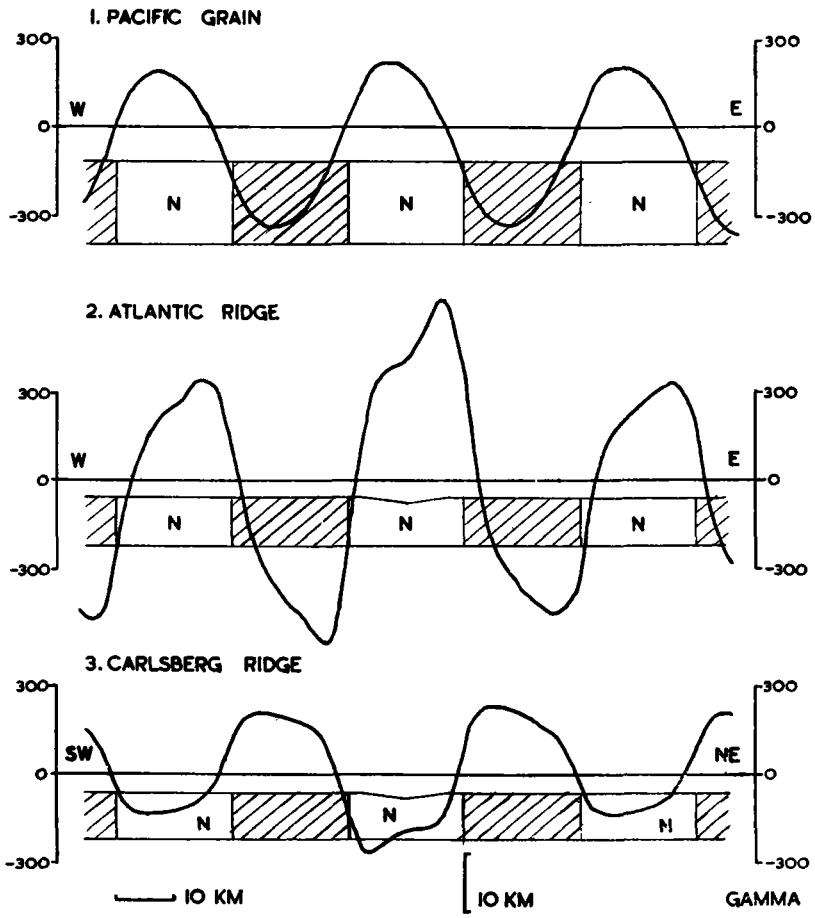


Fig. 4. Magnetic profiles computed for various crustal models. Crustal blocks marked *N*, normally magnetized; diagonally shaded blocks, reversely magnetized. Effective susceptibility of blocks, 0·0027, except for the block under the median valley in profiles 2 and 3, 0·0053

(1) Pacific Grain. Total field strength, T = 0·5 œrsted; inclination, I = 60°; magnetic bearing of profile, θ = 073°. (2) Mid-Atlantic Ridge, T = 0·48 œrsted; I = 65°; θ = 120°. (3) Carlsberg Ridge, T = 0·376 œrsted; I = −6°; θ = 044°

considered to substantiate this conception. The drill penetrated 40 ft. into a basalt lava flow at the bottom of the hole, and this proved to be reversely magnetized[13]. Since the only reasonable explanation of the magnetic anomalies mapped near the site of the drilling is that the area is underlain by a block of normally magnetized crustal material[14], it appears that the drill penetrated a layer of reversely magnetized lava overlying a normally magnetized block.

In Fig. 4 it will also be noticed that the effective susceptibilities assumed are two to five times less than that

derived for the isolated features in the survey area described. Although no great significance can be attached to this derived intensity it is suggested that the fine-grained extrusives (basalts) of surface features are more highly magnetized than the intrusive material of the main crustal layer which, in the absence of evidence to the contrary, we assume to be of analogous chemical composition (that is, gabbros). This would appear to be consistent with recent investigations of the magnetic properties of basic rocks[6].

The vertical extent of the magnetic crust is defined by the depth to the curie-point isotherm. In the models this has been assumed to be at 20 km below sea-level over the deep ocean but at a depth of 11 km beneath the centre of the ridges where the heat flow and presumably the thermal gradient are higher. These assumptions are questionable but not critical because the amplitude of the simulated anomaly depends on both the thickness of the block and its effective susceptibility, and, although the thickness is in doubt by a factor of two, the susceptibility is in doubt by a factor of ten. Present magnetic declination has been assumed throughout the calculations: it would probably have been better to have ignored this, as in palæomagnetism, assuming that true north approximates to the mean of secular variations; but this is unimportant and in no way affects the essential features of the computations.

In order to explain the steep gradients and large amplitudes of magnetic anomalies observed over oceanic ridges all authors have been compelled to assume vertical boundaries and high-susceptibility contrasts between adjacent crustal blocks. It is appreciated that magnetic contrasts within the oceanic crust can be explained without postulating reversals of the Earth's magnetic field; for example, the crust might contain blocks of very strongly magnetized material adjacent to blocks of material weakly magnetized in the same direction. However, the model suggested in this article seems to be more plausible because high susceptibility contrasts between adjacent blocks can be explained without recourse to major inhomogeneities of rock type within the main crustal layer or to unusually strongly magnetized rocks.

We thank Dr. R. G. Mason and K. Kunaratnam of the Imperial College of Science and Technology, London, for details of the three-dimensional programme used in this work. The programme was originally devised by K. Kunaratnam for a Ferranti *Mercury* Computer. It has been rewritten for use on *Edsac* 2. We also thank the Director of the Cambridge University Mathematical Laboratory for permission to use *Edsac* 2, and Sir Edward Bullard for his advice and encouragement throughout.

This work was partly supported by a grant from the U.S. Office of Naval Research (Contract No. *N*62558–3542).

[1] Heezen, B. C., Ewing, M., and Miller, E. T., *Deep Sea Res.*, **1**, 25 (1953).
[2] Keen, M. J., *Nature*, **197**, 888 (1963).
[3] Adams, R. D., and Christoffel, D. A., *J. Geophys. Res.*, **67**, 805 (1962).
[4] Heirtzler, J. R., *Tech. Rep. No.* 2, *Lamont Geol. Obs.*, *New York* (1961).
[5] Matthews, D. H., *et al.*, *Admiralty Marine Sci. Pub. No.* 4 (in the press).
[6] Bullard, E. C., and Mason, R. G., *The Sea*, **3**, edit. by Hill, M. N. (in the press).
[7] Dietz, R. S., *Nature*, **190**, 854 (1961).
[8] Cox, A., Doell, R. R., and Dalrymple, G. B., *Nature*, **198**, 1049 (1963).
[9] Mason, R. G., *Geophys. J.*, **1**, 320 (1958).
[10] Mason, R. G., and Raff, A. D., *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**, 1259 (1961).
[11] Hospers, J., *Geol. Mag.*, **91**, 352 (1954).
[12] Thorarinsson, S., Einarsson, T., and Kjartansson, G., *Intern. Geog. Cong. (Norden)*, Excursion E.I.1 (1960).
[13] Cox, A., and Doell, R. R., *J. Geophys. Res.*, **67**, 3997 (1962).
[14] Raff, A. D., *J. Geophys. Res.*, **68**, 955 (1963).

Printed in Great Britain by Fisher, Knight & Co., Ltd., St. Albans.

Reprinted from Science, October 4, 1963, Vol. 142, No. 3588, pages 48-49
Copyright © 1963 by the American Association for the Advancement of Science

Seismic Investigations of Seychelles and Saya de Malha Banks, Northwest Indian Ocean

Abstract. *Seismic refraction lines on Seychelles Bank confirm the presence of granite rock under a considerable portion of the bank. Saya de Malha Bank, also on the Mascarene Ridge, appears to be composed of volcanic rocks capped by coral. It is suggested that the two areas are structurally independent.*

In the fall of 1962, the vessels *Argo* and *Horizon* of the Scripps Institution of Oceanography were engaged in seismic refraction work in the Indian Ocean, as part of the International Indian Ocean Expedition. During this period, explosives were fired and refracted seismic waves were recorded in shallow water on Seychelles Bank and Saya de Malha Bank to determine the nature of the material making up the Mascarene Ridge.

The only previous work in the area was done during the Challenger Expedition, when one extremely short profile east of Mahé Island was shot and reported by Gaskell, Hill, and Swallow (*1*). The Challenger profile showed the presence of about 0.02 km of sediment or coral with a compressional-wave velocity of 2.4 km/sec; 0.13 km of material with velocity 5.58 km/sec; and beneath that, material with velocity 6.02 km/sec. Since the work was done within a few miles of the outcropping granite of Mahé, it was assumed that the material with the compressional-wave velocity of 6.02 km/sec was granitic and that with the velocity of 5.58 km/sec was probably weathered granite.

The positions of our stations LSD 20 and LSD 21 form a reversed profile; the eastern end of the profile is at the south tip of Silhouette Island, northwest of Mahé (Fig. 1 and Table 1). The line extends 42 miles west in the shallow water of Seychelles Bank. At station LSD 20, the structure is very similar to that reported previously. Material with a compressional-wave velocity of 5.58 km/sec was not detected, but a layer this thin may be quite discontinuous and therefore detectable only by very closely spaced shots. At station LSD 21, the material with a velocity of 2.37 km/sec (coral?) is thicker, and beneath it another layer of material (coral or volcanic rock?) with 3.97 km/sec velocity appears (Fig 2). Underlying this is material with a velocity of 6.22 km/sec, dipping down to the west. This confirms the Challenger results and shows that material with the velocity of granite is found under a large portion, probably all, of Seychelles Bank. Material with the velocity of the oceanic crust (6.8 km/sec) could be present at a depth of 8 km or more without having been detected on this profile.

Two reversed profiles on Saya de Malha Bank (our station numbers LSD 28, 29, and 30) showed a quite different structure (Fig. 3, Tables 2 and 3). A material of very low compressional-wave velocity (1.72 km/sec) is at the sea floor; 200 to 500 m of this overlies material with velocity near 3 km/sec. The upper layer is probably soft coralline mud; this was dredged at station LSD 29. The area of work is in a 110-m depression surrounded almost entirely by shallower water; this is probably an old lagoon area formerly surrounded by an extensive atoll or group of small atolls. Beneath the mud, the material with velocity near 3 km/sec is probably coral rock similar to that found at the sea floor on Seychelles Bank.

Beneath the layers with low velocity, the principal volume of the ridge is material with velocities typical of volcanic islands, 4.4 and 5.4 km/sec, as found by Raitt (*2*) at Eniwetok and by Pollard and Eaton (unpublished) at Hawaii. These rocks extend to about 8 km below sea level, well beneath the depth of the surrounding ocean, and are underlain by material with a velocity of 6.8 to 7.0 km/sec, typical of the oceanic crust.

This difference in structure between Seychelles Bank and Saya de Malha Bank may be explained by the hypothesis that there is a linear volcanic ridge (similar to the Hawaiian ridge) extending from Mauritius through Cargados Carajos shoals to Saya de Malha Bank, caused by volcanic outpourings from a line of weakness in the ocean floor. This volcanic line passes close to the Seychelles granitic block, a much older feature. Wegener (*3*) considered the Seychelles granite to be a block of continental material left behind when India and Madagascar drifted apart.

More detailed information in this area would be extremely interesting; it is hoped that other groups planning seismic refraction work as part of the International Indian Ocean Expedition will examine the saddle between the Seychelles and Saya de Malha as well as the basins west and southwest of the Seychelles to determine the extent of this granitic relic (*4*).

GEORGE G. SHOR, JR.
DWIGHT D. POLLARD
Marine Physical Laboratory, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California

References and Notes

1. T. F. Gaskell, M. N. Hill, J. C. Swallow, *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A* **251**, 23 (1958).
2. R. W. Raitt, *U.S. Geol. Surv. Profess. Papers* No. 260-S (1957).
3. A. Wegener, *The Origin of Continents and Oceans* (Dutton, New York, 1922), p. 142.
4. Contribution from the Scripps Institution of

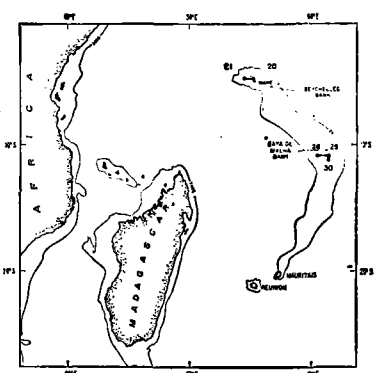


Fig. 1. Location of stations on Mascarene Ridge.

Table 1. Reversed profile from stations LSD 20 to 21. Station positions: LSD 20, 4° 34.0′S, 55°14.0′E; LSD 21, 4°31.0′S, 54° 30.0′E.

Layer	Velocity (km/sec)	Thickness (km)	
		Station 20	Station 21
Water	1.538	0.07	0.05
1	2.37	0.00 to 0.08	0.79
2	3.97	0.13 to 0.00	2.06
3	6.22		

Oceanography, University of California, San Diego. This work was suported by the Office of Naval Research under contract Nonr 2216 (05) and by the National Science Foundation under grant 22255 as part of the International Indian Ocean Expedition. We express our thanks to Captain Marvin Hopkins and the crew of the R/V *Horizon* and to Captain Alan Phinney and the crew of the R/V *Argo* for their assistance in gathering the data; data reduction was carried out by Gloria Slack and Shirley Fisher.

13 June 1963

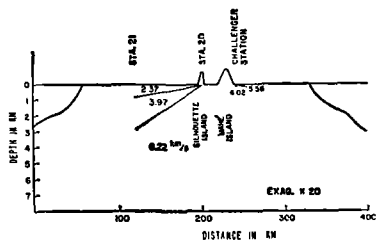


Fig. 2. East-west cross section of Seychelles Bank.

Table 2. Reversed profile from stations LSD 28 to 29. Station positions: LSD 28, 10° 49.6′S, 60°25.2′E; LSD 29, 10°47.5′S, 61° 21.2′E.

Layer	Velocity (km/sec)	Thickness (km)	
		Station 28	Station 29
Water	1.536	0.13	0.11
1	1.72	0.19	0.56
2	3.26	1.20	0.54
3	4.36	3.05	2.51
4	5.58	4.46	3.96
5	6.81		

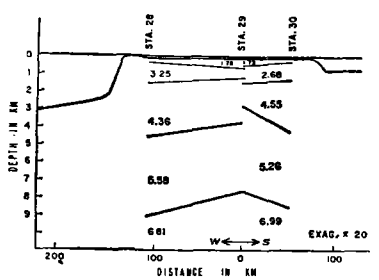


Fig. 3. Cross section along lines of shooting at Saya de Malha Bank.

Table. 3. Reversed profile from stations LSD 29 to 30. Station positions: LSD 29, 10° 47.5′S; 61°21.2′E; LSD 30, 11°07.0′S, 61° 17.5′E.

Layer	Velocity (km/sec)	Thickness (km)	
		Station 29	Station 30
Water	1.536	0.11	0.12
1	1.73	0.41	0.19
2	2.68	0.98	1.03
3	4.55	1.34	2.88
4	5.26	4.77	4.29
5	6.99		

Deep-Sea Research, 1964, Vol. 11, pp. 79 to 84. Pergamon Press Ltd. Printed in Great Britain.

SHORTER COMMUNICATIONS

Vema trench : western Indian Ocean

BRUCE C. HEEZEN and JOHN E. NAFE*
Department of Geology and Lamont Geological Observatory, Columbia University, Palisades, New York

(*Received* 1 *November* 1963)

Abstract—The greatest known depth in the western Indian Ocean, 3501 fm (6402 m) at 09° 08′S lat., 67° 15′E long., lies in a narrow trench which cuts across the axis of the Mid-Oceanic Ridge (Carlsberg Ridge).

IN 1958 a reconnaissance investigation of the Mid-Oceanic Ridge in the northwest Indian Ocean was conducted during *Vema* Cruise 14. On a passage from Mauritius to the Gulf of Aden a zigzag track was followed which crossed the axis of the Mid-Oceanic Ridge seven times in the Arabian Sea. These sounding profiles verified the continuity of the Mid-Oceanic Ridge and confirmed the correlation of the crest of the ridge and the mid-oceanic epicenter belt. A prominent axial rift valley is easily identified on most profiles. Subsequent investigations during *Vema* Cruise 16 (EWING and HEEZEN, 1960) confirmed the further continuity of the ridge in the southwest Indian Ocean.

Vema, while proceeding on a northwesterly course, crossed a deep (3362 fm)† and precipitous trench near 9°S lat. (Figs. 1 and 2). On reaching the north side of the trench, the ship's course was changed to east and the trench recrossed at a slightly shallower depth (3052 fm). The course was then set to intersect the original crossing. At that point a piston core was obtained from the floor of the trench and 3470 fm of wire were paid out at the core station. Plotting the position of the initial and second crossing of the trench the trend of the trench was estimated. On leaving the core station, a course of 228° was followed, this course selected to follow the axis of the trench. For 40 miles depths exceeded 3000 fm, until finally the fathogram shoaled abruptly to 2640 fm (Fig. 3). A course was then set to the northwest and the trench was crossed again at a depth of 3051 fm (Fig. 2). In 1959 the Soviet Research Vessel *Vityaz* crossed the trench 20 miles east of the original *Vema* crossing, finding a depth of only 2600 fm, and in 1961 H.M.S. *Owen* crossed the feature 30 miles west of the western *Vema* crossing, obtaining a depth of 2283 fm. The trend of the trench based on all the available profiles is 055°T. The proven length of the trench below 3000 fm is 60 miles, and the maximum depth determined in the trench is 3501 fm. The trench and associated parallel ridges cut across the axis of the Mid-Oceanic Ridge.

The core obtained from the trench floor (Fig. 4) is only 196 cm long, although cores 5 m long were obtained elsewhere in the Arabian Sea. The numerous layers of heavy-mineral sand and the pebbles of ultrabasic rock are probably locally derived from the trench walls. This core is similar in lithology to cores from the Romanche Trench (HEEZEN, BUNCE, HERSEY and THARP, 1964). Although turbidity currents and slumps probably carried the rock material downslope, bottom currents at shallower depths may be involved in the transportation history of this material.

The trench probably lies in a fracture zone along which a right lateral displacement has occurred in the crest of the Mid-Oceanic Ridge. The Romanche Trench, a similar feature in the equatorial Atlantic, lies in a fracture zone along which a 500-mile left lateral displacement of the crest of the Mid-Atlantic Ridge has occurred (HEEZEN, BUNCE, HERSEY and THARP, 1964). A sounding of 3173 fm has recently been recorded by H.M.S. *Owen* in a fracture zone which offsets the Carlsberg Ridge

*Lamont Geological Observatory Contribution No. 678.
†All depths cited in fathoms corrected according to MATTHEWS (1939) Tables.

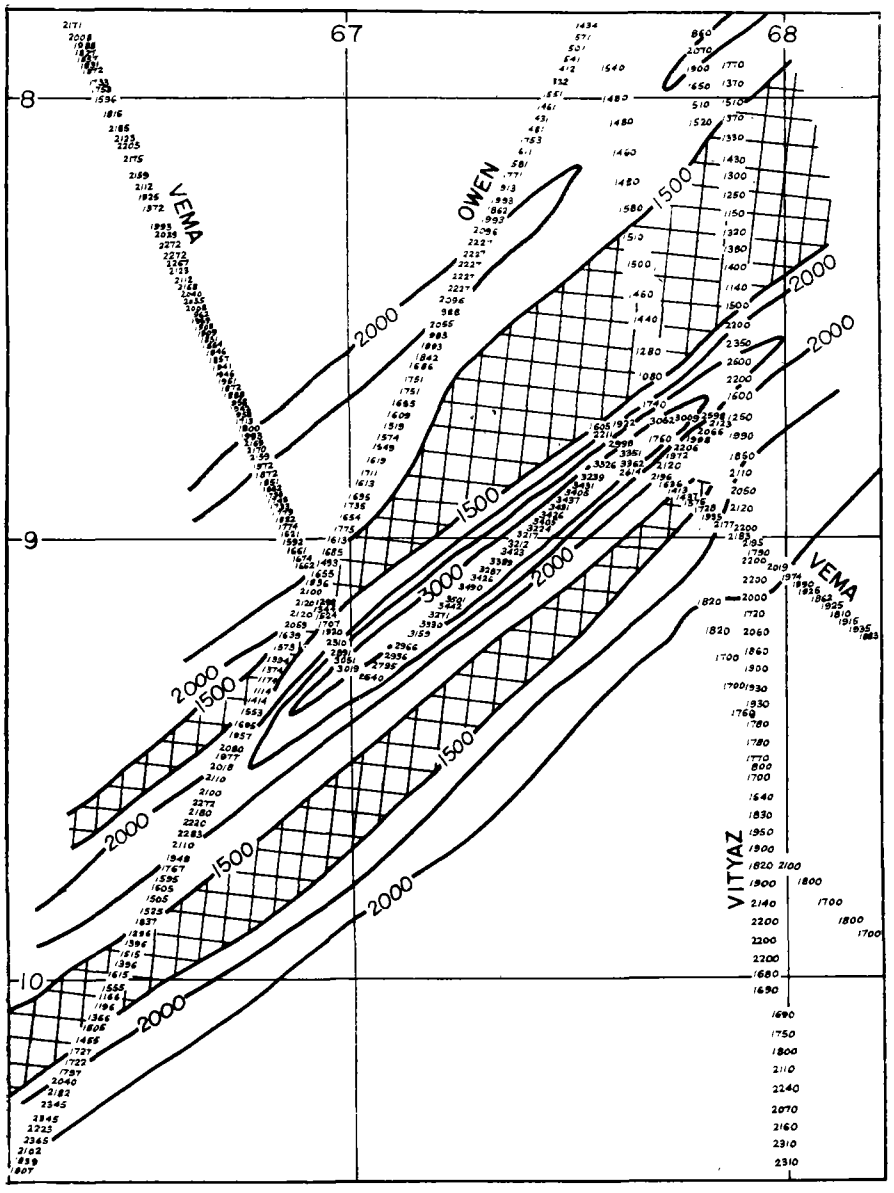


Fig. 1. Bathymetric sketch of Vema Trench. Contours in fathoms. Soundings in fathoms from Admiralty Oceanic Plotting Sheet 282.

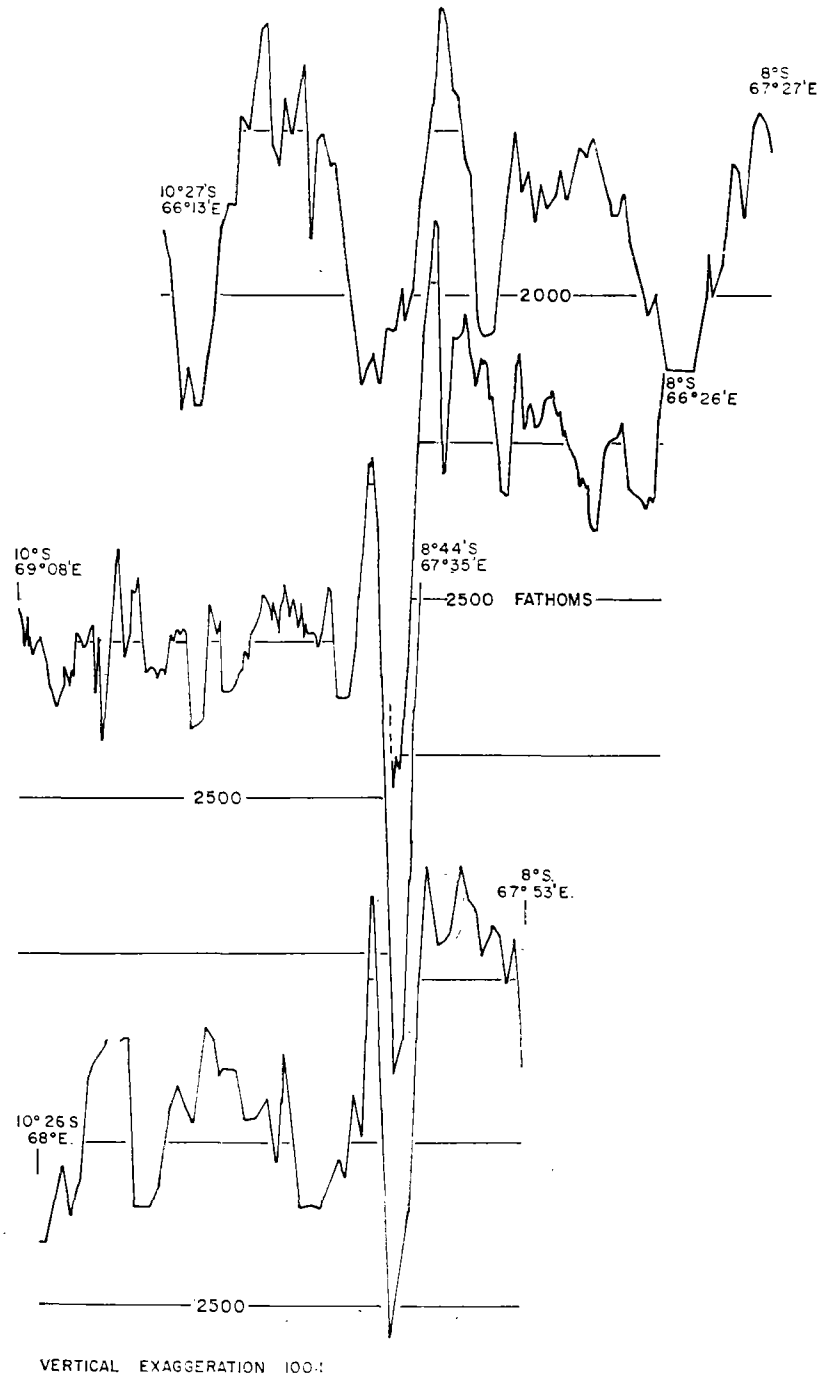


Fig. 2. Profiles of Vema Trench.

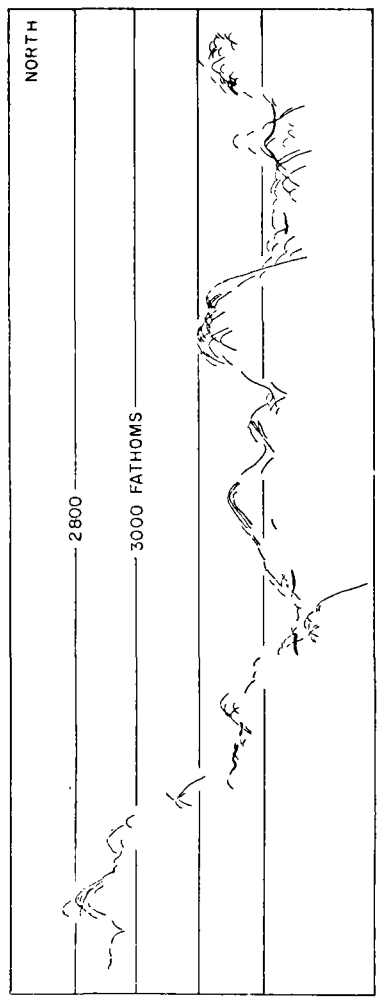


Fig. 3. Tracing of Precision Depth Recorder echogram obtained along the axis of Vema Trench on *Vema* Cruise 14.

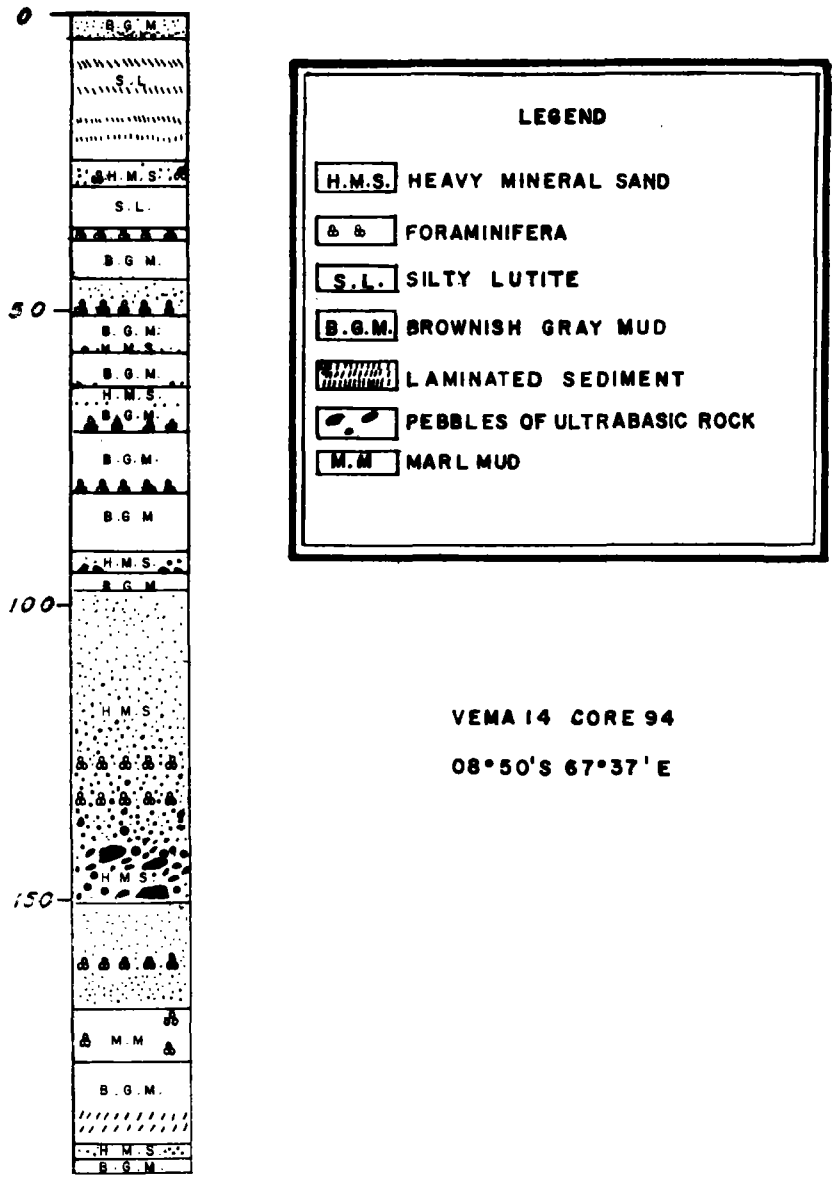


Fig. 4. Graphic log of Core V14-94 obtained in Vema Trench.

near the east end of the Gulf of Aden (MATTHEWS, 1963). The 3501-fm sounding obtained by *Vema* in Vema Trench, however, remains the greatest known depth in the western Indian Ocean.

Acknowledgements—The assistance of Captain H. C. KOHLER, G. LEONARD JOHNSON, CHARLES HOLLISTER and MARIE THARP is gratefully acknowledged. This work was supported by the Office of Naval Research under Contract Nonr-266 (48).

REFERENCES

ANON., (1963) Oceanic Plotting Sheet # 282. Hydrographic Department, Admiralty, London.

ANON., (1962) Data of oceanological investigations; bottom topography Research Vessel *Vityaz* Cruise 31, 1959. *Inst. Okeanol. Akad. Nauk SSSR*, 332 pp.

EWING, M. and HEEZEN, B. C. (1960) Continuity of the Mid-Oceanic Ridge and Rift Valley in the southwestern Indian Ocean confirmed. *Science*, **131**, 1677–1679.

HEEZEN, B. C., BUNCE, E. T., HERSEY, J. B. and THARP, M. (1964) Chain and Romanche Fracture Zones. *Deep-Sea Res.* **11**, 11–33.

HEEZEN, B. C., THARP, M. and EWING, M. (1959) The Floors of the Oceans I. The North Atlantic. *Geol. Soc. Amer., Special Paper 65*, 122 pp.

MATTHEWS, D. H. (1963) A major fault scarp under the Arabian Sea displacing the Carlsberg Ridge near Socotra. *Nature*, **198**, 950–952.

MATTHEWS, D. J. (1939) *Tables of the velocity of sound in pure water and sea water for use in echo-sounding and sound-ranging*. H.D. 282, Hydrographic Department, Admiralty, London, 52 pp.

From: *Earth Science and Meteoritics*, North-Holland Publishing Co., Amsterdam, 1963, p. 90-102

5. RATES OF SEDIMENT ACCUMULATION IN THE INDIAN OCEAN

EDWARD D. GOLDBERG and MINORU KOIDE
Department of Earth Sciences
University of California at San Diego, La Jolla, California

Abstract

Three sedimentary cores from the Indian Ocean, a calcareous ooze, a siliceous ooze and an essentially biogenous-component free clay, were assayed for their rates of accumulation by the ionium/thorium technique. The average rate (on a calcium carbonate and opal free basis) was about 1 mm/10^3 years, a value intermediate to those of the South Pacific (0.5 mm/10^3 years) and of the North Pacific and Atlantic Oceans ($>$ 1 mm/10^3 years). Disequilibrium in the upper 15 cm or so of these cores between ionium (Th^{230}) and its successor in the U^{238} series, Pb^{210}, suggests that the hypothesis of Koczy concerning the migration of radium from the sediments into the sea water is valid. A model for such radium transfer is presented.

Previous studies on the rates of accumulation of deep-sea sediments by the ionium/thorium method (GOLDBERG and KOIDE [1962]) have indicated that the observed values for a given oceanic area are related to the relative quantities of continental contributions to the deposits. For example, rather uniform depositional rates (0.3–0.6 mm/10^3 years) are found for the South Pacific deep-sea sediments while in the North Pacific the figures were in general at least several times higher. It should be noted that such rates are averages over the last few hundred thousand years. These observations are compatible with the introduction of large amounts of quartz, feldspars and clay minerals from adjacent land masses in the northern sites while nearly all of the non-biogenous solid phases in the South Pacific can be attributed to local marine volcanic activity (PETERSON and GOLDBERG [1962]).

A series of sediment samples collected in the Indian Ocean during the 1960–61 "Monsoon Expedition" of the Scripps Institution of Oceanography provided the opportunity to extend these studies. Although two groups of Russian workers have previously studied depositional rates by similar techniques (STARIK *et al.* [1958]; BARANOV and KUZMINA [1958]), their results are not strictly comparable to ours. First of all, the entire

References p. 102.

sediment sample was assayed for its thorium isotopes, whereas we analyzed only the leachates from hydrochloric acid treatment, presumably containing thorium isotopes derived from sea water, not from the land-derived detrital materials in addition. This leaching process usually removes about 70 per cent of the total thorium from the samples. Secondly, their computed rates have not been corrected for dilution both by the opaline and by calcareous biological phases in order that sedimentation rates for the non-biogenous components can be ascertained.

During this work our attention was also directed to the hypothesis of KOCZY [1958] that radium born through the radioactive decay of ionium (Th^{230}) in the deep-sea deposits does diffuse into the adjacent sea water. Inasmuch as several of his water profiles were from areas near our sampling sites, it was considered worthwhile to determine if disequilibrium could be found between ionium and its daughters in our sediments.

1. Methodology

All of the techniques employed have been previously described in work from this laboratory: thorium isotope analyses as applied to sedimentation rate determination (GOLDBERG and KOIDE, *op. cit.*); lead-210 analyses (RAMA, KOIDE and GOLDBERG [1961]); clay mineral analyses (GRIFFIN and GOLDBERG [1963]); a modification of opal determinations (GOLDBERG [1958]); and quartz analyses (REX and GOLDBERG [1958]).

2. Results

Three cores were chosen for analyses on the basis that they represented different sediment types: (1) a siliceous ooze, Monsoon 49G; (2) a calcareous ooze, Monsoon 57G; and (3) a sediment with only minor amounts of biogenous-components, Monsoon 68G. Detailed analyses are given in Appendix 1.

2.1. MONSOON 49G

This core, collected from a depth of 5214 meters at 14° 27′ S and 78° 03′ E, contained calcium carbonate in amounts under 3% as determined both by X-ray diffraction data and by chemical analyses. The opal concentrations measured at 0–3 cm and 65–69 cm were 58 and 56 per cent by weight respectively. The overall sedimentation rate of 2.75 mm/10^3 years (Fig. 1) reduces to a value of 1.1 mm/10^3 for the non-biogenous com-

References p. 102.

ponents. The exponential decay of the Io/Th ratio is seen to occur for at least four half-lives, indicating that the appearance of uranium supported ionium does not become significant until times of the order of 300 000 years. Bottom disturbances, resulting from burrowing organisms and/or bottom water currents, cause deviations of the near-surface Io/Th values from a linear curve as drawn in Fig. 1 (GOLDBERG and KOIDE, *op. cit.*) and evidently are effective to depths of only 6 cm. The core contains unusually high thorium concentrations — levels of 20 ppm on an opal free basis. The principal detrital minerals were quartz and feldspars at concentrations under 5% by weight for each mineral class. This

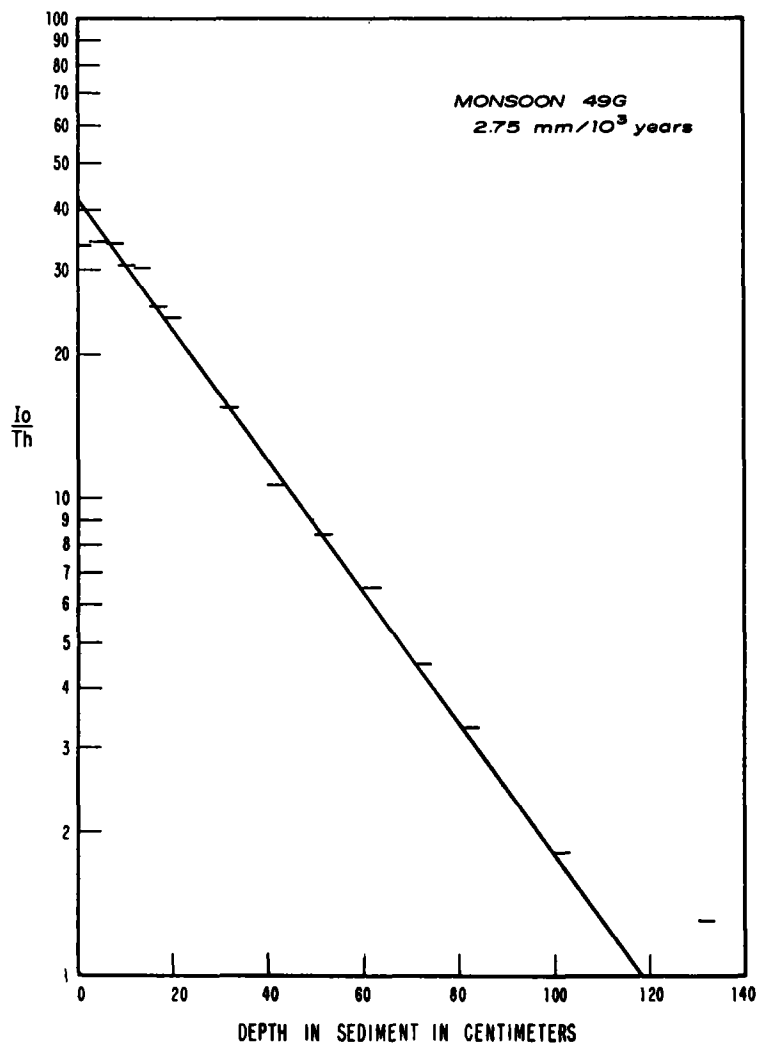


Fig. 1. The Io/Th ratio in units of disintegrations of ionium per disintegration of thorium for Monsoon 49G.

References p. 102.

core comes from an area where significant amounts of acidic volcanic debris are present in the deposits.

2.2. MONSOON 57G

This core was collected from a depth of 4110 meters at 26° 22′ S and 74° 08′ E. Opal was absent from the non-calcareous portions of the sediment whereas the calcium carbonate content ranged between 43.6% and 87.5% with an average value of 74%. The gross sedimentation rate of 3 mm/10^3 years (Fig. 2) yields a value of 0.8 mm/10^3 years on a calcium

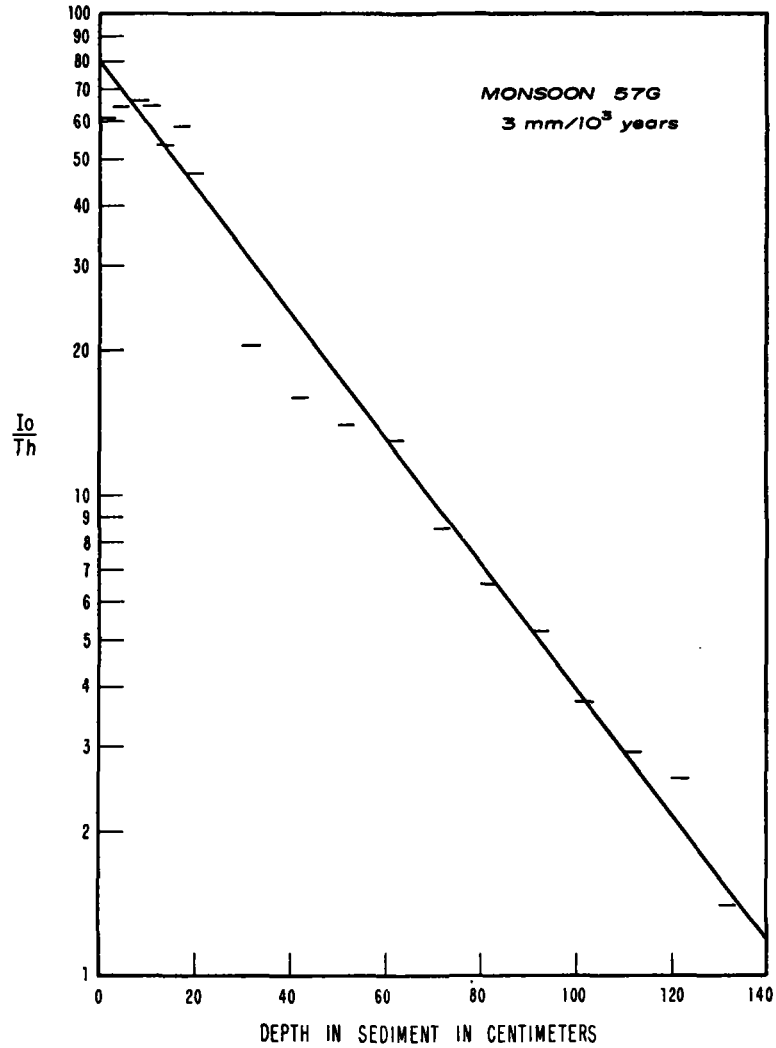


Fig. 2. The Io/Th ratio in units of disintegrations of ionium per disintegration of thorium for Monsoon 57G.

References p. 102.

carbonate free basis. Surface disturbances are evident to depths of 7 cm. Thorium concentrations on a calcium carbonate free basis range between 8.2 and 14.4 ppm with an average of 11 ppm. Exponential decrease in the ratio occurs over a time span of five half-lives, demonstrating the absence of appreciable quantities of uranium in the sediments. There is evidence for a modest change in rate at about 40 to 70 cm. On a calcium carbonate free basis the quartz contents were under 2%, while X-ray diffraction spectra indicated the feldspars to have an even smaller concentration.

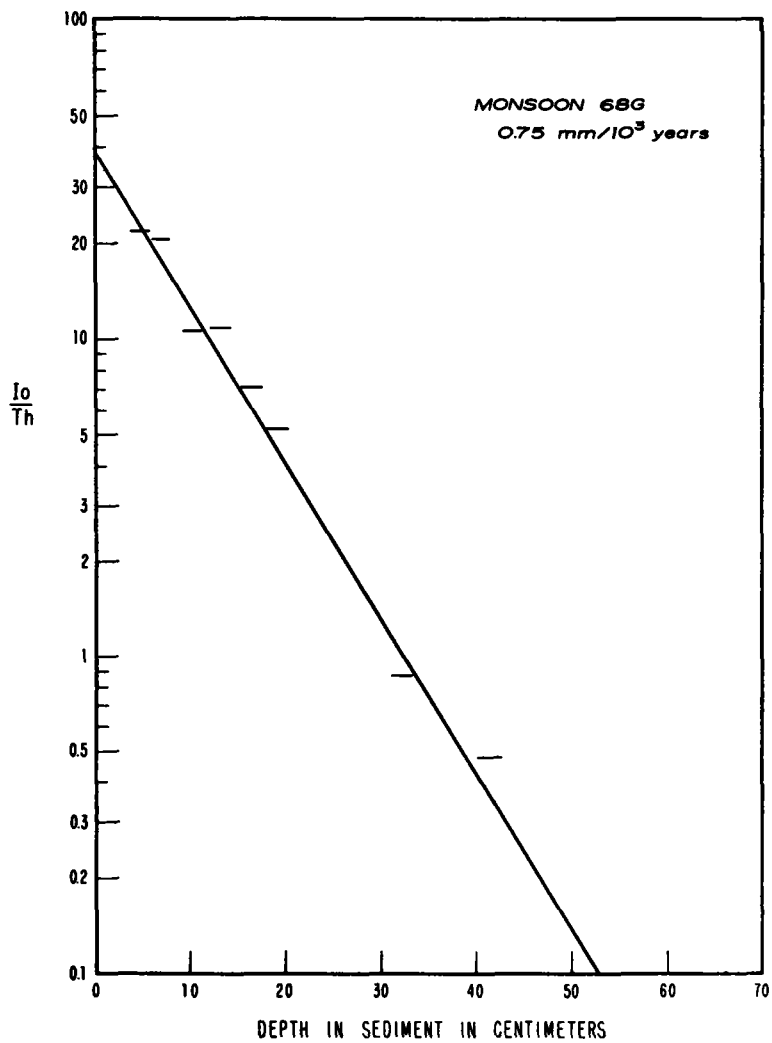


Fig. 3. The Io/Th ratio in units of disintegrations of ionium per disintegration of thorium for Monsoon 68G.

References p. 102.

2.3. MONSOON 68G

This core was recovered from a depth of 4941 meters at 39° 18′ S and 119° 52′ E. There was no discernible opal but the content of calcium carbonate varied between 0 and 24.8 % with the highest values within the first 9 cm. The sedimentation rate measured over three half-lives gave a value of 0.75 mm/10^3 years (Fig. 3). Detrital quartz contents on a calcium carbonate free basis were 7 % at the surface and 3 % at a depth of 64–68 cm. Surface disturbances again appear to be significant to depths of about 6 cm. This deposit, near the Australian continent, contained quartz and feldspars typical of a continental origin.

Lead-210 analyses were made on aliquots of the leachates from which the ionium measurements were carried out. These results are included in Appendix 1.

3. Discussion

The average rate of accumulation of the non-biogenous components, around 1 mm/10^3 years is intermediate to the values observed by us for the South Pacific (0.5 mm/10^3 years) and those of the North Pacific and Atlantic Oceans ($>$ 1 mm/10^3 years).

The surface intercepts of the ionium/thorium ratio (in units of disintegrations of ionium per disintegration of thorium) vary between 38 and 80, values somewhat higher than those previously reported by us (GOLDBERG and KOIDE, *op. cit.*) for two cores recovered in the southwestern Indian Ocean, but comparable to those obtained from the two previously cited Russian papers (Table 1). Thus, the Indian Ocean

TABLE 1

The ionium/thorium ratio surface intercepts and average leachable thorium concentrations from Indian Ocean cores

Core	Latitude	Longitude	Io/Th surface intercepts	Leachable Thorium (ppm)	Reference
V-14-85	24°59′ S	51°18′ E	20	7	GOLDBERG and KOIDE [1962]
V-14-86	23°37′ S	53°08′ E	27	10	GOLDBERG and KOIDE [1962]
Monsoon 49G	14°27′ S	78°03′ E	42	20	This paper
Monsoon 57G	26°22′ S	74°08′ E	80	11	This paper
Monsoon 68G	39°18′ S	119°52′ E	40	15	This paper
Russian # 129	30°07′ S	60°35′ E	80		Starik *et al.* [1958]
Russian # 127	30°41′ S	60°42′ E	37		BARANOV and KUZMINA [1958]
Russian # 103	50°21′ S	110°12′ E	50		BARANOV and KUZMINA [1958]
Russian # 97	40°32′ S	120°35′ E	30		BARANOV and KUZMINA [1958]

References p. 102.

possesses surface intercepts that lie between and slightly overlap those of the South Pacific and those of the North Pacific and Atlantic Oceans (Table 2). This rather wide spread of values, compared to those of other oceanic areas, will be discussed in a subsequent paragraph.

Both of the above observations, the intermediate values of the ionium/thorium ratio and the regional rates of sedimentation in the world ocean,

TABLE 2

Surface intercepts of the ionium/thorium ratio and thorium concentrations in marine sidements compared with oceanic areas and the land areas draining into them.

Oceanic area	(1) Area in* $km^2 \times 10^3$	(2) Land area* drained $km^2 \times 10^3$	(2)/(1)	Io/Th	Th (ppm)
Atlantic	98 000	67 000	0.68		
North				1.5–6	12
South				9.4–19	8
Pacific	165 000	18 000	0.11		6.0
South				143–158	
East Equatorial				50–58	
Northeast Coastal				16–25	
Northeast				48–57	
Mid-Central				30	
Indian	65 500	17 000	0.26	28–80	13

* From Lyman [1958].

are apparently related to the relative amounts of surface drainage to oceanic areas. The ionium-production from uranium in the oceans, which accounts for nearly all of this thorium isotope in the surface deposits, is essentially constant, due to the uniform distribution of uranium in all sea waters. On the other hand, the amounts of thorium-232 introduced to a given oceanic area per unit time is determined by the relative input of river waters. From Table 2, it is apparent that the Indian Ocean receives land-run-off at a value intermediate to those of the South Pacific and of the North Pacific and Atlantic Oceans.

A disturbing feature in these studies of thorium isotopes in the Indian Ocean deposits is the range in values of the surface intercepts of the ionium/thorium ratios such that even adjacent cores, as Russian 129 and 127, display variations of a factor of two (Table 1). Such discrepancies were not found in our previous studies of the Pacific and Atlantic.

References p. 102.

An explanation most probably lies in the introduction of thorium isotopes from the detrital minerals into some of the samples where the surface ratio is low. Inasmuch as thorium, on the average, is three times greater in crustal rocks than uranium, the activity of ionium will be about

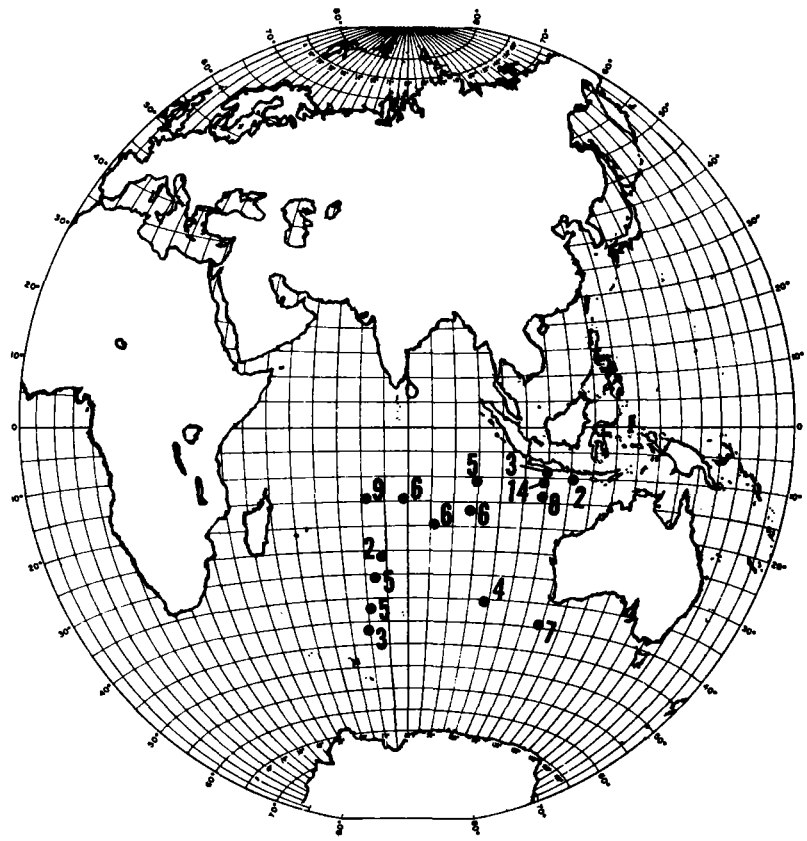


Fig. 4. The quartz concentrations (on a calcium carbonate and opal free basis) in surface samples from Indian Ocean sediments. Values are in weight per cent of the solid materials dried at 110°C.

equal to that of the thorium-232 due to the difference in half-lives ($t_{\frac{1}{2}}$ U-238 $= 4.5 \times 10^9$ years; $t_{\frac{1}{2}}$ Th-232 $= 1.4 \times 10^{10}$ years). Hence the unwanted release of thorium isotopes from lithogenous phases will result in an ionium/thorium ratio less than that from the authigenic minerals alone and the resultant computed rate of sedimentation will have a value slightly too high.

The detrital minerals in the sediments below the equator have a variety of origins. LISITZIN [1960] emphasizes the complex mineral assemblages,

References p. 102.

introduced by ice-rafting from the Antarctic land areas, which are found in the sediments at least as far north as 40° S. He also stresses the importance of the volcanic contributions in the Indian Ocean sector of the Antarctic. Of greater pertinence to the problem at hand would be the eolian or water transported materials from the western continental areas, Madagascar and Africa, which have extensive exposures of granites and other acidic rocks, enriched in thorium containing minerals. This argument obtains support from the disposition of quartz, on a calcium carbonate and opal free basis, as illustrated in Fig. 4. It is clear that in the open ocean latitudes between 10^0 and 20^0 S there is more quartz than in the areas below 25° S. Such a result could arise from a transport of these detrital grains from the west. In Monsoon 49G, at 14° 27′ S, tourmaline, pyroxene, apatite, sphene, garnet, hornblend, zircon and possibly allanite were observed in the heavy mineral separates as detrital grains often in the form of somewhat rounded fragments under 20 microns in size. Minor contributions of allanite or monazite could markedly affect the ionium/thorium ratios. Some confirmation of such a hypothesis may be found in the leachable thorium values – in the case of Monsoon 49G, a value of 20 ppm on a biogenous component free basis – which are much higher than those of the Atlantic or Pacific deposits (Tables 1 and 2).

3.1. RADIUM LOSS FROM THE SEDIMENTS

From an inspection of the Th^{230} and Pb^{210} activities in these cores as given in Appendix 1, it is evident that to depths between 10 and 15 cm from the surface, these two nuclides are not in radioactive equilibrium. If the Pb^{210} deficit, relative to ionium, results from a migration of the radium from the sediments to the overlying sea water as postulated by KOCZY [1958], a model can be formulated in the following way. (Note that we consider that the nuclides have come from the authigenic phases of the sediments only.) Initially, we make the assumptions:

(1) Th^{230} does not diffuse in the deposits.
(2) The sediments accumulate at a constant rate of C cm/sec.
(3) The arriving sedimentary components have a constant concentration of Th^{230}.
(4) Steady state conditions prevail.
(5) The Ra^{226} activity can be given by the Pb^{210} activity.

The following notation will be adopted:

References p. 102.

Z = depth from instantaneous bottom, positive downward
t = time
λ_1 = decay constant of Th^{230}
λ_2 = decay constant of Ra^{226}
n = concentration of Ra^{226} in atoms/cm^3
N = concentration of Th^{230} in atoms/cm^3
C = velocity of accumulation of sediment
N_0 = concentration of Th^{230} in freshly deposited sediment
K = migration coefficient of Ra^{226}
n_0 = concentration of Ra^{226} in freshly deposited sediment.

Using the relationship $N = N_0 e^{-\lambda_1 t}$ and $Z = Ct$, the concentration of Th^{230} at depth Z is given by

$$N = N_0 e^{-\frac{\lambda_1}{C} Z}.$$

In order to determine the relationship of Ra^{226} with depth, let Z' be the depth measured from some fixed horizon, positive downward at the time t'. Then

$$\frac{\partial n}{\partial t'} = K \frac{\partial^2 n}{\partial Z'^2} + \lambda_1 N - \lambda_2 n$$

but, $t' = t$ and $Z' = Z - Ct$, so

$$\frac{\partial}{\partial t'} = \frac{\partial t}{\partial t'} \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial Z}{\partial t'} \frac{\partial}{\partial Z} = \frac{\partial}{\partial t} + C \frac{\partial}{\partial Z} \text{ and}$$

$$\frac{\partial}{\partial Z'} = \frac{\partial t}{\partial Z'} \frac{\partial}{\partial t} + \frac{\partial Z}{\partial Z'} \frac{\partial}{\partial Z} = \frac{\partial}{\partial Z}$$

thus,
$$\frac{\partial n}{\partial t} + C \frac{\partial n}{\partial Z} = K \frac{\partial^2 n}{\partial Z^2} + \lambda_1 N - \lambda_2 n .$$

Now in the steady state $\frac{dn}{dt} = 0$, so

$$K \frac{\partial^2 n}{\partial Z^2} - C \frac{\partial n}{\partial Z} - \lambda_2 n = - \lambda_1 N_0 e^{-\frac{\lambda_1}{C} Z} ;$$

References p. 102.

if $K\left(\frac{\lambda_1}{C}\right)^2 + \lambda_1 - \lambda_2 \neq 0$, the general solution is

$$n(Z) = \left[\frac{\lambda_1 N_0}{K(\lambda_1/C)^2 + \lambda_1 - \lambda_2}\right]\left[\exp\frac{(C - \sqrt{C^2 + 4K\lambda_2})\,Z}{2K} - \exp\left(-\tfrac{\lambda_1}{C}Z\right)\right]$$

$$+ n(0)\exp\frac{(C - \sqrt{C^2 + 4K\lambda_2})\,Z}{2K}.$$

Using values of $\lambda_1 = 8.66 \times 10^{-6}$ years^{-1}, $\lambda_2 = 4.33 \times 10^{-4}$ years^{-1}, $C = 2.75 \times 10^{-4}$ cm/year for Monsoon 49G and $C = 3.0 \times 10^{-4}$ cm/year for Monsoon 57G, values of K of about 10^{-9} cm^2/sec are found for these two deposits. The calculations were not made for Monsoon 68G where the ratio Pb^{210}/Th^{230} was essentially constant to depths of 9 cm, apparently resulting from a homogenization of the upper sedimentary layers by organisms and/or bottom water currents.

These low values of K, compared to diffusion coefficients of electrolytes in water which are of the order of 10^{-5} cm^2/sec, strongly suggest that simple diffusion does not explain the migration of radium from the sediments to the sea water. It appears that diffusion of radium out of the sedimentary solid phases into the interstitial water and sorption reactions of radium on the surfaces of these solids limits the migration of radium. Hence, a more sophisticated model, taking such effects into account is needed to quantitatively describe the behavior of radium.

Acknowledgements

This work was supported by the Division of Biology and Medicine, U. S. Atomic Energy Commission, under contract with the University of California at San Diego, La Jolla, California. The authors gratefully acknowledge the assistance of their colleagues Professor George Backus, Dr. Melvin Peterson and Mr. John Griffin in the prosecution of this work.

References p. 102.

Appendix 1

Chemical and mineralogical measurements on Indian Ocean cores.

Monsoon 49G

Depth (cm)	Io/Th	Th^{232}* (ppm)	Th^{230}**	Pb^{210}**	% $CaCo_3$	% Quartz	% Opal
0–3	33.8	9.8	76.6	37.6	2.94	2.5	58
3–6	34.3	10.1	79.0	48.5			
6–9	34.0	8.7	67.8	43.0			
9–12	30.7	7.8	55.0	43.4			
12–15	30.3	7.4	51.3	51.0			
15–18	25.2	7.5	47.0	44.0			
18–21	23.9	6.9	37.7	37.7			
30–33	15.4	10.4	36.8				
40–43	10.7	8.9	22.0				
50–53	8.4	8.1	15.7	18.1			
60–63	6.5	7.5	11.1				
65–69					0.52	4.5	56
70–73	4.5	8.9	9.2				
80–83	3.3	8.3	6.3	5.6			
100–103	1.8	9.0	3.8	3.0			
130–133	1.3	10.2	2.3				
163–166	0.43	9.2	0.90				

* On a calcium carbonate free basis. ** Given in arbitrary activity units.

Appendix 2

Chemical and mineralogical measurements on Indian Ocean cores.

Monsoon 57G

Depth (cm)	Io/Th	Th^{232}* (ppm)	Th^{230}**	Pb^{210}**	% $CaCO_3$	% Quartz	% Opal
0–3	60.7	9.9	137	72	70.9	0.49	0
3–6	64.1	14.4	213	162	85.5		
6–9	66.5	14.0	219	173	86.6		
9–12	64.6	12.1	181	167	83.6		
12–15	53.7	11.5	144		81.2		
15–18	58.4	8.8	134	127	79.3		
18–21	46.7	8.6	92	98	87.5		
30–33	20.3	9.3	44	44	78.9		
40–43	16.9	11.7	46	44	78.1		
50–53	13.9	8.2	26	28	63.1		
60–63	12.9	11.6	34		68.0		
70–73	8.5	11.6	23	28	78.2		
73–77					74.4	0.27	0
80–83	6.5	11.4	17		51.6		
90–93	5.2	10.8	13		64.3		
100–103	3.7	10.4	9.0	8.7	43.6		
110–113	2.9						
120–123	2.6						
130–133	1.4	11.9	3.9		68.7		

* On a calcium carbonate free basis. ** Given in arbitrary activity units.

References p. 102.

Appendix 3

Chemical and mineralogical measurements on Indian Ocean cores.

Monsoon 68G

Depth (cm)	Io/Th	Th^{232}* (ppm)	Th^{230}**	Pb^{210}**	% $CaCO_3$	% Quartz	% Opal
0–3	18.7	15.5	66.8	42.6	24.8	5.2	0
3–6	21.4	12.1	59.3	39.8	28.2		
6–9	20.5	13.6	65.0	41.6	22.3		
9–12	10.7	14.9	36.7	34.1	7.0		
12–15	10.8	16.3			0.0		
15–18	7.1	15.6			7.9		
18–21	5.2	11.0			2.6		
30–33	0.87	13.9			2.0		
40–43	0.48	13.8			0.0		
50–53					0.0		
60–63	0 33	18.3			0.0		
64–68					0.0	3.0	0
70–73	0.27	15.1			2.7		
80–83	0.24	18.0			13.7		
94–97	0.52	15.9			6.8		

* On a calcium carbonate free basis. ** Given in arbitrary activity units.

References

BARANOV, V. I. and L. A. KUZMINA, The rate of silt deposition in the Indian Ocean, *Geochemistry (English Translation)* No. **2** (1958) 131–40.

GOLDBERG, E. D., Determination of opal in sediments, *J. Marine Research* **17** (1958) 178–82.

GOLDBERG, E. D. and M. KOIDE, Geochronological studies of deep-sea sediments by the ionium/thorium method, *Geochim. Cosmochim. Acta* **26** (1962) 417–50.

GRIFFIN, J. J. and E. D. GOLDBERG, Clay mineral distributions in oceanic areas. To be published in "*The Seas: Ideas and Observations*", Vol. **3** (Interscience, 1963).

KOCZY, F. F., Natural radium as a tracer in the ocean. *Proc. Second Intern. Conf. on Peaceful Uses of Atomic Energy* **18** (1958) 351–7.

LISITZIN, A. P., Bottom sediments of the Eastern Antarctic and the Southern Indian Ocean, *Deep-Sea Research* **1** (1960) 89–99.

LYMAN, J., Chemical Considerations in "Physical and Chemical Properties of Sea Water", *Natl. Acad. Sci.-Nat. Res. Council Publ.* **600** (1958) 87–92.

PETERSON, M. N. A. and E. D. GOLDBERG, Feldspar distributions in South Pacific pelagic sediments, *J. Geophys. Research* **67** (1962) 3477–92.

RAMA, M. KOIDE and E. D. GOLDBERG, Lead-210 in natural waters, *Science* **134** (1961) 98–9.

REX, R. W. and E. D. GOLDBERG, Quartz contents of pelagic sediments of the Pacific Ocean. *Tellus* **10** (1958) 153–9.

STARIK, I. E., YU. V. KUZNETSOV, S. M. GRASHCHENKO and M. S. FRENKLIKH, The ionium method of determination of age of marine sediments, *Geochemistry (English Translation)* No. **1** (1958) 1–15.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

Л. К. Затонский

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РЕЛЬЕФЕ ДНА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

§ 1. ВВЕДЕНИЕ

В 1959—1961 гг. на экспедиционном корабле Института океанологии АН СССР «Витязь» в Индийском океане были выполнены две большие комплексные океанографические экспедиции (31 и 33 рейсы), маршруты которых охватили северную и центральную части океана до 40° ю. ш.

До работ, проведенных на «Витязе», рельеф дна этих частей океана изучался целым рядом экспедиций, однако изученность подводного рельефа Индийского океана к настоящему времени все еще представляется недостаточной и значительно уступает изученности Атлантического и Тихого океанов. Наиболее крупные экспедиции, исследовавшие подводный рельеф в северной и центральной частях Индийского океана, были проведены на судах «Вальдивия» (1898—1899 гг.), «Планет» (1906), «Дана» (1928—1930 гг.), «Снеллиус» (1929—1930 гг.), «Мабахис» (1933—1934 гг.) и др. После Второй мировой войны в этом районе работали экспедиции на судах «Альбатрос» (1947—1948 гг.), «Галатея» (1950—1952 гг.), «Челленджер» (1950—1952 гг.), «Вима» (1957 г.), а также советская Морская антарктическая экспедиция на д/э «Обь» (1956—1957 гг.). В 1960—1961 гг., частично перекрываясь по времени, в районе исследований 33 рейса «Витязя», в Индийском океане работала американская океанографическая экспедиция на корабле «Арго». Все послевоенные экспедиции изучали подводный рельеф при помощи глубоководных эхолотов-самописцев.

Большинство современных карт отражает в основном довоенный уровень изученности подводного рельефа океана (карты Морского атласа, 1950, 1953; Атласа мира, 1954; Carte générale bathymétrique des océans, 1938—1942; Océan Indien, 1960 и др. Последняя карта представляет собой ухудшенную копию Генеральной батиметрической карты океанов, 1938—1942; она полностью повторяет изображение рельефа дна, данное на Генеральной карте, но почти не содержит характеристики подводного рельефа отметками глубин).

Изучение рельефа дна Индийского океана, являвшееся одной из основных задач геологического отряда 33 рейса э/с «Витязь», велось методом непрерывного эхолотного промера на протяжении всего маршрута корабля. Методика эхометрической съемки подводного рельефа, а также методика первичной обработки материалов измерений глубин, разработанные во время предыдущих плаваний «Витязя» и являющиеся в настоящее время стандартными, и на этот раз не подвергались существенному изменению. Так как методика морских геоморфологических исследований изложена в ряде статей и инструкций (Удинцев, 1951, 1956, 1957а, б, 1958; Канаев, Удинцев, 1960), то описание ее в настоящей работе не приводится.

Эхолотный промер был начат 7.X 1960 г. в Эгейском море, сразу по выходе из Дарданелл, проведен по разрезам в Индийском океане (рис. 1) и окончен 19.IV 1961 г. в Японском море. За это время пройдено с промером 28 645 миль. Небольшие перерывы в промере (в общей сложности около 180 миль) связаны лишь с неблагоприятной погодой. Вся работа по изучению рельефа дна сделана на эхолотах фирмы Кельвин-Хьюз типа MS-26-H с частотами измерений 10 и 100 импульсов в минуту и типа MS-26-K с частотами измерений 5 и 50 импульсов в минуту. Во время эхолотного промера широко применялась работа на мелководных диапазонах эхолотов, что позволило получить более подробную характеристику малых форм рельефа и во многих случаях наблюдать на эхограммах слоистость осадков.

Помимо непрерывного промера по всему маршруту на океанологических станциях производились отдельные измерения глубин и иногда их непрерывная запись в дрейфе. Последняя осуществлялась в основном в условиях сложного рельефа. В морских геоморфологических исследованиях принимали участие сотрудники геологического отряда Л. К. Затонский, Ю. С. Долотов, А. В. Мошкин, В. А. Седельников и В. В. Шипорин. Координация промера велась штурманским и гидрографическим составом экспедиции.

Маршрут корабля проходил главным образом в открытой части океана, поэтому координация промера осуществлялась в основном астрономическим методом; в качестве вспомогательного пользовались счислением с привлечением данных по ветровому дрейфу. Всего было выполнено 336 астрономических обсерваций, в среднем по две обсервации в сутки. Средняя квадратическая ошибка определения места корабля составила $\pm$1,0—1,5 мили, в отдельных случаях до $\pm$2,0 миль. При плавании вблизи берегов место корабля определялось при помощи радиолокационных обсерваций и в некоторых случаях методом визуальной пеленгации береговых ориентиров. Всего было выполнено 276 радиолокационных определений места корабля со средней точностью $\pm$ 0,4—0,6 мили; 33 обсервации были исполнены методом визуальной пеленгации. Прокладка маршрута корабля, как и все графические работы по счислению, сделаны по прокладным листам и картам масштаба не мельче 1 : 500 000.

Вычисления средних вертикальных скоростей звука в морской воде, необходимые для получения поправок в глубины, измеренные эхолотами, производились на основе данных гидрологических наблюдений над температурой и соленостью воды. При этих вычислениях использованы таблицы скоростей звука в морской воде, разработанные в Институте океанологии АН СССР в соответствии с известной формулой Дель-Гроссо (Гансон, 1958; Барк, Гансон, Мейстер, 1961).

Рельеф дна Индийского океана изучался, как правило, по одиночным, далеко отстоящим друг от друга галсам эхолотного промера. При этом только ограниченные участки поверхности дна подверглись планомерной эхометрической съемке. Материалы такого эхолотного промера использованы для составления батиметрических карт крупного масштаба. Однако, даже редкие галсы эхолотного промера позволяют получить в течение одного рейса очень богатый и разнообразный материал, значение которого при современном состоянии изученности рельефа дна Индийского океана трудно переоценить. Действительно, каждый галс эхолотного промера, каждое пересечение крупных форм рельефа дна — хребтов, гор, котловин, желобов — буквально насыщены новыми сведениями о подводном рельефе. Эти новые данные позволят в большинстве случаев составить значительно более конкретное представление даже о тех самых общих чертах рельефа дна северной части Индийского океана, которые были известны и до работ,

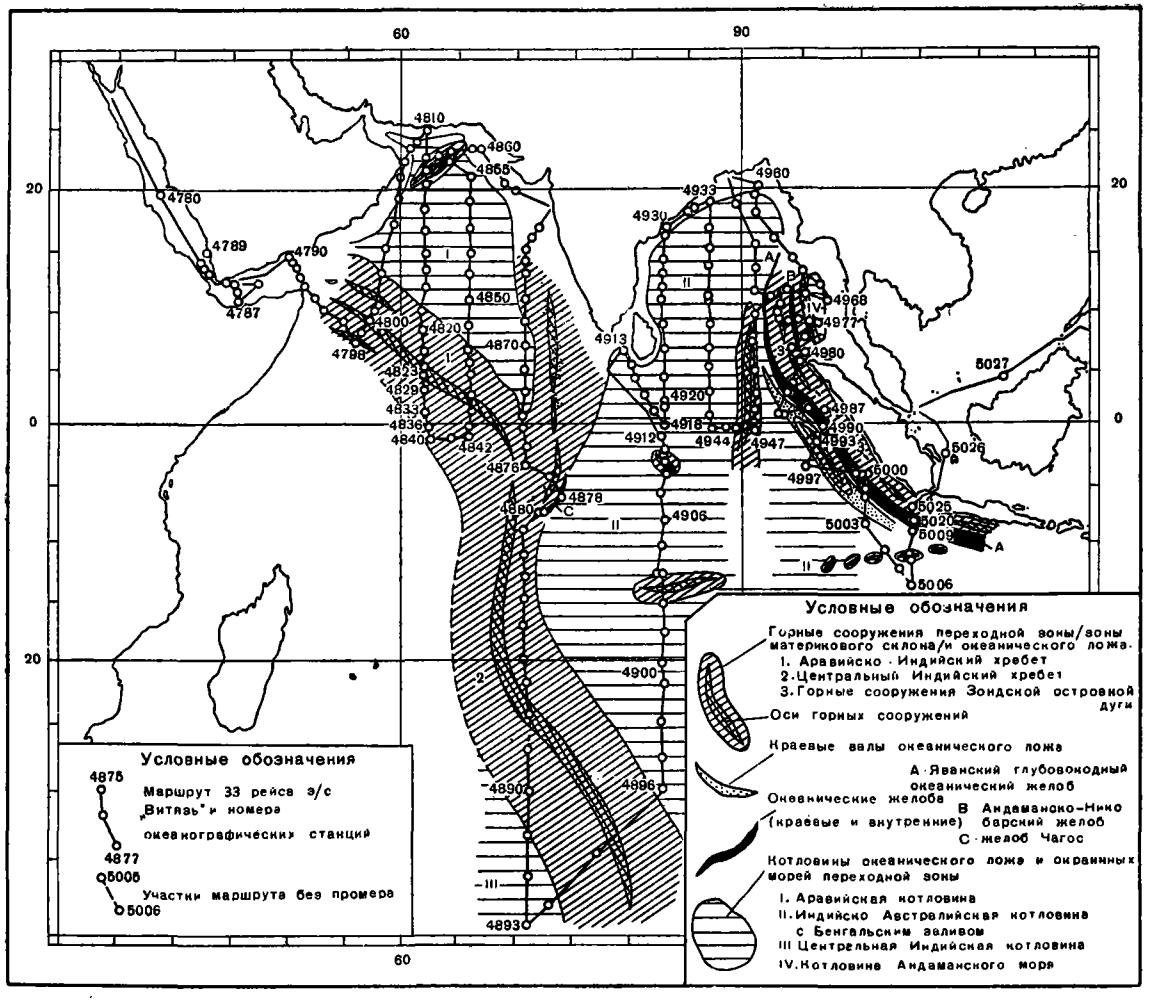


Рис. 1. Схема размещения основных элементов рельефа северной части Индийского океана и маршрут 33 рейса э/с «Витязь»

проведенных на «Витязе». Некоторые сведения о подводном рельефе имеют значение географических открытий.

В настоящей работе дан обзор полученных в течение 33 рейса э/с «Витязь» новых данных о рельефе дна Индийского океана. Геоморфологический анализ этих материалов и сопоставление их с данными других экспедиций и существующими картами позволяют в ряде случаев выявить характерные особенности рельефа дна, до сих пор неизвестные или выявленные в слишком общей форме.

Маршрут 33 рейса охватил огромную площадь северной и центральной частей Индийского океана, благодаря чему в сферу исследований попали районы, весьма различные по своему геологическому строению, происхождению и характеру рельефа (рис. 1). Наиболее крупными формами рельефа в исследованном районе оказались:

I. Горные сооружения океанического ложа:
Аравийско-Индийский хребет,
Центральный Индийский хребет.

II. Котловины океанического ложа:
Аравийская,
Центральная Индийская,
Индийско-Австралийская котловина с Бенгальским заливом.

III. Горное сооружение Зондской островной гряды и сопряженный с ним Яванский глубоководный океанический желоб.

IV. Котловина Андаманского моря.

Порядок изложения будет построен в соответствии с этим списком.

Изучение рельефа шельфа и материкового склона в задачи рейса не входило, однако такие исследования проводились, когда это бывало возможно. Эти данные не имеют систематического характера, но представляют определенный интерес. Поэтому они будут изложены попутно, без выделения их в специальный раздел.

§ 2. ГОРНЫЕ СООРУЖЕНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА

Аравийско-Индийский хребет

Хребет расположен в северо-западной части Индийского океана и представляет собой обширное поднятие дна, разделяющее Аравийскую и Сомалийскую котловины. Он имеет общее направление с северо-запада на юго-восток, смыкаясь в своем северо-западном окончании с подводным продолжением Африканского материка в районе п-ова Сомали — о-ва Сокотра, а на юго-востоке сочленяется с Центральным Индийским хребтом в районе о-вов Чагос.

В зарубежной литературе и на картах Аравийско-Индийский хребет известен под названием хребта Карлсберг (Буркар, 1953; Carte générale bathymétrique des océans, 1938—1942). Это название было дано хребту руководителем экспедиции на судне «Дана» И. Шмидтом (Wiseman, Sewell, 1937).

Во время 33 рейса э/с «Витязь» было выполнено три меридиональных пересечения хребта, давших чрезвычайно интересный материал о его рельефе.

На первом пересечении хребта между ст. 4798 и 4803 (см. рис. 1) в его пределах выделяются три обособленных горных сооружения, разделенных более или менее широкими понижениями. Южное сооружение находится в районе ст. 4798; оно состоит из нескольких подводных гор с минимальными отметками 2567, 2708, 2778 *м*. Все они расположены на общем основании, глубина подножья которого свыше 4500 *м*. Склоны гор имеют средние углы наклона порядка 10—15° и обладают значительным расчленением.

В районе ст. 4800 расположено среднее горное сооружение. Оно имеет чрезвычайно сложное строение склонов, крутизна которых достигает 10—15°. Минимальные глубины наиболее значительных вершин составляют 2302, 2566 и 3059 *м*.

Между южным и средним горными сооружениями находится значительная депрессия, имеющая весьма сильно расчлененный рельеф с амплитудами колебания глубин порядка 500 *м*. Максимальные глубины депрессии превышают 4500 *м*.

Северное горное сооружение — наиболее значительное по ширине и относительным высотам положительных форм. Оно пересечено между ст. 4801 и 4803 и состоит из целого ряда поднятий с минимальными глубинами 2117, 2577, 2367 и 1729 *м*. Склоны поднятий обладают очень большим расчленением с амплитудами колебания глубин свыше 1500 *м* и с углами наклона порядка 10—15°. Наиболее значительное поднятие с глубиной над вершиной 1729 *м* сопряжено с узкой депрессией V-образной формы глубиной около 4430 *м*. В направлении с юга на север амплитуды колебаний глубин постепенно затухают к ст. 4803. Можно высказать предположение, что северное горное сооружение имеет общую ориентировку в сторону о-ва Сокотра.

Северное и среднее горные сооружения разделены широкой межгорной котловиной с плоским дном, расположенным на глубине 4820—4860 *м*.

Ширина Аравийско-Индийского хребта по первому пересечению достигает 500 миль. Южное горное сооружение располагается в том месте, где на картах показано уже дно Сомалийской котловины с глубинами свыше 4600 *м*, а северное, наиболее значительное, распространяется в ту область дна, где на картах показано дно Аравийской котловины (Морской атлас, 1950, 1953; Атлас мира, 1954; Carte générale bathymétrique des océans, 1938—1942 и др.). Многие из отмеченных вершин Аравийско-Индийского хребта открыты вновь, однако недостаток времени не позволил провести их подробное обследование.

Второе пересечение Аравийско-Индийского хребта между ст. 4819 и 4840 было выполнено по меридиану 62° в. д. в направлении с севера на юг (рис. 1 и 2).

В районе между ст. 4819 и 4820 ровное дно Аравийской котловины сменяется сильно пересеченным рельефом, расчлененность которого быстро возрастает и к ст. 4820 амплитуды колебаний глубин уже достигают 1500 *м*. Высшие точки хребта имеют здесь отметки порядка 3600—3800 *м*, крутизна склонов, осложненных многочисленными уступами и ступенями, достигает 15—20°. Между отдельными повышениями наблюдаются депрессии с глубиной 4630—4780 *м*. Центральная часть Аравийско-Индийского хребта располагается примерно в районе ст. 4822. Здесь были отмечены минимальные глубины над хребтом на данном пересечении 1760—1786 *м*. Крутизна склонов отдельных поднятий и депрессий доходит здесь до 20—25°, амплитуды колебаний глубин превышают 1600 *м*. Глубина межгорных депрессий, часто имеющих плоское дно, достигает 4000 *м*. Очень сильная расчлененность рельефа наблюдается и дальше к югу; к ст. 4840 амплитуда колебаний глубин снижается до 600 *м*, а крутизна склонов до 10—15°.

Ширина хребта по второму пересечению достигает 700 миль; при этом, как и на первом пересечении, границы хребта следует значительно раздвинуть в северном и в южном направлениях, так как на современных картах (Атлас мира, 1954; Морской атлас, 1950, 1953; Индийский океан, физическая карта, 1956 и др.) на месте расчлененного хребта показано дно Аравийской и Сомалийской котловин.

Третье пересечение Аравийско-Индийского хребта, выполненное по меридиану 65° в. д. в направлении с юга на север (см. рис. 1), дает общую

картину рельефа, аналогичную с предыдущим пересечением. Центральная часть хребта располагается в районе ст. 4845. Здесь минимальные отметки двух наиболее крупных массивов достигают 1960 *м*; между ними находится узкая депрессия V-образной формы с глубиной 3953 *м* и крутыми склонами. Южнее участок хребта между ст. 4843 и 4844 имеет амплитуды колебаний глубин 300—500 *м* и средние углы наклона положительных форм порядка 5—10°. В этой части хребта расположена значительная депрессия с глубиной 4187 *м* и плоским дном.

К северу от ст. 4845 отметки высших точек хребта достигают 2100—3000 *м*, амплитуды колебаний глубин имеют порядок 1000—1200 *м*, углы наклона 10—15°, а максимальные глубины депрессий 4200—4700 *м*. Севернее ст. 4947 колебания глубин становятся меньше и сложный характер рельефа Аравийско-Индийского хребта сменяется ровным дном Аравийской котловины.

Наиболее общей чертой морфологии Аравийско-Индийского хребта, ярко выявленной на всех пересечениях, является его чрезвычайно сложное строение: интенсивное чередование массивных поднятий и глубоких депрессий, большие амплитуды колебаний глубин, значительная крутизна склонов, а также широкое распространение подводных гор конической формы. Следует особо отметить, что на всех трех пересечениях наиболее массивные и высоко поднятые гряды хребта сопряжены с наиболее глубокими и узкими депрессиями дна. Такой характер рельефа позволяет сделать предположение, что Аравийско-Индийский хребет находится в зоне тектонического дробления, расположенной между двумя относительно стабильными участками земной коры. Многие морфологические особенности подводного рельефа в зоне хребта связаны с проявлениями вулканизма.

Как уже отмечалось, работами, выполненными во время 31 и 33 рейсов э/с «Витязь», выяснено, что Аравийско-Индийский хребет значительно шире, чем это указывалось на картах. Основная черта морфологии хребта — интенсивность его расчленения — до сих пор не нашла своего выражения как на Генеральной батиметрической карте океанов 1938—1942, так и на картах Морского атласа (1950, 1953). Характер изобат на всех этих картографических материалах передает лишь общее распределение глубин в зоне хребта, которое, как мы видели, также нуждается в коррективах. Хотя уточнение общей конфигурации хребта и обнаружение новых подводных его вершин являются интересными географическими открытиями, но пока они еще не могут обеспечить возможность достоверного изображения хребта на картах. Для этой цели необходимы новые детальные исследования рельефа дна. Вместе с тем следует отметить, что примененное на этих картах сечение рельефа дна через 1000 *м* само по себе сильно ограничивает возможность отображения на картах даже наиболее характерных черт подводного рельефа, выявленных исследователями; для более подробных карт необходимо сечение рельефа через 500 *м*.

Центральный Индийский хребет

Центральный Индийский хребет — наиболее крупное горное сооружение Индийского океана — простирается от Индостанского п-ова на севере до о-вов Амстердам и Сен-Поль на юге, в районе которых он примыкает к Австрало-Антарктическому поднятию. Таким образом протяженность хребта составляет около 55° широты, или 3300 миль. Расположенные в северной части хребта группы о-вов Лаккадивских и Мальдивских, архипелаг Чагос, а также о-ва Амстердам и Сен-Поль в южной части хребта, представляют собой наиболее высоко поднятые его вершины.

Во время 33 рейса э/с «Витязь» было выполнено три пересечения этого обширного горного сооружения (см. рис. 1): первое несколько севернее архипелага Чагос между ст. 4876 и 4878, второе по меридиану 71° в. д. от 13° с. ш. до 33° ю. ш. (ст. 4883—4891) и третье между ст. 4894 и 4896. Кроме того, интересный материал по рельефу хребта был получен на разрезе по 71 меридиану (между ст. 4868—4869 и 4871—4876), проложенном над западными предгорьями северной части хребта, и между ст. 4878—4882, расположенными к юго-востоку от архипелага Чагос.

Как видно из профиля (см. рис. 2), склоны Центрального Индийского хребта в месте его первого пересечения имеют резко асимметричную форму, а ось хребта значительно сдвинута к востоку. Минимальная отметка глубины над хребтом здесь 2449 *м*. Нижние участки склонов расчленены в большей степени, чем верхние. Так, в нижней части западного склона хребта амплитуда колебания глубин между отдельными гребнями и депрессиями достигает 300—600 *м*, крутизна их склонов доходит до 15—25°. Начиная с глубин 3400 *м* и меньше, поверхность хребта становится более ровной и имеет вид полого наклонной равнины, медленно поднимающейся к гребню хребта. Общий угол наклона ее к горизонту меньше 0°,5. Восточный склон хребта обладает крутизной порядка 10°. Его слабо расчлененная поверхность на глубине свыше 4500 *м* сменяется значительным расчленением, с амплитудами колебания глубин 300—400 *м*.

Вдоль восточного склона хребта располагается сопряженный с ним глубокий желоб, обладающий относительно крутыми (5—25°) склонами и плоским дном шириной 5—10 миль, находящимся на глубине 5408 *м*. Существование этого желоба можно считать твердо установленным, так как его удалось проследить на двух галсах. Карты Морского атласа (1950, 1953) и Генеральная батиметрическая карта океанов (1938—1942) показывают здесь глубины порядка 2000—3000 *м*.

Обнаружение в этом районе желоба, сопряженного с Центральным Индийским хребтом и, возможно, обладающего более значительной протяженностью, является географическим открытием, сделанным на «Витязе».

Относительно слабая расчлененность поверхности верхней части хребта есть, очевидно, частный случай, так как галс эхолотного промера пересекает здесь относительно ровную седловину, расположенную между поднятиями Мальдивских о-вов и архипелага Чагос. В этом можно убедиться, рассматривая профили других пересечений Центрального Индийского хребта, а также профиль смежного галса эхолотного промера между ст. 4879 и 4880 (см. рис. 2). Этот разрез дает отчетливое представление о более сложной поверхности хребта. На этом пересечении был обследован атолл Диего-Гарсиа, который входит в состав архипелага Чагос. Поверхность дна лагуны обладает сложным расчленением с амплитудами колебания глубин до 30 *м*. Резкий перегиб между поверхностью вершинной части поднятия, на котором расположен атолл, и поверхностью его внешнего склона наблюдается на глубине 20 *м*. Крутизна внешнего склона достигает 25 — 35°, расчлененность его незначительна. На глубинах порядка 800—1000 *м* обнаружен новый резкий перегиб склона. Общий уклон поверхности дна уменьшается здесь до 2—3°, а расчлененность увеличивается, так что амплитуды колебания глубин доходят до 500 *м*. На этом же разрезе было пересечено еще одно массивное поднятие конической формы, расположенное между желобом Чагос и подводным основанием атолла Диего-Гарсиа, от которого оно отделено широкой депрессией с ровным дном (см. рис. 2).

Исключительная сложность рельефа Центрального Индийского хребта была выявлена на следующем его пересечении.

Сравнительно мелкое расчленение с амплитудами колебания глубин в 500—600 *м* и с крутизной склонов многочисленных поднятий порядка

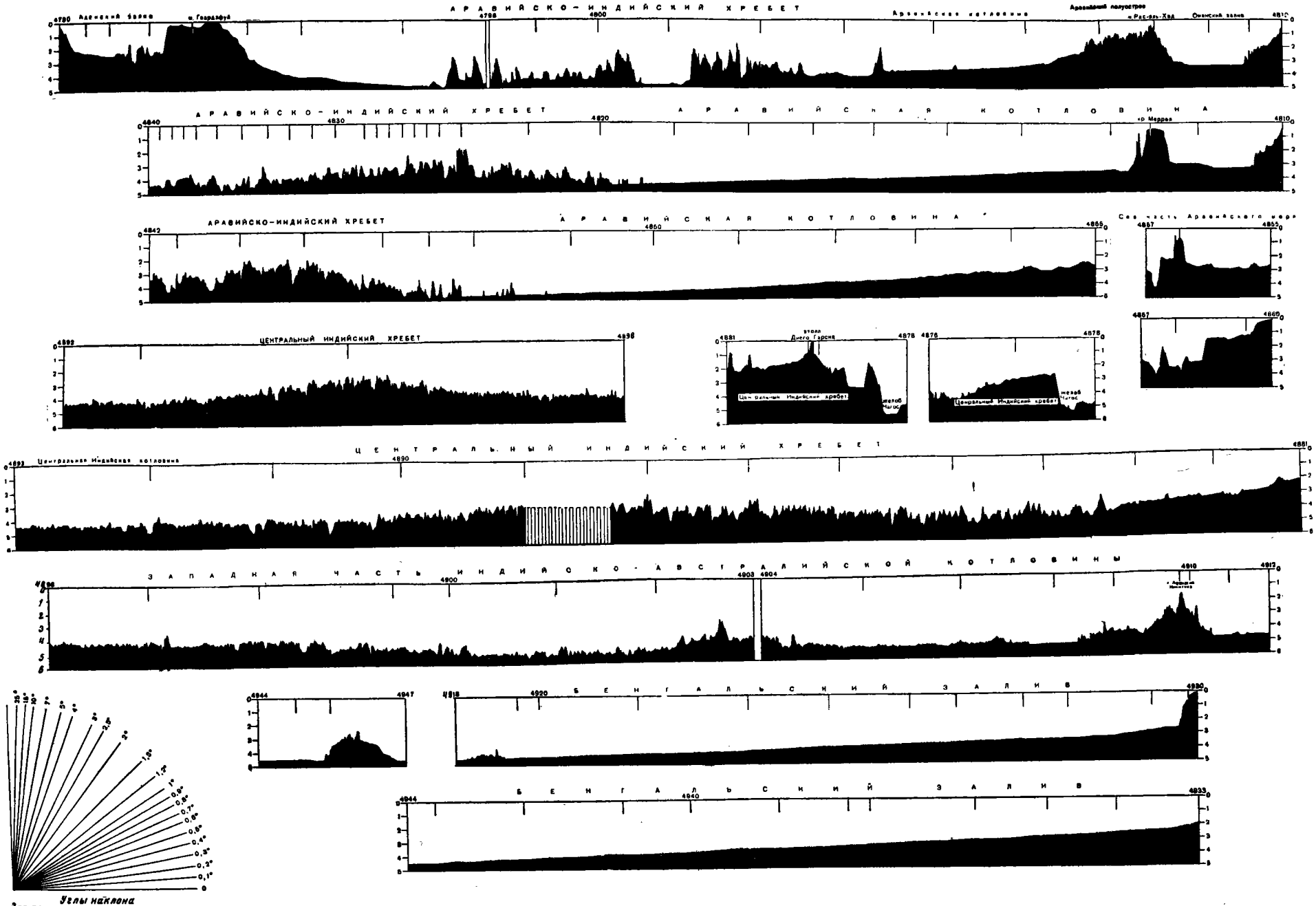


Рис. 2. Обзорные профили по маршруту 33 рейса э/с «Витязь»

Глубина дана в *км*. Соотношение горизонтального и вертикального масштабов профилей дна 1 : 37

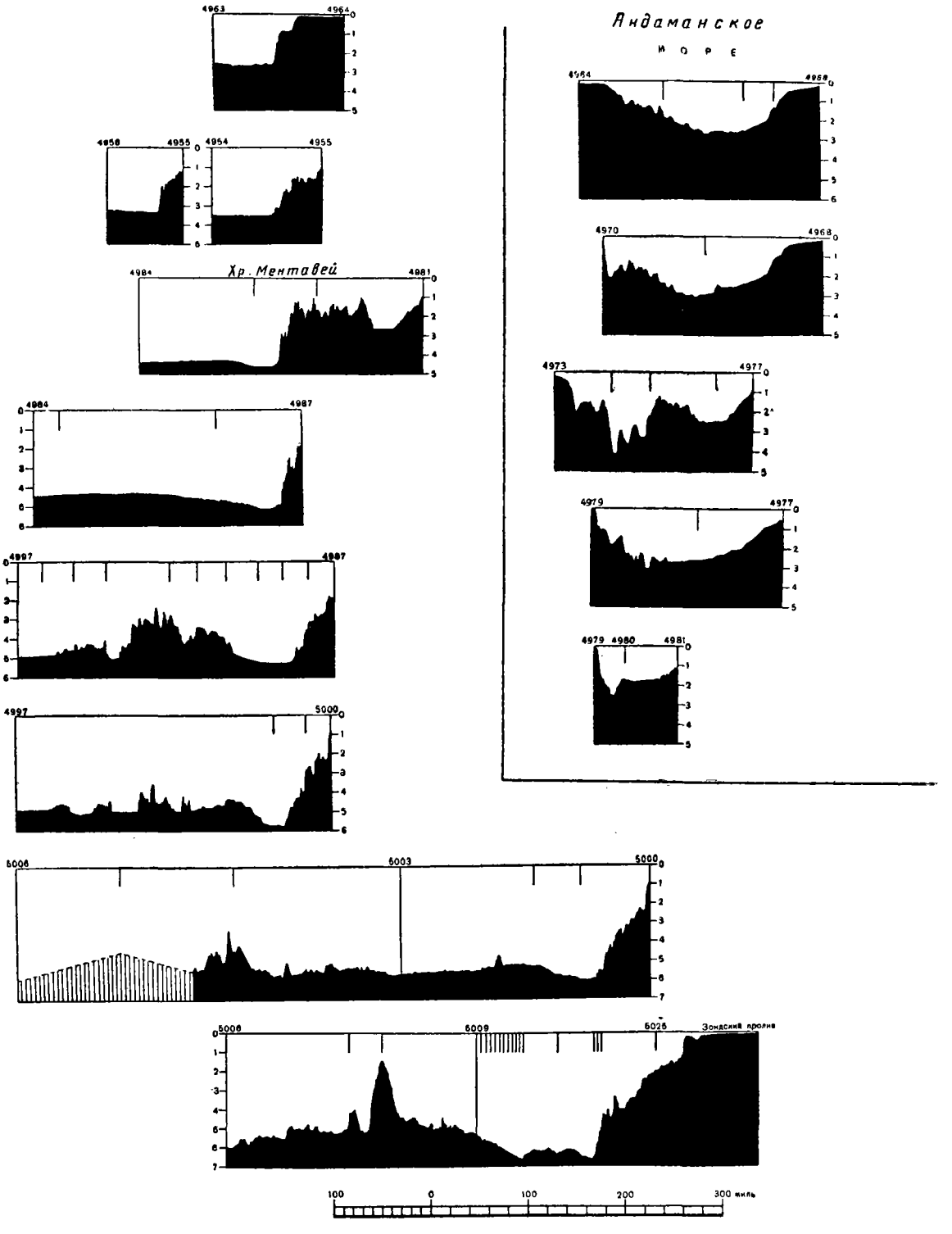


Рис. 2 (продолж.)

10—20° наблюдается на внешних участках хребта, наиболее удаленных от его оси. Далее, в направлении гребня хребта, амплитуда колебания глубин увеличивается, достигая 1000—1200 *м*. Средние отметки глубин над положительными формами рельефа имеют значения 3600—3900 *м*, максимальные глубины депрессий — 4500—4800 *м*, иногда 5000 *м*. На фоне мелкого расчленения предгорной части хребта возвышаются отдельные подводные горы. Одна из таких гор (с глубиной над вершиной 2839 *м*) была обнаружена при переходе между ст. 4883 и 4884. Гора имеет коническую форму с острой вершиной, склоны ее обладают незначительным расчленением, крутизна их 10—25°, подошва горы расположена на глубинах 4200—4460 *м*.

Центральные участки хребта обладают еще более сложным строением (см. рис. 2). Здесь в составе хребта можно выделить ряд отдельных массивов, ограниченных глубокими депрессиями. Один из таких массивов расположен в районе между ст. 4885 и 4886. Глубина над вершиной массива 3577 *м*, склоны имеют резкое расчленение. С севера и с юга массив ограничен узкими депрессиями с плоским дном; крутизна склонов депрессий достигает 20—25°, максимальные глубины — 5087 и 5201 *м*. Аналогичный характер рельефа имеют и другие подобные массивы, наиболее значительные из которых расположены в центральной части хребта в районе ст. 4887 и 4888. Вершины этих массивов имеют глубины 2809 и 2458 *м*, склоны их значительно расчленены и имеют общие уклоны порядка 15—20°. Максимальные глубины ограничивающих депрессий достигают 4440—4540 *м*.

Такую же поверхность Центральный Индийский хребет в общем имеет и на третьем его пересечении, причем расчленение хребта здесь еще более резкое. Так, амплитуды колебания глубин в центральной части хребта достигают 1500—2000 *м*; крутизна склонов порядка 20—25° распространена повсеместно и свойственна даже сравнительно небольшим пикам и депрессиям. Минимальная глубина над хребтом на данном пересечении 2226 *м* расположена северо-восточнее ст. 4895. Так же как и на предыдущем разрезе, наиболее значительные массивы хребта сопряжены с глубокими депрессиями, максимальные глубины которых на данном пересечении достигают 3482, 3613, 3907, 4335 *м*.

Наиболее общей чертой морфологии Центрального Индийского хребта является исключительно большая сложность его поверхности. Наличие в составе хребта многочисленных массивов, сопряженных, как правило, с глубокими и узкими депрессиями, позволяет высказать предположение, что поднятие Центрального Индийского хребта расположено в зоне активного тектонического дробления океанического ложа. Широкое развитие вулканических форм подводного рельефа связано с вулканической активностью этого района в геологическом прошлом, о чем свидетельствует также наличие многочисленных выходов вулканических пород (Безруков, 1961а, 1962).

Важной особенностью геоморфологии хребта является наличие глубоководного желоба, протягивающегося вдоль его восточной части в районе о-вов Чагос.

Полученные материалы по рельефу Центрального Индийского хребта обладают исключительно большой ценностью, так как современные карты, в том числе новейшие (например, карты Морского атласа, 1950, 1953; Атласа мира, 1954; Генеральная батиметрическая карта океанов, 1938—1942) и целый ряд морских навигационных карт почти совершенно лишены сведений о глубинах в области хребта и не дают даже отдаленного представления о его рельефе, не говоря уже о передаче морфологических закономерностей, которые еще только начинают выявляться.

§ 3. КОТЛОВИНЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ЛОЖА

Система горных сооружений океанического ложа разделяет дно океана на ряд обособленных котловин, называемых котловинами океанического ложа. Котловины окраинных морей обычно бывают отделены от остальной части океана горными сооружениями островных дуг или аналогичными им подводными хребтами. Различия между котловинами окраинных морей и котловинами океанического ложа, вообще говоря, обусловлены как морфологическими признаками, так и строением глубинных горизонтов земной коры. Котловины океанического ложа имеют океанический тип земной коры, тогда как котловины окраинных морей часто характеризуются переходным типом ее строения. Пока трудно провести такое разделение в Индийском океане, так как геофизических данных о строении земной коры еще недостаточно. С другой стороны, в Индийском океане мы часто сталкиваемся с отсутствием морфологических признаков, которыми можно было бы руководствоваться для этой цели. В. А. Магницкий (1958) приводит некоторые геофизические данные, которые хотя и далеко не достаточны, тем не менее как будто говорят о возможности такого разграничения. Например, по данным В. А. Магницкого, северная часть Аравийской котловины до широты приблизительно 15° имеет переходный тип строения земной коры, а южная ее часть — океанический. В то же время морфологически вся котловина представляет собой единое целое. Эта ее особенность, а также ее обширные размеры и географическое положение позволяют отнести Аравийскую котловину к разряду котловин океанического ложа. По тем же данным Бенгальский залив целиком расположен в области с переходным типом коры, тогда как северная часть Индийско-Австралийской котловины имеет океанический тип ее строения. Однако и в этом случае каких-либо морфологических различий на стыке этих двух районов не наблюдается, и можно рассматривать Бенгальский залив как часть Индийско-Австралийской котловины.

Аравийская котловина

Аравийская котловина ограничена с юга и юго-востока Аравийско-Индийским и Центральным Индийским подводными хребтами. Границей котловины с северо-запада, севера и северо-востока является подножие материкового склона Аравийского моря. В пределах северной части котловины расположен значительный по своим размерам подводный хребет, простирающийся с северо-востока на юго-запад. Западная часть этого хребта известна под названием хребта Меррея (Wiseman, Sewell, 1937).

Во время 33 рейса э/с «Витязь» было выполнено четыре меридиональных пересечения котловины (между ст. 4803—4810, 4810—4819, 4848—4860 и 4869—4872) (см. рис. 2).

Западная часть Аравийской котловины на пересечении от ст. 4803 до ст. 4805 имеет очень ровную поверхность, слабо наклоненную в сторону Аравийско-Индийского хребта. Углы наклона этой поверхности не превышают здесь 0°,1. Максимальная глубина на этом разрезе 4175 *м* (к северу от ст. 4803). В районе ст. 4803 обнаружена подводная гора конической формы с глубиной над вершиной 1982 *м*. Гора имеет крутые склоны, наклоненные под углом 16—20°. Отметим, что глубины севернее и южнее этой горы весьма различны. Так, между Аравийско-Индийским хребтом и подножием горы глубина ровного дна котловины достигает 4175 *м*, а к северу от нее она составляет всего 3828 *м*. Севернее ст. 4804 обнаружена небольшая возвышенность с относительной высотой около 300 *м*, углы наклона ее склонов достигают 5°; поверхность слабо волнистая.

Центральная часть Аравийской котловины пересечена двумя галсами по меридианам 62 и 66° в. д. (между ст. 4813—4819 и 4855—4843). Дно котловины представляет сильно выровненную, почти плоскую поверхность, наклоненную на юг под углами 0°,03—0°,1 (см. рис. 2). Максимальные отметки дна находятся в южной части, примыкающей к предгорьям Аравийско-Индийского хребта. Здесь они достигают 4551 *м* (в районе ст. 4819) и 4638 *м* (вблизи ст. 4848).

Интересной особенностью рельефа центральной части котловины является широкое распространение небольших подводных долин глубиной от 10 до 40—50 *м*, образованных, по всей вероятности, деятельностью суспензионных («мутьевых») потоков. Такие долины часто имеют плоское дно; крутизна их склонов достигает 3°. На юге центральной части котловины, непосредственно примыкающей к Аравийско-Индийскому хребту, распространены невысокие подводные горы с крутыми склонами. Между хребтом и такими горами дно, как правило, совершенно плоское и имеет несколько бо́льшую глубину, как это отмечалось для западной части котловины.

Юго-восточная часть котловины, пересеченная между ст. 4869 и 4872 по меридиану 71° в. д., также имеет сильно выровненную поверхность с углами наклона порядка 0°,1. Спокойный характер рельефа иногда нарушается здесь небольшими поднятиями, представляющими собой периферийные части предгорий Центрального Индийского хребта.

В целом дно Аравийской котловины — это обширная аккумулятивная равнина, очень слабо наклоненная в сторону Аравийско-Индийского хребта. По данным 33 рейса э/с «Витязь», мощность осадочной толщи в северной части котловины достигает 2,5 *км*; к югу она постепенно убывает, и вблизи Аравийско-Индийского хребта составляет всего 0,5 *км* (Непрочнов, 1961).

Подводный хребет, расположенный в северной части котловины, представляет собой две приблизительно параллельные горные цепи, разделенные депрессией в виде узкого желоба. Это горное сооружение было открыто англо-египетской экспедицией на корабле «Мабахис» в 1934 г. Эта экспедиция выявила основные черты рельефа хребта (Wiseman, Sewell, 1937), которые нашли свое отражение в составленной по этим данным батиметрической карте (Farquharson, 1936). Район этого двойного хребта и сопряженного с ним желоба явился предметом подробного изучения нашей экспедиции. Он был пересечен на трех галсах, что позволило выявить интересные особенности его морфологии и обнаружить неизвестные до сих пор глубины.

Рельеф западной части хребта (хребет Меррея) был изучен на пересечении от ст. 4811 до ст. 4813. Вершина хребта, или его гребень, представляет собой очень ровную поверхность шириной 18—20 миль, вытянувшуюся в направлении с северо-запада на юго-восток (см. рис. 2). Уклоны этой поверхности вдоль галса составляют всего 0,1—0°,5 в обе стороны от минимальной отметки 476 *м* (на ст. 4812). Выровненный характер вершинной части хребта свидетельствует видимо о происходившем здесь процессе абразионного срезания, после чего эта выровненная поверхность погрузилась под уровень океана. Склоны расчленены очень слабо. Различная крутизна северного (10—15°) и южного (20°) склона придает хребту некоторую асимметричность. Следует отметить, что экспедиция на корабле «Мабахис» выровненный участок на гребне хребта не обнаружила, так как промерный галс в своей значительной части прошел над склоном хребта. В связи с этим и минимальная глубина над хребтом Меррея была отмечена равной 878 *м*. К югу от ст. 4812 обнаружена ранее неизвестная подводная гора конической формы с глубиной над вершиной 707 *м*. Гора расположена на общем основании с основным массивом хребта. Крутизна ее склонов превышает 25°. На глубине около 3000 *м* крутой северный склон хребта сменяется полого холмистой

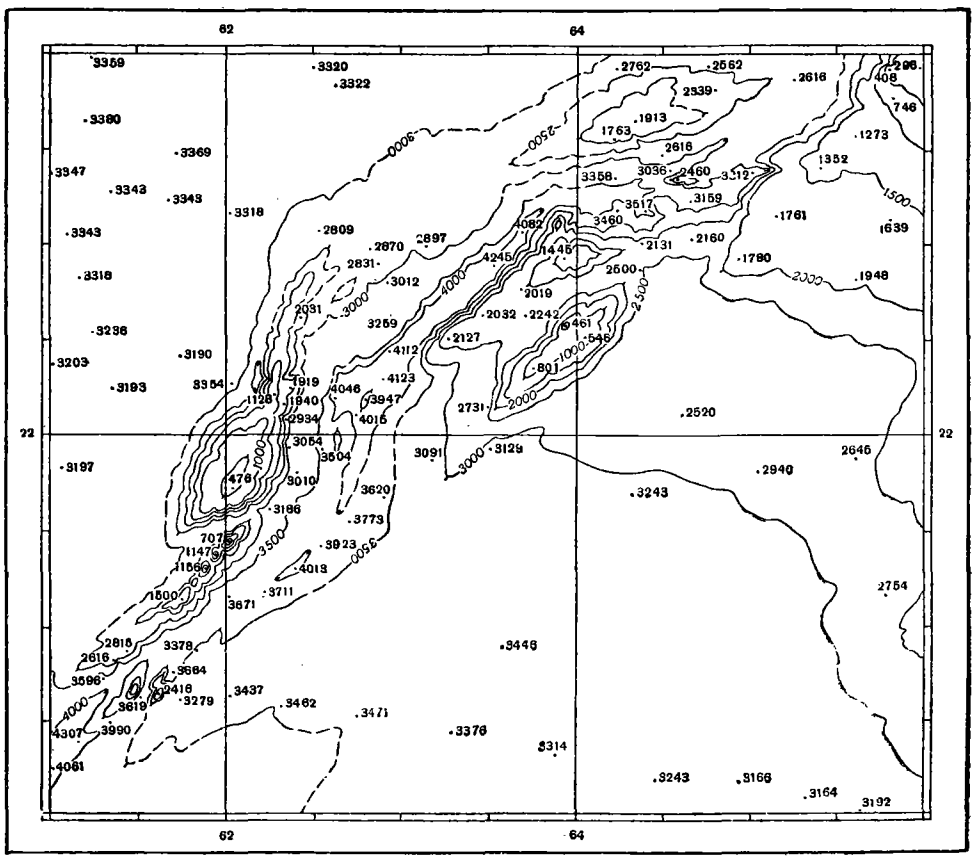


Рис. 3. Батиметрическая карта двойного хребта, расположенного в северной части Аравийской котловины, и сопряженного с этим хребтом желоба.

Карта составлена по материалам экспедиции «Мабахис» (1934) и э/с «Витязь» (1960)

предгорной равниной, переходящей затем в исключительно ровную поверхность северной части Аравийской котловины. В южной части хребта хорошо выражен предгорный прогиб с относительной глубиной около 150 *м*.

Два пересечения восточного хребта между ст. 4855—4857 и 4857—4859 позволили выявить еще более интересные черты его рельефа. На этих пересечениях хребет не менее четко морфологически выражен, причем верхние участки обладают здесь значительным расчленением (см. рис. 2). Минимальные отметки над главными вершинами хребта достигают 461 и 546 *м* (по данным экспедиции «Мабахис» — 756 *м*).

Особенно интересной морфологической особенностью этого района является наличие сопряженного с хребтом глубокого желоба с крутыми склонами и плоским дном, ширина которого составляет 4—5 миль. Крутизна склонов желоба на двух смежных пересечениях колеблется в пределах 15—25°, максимальные глубины плоского дна доходят до 4255 *м* (по данным экспедиции «Мабахис» — 4123 *м*). Таким образом, амплитуды колебаний глубин в этом районе достигают почти 3800 *м*.

Надо отметить, что хотя существование двойного подводного хребта в северной части Аравийского моря было известно и до нашей экспедиции, однако исследования, проведенные во время 33 рейса «Витязя», значительно

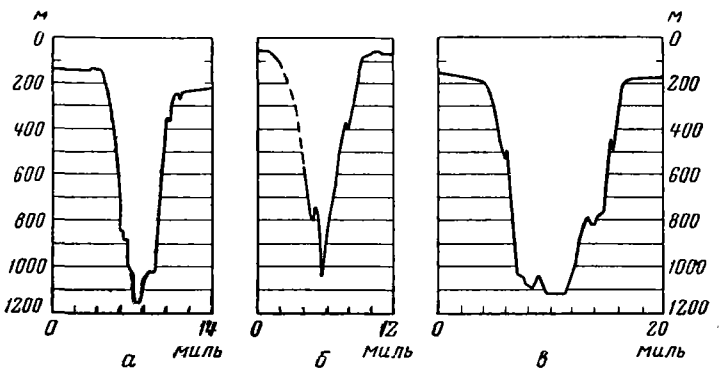


Рис. 4. Поперечные профили подводных каньонов.

а—подводный каньон р. Инд («Ложбина Соуч»); *б*—подводный каньон, пересеченный маршрутом 33 рейса в районе ст. 4913 к юго-западу от Коломбо (о-в Цейлон); *в* — подводный каньон «ложбина Но-Граунд»

расширили сведения о нем. Анализ распределения глубин, полученных экспедицией «Мабахис», и сопоставление этих данных с материалами 33 рейса э/с «Витязь» выявили хорошую их сходимость. По этим материалам была составлена батиметрическая карта хребта и сопряженного с ним желоба (рис. 3).

Сравнительно небольшой северный участок дна Аравийской котловины, расположенный между подножием материкового склона северного побережья Аравийского моря и хребтом Меррея, был пересечен двумя галсами эхолотного промера. Этот участок имеет совершенно плоскую поверхность, находящуюся на глубине 3350—3360 *м* (см. рис. 2).

Шельф и материковый склон Аравийского моря. Шельф Аравийского моря был пересечен галсами эхолотного промера только в восточной части, примыкающей к п-ову Индостан. Характерной его особенностью в этом районе является значительная мелкая расчлененность внешнего края, которая наблюдалась на всех пересечениях шельфа; кроме того, некоторые галсы эхолотного промера были проложены вдоль внешнего края шельфа, благодаря чему удалось получить характерный материал по этой форме рельефа. Глубина внешнего края шельфа колеблется в пределах 140—160 *м* и, как правило, нигде не превышает 200 *м*.

На подходах к порту Бомбей рельеф шельфа был прослежен до глубин 15 *м*. Его поверхность на этих пересечениях представляет собой слабо волнистую, почти плоскую равнину с небольшим наклоном (0°,05) в сторону внешнего края.

Несколько южнее ст. 4860 поверхность шельфа и материкового склона прорезана глубоким и узким подводным каньоном реки Инд, профиль которого представлен на рис. 4. Глубина дна каньона на данном пересечении достигает 1168 *м*. Склоны каньона несколько асимметричны: крутизна южного склона 25°, северного 10°.

Материковый склон Аравийского моря имеет повсеместно сложное строение. В районе Аравийского п-ова он представляет собой область интенсивного развития подводных долин и каньонов. Этот широко известный факт, однако, не нашел до сих пор своего отражения на картах (Морской атлас, 1950, 1953; Carte générale bathymétrique des océans, 1938—1942).

Интересный материал по рельефу материкового склона в этом районе собран на галсе эхолотного промера между ст. 4805 и 4807, проложенном под некоторым углом к общему простиранию склона, благодаря чему ока-

залось возможным получить представление о формах рельефа дна на разных глубинах вдоль склона. Начиная от внешнего края шельфа до глубин порядка 1500—2000 *м* материковый склон рассечен многочисленными глубоко врезанными подводными каньонами и ущельями V-образной формы с очень крутыми склонами (20—30°). Они осложнены большим количеством ступеней, обрывов, уступов. Амплитуды колебания глубин достигают 500—800 *м*. На глубине 1800—2000 *м* характер расчленения резко меняется, формы рельефа становятся плавными, округлыми и постепенно переходят в наклонную холмистую поверхность, сменяющуюся затем ровным дном Аравийской котловины.

Значительной сложностью строения обладает также материковый склон северного и восточного побережий Аравийского моря, хотя в рельефе этих участков склона имеются существенные различия.

Центральная Индийская котловина

Центральная Индийская котловина, примыкающая с запада к Центральному Индийскому хребту, обследована только в ее восточной окраине между ст. 4891 и 4894 (см. рис. 1). Для этой части котловины характерен чрезвычайно сложный рельеф дна со значительным мелким расчленением и амплитудами колебания глубин порядка 200 *м*. Средние глубины дна достигают здесь 4300—4500 *м*. На фоне этого мелкого расчленения с частой сменой положительных и отрицательных форм рельефа намечаются более крупные поднятия и депрессии. Самое значительное из таких поднятий расположено в районе ст. 4892. Глубина над его вершиной 3805 *м*, углы наклона поверхности дна 5—10°. Поднятие сопряжено с депрессией в виде узкого желоба с довольно расчлененными склонами и дном. Максимальная глубина депрессии 5052 *м* (см. рис. 2).

Индийско-Австралийская котловина

Индийско-Австралийская котловина расположена между Центральным Индийским хребтом на западе и северо-западе и подножием материкового склона Австралии на юго-востоке. Ее северная граница образована подножием материкового склона Азии, а южная — рядом подводных хребтов и поднятий, находящихся между Центральным Индийским хребтом и Австралией. Вдоль восточной границы протягивается Яванский глубоководный океанический желоб, сопряженный с Андаманско-Никобарской и Зондской островными дугами. Таким образом, Индийско-Австралийская котловина является наиболее обширной котловиной Индийского океана, и Бенгальский залив, как это отмечалось выше, рассматривается нами как ее часть.

Судя по Морскому атласу 1950, 1953 и Атласу мира, 1954, в пределах этой котловины отчетливо выделяются две части — западная и восточная, отделенные одна от другой поднятием дна океанического ложа, ориентированным примерно вдоль меридиана 86° в. д. В середине этого поднятия, приблизительно на пересечении параллелью 16° ю. ш., расположено массивное горное сооружение, которое мы называем «Возвышенность шестнадцатого градуса».

«Витязь» пересек западную часть котловины с юга на север по 83° в. д. (ст. 4896—4912, 4918—4922, рис. 2). Кроме того, несколько небольших галсов было выполнено в северной части котловины (ст. 4912—4918, 4940—4947). Наконец, некоторый материал по рельефу дна получен в восточной части котловины в связи с исследованием глубоководного Яванского желоба.

На разрезе вдоль западной части Индийско-Австралийской котловины при следовании с юга на север, можно выделить три четко выраженных типа рельефа. Первый характеризуется чрезвычайно сложным расчленением,

сильно напоминая характер рельефа восточной части Центральной Индийской котловины. Чередование положительных и отрицательных форм выражено резко и интенсивно, значительна крутизна склонов (до 10—15°), амплитуды колебания глубин составляют 100—400 *м*. Граница этого широко распространенного типа рельефа на юге совпадает с южной границей котловины и проходит на упомянутом выше пересечении между ст. 4995 и 4996. Средние глубины погружения форм рельефа данного типа в районе ст. 4897—4899 составляют 4000—4500 *м*. Далее к северу глубины погружения увеличиваются, достигая 5000 и 5500 *м* в районе ст. 4900—4902, после чего они снова уменьшаются до 4000—4500 *м* в районе ст. 4906 и 4907. Северная граница распространения рассматриваемого типа рельефа располагается в районе ст. 4907, что соответствует приблизительно 7° ю. ш. Здесь наблюдается довольно резкий переход от расчлененного рельефа первого типа к почти плоской аккумулятивной равнине, слабо наклоненной с севера на юг и представляющей второй тип рельефа западной части котловины.

Второй тип рельефа распространен не только в западной части котловины, но обнаружен на всех пяти галсах эхолотного промера, охвативших северную часть котловины: ст. 4907—4913, 4914—4918, 4918—4922, 4940—4944 и 4944—4946 (см. рис. 1). Таким образом, вся северная часть котловины, приблизительно до параллели 7° ю. ш., представляет собой область развития выровненной аккумулятивной равнины. Господствующие углы наклона этой поверхности колеблются в пределах 0°,03—0°,07 и нигде не превышают 0°,1. Глубина погружения равнины достигает 5177 *м* (ст. 4907), на экваторе она составляет 4625 *м* (ст. 4918) — 4564 *м* (ст. 4944) (см. рис. 2) и, наконец, на широте 7° с. ш. доходит до 3974 *м* (ст. 4922) — 3829 *м* (ст. 4940). Как уже отмечалось, четкой морфологической границы между северной частью поверхности Индийско-Австралийской котловины и поверхностью дна Бенгальского залива не наблюдается.

В пределах северной части котловины некоторым распространением пользуются хорошо выраженные подводные долины, аналогичные тем, которые были отмечены для Аравийской котловины. Наиболее значительные из них обнаружены в районе ст. 4916 и 4921. Глубина вреза этих долин составляет 50—130 *м*, крутизна склонов 5—10°, причем встречаются как долины с плоским дном, так и долины V-образной формы. Некоторые из них имеют отчетливо выраженные «береговые валы».

Третий тип рельефа представлен более или менее значительными горными сооружениями, развитыми в пределах площади, занятой первым и вторым типом рельефа. Один из таких массивов расположен несколько южнее ст. 4903, приблизительно на 16° ю. ш. Центральная часть этого хребта несет на себе значительную подводную гору конической формы с глубиной над вершиной 2947 *м*. Склоны всего хребта сильно расчленены, амплитуды колебания глубин имеют порядок 500—600 *м*. Хребет представляет собой западное продолжение уже упоминавшейся «Возвышенности шестнадцатого градуса», вытянутой в направлении, близком к широтному.

В пределах выровненной части котловины во время 31 рейса э/с «Витязь» было обнаружено весьма значительное горное сооружение, поднимающееся более чем на 3000 *м* над поверхностью окружающей его аккумулятивной равнины. Ширина хребта с севера на юг на глубинах 4500—4700 *м* составляет свыше 150 миль (см. рис. 2). Во время 33 рейса над главной вершиной хребта, названной горой Афанасия Никитина, был проведен эхолотный промер в районе ст. 4909 и 4910. По материалам эхометрических съемок, проведенных во время 31 и 33 рейсов, была составлена батиметрическая карта (рис. 5). Эхолотный промер позволил также выявить еще несколько подводных гор, расположенных на том же массивном основании.

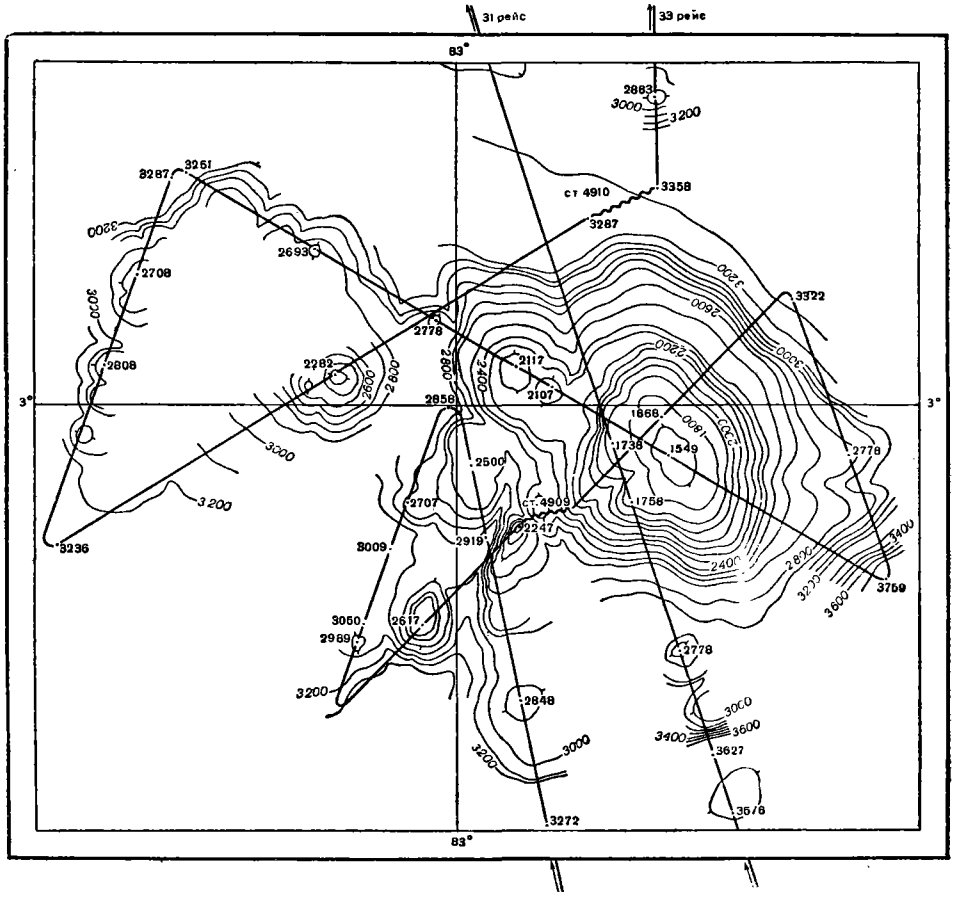


Рис. 5. Батиметрическая карта подводной горы Афанасия Никитина и маршрут эхолотного промера

Анализ распределения глубин на батиметрической карте, а также за ее пределами позволяет сделать предположение, что хребет имеет общее направление с запада-северо-запада на восток-юго-восток (Безруков, Затонский, Сергеев, 1961). Этот подводный хребет ранее на картах не показывался (Морской атлас, 1950,1953; Атлас мира, 1954; Carte gênérale bathymétrique des océans, 1938—1942) и является географическим открытием.

В восточной части Индийско-Австралийской котловины на двух пересечениях между ст. 5003—5006 и 5006—5009 был обследован подводный хребет, связывающий поднятия Кокосовых о-вов и о-ва Рождества.

Поверхность хребта на первом пересечении характеризуется расчленением с амплитудами колебания глубин в 300—600 *м*. Отдельные вершины поднимаются до глубин порядка 4170—4400 *м*. Минимальная глубина над хребтом в районе ст. 5004 достигает 3299 *м*. Максимальные глубины депрессий, расположенных как к северу, так и к югу от хребта, соответственно равны 5824 *м* (к северу от ст. 5004) и 5503 *м* (к северу от ст. 5005).

На втором пересечении хребта в районе ст. 5008 была обнаружена и обследована группа подводных гор, наиболее значительная из которых (с минимальной глубиной 1438 *м*) имеет почти плоскую вершину, крутые склоны и расположена на общем основании — цоколе вместе с несколькими дру-

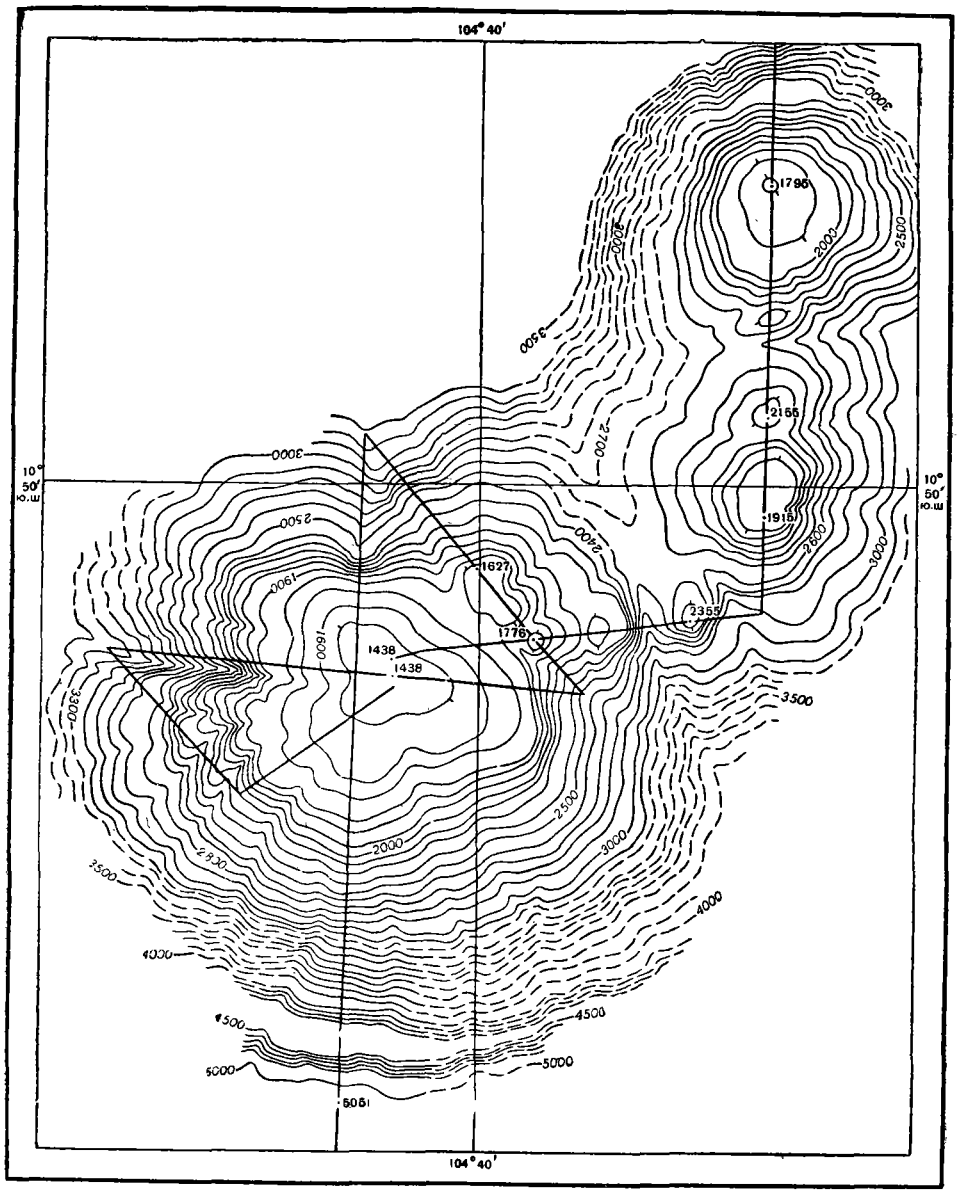


Рис. 6. Батиметрическая карта района подводной горы, обнаруженной вблизи ст. 5008, и маршрут эхолотного промера [1]

гими горами среди окружающих глубин 3500—5000 *м*. По полученным материалам была составлена батиметрическая карта (рис. 6).

Сопоставление данных 33 рейса э/с «Витязь» и материалов американской экспедиции на «Арго» (1960—1961) позволило В. Ф. Канаеву сделать заключение о том, что хребет, связывающий поднятия Кокосовых о-вов и о-ва Рождества, представляет собой цепь поднятий, разделенных глубинами свыше 5000 *м*. Отметим, что изображение этого хребта на картах Мор-

[1] В 1962 г. этой подводной горе было присвоено имя академика Д. И. Щербакова. По уточненным данным минимальная глубина над вершиной горы составляет 1433 *м*.

ского атласа (1950) и на Генеральной батиметрической карте океанов (1938—1942) может быть существенно уточнено в свете новых данных.

Шельф и материковый склон в районе о-ва Цейлон. Поверхность шельфа и материкового склона о-ва Цейлон была пересечена двумя небольшими галсами на подходах к порту Коломбо. Шельф в этом районе протягивается узкой полосой, не превышающей по ширине 10—12 миль. На его поверхности располагаются небольшие пологие поднятия, с относительной высотой 20—25 *м*, а также небольшие подводные долины, глубина вреза которых не превышает 10 *м*. В целом поверхность шельфа сильно выровнена, его внешний край расположен на глубине 50 *м*, где наблюдается резкий перегиб между шельфом и материковым склоном.

Крутизна верхней части материкового склона до глубин порядка 400—600 *м* достигает 20°. На глубинах 400—1000 *м* расположен участок интенсивного расчленения, с частым чередованием резких поднятий и депрессий, углы наклона которых достигают 10—25°, амплитуда колебания глубин 100—500 *м*. Начиная от глубин 1000 *м* и до подножия, материковый склон расчленен сравнительно слабо, крутизна его на этом участке составляет 8—10°. Подножие материкового склона находится на глубине 4150 *м*. Между поверхностью материкового склона и прилежащей поверхностью дна котловины намечается резкий перегиб. Углы наклона дна котловины в этом районе достигают 0°,1.

В некоторых местах поверхность шельфа и материкового склона прорезана глубокими и узкими подводными каньонами. Один из таких каньонов обнаружен в районе ст. 4913. Он имеет обычную для каньонов V-образную форму и характеризуется значительными размерами. Расстояние между двумя противоположными бровками каньона, расположенными в пределах шельфа на глубине 50 *м*, составляет 8 миль. Глубина дна каньона 1053 *м*, склоны слабо расчленены, крутизна их достигает 17° (рис. 4).

Бенгальский залив

Подводный рельеф Бенгальского залива был обследован несколькими промерными галсами, позволившими собрать интересные материалы по рельефу дна залива и частично по его шельфу и материковому склону. В Бенгальском заливе было выполнено три меридиональных галса эхолотного промера. Первый проходил по 83° в. д. (ст. 4922—4929) в западной части залива, второй по 87° в. д. в его центральной части (ст. 4933—4940) и третий по 91° в. д. в восточной части залива (ст. 4953—4958, 4960—4962). Кроме того, несколько промерных галсов было выполнено на северо-востоке (ст. 4958—4959, 4962—4963, см. рис. 1).

Поверхность дна залива представляет собой сильно выровненную аккумулятивную равнину со слабым наклоном в юго-юго-западном направлении, где отмечены максимальные глубины — около 4000 *м* в районе ст. 4822. К северу, северо-востоку и востоку от этой станции глубина погружения поверхности дна, постепенно уменьшаясь, доходит на широте приблизительно 12° с. ш. до 3470 *м* (ст. 4925) и 3365 *м* (ст. 4937). Глубина у подножия материкового склона достигает 2600 *м* (в районе ст. 4929), 2400 *м* (к югу от ст. 4933) и 1650 *м* (вблизи ст. 4961). Углы наклона поверхности дна колеблются в среднем в пределах 0°,04—0°,08 и только у подножия материкового склона увеличиваются до 0°,1—0°,2. Характерный для Бенгальского залива профиль дна показан на рис. 2. Мощность слоя осадков уменьшается в направлении с севера на юг. В северной части залива она достигает 3 *км*, а на юге составляет в среднем 2 *км* (см. статью Непрочнова, наст. том, стр. 214).

На исключительно ровной поверхности дна залива во многих местах хорошо выражены неглубокие подводные долины, описанные Дитцем (1954).

Происхождение их, как и в Аравийском море, связано с деятельностью суспензионных потоков. Наиболее крупные долины обнаружены в районе ст. 4924, 4927—4928, 4935, 4936. Их глубины превышают 40—50 *м*, крутизна склонов 3—10°. Встречаются отдельные долины с плоским дном.

Вдоль материкового склона в северной части Бенгальского залива поверхность дна, в общем ровная, имеет незначительное расчленение. Здесь встречаются пологие поднятия и понижения с амплитудами колебания глубин порядка 10—20 *м*. Более значительное расчленение наблюдалось лишь в районе ст. 4959, где колебания глубин достигали 50—100 *м*.

Интересно отметить, что восточный и северо-восточный участки дна залива испытывают слабый наклон (порядка 0°,1—0°,15) в восточном направлении, связанный с незначительным прогибом, представляющим собой северо-западное продолжение Яванского желоба (см. рис. 1). Как отмечалось, шельф и материковый склон были пересечены на северо-западе и севере залива (ст. 4929—4934, 4959— подход к Калькутте — ст. 4961), а также на северо-востоке (ст. 4963—4964) (см. рис. 1).

На подходах к Калькутте поверхность шельфа представляет собой почти плоскую равнину, со слабым наклоном порядка 0°,1—0°,3 в сторону внешнего края, расположенного на глубинах 200—250 *м*. Здесь наблюдается резкий перегиб между поверхностями шельфа и материкового склона.

Верхние части материкового склона до глубин 500 *м* обладают слабым расчленением и значительной крутизной, доходящей до 10—20°; с увеличением глубины крутизна склона постепенно уменьшается, доходя на глубинах порядка 1800—2000 *м* до 0°,05—0°,1. Нижние участки склонов, как правило, незначительно расчленены.

Поверхность шельфа и материкового склона в северной части залива рассечена глубоким и узким подводным каньоном, называемым «ложбиной Но-Граунд» (см. рис. 4). Профиль каньона имеет характерную V-образную форму, глубина дна каньона достигает 1127 *м*, расстояние между двумя противоположными бровками на глубине 180 *м* составляет 13 миль; крутизна склонов — 10—25°.

В северо-западной части Бенгальского залива (район ст. 4930) поверхность шельфа также представляет собой пологую равнину со слабым наклоном (0°,03—0°,04) в сторону внешнего края, расположенного здесь на глубинах 180—200 *м*. Верхние участки материкового склона до глубин 500 *м* расчленены слабо. Крутизна склона достигает 4°. С увеличением глубины расчлененность материкового склона увеличивается; местами обнаруживаются участки интенсивного расчленения с амплитудами колебания глубин 300—500 *м*. Общая крутизна склона составляет 6—8°.

§ 4. ГОРНОЕ СООРУЖЕНИЕ ЗОНДСКОЙ ОСТРОВНОЙ ГРЯДЫ И СОПРЯЖЕННЫЙ С НИМ ЯВАНСКИЙ ГЛУБОКОВОДНЫЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ ЖЕЛОБ

Наша экспедиция изучила северо-западную часть подводного склона горного сооружения Зондских о-вов с примыкающей частью Яванского желоба (к северо-западу от Зондского пролива). Для этого было выполнено несколько поперечных разрезов с выходом на ложе океана (см. рис. 1).

Горное сооружение Зондских о-вов обладает сложным строением. Вдоль основной гряды с о-вом Суматра протягивается параллельная ей горная цепь о-вов Ментавей, подводное продолжение которой пересечено «Витязем» в районе ст. 4982 и 5024. Между двумя этими хребтами расположена значительная депрессия с плоским дном (шириной свыше 20 миль), находящимся на глубине 2702—2712 *м* (район между ст. 4881 и 4882). Склоны обоих хребтов, примыкающие к депрессии, слабо расчленены; крутизна

их достигает 3—8°. Поверхность внешнего хребта (хребта Ментавей) отличается сложным расчленением. Здесь встречаются многочисленные подводные гряды и депрессии, амплитуды колебаний глубин которых составляют 1000—1500 *м*, крутизна склонов 15—25°. Склоны хребта, обращенные непосредственно к желобу, также обладают большим расчленением, крутизна их доходит до 20—25°.

Дно Яванского глубоководного океанического желоба представляет собой плоскую, местами волнистую аккумулятивную равнину, ширина которой колеблется от 10 до 30 миль, иногда достигая 40 миль. Глубина погружения поверхности дна желоба увеличивается в направлении с северо-востока к юго-западу. Так, на широте Никобарских о-вов — северной оконечности о-ва Суматра — максимальные глубины желоба составляют 3600—4000 *м*, далее к юго-западу они достигают 4672 *м* (район ст. 4982 и ст. 4983), 5209 *м* (ст. 4986), 5330 *м* (район ст. 4989 и ст. 4990), 5917 *м* (ст. 4998), 6073 *м* (район ст. 5001) и, наконец, на меридиане Зондского пролива 6657 *м* (ст. 5019). Южная часть Яванского желоба была обследована во время 31 рейса э/с «Витязь» (Белоусов, 1961).

Яванский глубоководный океанический желоб протягивается на северо-запад вдоль всего подножия Андаманско-Никобарского горного сооружения и оканчивается в северо-восточной части Бенгальского залива, вблизи побережья Бирмы. Северный участок желоба представляет собой неглубокий прогиб дна, ограниченный со стороны Бенгальского залива зоной несколько повышенного расчленения, находящейся на продолжении хребта, расположенного южнее. Такой характер рельефа северной части Яванского желоба был обнаружен на трех пересечениях между ст. 4854—4855, 4855—4856 и 4863—4864. С западной стороны желоба находится сопряженный с ним хребет, обследованный на пересечении между ст. 4946 и ст. 4953. Для его рельефа характерны довольно пологие поднятия и депрессии, склоны которых осложнены мелким расчленением с амплитудами колебания глубин порядка 50—100 *м*. Минимальные глубины над наиболее выдающимися вершинами хребта 2340—2360 *м*; максимальные глубины депрессий — 3840 *м*. В северном направлении к ст. 4954 хребет постепенно затухает. На современных картах этот хребет показан недостаточно четко (Морской атлас, 1950, 1953; Carte générale bathymétrique des océans, 1938—1942). В результате работ, проведенных на «Витязе», получены новые сведения о глубинах над хребтом и уточнено его положение. Возможно, что хребет простирается к югу по крайней мере до экватора, где была обнаружена минимальная глубина 2348 *м*, в то время как на картах Морского атласа (1950) в этом районе показаны глубины свыше 4000 *м*.

Против о-ва Суматра, с внешней стороны Яванского желоба прослеживается сопряженный с ним вал, увенчанный местами горными сооружениями. На пересечениях между ст. 4983—4984 и 4984—4986 вал представляет собой волнистую равнину с амплитудами колебания глубин 50—70 *м*. Минимальная глубина над поверхностью вала 4300 *м*. В этом районе вал мог бы быть выражен на картах изобатой 4500 *м*. На следующих пересечениях (между ст. 4991—4997, 4997—4998, 5001—5003 и 5008—5010) над валом возвышается хребет, имеющий значительное расчленение с амплитудами колебаний глубин порядка 100—250 *м*. Поверхность хребта во многих местах увенчана подводными горами, в некоторых его местах располагаются значительные депрессии. Глубины над вершинами гор равны 2400—2900 *м*, 3200 *м* и т. п., глубины депрессий достигают 5000 *м*.

Одна из таких подводных гор с минимальной глубиной над вершиной 2391 *м* обнаружена в районе ст. 4993. Над горой был проведен специальный эхолотный промер, материалы которого послужили основанием для составления батиметрической карты (рис. 7). Некоторые сведения о рельефе дна,

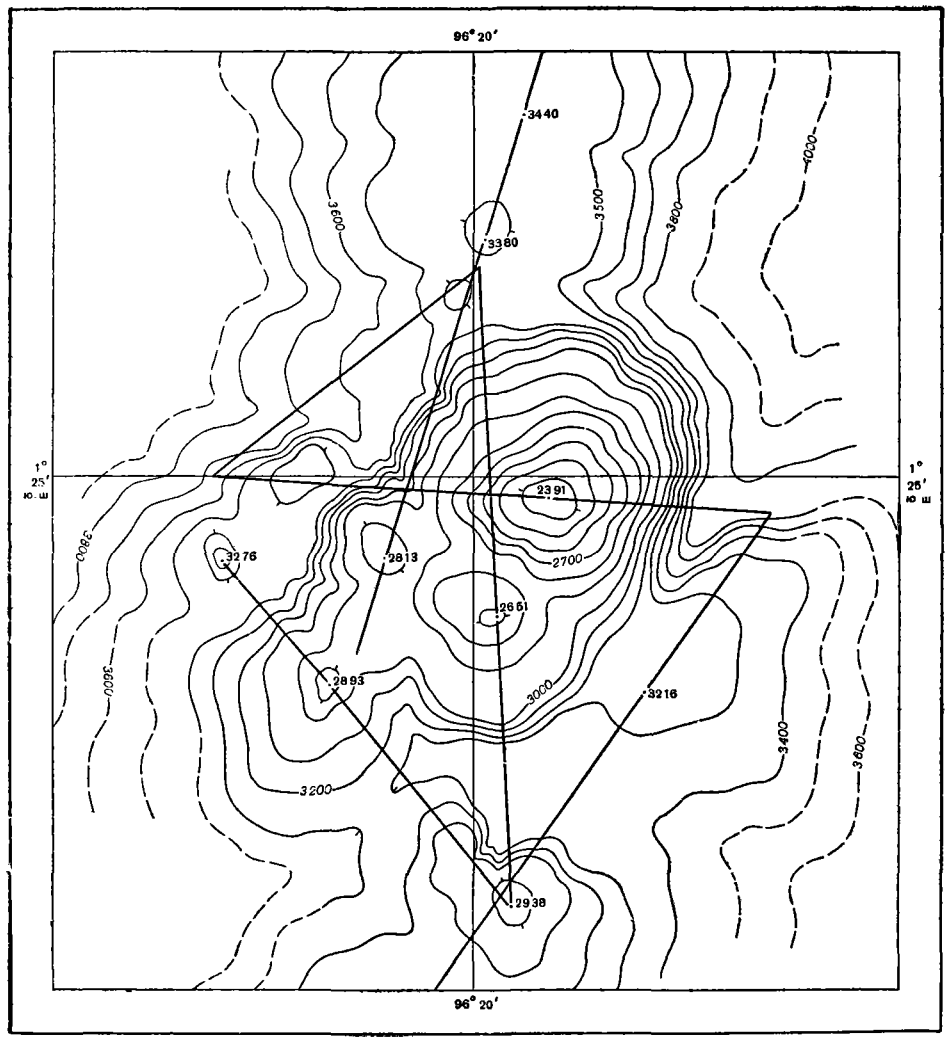


Рис. 7. Батиметрическая карта подводной горы, обследованной э/с «Витязь» в районе ст. 4993, и маршрут эхолотного промера

полученные в связи с исследованием глубоководного Яванского желоба, приобретают, таким образом, значение географических открытий.

Несколько галсов эхолотного промера, выполненных «Витязем» в Андаманском море между ст. 4964 и 4981 (см. рис. 1), дали чрезвычайно интересный материал о рельефе дна этого моря.

Восточный склон Андаманско-Никобарского горного сооружения, обращенный в сторону Андаманского моря, имеет сложное строение. На пересечениях этого склона между ст. 4964—4965, 4969—4970, 4973—4975 и 4976—4979 отчетливо выявляются несколько горных цепей, протягивающихся параллельно общему простиранию основного хребта этого сооружения, вершинами которого являются Андаманские и Никобарские о-ва. Амплитуды колебаний глубин между этими горными цепями и расположенными между ними депрессиями составляют 600—1000 *м*. Наиболее значительный хребет, поднимающийся почти к поверхности моря, несет на себе банку Инвизиблбанк. В месте пересечения этого хребта «Витязем» мы обнаружили ранее

неизвестную глубину 102 *м* (ст. 4970). На картах Морского атласа (1950, 1953) и на Генеральной батиметрической карте океанов (1938—1942) в этом районе показаны глубины около 1000 *м*. Таким образом, наиболее мелководный участок хребта, на котором расположена Инвизибл-банк, протягивается несколько дальше к северу. Южнее глубина над гребнем хребта увеличивается и в районе ст. 4974 достигает 1340 *м*.

Интересной особенностью подводного рельефа Андаманского моря является наличие Андаманско-Никобарского желоба, который протягивается, по-видимому, вдоль всего подножия Андаманско-Никобарского горного сооружения, постепенно выклиниваясь в северной его части. Южная часть желоба пересекает порог между о-вом Суматра и Никобарскими о-вами и находит свое продолжение в упомянутой выше Ментавейской депрессии. Желоб был пересечен тремя галсами между ст. 4969—4970, 4974—4976, 4976—4979. Максимальная глубина желоба 4198 *м* обнаружена восточнее ст. 4974. В этом месте желоб имеет плоское дно шириной 4 мили, крутизна его склонов достигает 25—30° (см. рис. 2). В районе ст. 4970 максимальная глубина желоба достигает 2172 *м*, ширина плоского участка дна 4 мили, крутизна склонов порядка 10°. С восточной стороны желоба расположено сопряженное с ним сводовое поднятие, состоящее из нескольких параллельных горных цепей, ориентированных вдоль простирания желоба.

Таким образом, для Андаманско-Никобарского желоба, расположенного полностью в пределах переходной зоны, характерны некоторые морфологические признаки, свойственные глубоководным океаническим желобам.

Анализ имеющихся данных о глубинах обнаруживает непосредственную связь между Андаманско-Никобарским горным сооружением и подводным хребтом Ментавей, которые вместе составляют внешний хребет Зондской островной дуги. Горные сооружения о-ва Суматра и сводовое поднятие в центральной части Андаманского моря представляют собой внутренний хребет этой дуги. Андаманско-Никобарский желоб и Ментавейская депрессия, расположенные между внешним и внутренним хребтами, четко их разделяют.

§ 5. КОТЛОВИНА АНДАМАНСКОГО МОРЯ

Котловина Андаманского моря относится к числу краевых котловин морей переходной зоны. С севера, востока и юго-востока она ограничена подножием материкового склона Азии, а на западе границей котловины является подножие сводового поднятия центральной части Андаманского моря. Поверхность дна котловины хорошо выровнена. Максимальная ее глубина 3130 *м* обнаружена «Витязем» в районе ст. 4969.

Таким образом, в подводном рельефе Андаманского моря заметно преобладают горные сооружения и только восточная часть дна представляет собой собственно котловину с выровненной поверхностью.

Перечисленные особенности рельефа дна Андаманского моря пока еще не нашли четкого отражения в Морском атласе (1950, 1953) и Атласе мира (1954). Существующее же представление о чашеобразной форме всего ложа Андаманского моря (Буркар, 1953) устарело и должно быть изменено в соответствии с приведенными данными.

§ 6. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА ЛОЖА ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Рассмотренные материалы эхолотного промера позволяют выявить некоторые наиболее общие черты рельефа дна, характерные для обширных районов океанического ложа, обследованных «Витязем».

Одной из таких особенностей является очень четко выраженная общность морфологического облика северных частей океанического ложа:

Аравийской котловины, Бенгальского залива и всей северной части Индийско-Австралийской котловины, представляющих собой аккумулятивные равнины. Основные черты рельефа этих равнин (выровненность поверхности, малые углы наклона дна, постепенное увеличение глубин с севера на юг) связаны с характером осадконакопления, с поступлением наибольшего количества терригенного осадочного материала с севера, со стороны Азиатского материка (Безруков, 1961а). С этим также связано закономерное убывание мощности осадков в том же направлении.

Центральные котловины океанического ложа (Центральная Индийская и южная часть Индийско-Австралийской), удаленные от главных областей поступления терригенного осадочного материала, также обладают общностью морфологического облика, что проявляется в интенсивном расчленении поверхности дна. Особенности рельефа дна этих котловин весьма сильно напоминают подводный рельеф Филиппинской котловины Тихого океана, отличающийся исключительной сложностью (Удинцев, 1960).

Наиболее общей чертой морфологии ложа в центральных частях Индийского океана является его чрезвычайно сложное строение, выражающееся в интенсивном расчленении как зон хребтов, так и котловин. Морфологические различия между зонами хребтов и котловинами, помимо различий в батиметрическом уровне, выражаются здесь главным образом в величинах амплитуд колебаний глубин сопряженных положительных и отрицательных форм рельефа. Эти амплитуды, как мы видели, существенно уменьшаются в областях котловин и значительно возрастают в зонах хребтов, интенсивность же расчленения везде остается высокой. В таких условиях наблюдается большое распространение на дне океана выходов коренных пород, что подтверждается анализом эхолотных данных и фотографированием дна. Такой характер расчленения поверхности океанического ложа оказывает большое влияние на режим осадконакопления, обусловливая его неравномерность и прерывистость (Безруков, 1961б, 1962).

В морфологическом облике зон хребтов Индийского океана можно видеть определенные черты сходства с подводным рельефом Срединно-Атлантического хребта. Но при этом сами сводовые поднятия хребтов в Индийском океане оказываются несколько меньшими. Поэтому центральные хребты Индийского океана (Аравийско-Индийский, Центральный Индийский) в целом выражены менее отчетливо, чем Срединно-Атлантический хребет.

Так как галсы эхолотного промера, пересекающие зоны хребтов, были расположены на значительном расстоянии один от другого, то нам не удалось проследить единую рифтовую долину, расположенную вблизи осевых линий хребтов. Поэтому, подчеркивая тот факт, что на всех пересечениях наиболее массивные и наиболее высоко поднятые участки хребтов всегда сопряжены с наиболее глубокими и узкими депрессиями дна, мы нигде не связываем эти депрессии в единую рифтовую долину.

Таким образом, представления об относительной простоте устройства ложа Индийского океана (Буркар, 1953) и о выровненном характере котловин во всей его восточной части (Леонтьев, 1955) в настоящее время устарели. Наоборот, можно определенно говорить вообще об очень высокой интенсивности расчленения ложа Индийского океана.

Весьма своеобразными чертами рельефа отличается и переходная зона от континента к ложу Индийского океана. Система островных дуг Зондского архипелага и сопряженные с ней Яванский и Андаманско-Никобарский желоба представляют собой участки переходной зоны Тихоокеанского типа (Буркар, 1953). В северной части Индийского океана мы имеем переходную зону другого типа, не осложненную системой котловин краевых морей, островных дуг и сопряженных с ними желобов. Исключением, может быть, является подводный хребет в северной части Аравийского моря.

725

UNESCO

SUMMARY

This article deals with the new data concerning the bottom topography collected by the expedition on the r/v «Vityaz» in the northern and central parts of the Indian Ocean during the 33 cruise (October 1960 — April 1961).

The principal ridges of the oceanic bed — the Arabian-Indian and the Central Indian ridges — have a most complicated topography. Numerous unknown submarine mountains were discovered in the area of the two ridges. These ridges are wider than they are shown on the maps.

The deep trough with a steep slopes and a flat bottom was discovered to the east from the archipelago of Chagos. The maximum depth of the trough was found to be 5408 *m*.

The submarine ridge and the trough associated with it were investigated in the northern part of the Arabian Sea; the depths above the ridge (461 *m*) and within the trough (4255 *m*) were found by the expedition.

A considerable submarine ridge discovered by the expedition on the r/v «Vityaz» (Dec. 1959; 31 cruise) in 550 miles to the SSO from Ceylon was explored. The main sea mountain of this ridge named after Aphanasy Nikitin has the minimum depth 1549 *m* above the top.

The bottoms of the Arabian basin, the Bay of Bengal and the northern part of the Australian-Indian basin are the accumulative plains. There are numerous channels of the turbidity currents on its surface. The bottoms of the Central Indian basin and the southern part of the Australian-Indian basin are the zones of abyssal hills.

The deep trough running along the Andaman—Nicobar Islands arc was inspected in the Andaman Sea.

The north-western part of the Java trench was also explored. The slopes of the trench have a very complicated topography. The gentle swell runs along the eastern side of the Java trench. It has numerous submarine ridges and sea mountains. One of such sea mountain was inspected in detail. The northern parth of the Java trench in form of a small caving in the bottom runs along the Andaman—Nicobar Islands arc in the eastern part of the Bay of Bengal.

The sea mountain with the relative altitude more than 3 *km* above the surface of the oceanic bottom was discovered to the SW from the Island of Christmas. The minimum depth above the top of this sea mountain was found to be 1433 *m*.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас мира. ГУГК, 1954.

Барк Л. С., Гансон П. П., Мейстер Н. А. Таблицы скорости звука в морской воде. Вычислительный центр АН СССР, 1961.

Безруков П. Л. Исследование донных осадков в северной части Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. X раздел программы МГГ. Изд-во АН СССР, 1961а.

Безруков П. Л. Исследование Индийского океана в 33 рейсе э/с «Витязь». Океанология, № 4. 1961б.

Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. Океанология, № 1, 1962.

Безруков П. Л., Затонский Л. К., Сергеев И. В. Гора Афанасия Никитина в Индийском океане. Докл. АН СССР, т. 139, № 1, 1961.

Белоусов И. М. 31 рейс э/с «Витязь». Океанология, № 2, 1961.

Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. ИЛ, 1953.

Гансон П. П. О формулах для расчета скорости звука в морской воде. Метеорология и гидрология, № 4, 1958.

Индийский океан. Физическая карта 1 : 10 000 000. ГУГК, 1956.

Канаев В. Ф., Удинцев Г. Б. Изучение подводного рельефа в океанографических экспедициях. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 44, 1960.

Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. МГУ, 1955.
Магницкий В. А. К вопросу о происхождении и путях развития континентов и океанов. Вопросы космогонии, т. 6, 1958.
Морской атлас, т. I. ГУ ВМФ, 1950.
Морской атлас, т. II. ГУ ВМФ, 1953.
Непрочнов Ю. П. Мощность осадков котловины Аравийского моря. Докл. АН СССР, т. 131, № 1, 1961.
Удинцев Г. Б. К методике эхометрической съемки при морских геологических исследованиях. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 5, 1951.
Удинцев Г. Б. О дешифрировании эхограмм. К вопросу о сличении лотов. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 19. М., 1956.
Удинцев Г. Б. О поправках на скорость звука к глубинам, измеренным эхолотом. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 22, 1957а.
Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 22, 1957б.
Удинцев Г. Б. Аппаратура и методика изучения подводного рельефа при океанографических исследованиях. Бюлл. океанограф. комиссии, № 2, 1958.
Удинцев Г. Б. О рельефе западной части Тихого океана. Океанологические исследования, № 2, 1960.
Carte générale bathymétrique des océans, 1 : 10 000 000, 3me ed., 1938—1942.
Dietz R. S. Possible deep-sea turbidity current channels in the Indian Ocean. Bull. Geol. Soc. America, v. 64, N 3, 1953.
Farquharson W. L. Topography with an appendix on magnetic observations. The John Murray Expedition 1933—1934, Scient. Rep., V. 1, № 2. London, 1936.
Océan Indien, 1 : 10 000 000. Institute Géogr. National, Paris, 1960.
Wiseman J. D. H., Sewell R. B. S. The floor of the Arabian Sea. Geol. Mag., v. 74, 1937.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

П. Л. Безруков

ОСАДКИ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

До работ советских океанографических экспедиций осадки северной и центральной частей Индийского океана были исследованы совершенно недостаточно. Из числа наиболее известных иностранных экспедиций в этой области океана геологические исследования вели экспедиции на судах «Газелле» (1875—1876 гг.), «Вальдивия» (1888—1899 гг.), «Планет» (1906—1907 гг.), «Дана» (1921—1922 гг.), «Мабахис» (1933—1934 гг.), «Альбатрос» (1947—1948 гг.), «Челленджер II» (1950—1952 гг.), а также некоторые другие. Кроме того, индийскими учеными проводились более подробные геологические работы в прибрежных водах Индии. Большинство перечисленных экспедиций брали пробы осадков преимущественно с самой поверхности дна. Лишь шведская экспедиция на судне «Альбатрос» (1947—1948 гг.) получила около 20 более длинных колонок, из коих некоторые достигали 11 *м* (Kolbe, 1957). Наиболее подробная карта донных осадков Индийского океана была опубликована незадолго до второй мировой войны Шоттом (Schott, 1935).

С 1955 г. в южной части океана начала вести исследования Морская антарктическая экспедиция АН СССР на д/э «Обь». Помимо работ в водах, прилегающих к Антарктиде, экспедицией в 1956 и 1957 гг. было выполнено два разреза через центральную и северную части Индийского океана — один от советской обсерватории Мирный (Антарктида) в сторону Красного моря, другой—в Бенгальский залив. На этих разрезах только севернее 30° ю. ш. было получено около 40 колонок донных осадков длиной от 1 до 15 *м* и примерно такое же количество дночерпательных проб (Лисицын, 1960, 1961; Лисицын и Живаго, 1958).

С 1959 г. в центральной и северной частях Индийского океана развернулись работы комплексной океанографической экспедиции на э/с «Витязь», включавшие, помимо других задач, подробное изучение донных осадков. Во время 31 рейса «Витязя» (октябрь 1959 — апрель 1960) исследования были проведены на обширной площади океана от побережий Зондских о-вов и Австралии на востоке до Мадагаскара и Занзибара на западе и от Индии до 30° ю. ш. (Безруков, 1961).

Во время 33 рейса «Витязя» (октябрь 1960 — апрель 1961) эти исследования были продолжены, причем, в отличие от предыдущих советских экспедиций, одной из основных задач на этот раз являлось более подробное изучение Аравийского моря и Бенгальского залива. Кроме того, работы проводились в Андаманском море, в экваториальной зоне океана и в его центральной части — на юг до 40° ю. ш. (Безруков, 1961а).

Как в экспедиции на д/э «Обь», так и в обоих рейсах «Витязя» в комплексе геологических работ, помимо сбора и изучения проб донных осадков, существенное место занимали непрерывный эхолотный промер, сбор водной

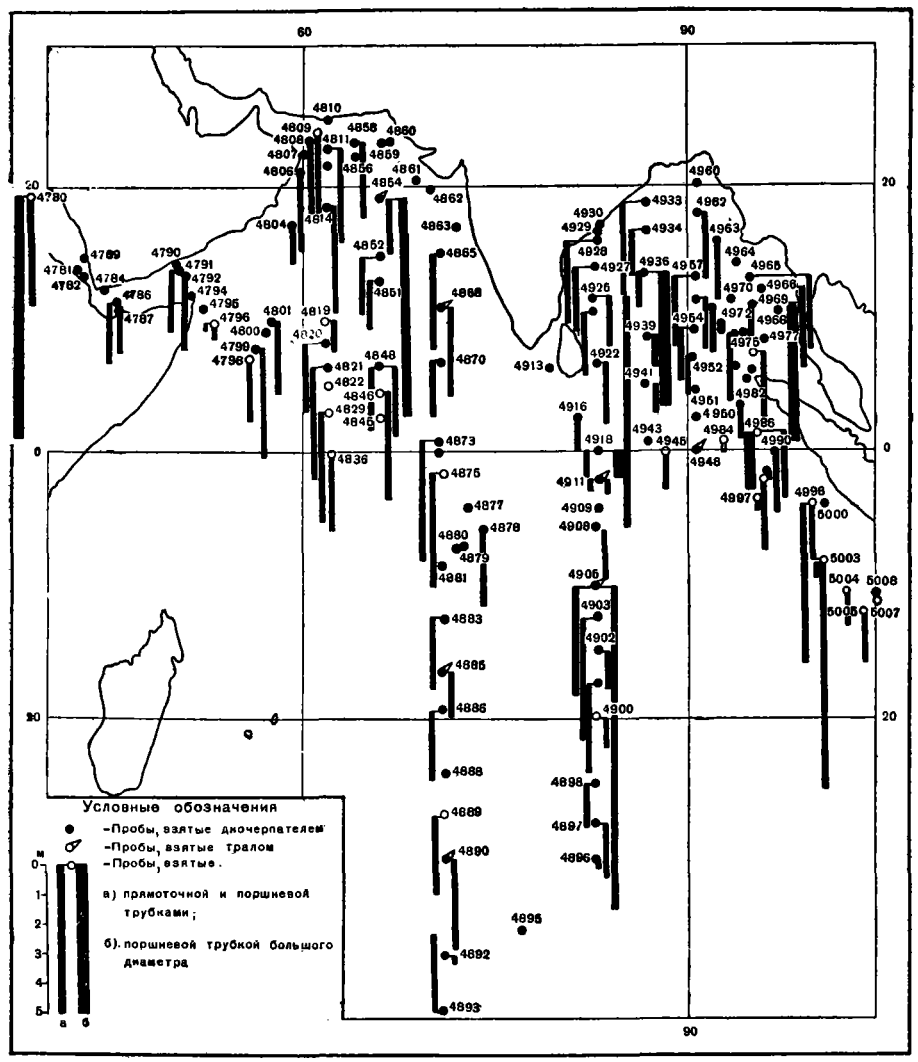


Рис. 1. Карта станций, на которых были взяты пробы донных осадков

взвеси и производство сейсмоакустических исследований строения и мощности осадочной толщи. Кроме того, на «Витязе» проводилось фотографирование дна океана. Все перечисленные виды исследований, помимо самостоятельных задач, обеспечивали также получение важного дополнительного материала для познания процессов осадкообразования.

В работах по сбору и первичной обработке проб донных осадков в 33 рейсе участвовали П. Л. Безруков, Е. И. Гордеев, Ю. С. Долотов, Л. К. Затонский, А. Б. Исаева, А. В. Мошкин; В. А. Седельников и В. В. Шипорин.

Сбор проб донных осадков в Индийском океане осуществлялся по всему маршруту экспедиции (рис. 1). Кроме того, несколько проб было взято в Средиземном, Красном и Южно-Китайском морях. Всего в рейсе было получено на 135 геологических станциях 118 дночерпательных проб и 104 колонки донных осадков, из них прямоточной трубкой 90, длинной поршневой трубкой 7, тяжелой поршневой трубкой большого диаметра (190 *мм*) 7. Кроме

того, пробы донных осадков и пород приносили тралы. Поршневая трубка большого диаметра конструкции Е. И. Кудинова, подвергшаяся успешному испытанию во время 32 рейса «Витязя» на Черном море, была впервые использована в условиях океанских глубин во время 33 рейса. Вес этой трубки около 2 *т*, длина 12 *м*; максимальная длина колонки, взятой этой трубкой, 850 *см*. Следует указать, что в экспедиции на д/э «Обь» использовалась близкая по конструкции ударная трубка большого диаметра (150 *мм*) — «Антарктика», при помощи которой была взята колонка длиной 6,5 *м* (Лисицын и Живаго, 1958а).

Всего за два рейса «Витязя» в Индийском океане на 278 геологических станциях было получено 221 дночерпательная проба и 186 колонок донных осадков с максимальной длиной 15 *м* и средней 3 *м*.

Таким образом, собранные на «Витязе» в северной и центральной частях Индийского океана литологические материалы весьма обширны, и после проведения их всесторонней обработки (которая пока только начата) представится возможным осветить процессы осадкообразования в этой области океана значительно более подробно, чем это можно было сделать ранее. Некоторый недостаток полученных материалов заключается в том, что среди них очень мало проб мелководных осадков. Настоящая статья имеет целью дать лишь общую характеристику донных осадков исследованной части океана и поставить некоторые вопросы, которые потребуют в дальнейшем более детального изучения.

ФАКТОРЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Особенности осадконакопления в северной и центральной частях Индийского океана тесно связаны с климатическими факторами, морфологией и геологическим строением окружающих океан массивов суши, рельефом дна, динамикой и биологической продуктивностью океанских вод (Безруков, 1961; Лисицын, 1961).

В питании Индийского океана терригенным осадочным материалом наибольшее значение принадлежит денудации материка Азии. Его часть, примыкающая к северной и северо-восточной периферии океана, расположенная на территории Индии, Восточного Пакистана и Бирмы, обладает большим разнообразием климатических условий, но в основном находится под воздействием тропических муссонов и характеризуется преимущественно влажным и жарким климатом. Величайшая горная система Гималаев служит барьером, предохраняющим эту территорию от влияния сухих и холодных ветров Центральной Азии (Кришнан, 1954). В Гималаях и смежных с ними горных системах Белуджистана, Тибета и Бирмы берут начало такие крупнейшие реки бассейна Индийского океана, как Инд, Ганг, Брамапутра, Иравади и их многочисленные притоки. Кроме того, некоторые крупные реки (Годовари и др.) начинаются на п-ове Индостан. Вследствие горного рельефа и обильного выпадения атмосферных осадков интенсивность механической денудации в бассейнах названных рек достигает огромных величин — до 1000 $т/км^2$ в год и более (Страхов, 1961). По объему годового твердого стока ($1800 \cdot 10^6$ *т*) р. Ганг занимает первое место среди всех рек мира. Как показано Н. М. Страховым, усиленная механическая денудация в областях с влажным и жарким климатом сопровождается высокой химической денудацией, что приводит к огромному выносу в океан не только твердого, но и растворенного осадочного материала.

В связи с неравномерностью во времени выпадения атмосферных осадков поступление осадочного материала в эрозионную сеть и вынос его в океан изменяются от сезона к сезону, достигая наибольших значений в летние месяцы. Особенно же резко объем речного стока возрастает в периоды

эпизодических исключительно сильных циклонов, вызывающих в долинах Ганга и других крупных рек грандиозные наводнения. Некоторые наводнения, например 1737 и 1876 гг., сопровождались подъемом уровня воды в реках на 12—13 *м*. В таких условиях в предустьевых участках в Бенгальском заливе могли возникать мутьевые потоки, обусловливавшие вынос относительно грубого терригенного материала далеко в сторону океана.

Большая часть твердого терригенного материала, сносимого с материка Азии и не успевшего осадиться в дельтах рек, отлагается в Бенгальском заливе, в Аравийском и Андаманском морях и лишь незначительная часть выносится в открытую часть океана. При этом реки, впадающие в Андаманское море, отделенное от океана цепью Андаманских и Никобарских о-вов, с относительно мелководными проливами, по-видимому, оказывают на осадконакопление в самом океане совсем ничтожное влияние.

Во влажной тропической зоне находятся и гористые острова Индонезии, которые, особенно Суматра и Ява, также служат источником интенсивного поступления в океан терригенного материала. Этот материал в основном осаждается в Балийской впадине и Яванском глубоководном желобе (Безруков, 1961). Со стороны Зондских о-вов в океан поступают также продукты современной вулканической деятельности.

По северо-западной периферии Индийского океана располагается область с жарким и сухим климатом (северная аридная зона); в пределы ее входят большая часть территории Западного Пакистана, Иран, Ирак, п-ов Аравия и северо-восточная Африка. Здесь роль речного стока в питании океана осадочным материалом резко падает. На п-ове Аравия речная сеть практически почти отсутствует.

Особое положение занимают реки Месопотамии — Тигр, Евфрат и Карун, впадающие в Персидский залив. Твердый сток Тигра и Евфрата достигает $725—1000 \cdot 10^6$ *т* в год, а реки Карун, стекающей с гор Ирана, по-видимому, еще больших величин. В основном он отлагается в огромной дельте этих рек, которая на протяжении исторического времени значительно продвинулась в сторону залива. По данным Вильсона (Wilson, 1925), только около 10% твердого стока Тигра и Евфрата достигает Персидского залива и, по-видимому, совсем небольшая часть выносится за его пределы в Оманский залив и далее в Аравийское море.

В историческом прошлом, в периоды катастрофических ливней, подобных тем, которые, судя по вавилонским летописям и результатам раскопок в Шумере, вызвали в Месопотамии примерно в четвертом тысячелетии до нашей эры огромное наводнение, породившее миф о «всемирном потопе» (Вулли, 1961), количество терригенного материала, выносимого в Аравийское море, по-видимому, иногда возрастало. Более значительное поступление терригенного материала в Аравийское море можно предполагать в начале голоцена или в конце плейстоцена, когда климат был более влажным. Косвенным свидетельством этого являются находки в горле Оманского залива на ст. 4809 среди глинистых осадков многочисленных прослоек сортированного алеврита, которые носят черты отложений мутьевых потоков.

Если объем речного стока в аридной зоне, по сравнению с влажной зоной, чрезвычайно резко падает, то дополнительным источником питания океана осадочным терригенным материалом здесь является эоловая пыль, заносимая со стороны пустынь Ирана, Ирака, Аравийского п-ова и северо-восточной Африки. Ее вносят в Аравийское море также воды, поступающие из Персидского залива и Красного моря. Количественных данных, которые позволили бы сколько-нибудь точно оценить роль эолового фактора в осадконакоплении в Индийском океане, пока очень мало. На схематической карте, составленной Аррениусом (Arrhenius, 1961), у побережья Аравийского п-ова, как это было ранее известно для побережья Сахары, пока-

зана зона обильного выпадения эоловой пыли. Наблюдения, выполненные в период 33 рейса «Витязя», показывают, что количество терригенного материала во взвеси у побережья Аравийского моря возрастает [1].

Судя по единичным наблюдениям, выполненным Эмери в Персидском и Оманском заливах, эоловая пыль в основном имеет размерность мелкого алеврита и крупного пелита. В ее составе резко преобладает карбонат кальция (83%), а в нерастворимом остатке содержатся полевые шпаты (62%), кварц (20%), актинолит (7%), биотит (3%) и некоторые другие минералы (Emery, 1955). Исследования взвеси, проведенные экспедицией на д/э «Обь», подтверждают, что эоловая пыль гранулометрически состоит преимущественно из пелита (Лисицын, 1961).

Высокосоленые воды, поступающие из Персидского залива, вносят в Аравийское море также растворенный осадочный материал. Имеются основания предполагать, что они обогащены органическим веществом, источником которого являются выходы нефти на дне и побережьях Персидского залива. Эти воды образуют промежуточный слой, обедненный кислородом, который распространяется на обширной площади Аравийского моря [2].

Южная граница северной аридной зоны на восточном побережье Африки проходит к югу от Сомалийского п-ова. Далее располагается влажная тропическая зона, имеющая здесь меньшую ширину по сравнению с северо-восточной периферией океана. Она захватывает и большую часть Мадагаскара. В этой зоне роль речного стока снова увеличивается, но в силу того, что реки африканского побережья (за исключением р. Замбези) сравнительно небольшой протяженности и маловодны, значение их в питании океана осадочным материалом, по сравнению с великими реками Южной Азии, невелико.

К югу от влажной тропической зоны центральную часть океана пересекает южная аридная зона. На востоке она захватывает Малые Зондские о-ва и большую часть Австралии, на западе Южную Африку и южную оконечность и западное побережье Мадагаскара.

В Австралии обширные пространства занимают бессточные области с выровненным рельефом — степи и пустыни. Эрозионная сеть на западном побережье развита исключительно слабо и роль речного стока в поставке осадочного материала в океан невелика. В то же время значение эолового фактора здесь снова возрастает. В Южной Африке в пределах аридной зоны из крупных рек может быть названа лишь Лимпопо. Поскольку к югу от Мадагаскара «Витязь» работы не проводил, эта часть океана, а также южная его половина, исследовавшаяся экспедицией на д/э «Обь», здесь не рассматриваются.

В целом поступление продуктов речного стока и эоловой пыли на различных побережьях Индийского океана осуществляется крайне неравномерно. То же можно сказать и о третьем источнике питания океана терригенным осадочным материалом — абразии берегов. Следует заметить, что в тропической зоне океана обширные пространства побережий окаймлены коралловыми рифами и мангровыми зарослями, что резко снижает значение абразии в поставке в океан терригенного материала.

В геологическом строении бассейна Индийского океана принимают участие породы самого различного возраста и петрографического состава. Среди них особенно большое значение имеют докембрийские гнейсы, метаморфические сланцы, кварциты, кислые и, реже, основные интрузии. Породы докембрия развиты в Гималаях и горных сооружениях Бирмы, занимают обширные площади на Индостанском п-ове, о-ве Цейлон, в Австралии, Восточной Африке и на Мадагаскаре. Палеозойские породы распростра-

[1] См. статью Гордеева, наст. том, стр. 202.
[2] Иваненков и Розанов, 1961. См. также статью Сабинина, наст. том, стр. 51.

нены менее широко, преимущественно в центральных частях Индостана, в горных сооружениях северного обрамления Индии и Бирмы, на п-ове Малакка, местами на Суматре, побережьях Австралии и Африки. По периферии Бенгальского залива и Аравийского моря и на п-ове Сомали в основном развиты отложения мелового и третичного возраста, а в северо-западном Индостане — нижнетретичные траппы. На внешней цепи Зондских о-вов и на Коморских о-вах, наряду с осадочными породами, широко распространены вулканические и пирокластические породы кайнозойского возраста и продукты современной деятельности вулканов.

Таким образом, петрографический состав пород питающих провинций Индийского океана чрезвычайно разнообразен, и при детальном изучении осадков по окраинам океана могут быть выделены многочисленные терригенно-минералогические провинции.

Климатические факторы оказывают влияние не только на количество поступающего в океан терригенного материала, но через процессы выветривания и почвообразования на его качественный состав. Особенно же велико воздействие климатических факторов на ход процессов биогенного осадконакопления в океане. Северная и центральная части Индийского океана расположены почти целиком в тропической зоне, поэтому температура поверхностных вод высока. Так, севернее 30° ю. ш. она не бывает ниже 18—20°, а в экваториальной зоне поднимается до 28—30°. В связи с этим в рассматриваемой части океана имеются благоприятные условия для развития организмов, осаждающих из воды карбонат кальция: планктонных фораминифер, кораллов, мшанок, иглокожих и т. д. В тех местах, где поступление терригенного материала ослаблено, оно подавляется, даже в самой прибрежной зоне, интенсивно протекающим биогенным карбонатонакоплением. С климатическими факторами тесно связано также осаждение на дне океана органогенного кремнезема, из которого состоят панцири диатомовых водорослей и радиолярий.

Диатомовые водоросли в северной половине Индийского океана, в противоположность его южной приантарктической части, как правило, имеют очень небольшое осадкообразующее значение. Это связано отчасти с тем, что они в составе фитопланктона здесь обычно (хотя и не всегда) уступают перидиниевым и синезеленым водорослям, а в центральной части океана (к югу от южного пассатного течения), характеризующейся общим опусканием вод, обладают исключительно низкими биомассами. В тех районах тропической области, где в зонах подъема вод наблюдалась относительно высокая численность диатомовых, остатки их при достижении дна на глубинах менее 4600—4700 *м* рассеиваются среди карбонатного материала. Лишь на больших глубинах, где карбонат кальция растворяется, они местами образуют более заметную примесь в составе осадков. Наибольшее значение при этом имеют гигантские тропические диатомеи — этмодискусы, слагающие в отдельных случаях тонкие прослои в донных осадках.

В тропических водах северной половины океана широко развиты радиолярии, и там, где осаждение терригенного материала и карбоната кальция ослабевает, они нередко являются важным компонентом в составе осадков. Такие условия создаются в центральных частях океана на глубинах более 4600—4700 *м*. К югу от южного пассатного течения радиолярии теряют осадкообразующее значение.

Рельеф дна Индийского океана имеет очень сложное строение и оказывает огромное влияние на ход процессов осадкообразования.

Для большей части северной половины океана характерен сравнительно узкий шельф, со средними глубинами внешнего края от 120 до 250 *м*, и довольно крутой материковый склон. Некоторое расширение шельфа наблю-

дается у западного побережья Индостана, в северной части Бенгальского залива, в восточной части Андаманского моря и у северо-западного побережья Австралии. Материковый склон во многих местах рассечен подводными каньонами, нередко прослеживающимися почти до самого его подножия, т. е. до глубины 3,0—3,5 *км*, а местами и более.

Более сложное строение материковый склон имеет в северо-восточной части океана, в районе Зондской островной дуги. Вдоль Явы и Малых Зондских о-вов протягивается Балийская впадина, находящаяся на продолжении пролива Ментавей; за ней, отделяясь подводным хребтом, располагается наиболее глубокая депрессия Индийского океана — Яванский глубоководный желоб. Он имеет крутые склоны, местами осложненные уступами и террасовидными ступенями, и почти плоское дно. Максимальная глубина желоба (против о-ва Ява) — 7450 *м*. На северо-запад желоб прослеживается вдоль Никобарских и Андаманских о-вов; глубина его в этом направлении постепенно уменьшается, и он заканчивается неглубокой пологой депрессией в северной части Бенгальского залива, близ побережья Бирмы. По внешнюю сторону Яванского желоба располагается цепь поднятий — подводных гор и горных массивов, по-видимому, в основном вулканического происхождения; к одному из них приурочен коралловый о-в Рождества, на поверхности которого находятся крупные скопления фосфатов.

Область ложа Индийского океана распадается на несколько обширных глубоких котловин, разделенных крупными подводными хребтами. В пределах северной половины океана находятся котловины Сомалийская, Аравийская, Индийско-Австралийская (на север переходящая в Бенгальский залив), Андаманская, Маскаренская, Центрально-Индийская. Индийско-Австралийская котловина разделяется на две части меридиональным хребтом [1]. Глубина котловин в среднем составляет 4—5 *км*, а глубина восточной части Индийско-Австралийской котловины местами превышает 6 *км*. Наиболее крупными хребтами, разделяющими перечисленные котловины, являются Аравийско-Индийский, к югу переходящий в Центрально-Индийский, Чагос-Лаккадивский, Маскаренский, Андаманско-Никобарский, а также малоизученный меридиональный хребет, протягивающийся из Бенгальского залива в южном направлении (Stocks, 1960), и широтный хребет, располагающийся к западу от Южной Австралии и отделенный от нее глубокой депрессией. Хребты возвышаются над дном котловин на высоту от 2,5—3 до 5 *км*. У подножия Чагос-Лаккадивского хребта к востоку от о-вов Чагос во время 33 рейса «Витязя» был обнаружен глубоководный желоб Чагос с глубинами до 5400 *м*. Над Андаманско-Никобарским и южными частями Маскаренского и Центрально-Индийского хребтов возвышаются вулканические, а над Чагос-Лаккадивским и северной частью Маскаренского хребта — коралловые острова. Цоколями коралловых островов в большинстве случаев, по-видимому, также являются вулканы. Наиболее крупные из Сейшельских о-вов сложены гранитами. В пределах отдельных котловин находятся менее крупные хребты, горные массивы и многочисленные подводные горы и холмы.

В окраинных частях океана на дне котловин широко распространены плоские аккумулятивные равнины, обладающие очень пологими углами наклона дна. Особенно хорошо они выражены в Сомалийской и Аравийской котловинах, в Бенгальском заливе и в северной половине западной части Индийско-Австралийской котловины (на юг до 8° ю. ш.). Аккумулятивные равнины местами рассечены узкими неглубокими (несколько десятков метров) долинами, по-видимому, обязанными своим происхождением деятельности мутьевых потоков (Dietz, 1953; Heezen, 1959).

[1] Поэтому название этой котловины требует изменения.

В противоположность окраинам океана, в его центральных частях дно глубоких котловин почти повсеместно обладает резкой расчлененностью, изобилует подводными горами и бесчисленным количеством абиссальных холмов, преимущественно вулканического происхождения. Еще более сложное строение имеют разделяющие котловины крупные горные хребты. В целом не менее $^3/_4$ площади дна океана имеет сильно расчлененный рельеф. Это естественно не может не отражаться на характере распределения и составе осадков.

Частые и резкие контрасты рельефа с амплитудами высот на холмистых пространствах ложа океана во много десятков и сотен метров, а в области подводных хребтов и гор в несколько километров определяют при малом поступлении осадочного материала чрезвычайно широкое распространение на дне выходов твердых пород, т. е. прерывистость современного осадочного покрова. Одновременно с этим большие колебания глубин обусловливают резко выраженную вертикальную зональность осадконакопления, которая отражается как на гранулометрическом, так и на вещественном составе осадков. Сочетание прерывистости и вертикальной зональности осадконакопления в условиях сложного донного рельефа приводит к большой неравномерности в распределении глубоководных осадков (Безруков, 1962). Помимо ложа океана, такая неравномерность характерна для многих участков материкового склона, а также для Яванского глубоководного желоба, на крутых склонах которого можно ожидать широкого распространения выходов досовременных осадков.

Иная картина наблюдается в области плоских аккумулятивных равнин, где осадки залегают непрерывно и обычно изменяют свой состав постепенно и на более значительных расстояниях. Поскольку же области с расчлененным рельефом занимают в Индийском океане значительно большие площади, чем аккумулятивные равнины, неравномерность осадконакопления можно рассматривать как одну из наиболее характерных черт седиментации в этом океане.

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Среди осадков северной половины Индийского океана по вещественно-генетическому составу могут быть выделены следующие основные группы и типы:

I. Терригенные осадки,
II. Вулканогенные осадки,
III. Органогенные осадки:
  1) известковые (>30% $CaCO_3$):
    а) фораминиферовые, б) коралловые, в) птероподовые, г) ракушечные, д) водорослевые;
  2) кремнистые (>5—10% $SiO_{2аморфн}$):
    а) радиоляриевые, б) диатомовые (этмодискусовые).
IV. Полигенные осадки:
    а) красные глубоководные глины.
V. Хемогенные осадки:
    а) железо-марганцевые конкреции и плиты.

Почти все эти группы и типы осадков могут быть разделены более дробно по гранулометрическому составу. Между многими из них существуют переходные разности.

Кроме того, на дне океана широко распространены выходы твердых (коренных) пород. В тех случаях, когда удавалось получать их пробы, они обычно были представлены вулканическими породами (базальты, пористые лавы).

I. Терригенные осадки

Они распространены преимущественно в окраинных частях океана, на шельфах и в верхней части материкового склона (и поэтому были мало захвачены исследованиями «Витязя»), но местами спускаются на большие океанические глубины. Ширина полосы терригенных осадков зависит, прежде всего, от интенсивности поступления с суши обломочного материала, а также от уклонов дна и ряда других факторов. Вследствие активно протекающих в тропической зоне процессов биогенного карбонатонакопления полоса терригенных осадков во многих местах очень узкая и нередко совсем сходит на нет. Очень часто она отделена от берега полосой известковых (ракушечных или коралловых) осадков. Расширение полосы терригенных осадков обычно наблюдается против устьев крупных рек (например, перед устьем р. Ганг). В группу терригенных осадков по гранулометрическому составу входят разнообразные осадки, начиная от песков до тончайших глинистых илов.

Более подробно терригенные осадки изучались в районе Яванского глубоководного желоба во время 31 рейса в восточной его части и в Балийской впадине (Безруков, 1961), а во время 33 рейса — к северо-западу от Зондского пролива, против Суматры. На склонах и на дне этого желоба (вплоть до его максимальных глубин) наибольшее распространение имеют бескарбонатные алевритово-глинистые (50—70% фракции $<0{,}01$ *м м*) и глинистые илы ($>70\%$ фракции $<0{,}01$ *мм*), содержащие на глубинах от 5 до 7 *км*, по данным нескольких анализов, от 3,25 до 0,15% $CaCO_3$. В толще этих илов встречаются тонкие прослойки крупного алеврита и мелкого песка. Судя по минералогическому составу отдельных прослоев (обилие вулканического стекла), они имеют вулканогенное происхождение, т. е. представляют собою пеплы, перенесенные со стороны вулканов Зондской гряды эоловым путем.

Некоторые прослойки возможно образовались в результате отложения из мутьевых потоков, распространявшихся вдоль желоба. По внешнюю сторону Яванского желоба терригенные осадки постепенно переходят в радиоляриевые илы или красные глубоководные глины, а на глубинах менее 4600—4700 *м* — в известковые фораминиферовые илы (Безруков, 1961).

В Андаманском море терригенные осадки наиболее широко развиты в его восточной части, примыкающей к побережью Бирмы. На шельфе состав осадков не был исследован; ниже по склону и в центральной части моря на глубинах до 4 *км* распространены бескарбонатные ($<10\%$ $CaCO_3$) и слабо карбонатные (10—30% $CaCO_3$) алевритово-глинистые и глинистые илы с редкими тонкими прослойками крупного алеврита. В западной части моря преобладают различные известковые осадки.

В Бенгальском заливе терригенные осадки наиболее широкое распространение имеют в северной его части, в которую поступают выносы р. Ганга. По западную и восточную стороны залива полоса терригенных осадков сужается. На шельфе Бенгальского залива развиты мелкие пески и алевриты с примесью ракушечного материала и в различной степени обогащенные карбонатом кальция илистые осадки (Rao, 1958). На материковом склоне преобладают бескарбонатные и слабоизвестковые алевритово-глинистые и, чаще, глинистые илы. Эти осадки распространяются до глубины 2,5—3,7 *км*, далее постепенно сменяясь известковыми фораминиферовыми илами, выстилающими дно центральной части Бенгальского залива. На нескольких станциях, например, в длинной (8,5 *м*) колонке на ст. 4925 (глубина 3475 *м*) среди терригенных глинистых осадков встречены многочисленные прослойки полимиктовых слюдистых песков и алевритов с хорошо выраженной градированной текстурой (graded bedding). Прослойки таких же

песков и алевритов были обнаружены в толще фораминиферовых осадков и к югу от Бенгальского залива в северной части Индийско-Австралийской котловины на глубинах до 4800 *м* (ст. 4911, 4916, 4918). При этом с удалением в сторону океана (и уменьшением скорости седиментации) они располагаются ближе к поверхности дна.

Нахождение в толще глинистых и известковых осадков на больших океанических глубинах прослоек относительно грубого материала явно терригенного происхождения можно объяснить только переносом его мутьевыми потоками, распространявшимися над дном Бенгальского залива.

Как известно, с деятельностью мутьевых потоков обычно связывают, помимо накопления глубоководных песков, образование на выровненной поверхности аккумулятивных равнин узких долин. На дне Бенгальского залива наличие таких долин было ранее отмечено Дитцем (1954). По мнению Менарда (1958) и Хейзена (1959), сами абиссальные аккумулятивные равнины также образовались в результате деятельности мутьевых потоков. Судя по схематической карте, составленной Менардом, аккумулятивная равнина из Бенгальского залива распространяется в западную часть Индийско-Австралийской котловины, примерно до 18° ю. ш., а затем поворачивает под прямым углом к востоку. Соответственно им на карте показано и направление путей перемещения мутьевых потоков.

Материалы, собранные на «Витязе», подтверждают существование на дне Бенгальского залива и в западной части Индийско-Австралийской котловины аккумулятивной равнины и многочисленных долин на ее поверхности, но вместе с тем показывают, что южнее 8° ю. ш. они не прослеживаются (Безруков, 1962; см. также статью Затонского, наст. том, стр. 158). Полученные нами материалы позволяют согласиться с мнением Хейзена (1959), что мутьевые потоки в плейстоцене играли значительно большую роль, чем в современную эпоху.

Вместе с тем более дальний разнос терригенного материала в плейстоцене осуществлялся, по-видимому, не только эпизодическими мутьевыми потоками, но и постоянными медленными глубинными течениями. На это указывает обнаружение в период 31 рейса, примерно в 800 милях к юго-юго-западу от Цейлона, в длинной колонке на ст. 4609 под радиоляревыми илами мощной толщи однородных серых глин (Безруков, 1961), которые несомненно образовались в результате обычного спокойного осаждения пелитового материала «частица за частицей». Нахождение этих глин, а также широкое распространение в осадочной толще на дне Бенгальского залива карбонатных илов позволяют сделать вывод, что деятельность мутьевых потоков нельзя считать единственным фактором формирования аккумулятивных равнин.

В Аравийском море распределение терригенных осадков имеет некоторые общие черты с распределением в Бенгальском заливе, но полоса их здесь более узкая. На шельфах наибольшим распространением пользуются пески с примесью раковинного материала, но местами отлагаются терригенные илистые осадки (Stubbings, 1939). На материковом склоне развиты преимущественно бескарбонатные и слабо известковые алевритово-глинистые и глинистые илы, которые ниже постепенно сменяются известковыми фораминиферовыми илами, покрывающими большую часть дна Аравийской котловины.

В горле Оманского залива, где полоса терригенных осадков расширяется, на ст. 4809 (глубина 2585 *м*) в толще глинистых и алевритово-глинистых илов были обнаружены многочисленные прослойки полимиктовых песков и алевритов, образование которых можно связывать с деятельностью мутьевых потоков. В центральной части моря прослои таких же полимиктовых песков и алевритов были встречены в длинных колонках среди фораминиферовых

илов (Безруков, 1961). Таким образом, в геологическом прошлом (в плейстоцене) терригенный материал в Аравийском море переносился также на более дальние расстояния.

На характеристике терригенных осадков у других побережий мы не будем останавливаться, так как материалов по ним собрано мало.

Вдоль всего побережья материка Азии, а также близ Зондских о-вов и в Яванском глубоководном желобе терригенные илы почти или совсем лишены верхнего окисленного слоя, и уже на небольшом расстоянии от поверхности дна (от нескольких десятков сантиметров до 2—3 *м*) содержат рассеянный гидротроилит и местами свободный сероводород. Поэтому эти илы обычно имеют серую, зеленовато-серую, а иногда черную окраску. Можно предполагать, что зона сульфидного и сероводородного заражения терригенных илов протягивается вдоль азиатского побережья и Зондских о-вов почти непрерывно.

Содержание органического углерода в поверхностном слое терригенных илов колеблется в широких пределах, часто превышая 1%, а в северо-западной части Аравийского моря максимально достигает 4,16% (ст. 4807). По данным Уайсмана (Wiseman, 1940), содержание $C_{орг}$ в терригенных илах в этом районе, у мыса Рас-эль-хадд поднимается даже до 5,79%. У побережья о-ва Цейлон максимальное его содержание достигает 2,26% (ст. 4913), в Бенгальском заливе 1,34% (ст. 4927), а в Яванском глубоководном желобе 1,59% (ст. 4511; 31 рейс).

II. Вулканогенные осадки

В северной половине Индийского океана вулканогенные осадки имеют незначительное распространение главным образом у побережий Зондских, Андаманских и возможно близ Коморских о-вов, и пока мало исследованы. Они представлены полимиктовыми песками, алевритами и скоплениями пемзы. В районе Зондского пролива Кюнен описал пятно пемзы, выброшенной при катастрофическом извержении вулкана Кракатау в 1883 г. (Kuenen, 1950). В центральных частях океана в колонках осадков разного литологического типа неоднократно отмечались тонкие прослойки вулканического пепла рамерности алеврита. В рассеянном состоянии пемза и частицы вулканического пепла имеют более широкое распространение также в осадках различного состава.

III. Органогенные осадки

Из органогенных осадков в Индийском океане наиболее широко развиты *известковые*, а среди последних — *фораминиферовые* (глобигериновые) осадки.

Фораминиферовые осадки изредка встречаются на шельфах, гораздо чаще на материковом склоне и особенно большие площади занимают на ложе океана — на поверхности подводных хребтов и гор, а также на дне океанических котловин, на глубинах до 4,6—4,7 *км*. Ниже этой («критической») глубины, в связи с растворением известковых раковин планктонных фораминифер на дне океана в недосыщенных карбонатом кальция холодных глубинных водах, в условиях высокого давления, фораминиферовые осадки в Индийском океане, как правило, не отлагаются, сменяясь красными глинами или радиоляриевыми илами (а в Яванском желобе — терригенными глинистыми осадками). Таким образом, в распространении фораминиферовых осадков очень ярко проявляется вертикальная зональность осадконакопления (Безруков, 1961; Безруков и др., 1961; Лисицын, 1961).

По гранулометрическому составу фораминиферовые осадки весьма раз-

нообразны — от мелких песков и крупных алевритов, вплоть до тончайших пелитовых илов; в последних раковины фораминифер в основном находятся в измельченном состоянии. Обычно на глубинах до 2—2,5 *км* преобладают фораминиферовые пески и алевриты, а на больших глубинах — различные фораминиферовые илы, но в зависимости от местных условий динамики вод и от степени разбавления осадков терригенным материалом эта закономерность нередко нарушается. Характерной чертой фораминиферовых осадков является относительно слабая сортировка зерен (раковин глобигерин и их обломков). Нередко встречаются весьма неоднородные по гранулометрическому составу песчано-алевритово-пелитовые фораминиферовые илы.

Содержание $CaCO_3$ в фораминиферовых осадках изменяется в очень широких пределах, достигая максимально свыше 95%. При этом уменьшение содержания $CaCO_3$ в осадках происходит в двух направлениях: с одной стороны, с приближением к суше, в результате разбавления известкового материала терригенным, и, с другой стороны, с увеличением глубин океана (ниже «критической» глубины), в результате растворения известкового материала. Соответственно в Индийском океане выделяются два типа переходных известково-глинистых осадков, имеющие разное распространение и отличающиеся по гранулометрическому составу, а также обычно и по цвету.

При переходе от более чистых фораминиферовых осадков к терригенным илам гранулометрический состав сначала (не всегда) становится более тонким (разбавление раковин фораминифер глинистыми частицами), а затем более грубым (увеличение примеси алевритового терригенного) материала. При переходе же (на больших глубинах) фораминиферовых осадков в красные глины осадки всегда приобретают более тонкий гранулометрический состав. Такая смена (так же как и падение содержания в осадках $CaCO_3$) обычно происходит на более коротких расстояниях, особенно у подножия подводных хребтов и гор, для которых характерны большие углы наклона поверхности дна. Следует заметить, что изложенные данные пока основываются на предварительном изучении проб на корабле и требуют подтверждения результатами гранулометрического анализа осадков.

Для характеристики содержания в фораминиферовых осадках $CaCO_3$ в отдельных районах приведем накоторые цифровые данные по материалам уже выполненных химических анализов.

В центральной части Аравийского моря содержание $CaCO_3$ в фораминиферовых осадках колеблется от 50 до 67%, постепенно уменьшаясь в сторону суши с переходом в терригенные осадки и более резко снижаясь в южной части моря с переходом в красные глубоководные глины. В Аденском заливе фораминиферовые осадки содержат до 40—50% $CaCO_3$. В центральной части Бенгальского залива содержание в них $CaCO_3$ изменяется от 40 до 65% и также уменьшается в сторону берегов. На поверхности Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского хребтов, а также на подводных хребтах, массивах и горах, расположенных по окраинам и в пределах Индийско-Австралийской котловины, фораминиферовые осадки обычно содержат (выше «критической» глубины») от 70 до 95% $CaCO_3$.

Содержание в фораминиферовых осадках органического углерода колеблется в больших пределах, в общем уменьшаясь в сторону океана. В северной части Аравийского моря на поверхности подводного хребта Меррея, там, где дно омывается водами промежуточного слоя, лишенными кислорода и зараженными сероводородом, отмечено исключительно высокое содержание в фораминиферовых осадках $C_{орг}$ 6,74% (ст. 4856, глубина 640 *м*). Столь высокое содержание органического углерода в современных осадках открытого моря, насколько нам известно, нигде ранее не отмечалось. В цент-

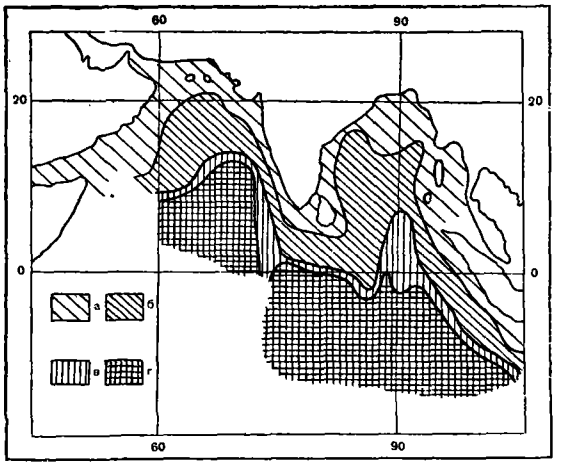


Рис. 2. Мощность осадков окислительной зоны
а — 0—10 *см*; *б* — 10—50 *см*; *в* — 50—100 *см*; *г* — > 100 *см*

ральной части Аравийского моря содержание $C_{орг}$ в фораминиферовых осадках колеблется от 0,75 до 0,40%, на дне Бенгальского залива — от 0,65 до 0,38%, а на поверхности Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского хребтов — от 0,35 до 0,15%. Содержание $SiO_{2\,аморфн}$ в фораминиферовых илах, как правило, не превышает 2—4%.

Цвет фораминиферовых осадков на поверхности дна обычно изменяется от темно- или светло-коричневого и бледно-палевого до светло-серого и белого и зависит в основном от содержания в осадках гидроокислов железа и марганца и примеси глинистого материала. Наиболее чистые белые фораминиферовые осадки наблюдаются на поверхности подводных хребтов, а также в удаленных от суши участках котловин, где примесь терригенного глинистого материала уменьшается. При переходе в красные глины фораминиферовые илы нередко приобретают розоватую окраску. Ниже поверхности дна, т. е. по вертикали колонок, цвет фораминиферовых осадков в окраинных частях океана, включая Аравийское море и Бенгальский залив, обычно становится зеленовато-серым или серым, что несомненно связано с протекающими в осадках восстановительными процессами. По мере приближения к суше граница окислительно-восстановительного раздела постепенно поднимается и местами (как и в терригенных осадках) достигает почти самой поверхности дна (мощность окисленного слоя всего несколько миллиметров). На поверхности подводного хребта Меррея в северной части Аравийского моря встречены зеленовато-черные фораминиферовые алевритовые илы. О резком изменении окислительно-восстановительных условий в осадках по вертикали помимо цвета осадков говорят прямые определения *Eh* (Бордовский, 1961), а также нахождение во многих колонках на некотором расстоянии от поверхности дна (от 1 до 3 *м*) мелких включений гидротроилита и местами свободного сероводорода (Безруков, 1961).

На основании измерений мощности верхнего окисленного слоя в многочисленных колонках осадков, взятых в двух рейсах «Витязя», нами была составлена схематическая карта изопахит этого слоя для северной части Индийского океана (рис. 2). На карте видно, что по мере удаления в сторону океана мощность осадков окислительной зоны сначала изменяется очень постепенно (примерно до 1 *м*), а затем очень резко увеличивается, а далее колонки длиной до 3—4 *м*, а иногда и до 10—15 *м* обычно не выходят за

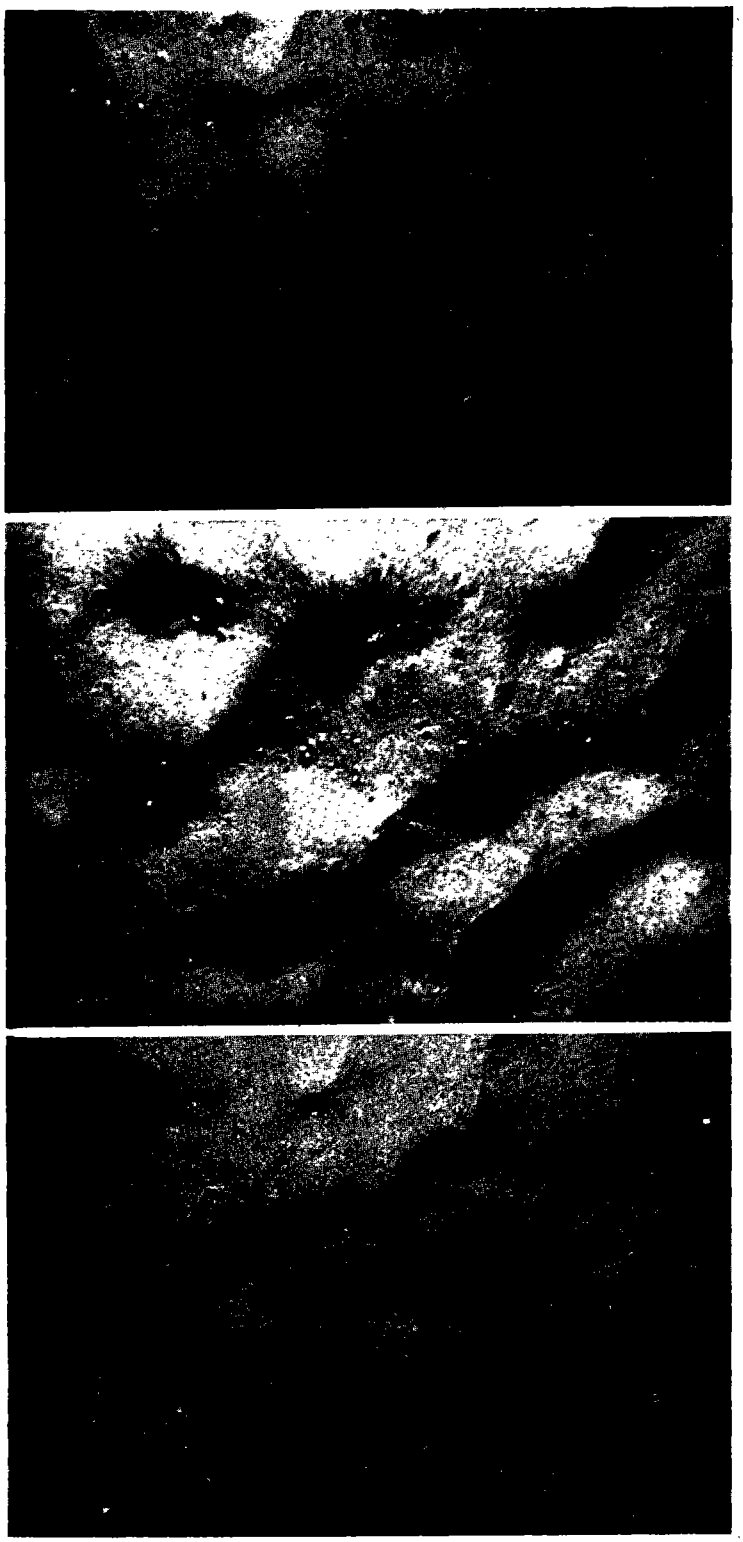


Рис. 3. Знаки ряби, образованной течениями, в фораминиферовых песках Аравийско-Индийского хребта (ст. 4822, глубина 200 *м*)

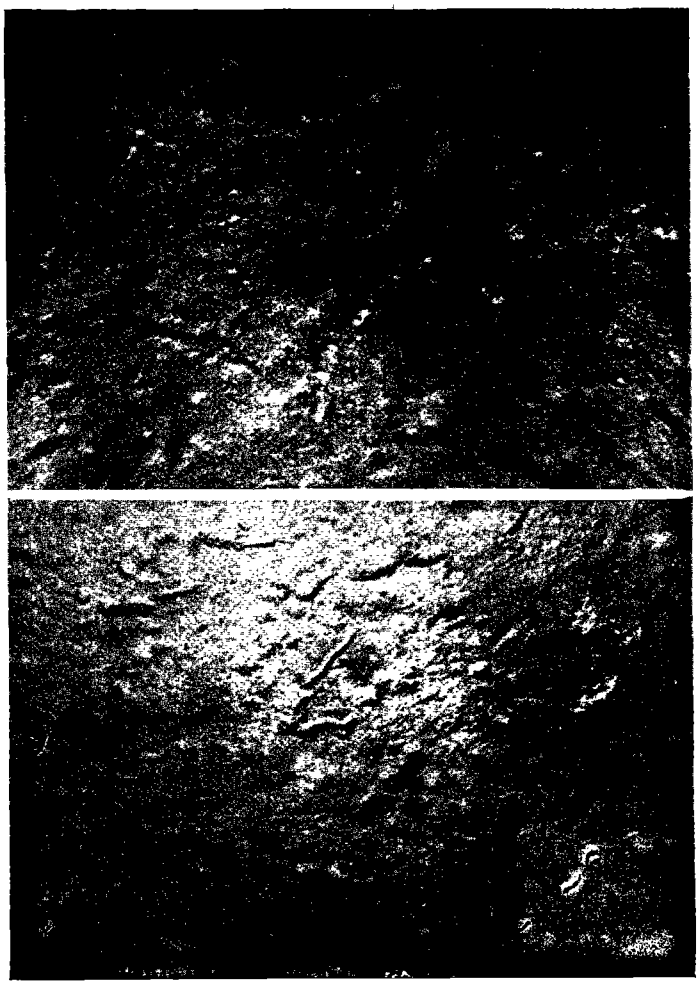


Рис. 4. Фораминиферовый алевритово-глинистый ил. Видны следы жизнедеятельности донных животных. Бенгальский залив (ст. 4945, глубина 4500 *м*)

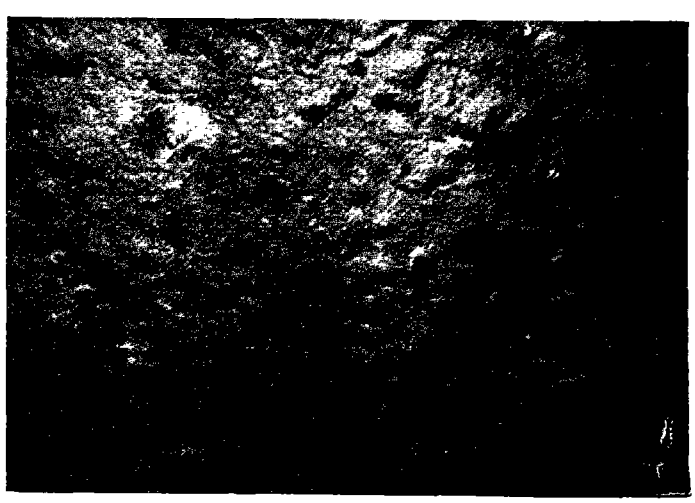


Рис. 5. Фораминиферовый алевритово-глинистый ил. Видны следы жизнедеятельности

пределы окислительной зоны осадков. Очень близкая картина была нами отмечена ранее в северной части Тихого океана (Безруков, 1960). Следует подчеркнуть, что изменения мощности осадков окислительной зоны не зависят от глубины океана, а определяются темпами седиментации и количеством поступающего в осадки органического вещества, с разложением которого тесно связаны протекающие в осадках восстановительные процессы. Относительно высокое положение границы окислительно-восстановительного раздела в Аравийском море, в Бенгальском заливе и в окраинных частях Индийско-Австралийской котловины в основном обусловлено пышным развитием в этих районах океана организмов планктона (Виноградов, Воронина, Суханова, 1961). В северо-западной части Аравийского моря в обогащении осадков органическим веществом местами некоторую роль может играть поступление его с высокосолеными водами из Персидского залива.

Помимо планктонных фораминифер в осадках то в большем, то в меньшем количестве встречаются известковые донные фораминиферы, кокколитофориды, мелкие обломки кораллов, раковины птеропод, иглы морских ежей, а также различные неизвестковые компоненты — радиолярии, диатомовые, минеральные частицы. При растворении на «критических» глубинах фораминифер и остатков других известковых организмов неизвестковые компоненты постепенно приобретают в составе осадков доминирующее значение.

Интересные материалы для характеристики условий накопления фораминиферовых осадков, особенно в области подводных хребтов, дало фотографирование дна. На рис. 3 приведены подводные фотоснимки фораминиферовых песков на поверхности Аравийско-Индийского хребта. На этих снимках хорошо видны знаки ряби, образованной сильными придонными течениями. Рис. 4 и 5 иллюстрируют поверхность дна, покрытого фораминиферовыми илами [1].

На описании других известковых осадков — коралловых, птероподовых, ракушечных и водорослевых мы здесь не будем останавливаться, так как в 33 рейсе «Витязя» они почти не изучались.

Среди кремнистых осадков в северной половине Индийского океана наибольшее распространение имеют радиоляриевые илы. Предыдущие экспедиции отмечали их в глубоководных частях Индийско-Австралийской и Сомалийской котловин. В результате работ «Витязя» было установлено, что в Индийско-Австралийской котловине радиоляриевые илы развиты очень широко на глубинах свыше 4,7 *км* между 2—3° ю. ш. и 15—16° ю. ш., т. е. главным образом в области Экваториального противотечения и Южного пассатного течения. Эта область характеризуется подъемом вод и их сильным вертикальным перемешиванием, что обеспечивает поступление кремния из глубинных слоев водной толщи к поверхности океана. Южнее, в области распространения центральной индийской водной массы, где наблюдаются очень слабое вертикальное перемешивание и крайне низкие биомассы планктона, радиоляриевые илы на тех же глубинах отсутствуют, сменяясь красными глинами. Следует заметить, что в пределах указанной полосы радиоляриевые илы местами переходят в красные глины. На западе полоса распространения радиоляриевых илов ограничена Чагос-Лаккадивским и Центрально-Индийским хребтами.

Радиоляриевые илы представляют собой легкие пористые осадки, обогащенные скелетами радиолярий и содержащие то большую, то меньшую примесь остатков диатомей. Они отличаются от других глубоководных пелитовых осадков низким объемным весом (в поверхностном слое осадков

[1] Все фотоснимки выполнены В. А. Седельниковым.

в сухом виде от 0,4 до 0,8) и во влажном состоянии своеобразной «творожистой» консистенцией. По гранулометрическому составу — это алевритово-глинистые и глинистые илы.

Наиболее широко развиты радиоляриевые илы во влажном состоянии темно-коричневого или оранжевого цвета, находящиеся, как и красные глубоководные глины, в условиях резко окислительной среды. Весьма характерна для них неоднородная, пятнистая окраска. В ряде колонок была определена их мощность, колеблющаяся от 1,5 до более 12 *м*. Книзу они постепенно уплотняются, теряют «творожистую» консистенцию и часто приобретают своеобразный «восковидный» облик.

Другая разновидность радиоляриевых илов была впервые обнаружена в период 33 рейса «Витязя» по северо-восточной периферии Индийско-Австралийской котловины. Это во влажном состоянии черные или темно-серые осадки того же состава, структуры и консистенции, находящиеся в условиях восстановительной среды. Они были встречены на ст. 4994 и 5003 под коричневыми радиоляриевыми илами. Уплотняясь книзу, темно-серые илы также становятся «восковидными». На ст. 5003 на горизонтах 334—350 и 519—523 *см* в них были найдены «погребенные» окисленные илы, богатые гидроокислами железа и марганца. На той же станции среди радиоляриевых илов встречены тонкие прослойки вулканического пепла с градированной текстурой.

Радиоляривые илы содержат (по данным нескольких десятков анализов) от 5—10 до 30% $SiO_{2аморфн}$, т. е. относятся к слабо кремнистым осадкам.

Для радиоляриевых илов характерно низкое содержание $CaCO_3$ — от 0,20 до 10,0%. Содержание органического углерода на поверхности дна в них колеблется от 0,20 до 0,59%.

Диатомовые этмодискусовые илы впервые в Индийском океане были отмечены Кольбе (1957) по материалам шведской экспедиции на судне «Альбатрос» в нескольких колонках, взятых в районах Кокосовых и Сейшельских о-вов. В период 33 рейса «Витязя» прослойки этмодискусовых илов были встречены среди радиоляриевых илов в северо-восточной части Индийско-Австралийской котловины на ст. 5003 (на горизонте 20—50 *см*). Располагаясь в пределах восстановительной зоны осадков, они, как и вмещающие их радиоляриевые илы, окрашены в черный цвет. Черные этмодискусовые илы ранее также нигде не отмечались.

IV. Полигенные осадки

К полигенным осадкам, по предложению А. П. Лисицына, относят красные глубоководные глины (Лисицын, Живаго, 1958; Безруков и др., 1961). Красные глины широко распространены в глубоководных котловинах Индийского океана, на глубинах более 4600—4700 *м*. По внешнему виду это тонкие глинистые илы темно-коричневого или коричневого цвета, переходящие с потерей влажности в довольно плотные «крошащиеся» глины. Они состоят в основном из тончайшего терригенного и вулканогенного материала, скелетов радиолярий, остаточных продуктов от растворения планктонных фораминифер и обладают обычно повышенным содержанием гидроокислов марганца и железа (и как следствие этого — высоким объемным весом). Содержание в них $SiO_{2аморфн}$ менее 5%. При заметном увеличении количества радиолярий они переходят в радиоляриевые илы. В Индийско-Австралийской котловине, где было получено наибольшее количество проб глубоководных глин, содержание в них $CaCO_3$ колеблется от 0,20 до 10%. При дальнейшем увеличении содержания $CaCO_3$ (на глубинах менее 4600—4700 *м*) они сменяются слабоизвестковыми глинистыми осадками, переходными к фораминиферовым илам. На дне Аравийско-Индийской котловины

красные глины были встречены лишь на одной станции, где они содержали 8,98% $CaCO_3$.

В период 31 рейса «Витязя» под красными глинами и радиоляриевыми илами в нескольких колонках были встречены известковые фораминиферовые осадки; обнаружение их на глубинах 5—5,5 *км*, где в настоящее время они не отлагаются, может свидетельствовать об изменении глубины океана в недавнем геологическом прошлом (Безруков, 1961).

V. Хемогенные осадки

К группе хемогенных осадков мы относим широко распространенные на дне Индийского океана железо-марганцевые конкреции.

В пределах обследованной «Витязем» северной части океана наиболее широкое распространение железо-марганцевые конкреции имеют к югу от 5—7° ю. ш. в глубокой Индийско-Австралийской котловине и в отделенной от нее Центральным Индийским подводным хребтом восточной части Центрально-Индийской котловины (рис. 6). Как указывалось, обе эти котловины обладают резко расчлененным рельефом дна с амплитудами высот в среднем в несколько сот метров, а местами до 2—3 *км*. В сходных геоморфологических условиях конкреции были встречены в Маскаренской котловине к востоку от Мадагаскара (31 рейс).

В то же время в окраинных частях океана — на материковом склоне и на абиссальных аккумулятивных равнинах, занимающих обширные площади в Сомалийской котловине, в Аравийском море и в Бенгальском заливе, а также непосредственно к югу от последнего (до 5—7° ю. ш.) — конкреции не были обнаружены. В Аравийском море они были встречены только в наиболее глубоководной его части, близ подножия Аравийско-Индийского хребта (ст. 4848). Несколько западнее они были найдены на южном склоне этого хребта (ст. 4798). Совершенно отсутствуют конкреции и в Яванском глубоководном желобе, а также в параллельной ему Балийской впадине, на дне которых отлагаются терригенные глинистые осадки.

Таким образом, в окраинных частях океана, где происходит более интенсивное накопление осадков (терригенных и карбонатных), железо-марганцевые конкреции либо совсем отсутствуют, либо очень редко рассеяны. Как отмечалось выше, в этих частях океана граница окислительно-восстановительного раздела располагается в осадках на небольшом расстоянии от поверхности дна (от нескольких сантиметров до 50 *см*), и поэтому здесь трудно ожидать конкреций и в нижележащей толще осадков.

В пределах основной области своего распространения железомарганцевые конкреции были встречены примерно на половине станций, в интервале глубин от 3600 до почти 6000 *м*. При этом на глубинах менее 4600—4700 *м* вмещающими их осадками являются фораминиферовые илы, обычно богатые карбонатом кальция (иногда до 85—90% $CaCO_3$), а на большей глубине — совсем или почти бескарбонатные глубоководные красные глины и радиоляриевые илы.

Из общего числа 26 станций, на которых конкреции были обнаружены в двух рейсах «Витязя», на 15 станциях (58%) они залегали в фораминиферовых осадках, на 7 станциях (27%) — в красных глинах и на 4 станциях (15%) — в радиоляриевых илах. Однако эти цифры не могут характеризовать встречаемость железо-марганцевых конкреций в разных типах осадков. Отношение числа проб с конкрециями к общему количеству проб осадков различного литологического состава существенно иное. Конкреции встречены примерно в 50% проб красных глин, в 30% проб радиоляриевых илов и не более чем в 10% проб фораминиферовых осадков. Более частая встречаемость конкреций в красных глинах и радиоляриевых илах объ-

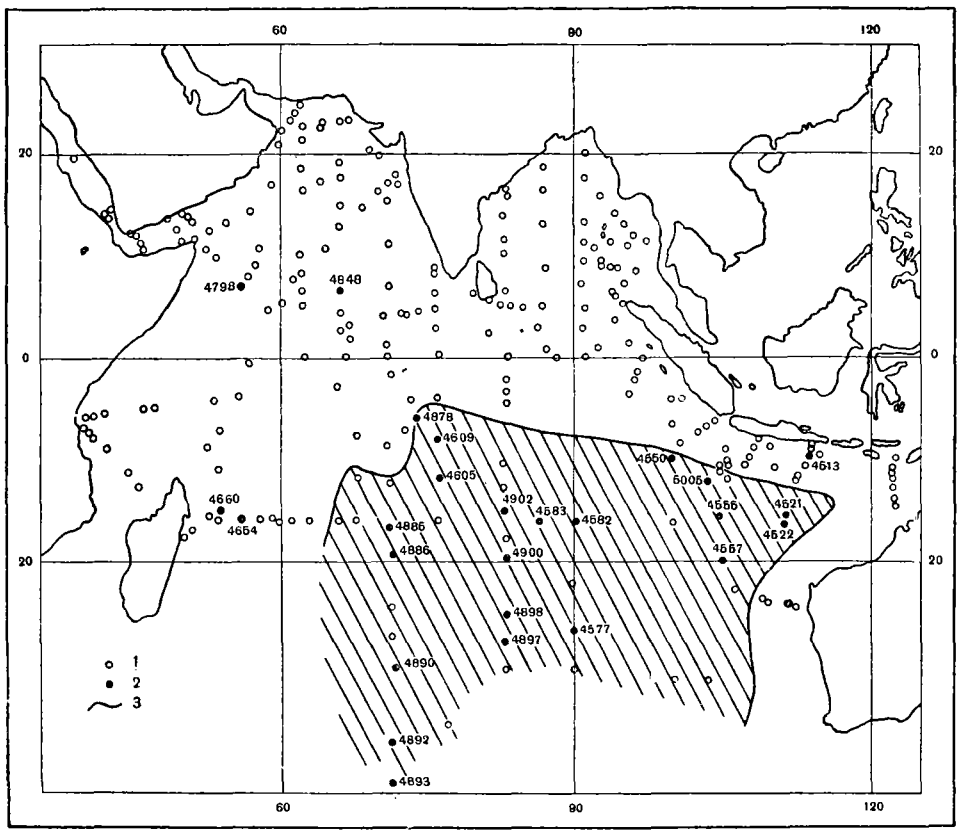


Рис. 6. Распределение железо-марганцевых конкреций

1 — геологические станции без конкреций (31 и 33 рейсы); *2* — станции с конкрециями; *3* — граница основной области распространения конкреций

ясняется тем, что эти осадки развиты только на дне глубоких котловин, главным образом в центральных частях океанов и обладают наиболее низкими темпами седиментации, благоприятствующими образованию железо-марганцевых конкреций. В фораминиферовых илах конкреции образуются только в условиях расчлененного рельефа, на поднятиях дна, где темпы осадконакопления падают. Такие условия создаются чаще на подводных хребтах, горах и холмах, главным образом в центральных частях океана, где встречаемость конкреций в пробах фораминиферовых осадков резко возрастает. В области наиболее крупных подводных хребтов — Центрально-Индийского и Аравийско-Индийского — было взято мало проб, но можно предполагать, что на многочисленных подводных горах, возвышающихся над этими хребтами, железо-марганцевые конкреции имеют также широкое, хотя и прерывистое распространение.

Железо-марганцевые конкреции со дна Индийского океана имеют с поверхности черный, а на расколе либо также черный, либо буровато-коричневый цвет. Чаще они твердые, но иногда довольно легко разламываются рукой. Размеры, форма и строение конкреций весьма разнообразны. Обычно величина конкреций колеблется от 1 до 10 *см* и в среднем составляет 2—5 *см*, но иногда попадаются конкреции до 20 *см* в диаметре. Наряду с ними в осадках нередко встречаются микроконкреции размером в несколько мил-

лиметров и меньше. По форме среди конкреций можно различить округлые, шаровидные и эллипсоидальные, желвакообразные, почковидные, лепешковидные, неправильной формы и др. Многие более крупные конкреции состоят из нескольких тесно слившихся отдельных конкреций. Помимо железо-марганцевых конкреций иногда встречаются железо-марганцевые корки и плиты, представляющие собою осадки, пропитанные гидроокислами марганца и железа. Конкреции, залегающие в карбонатных осадках, часто имеют шероховатую поверхность и включают раковины фораминифер. На расколе конкреции обычно обладают грубоконцентрической текстурой, а иногда микрослоистостью. При высыхании они нередко распадаются по радиальным трещинам.

На ряде станций тралы и дночерпатели принесли совместно с железо-марганцевыми конкрециями зубы древних акул, в том числе верхнетретичного возраста (например, *Carcharodon megalodon*). Часто зубы древних акул встречаются в ядрах конкреций. Эти находки, как и в других районах Мирового океана, свидетельствуют о том, что конкреции образуются очень медленно и что в районах их распространения современные осадки местами могут совсем отсутствовать.

Помимо зубов акул, совместно с конкрециями и в их ядрах встречаются обломки базальта и пемзы. В отдельных случаях глыбы базальта, поднятые тралом, достигали в поперечнике 40 *см*. Эти находки свидетельствуют о том, что в местах образования конкреций на дне океана, в условиях расчлененного рельефа обнажаются вулканические породы.

Интересно, что в целом ряде случаев железо-марганцевые конкреции были встречены в колонках грунтовых трубок как в поверхностном слое осадков, так и в нижележащих отложениях, иногда на глубине до 3,5 *м* от поверхности дна. Судя по тому, что грунтовые трубки имеют очень небольшой диаметр (60 *мм*), концентрация железо-марганцевых конкреций должна быть при этом весьма высокая. В пробах, взятых дночерпателем «Океан», с площадью захвата 0,25 $м^2$, конкреции залегают то почти вплотную друг к другу, в отдельных случаях занимая до 83,2% поверхности дна (ст. 4878), то разреженно. Соответственно весовые количества конкреций в поверхностном слое осадков изменяются в больших пределах — от 50 *кг* до нескольких сотен или десятков граммов на 1 $м^2$. Подобная неравномерность в распределении участков с высокими и низкими концентрациями железо-марганцевых конкреций отмечалась ранее и в Тихом океане.

Из всего сказанного выше можно сделать вывод, что в распределении осадков в исследованной области Индийского океана хорошо выражены циркумконтинентальная, климатическая и вертикальная зональности осадконакопления.

Циркумконтинентальная зональность более четко проявляется в окраинной части океана и заключается в закономерной смене состава осадков по мере удаления от суши, независимо от глубины океана. Наиболее ярким примером является зональное распространение по периферии океана терригенных осадков.

Климатическая зональность сказывается прежде всего в том, что в северной и центральной частях океана распространены различные органогенные осадки, целиком или преимущественно тяготеющие к теплым тропическим и субтропическим водам. К числу их относятся такие осадки, как коралловые, птероподовые, радиоляриевые и этмодискусовые, в основном характерные для тропической зоны и за пределы ее в настоящее время нигде не распространяющиеся. Сюда же относятся и фораминиферовые осадки, которые, хотя и имеют более широкий ареал распространения (вплоть до субарктических и субантарктических вод), преимущественно тяготеют к теплым тропическим и субтропическим районам океана. С климатическими фак-

торами связано также распределение в осадках органогенного углерода, эоловой пыли и некоторых других компонентов осадков.

Вертикальная зональность осадконакопления выражается в закономерной смене одних осадков другими по мере увеличения глубин независимо от расстояния от континентов. Особенно отчетливо она проявляется в распределении различных известковых осадков, приуроченных лишь к определенным, хотя подчас и весьма широким интервалам глубин. Кроме того, вертикальной зональности подчинено распределение радиоляриевых и этмодискусовых илов, красных глубоководных глин и в известной мере железомарганцевых конкреций. В центральных частях океана в пределах тропической зоны вертикальная зональность оказывает определяющее влияние на распространение осадков.

SUMMARY

During the 35 cruise of the r/v «Vityaz» on the 135 stations in the northern and central parts of the Indian Ocean samples of bottom sediments were taken — 118 cores (350 *m* of total length) and 118 samples of grabs On the basis of a preliminary analysis of the material obtained the following main groups and types of sediments may be distinguished:

I. Terrigenous sediments are distributed in the bordering parts of the Ocean. They were studied best of all in the region of the Java trench. These are mostly silty—clayey and clayey muds, containing hydrotroilite and in some places hydrogen sulphide already near the floor surface.

II. Volcanogenous sediments are found near the Java and Sumatra coasts. These are silts, sands and accumulations of pumice.

III. Organogenous sediments. Most widely distributed are calcareous sediments and among them foraminiferal sediments (sands, silts, silty-clayey oozes). They cover vast areas of the floor at the depths less than 4600—4700 *m* and lower are replaced by red clays and radiolarian oozes due to solution of calcareous shells of foraminiferes in cold deep waters. Siliceous organogenous sediments — radiolarian oozes — are widely spread in the northern part of the Indian-Australian basin at depths exceeding 4700 *m*.

IV. Polygenous sediments — red clays — cover with the radiolarian oozes the floor of the basins at depths exceeding 4600—4700 *m*.

V. Chemogenous sediments — ferro-manganese nodules are widely distributed among the red clays, radiolarian oozes and calcareous oozes at places of the rugged bottom topography and of the small velocity of the sedimentation.

The distribution of different types of deposits is subjected to circumcontinental, climatic and vertical zonality of the accumulation of sediments. Far from shores in the central part of the Indian Ocean the vertical zonality is of a leading importance.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 10. Морская геология, 1960.

Безруков П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. X раздел программы МГГ. Изд-во АН СССР, 1961.

Безруков П. Л. Исследования Индийского океана в 33 рейсе э/с «Витязь». Океанология, № 4, 1961а.

Безруков П. Л. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. Океанология, № 1, 1962.

Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана. Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1961.
Бордовский О. К. К химии донных отложений Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. X раздел программы МГГ. Изд-во АН СССР, 1961.
Виноградов М. Е., Воронина Н. М., Суханова И. Н. Горизонтальное распределение тропического планктона и его связь с некоторыми особенностями структуры вод открытых районов океана. Океанология, № 2, 1961.
Вулли Л., У. Р. Халдеев. Изд. вост. лит., 1961.
Иваненков В. Н., Розанов А. Г. Сероводородное заражение промежуточных слоев Аравийского моря и Бенгальского залива. Океанология, № 3, 1961.
Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. ИЛ, 1954.
Лисицын А. П. Морские геологические исследования Сов. Антаркт. эксп. Научные результаты, т. 7, 1960.
Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана. Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1961.
Лисицын А. П., Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Сообщение 2. Изв. АН СССР, серия геогр., № 3, 1958.
Лисицын А. П., Живаго А. В. Современные методы изучения геоморфологии и осадков дна морей Антарктики. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1958а.
Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л.. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана. Океанология, № 1, 1961.
Страхов Н. М. О некоторых закономерностях денудации и переноса осадочного материала на площадях гумидных климатов. Современные осадки морей и океанов. Изд-во АН СССР, 1961.
Arrhenius G. Geological record on the ocean floor. Oceanography. Amer. Assoc. Advances Sci. Publ., N 67, 1961.
Dietz R. S. Possible deep-sea turbidity current channels in the Indian ocean. Bull. Geol. Soc. America, v. 64, N 3, 1953.
Emery K. O. Sediments and water of Persian Gulf. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 40, N 10, 1956.
Heezen B. C. Dinamic processes of abissal sedimentation: erosion, transportation and redeposition on the deep-sea floor. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., v. 2, N 2, 1959.
Kolbe R. W. Diatoms from equatorial Indian ocean cores. Rept. Swedish Deep-sea Expedit., v. 9, N 1, 1957.
Kuenen Ph. H. Marine geology, 1950.
Menard H. Distribution et origine des zones plates abyssales. Colloq. internat. Centre nat. rech. scient. 5—23 mai, 1958.
Rao M. S. Distribution of calcium carbonate in the shelf sediments off east coast of India. J. Sediment. Petrol., v. 28, N 3, 1958.
Schott G. Geographie des Indischen und Stillen Ozeans. Hamburg, 1935.
Stocks. Zur Bodengestalt des Indischen Ozeans. Erdkunde, Bd. 14, H. 3, 1960.
Stubbings H. G. The marine deposits of the Arabian sea. The John Murray Expedition 1933—1934, Scient. Repts, v. III, N 2, 1939.
Wilson A. T. The Delta of the Shatt-al-Arab and proposals for dredging the bar. Geogr. J., v. 65, 1925.
Wiseman J. D. H., Bennett H. The distribution of organic carbon and nitrogen in sediments from the Arabian sea. The John Murray expedition 1933—1934, Scient. Repts, v. III, N 4, 1940.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

Е. И. Гордеев

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕСИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

В связи с решением ряда проблем современного осадкообразования в последнее время все большее значение приобретает изучение распределения и состава взвешенных частиц в океанах. Взвесь играет также большую роль при решении некоторых вопросов гео- и гидрохимии, биологической продуктивности, физических свойств морской воды и т. п. Распределение и состав взвеси в океанах тесно связаны со многими факторами: с гидродинамическими условиями, с морфологией дна океанов, особенностями развития и распределения планктона, а также физико-географическими особенностями как самих бассейнов, так и окружающих их областей суши.

Хотя объем работ по изучению взвеси в океанах значительно расширился, он еще явно недостаточен. В Индийском океане работы по изучению взвеси проводились во время четырех рейсов морской антарктической экспедиции на д/э «Обь» (1955—1959 гг.), в основном в южной части океана (Лисицын, 1959, 1960; Лисицын и Живаго, 1957, 1958), а также во время 31 рейса э/с «Витязь» (1959—1960 гг.) в северной части океана.

Сборы взвешенных частиц в Индийском океане в период 33 рейса э/с «Витязь» проводились с октября 1960 г. по апрель 1961 г., причем применялись два метода: полуавтоматическая мембранная ультрафильтрация частиц крупнее 0,7 *мк* с применением мембранных фильтров № 3 и сепарация с использованием высокопроизводительных промышленных сепараторов (Лисицын, 1956, 1960; Лисицын и Живаго, 1958).

Пробы воды для фильтрации отбирались почти на всех станциях (рис. 1) батометрами Нансена со стандартных горизонтов: 25, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 500, 1000 *м* и далее через каждую тысячу метров и из придонного слоя. Объем проб воды с поверхности достигал примерно 20 *л*, затем они профильтровывались обычно одновременно через шесть фильтров (по 2—4 *л* через каждый фильтр) и концентрация взвеси высчитывалась как среднее арифметическое. Всего за рейс было профильтровано около 4460 *л*, из которых около 3000 *л* с поверхности и 1460 *л* с глубинных горизонтов. Всего получено около 3300 фильтров со взвесью. Для получения больших количеств взвешенного вещества (порядка нескольких граммов), необходимых для проведения всесторонних физико-химических анализов, одновременно с методом фильтрации производилась сепарация поверхностной воды (с горизонта 0—5 *м*) высокопроизводительными промышленными сепараторами.

Метод сепарации имеет некую специфику, вследствие чего данные о распределении взвеси, полученные обоими методами, несколько различаются. Если методом фильтрации пробы воды брались на станциях, то сепарационные пробы отбирались непрерывно на ходу судна, на определенных отрезках пути протяженностью 300—350 миль, т. е. пробы были суммарными.

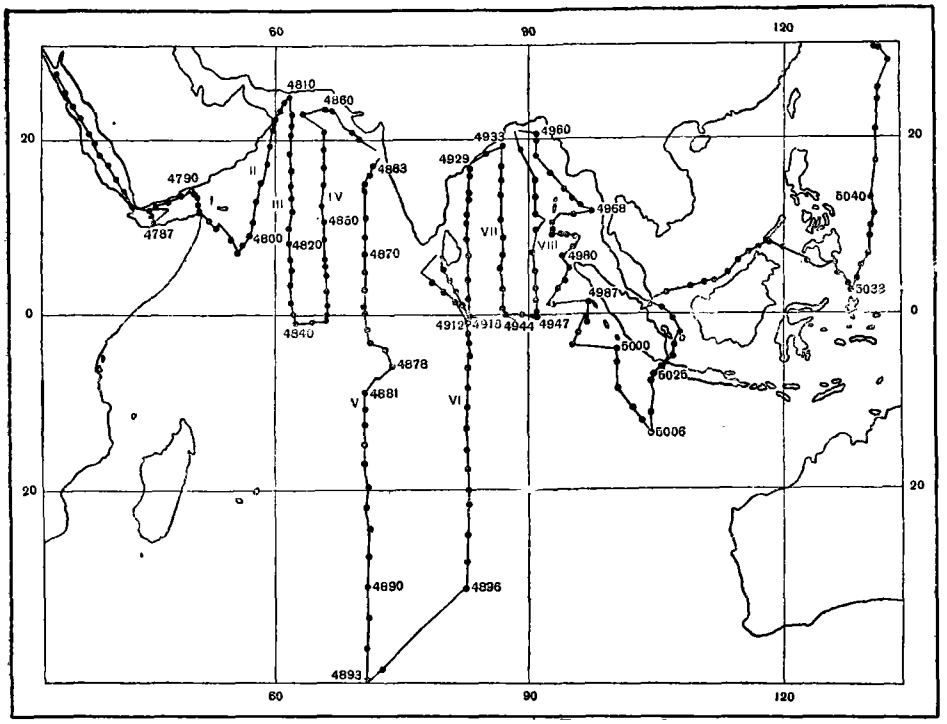


Рис. 1. Точки взятия поверхностных проб воды для мембранной ультрафильтрации
Арабскими цифрами показаны номера станций, римскими — номера разрезов

Эти различия оказывают влияние на результаты. Далее, сепараторы отделяют относительно крупные частицы в зависимости от их гидравлической крупности, тогда как на ультрафильтрах осаждаются частицы в зависимости от их геометрических размеров вплоть до относительно мелких (до 0,7 *мк*); многие из них, вероятно, не улавливаются сепараторами. Однако в общих чертах схема количественного распределения взвеси в обоих случаях оказалась сходной, но данные о концентрации взвеси, полученные методом мембранной ультрафильтрации, в несколько раз превышают данные о концентрации, полученные методом сепарации. Это получается, вероятно, в результате более полного отделения тонких частиц при ультрафильтрации.

Методом сепарации получено 66 сепарационных проб взвеси (из них 55 непосредственно в Индийском океане) из 5500 $м^3$ воды. Общий вес сухой взвеси около 710 *г*. Схема расположения проб по маршруту дана на рис. 2.

В настоящей статье рассмотрен характер количественного распределения взвешенных частиц в поверхностном слое воды Индийского океана (рис. 3 и 4). Распределение взвеси в толще воды и ее вещественный состав будут опубликованы позднее после соответствующей обработки материалов.

На рис. 3 и 4 приведены схемы количественного распределения взвеси в поверхностном слое воды, построенные по данным мембранной фильтрации и сепарации. Для основных разрезов приведены те же данные совместно с данными по количественному распределению фитопланктона в слое 0—25 *м*[1] (рис. 5).

[1] См. статью Зерновой и Иванова, наст. том, стр. 257.

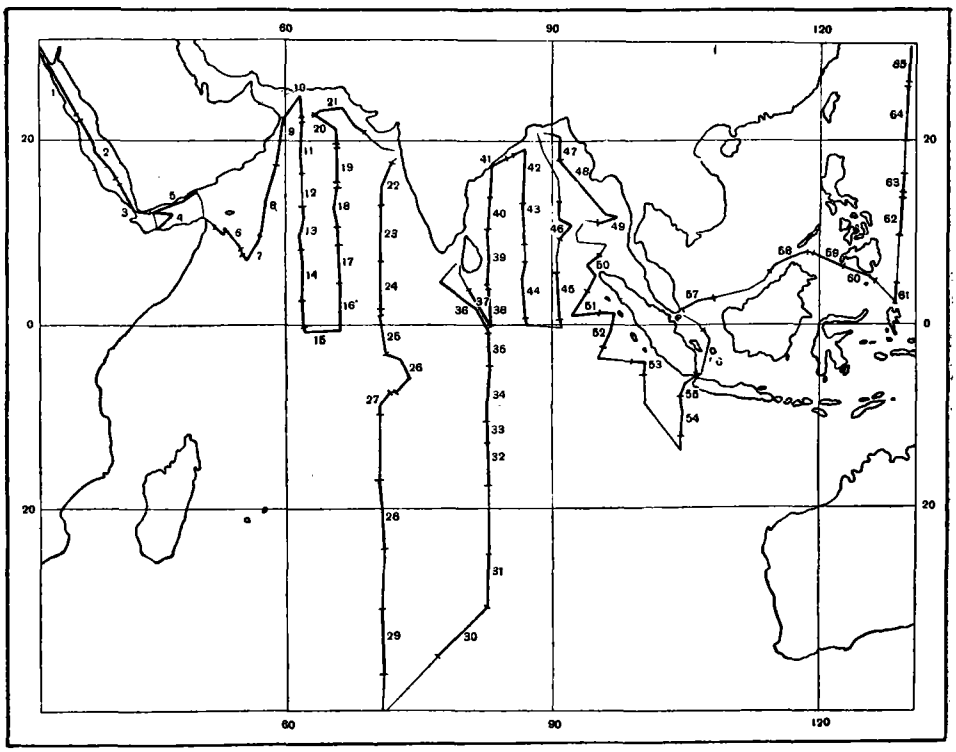


Рис. 2. Расположение проб взвеси, полученных в поверхностном слое воды методом сепарации

Длина отрезка соответствует участку получения пробы. Цифрами указаны номера проб

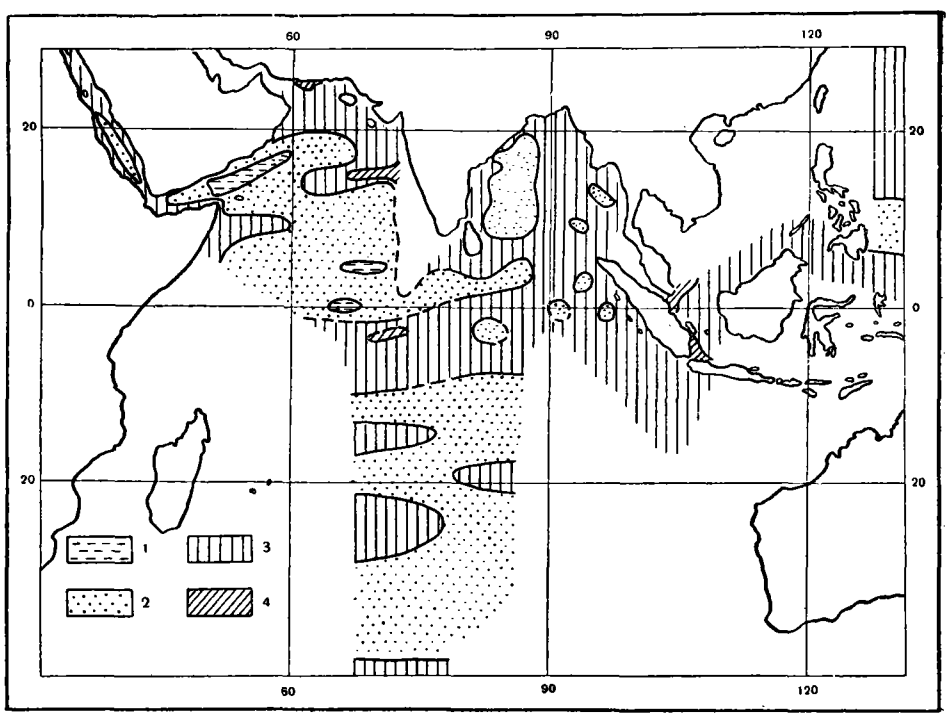


Рис. 3. Схема количественного распределения взвешенного вещества в поверхностном слое воды по данным мембранной ультрафильтрации (*г/м*^{3})

1 — менее 0,25; *2* — от 0,25 до 0,5; *3* — от 0,5 до 1,0; *4* — более 1,0

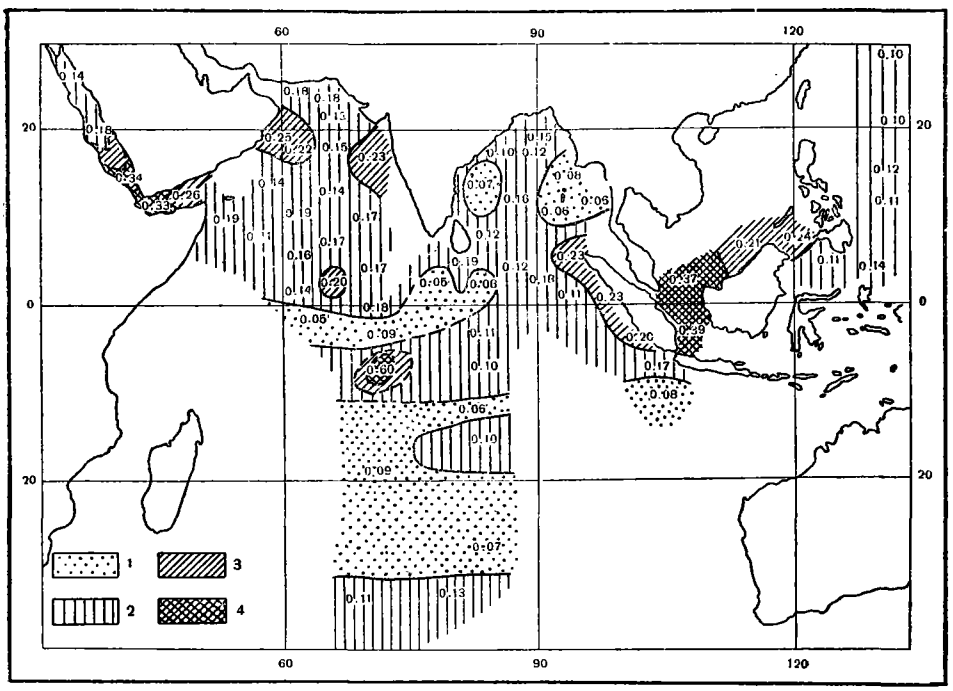


Рис. 4. Схема количественного распределения взвешенного вещества в поверхностном слое воды по данным сепарации ($г/м^3$)

1 — менее 0,1; *2* — от 0,1 до 0,2; *3* — от 0,2 до 0,3; *4* — более 0,3

Количество взвешенного вещества в поверхностных водах морей и океанов различно и в среднем колеблется от долей $г/м^3$ до 4—5 $г/м^3$. Увеличение содержания взвеси обычно происходит вблизи берегов или устьев рек, в зонах интенсивного развития планктона. В таких местах концентрация взвеси нередко достигает 10 $г/м^3$ и более. Чаще всего поверхностные воды океанов характеризуются средними значениями концентрации взвешенного вещества от 0,5 до 1,5 $г/м^3$ (Лисицын, 1961).

По данным, полученным на д/э «Обь» (1 и 2 рейсы), количество взвеси в большей части поверхностного слоя вод Индийского океана колеблется в пределах от 0,5 до 1,0 $г/м^3$, причем в некоторых точках она достигает 1,0—2,0 $г/м^3$ (в Красном море и Аденском заливе в весенний период). Максимальными показателями характеризуются приантарктические воды и воды северной части Бенгальского залива (до 4 $г/м^3$) (Лисицын, 1961).

По данным, полученным во время 31 рейса э/с «Витязь» (Богданов), концентрация взвеси в поверхностных водах северной части Индийского океана колеблется от 0,5 до 2,0 $г/м^3$ (для большей части исследованной площади 0,7—1,5 $г/м^3$).

По материалам, полученным в период 33 рейса э/с «Витязь» (см. рис. 3), который проходил осенью, зимой и весной, содержание взвеси в поверхностных водах северной части Индийского океана колеблется от 0,2 до 1,5 $г/м^3$, в основном же составляет 0,5—1 $г/см^3$. В первом приближении в исследованной части океана можно выделить две области: западную, где содержание взвеси в среднем менее 0,5 $г/м^3$, и восточную, где содержание взвеси более 0,5 $г/м^3$. Минимальным количеством взвеси (от 0,2 до 0,5 $г/м^3$) характери-

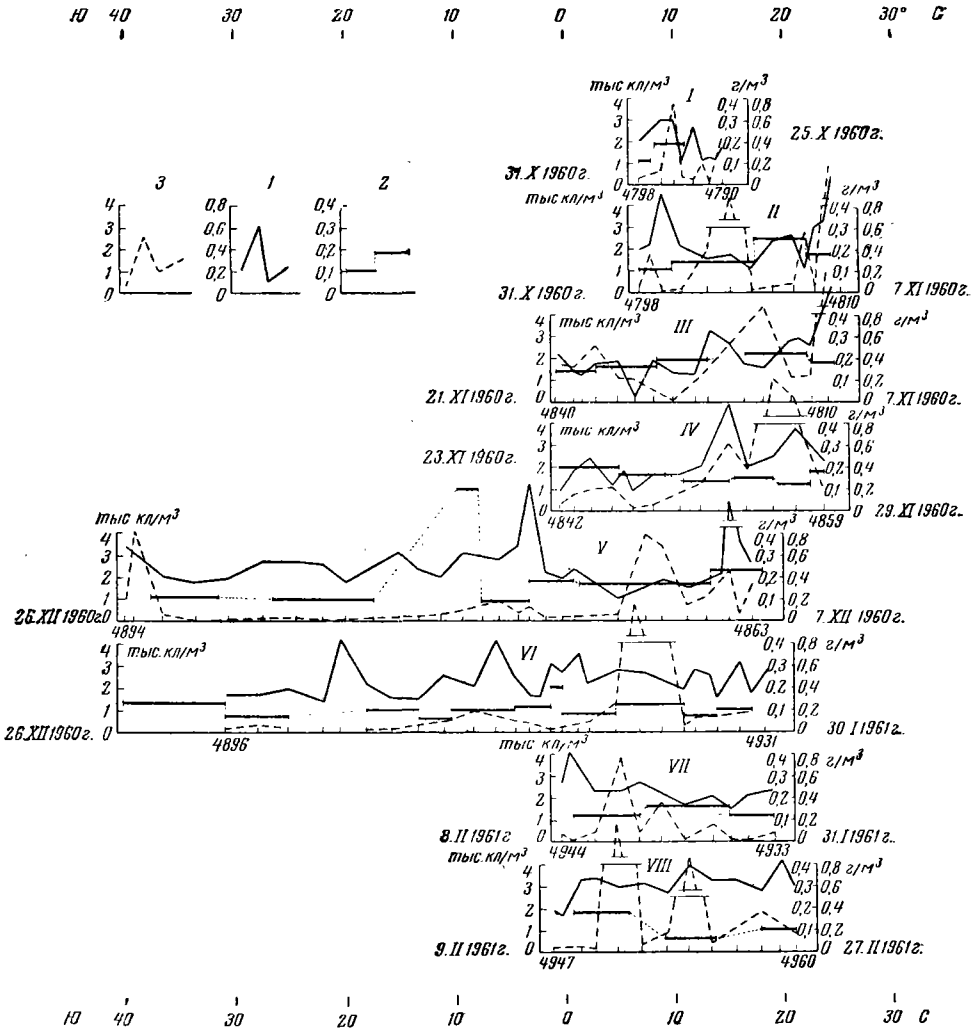


Рис. 5. Количественное распределение взвешенного вещества в поверхностном слое воды и фитопланктона в слое 0—25 *м* по разрезам

1 — концентрация взвеси (*г/м*³) по данным мембранной ультрафильтрации; *2* — концентрация взвеси (*г/м*³) по данным сепарации; *3* — концентрация фитопланктона (тыс. клеток на 1 *м*³). Римскими цифрами показаны номера разрезов. По оси абсцисс указаны номера океанографических станций и даты начала и конца разрезов. Разрезы совмещены по широтам

зуются воды, примыкающие с юга к Аравийскому морю и центральной части Индийского океана между 10 и 38° ю. ш. Воды северной части Аравийского, Красного и Андаманского морей, а также восточной части Бенгальского залива и отдельных областей центральной части Индийского океана характеризуются средней концентрацией взвеси (от 0,5 до 1 *г/м*³). В отдельных районах концентрация взвеси превышает 1 *г/м*³, а на ст. 4865, у западного побережья Индии она достигает максимального за весь рейс значения 1,6 *г/м*³.

В целом содержание взвеси в водах исследованной части Индийского океана несколько меньше, чем по данным предшествующих исследований

на д/э «Обь» (1 и 2 рейсы) и э/с «Витязь» (31 рейс). Это объясняется, вероятно, тем, что работы по сбору взвеси проводились в другое время года.

Водная взвесь представляет собой исходный материал для формирования донных отложений, и поэтому важно знать условия ее образования и количественного распределения.

По своему происхождению взвесь бывает нескольких типов: терригенная, биогенная, хемогенная, вулканогенная и космогенная (Лисицын, 1961). Практически взвесь представляет суммарный продукт всех указанных типов, но для отдельных районов океана, в зависимости от особенностей физико-географических условий, можно выявить определяющее влияние того или иного типа взвеси.

По особенностям распределения взвеси в исследованной части Индийского океана можно выделить следующие районы: 1) Красное море и Аденский залив, 2) Аравийское море, 3) Бенгальский залив и Андаманское море, 4) центральная часть Индийского океана (см. рис. 3—5).

§ 1. КРАСНОЕ МОРЕ И АДЕНСКИЙ ЗАЛИВ

Красное море и Аденский залив представляют собой небольшие по площади водные бассейны, расположенные в аридной климатической зоне. Этим и определяются особенности формирования в них взвеси, которое происходит за счет поступления терригенного материала в результате эолового переноса и волновой абразии берегов и за счет биологической активности вод.

В осенний период (октябрь) по данным мембранной фильтрации (см. рис. 3, 5) в центральной части Красного моря выделяется небольшая область с содержанием взвеси, несколько меньшим 0,5 *г/м*^{3} (в среднем около 0,35 *г/м*^{3}), тогда как в северной части моря и в районе, прилегающем к Баб-эль-Мандебскому проливу, концентрация взвеси увеличивается до 0,8 *г/м*^{3}. В центральной части Аденского залива по мере удаления в сторону Аравийского моря количество взвеси опять уменьшается до 0,22—0,26 *г/м*^{3} и лишь в южной прибрежной части превышает 0,5 *г/м*^{3}.

Сходная картина наблюдается в распределении взвеси по данным сепарации (см. рис. 4, 5). В центральной части Красного моря концентрация взвеси составляет 0,18 *г/м*^{3}, причем в районе Баб-эль-Мандебского пролива она возрастает до 0,34 *г/м*^{3}, а далее на восток снова падает до 0,26 *г/м*^{3}.

Количество фитопланктона в Аденском заливе достигает в прибрежных частях 2000 клеток на 1 *м*^{3}. Он представлен в основном синезелеными, перидиневыми и диатомовыми водорослями. Синезеленые и перидиневые водоросли не имеют стойких скелетных образований и поэтому мало влияют на величину концентрации взвеси, так как при высушивании дают незначительный вес (по сравнению с диатомовыми, обладающими массивным скелетом). В общей массе фитопланктона диатомовые составляют значительную часть— около 30—40%.

Таким образом, количество взвеси в водах Красного моря и Аденского залива зависит от поступления терригенного материала из прибрежной зоны в результате волновой абразии и эолового переноса из окружающих пустынь и поступления биогенного материала за счет значительного развития фитопланктона.

По данным, полученным весной 1956 и 1957 гг. (Лисицын, 1961), концентрация взвеси в Красном море и Аденском заливе составляет более 1 *г/м*^{3}, тогда как по нашим данным она в среднем составляет несколько более 0,5 *г/м*^{3}. Это, вероятно, связано со значительными сезонными изменениями в развитии фитопланктона.

§ 2. АРАВИЙСКОЕ МОРЕ

Сбор взвеси в Аравийском море производился в осеннее время (ноябрь и начало декабря). Этот период для данного района в климатическом отношении является переходным, так как летний юго-западный муссон сменяется зимним северо-восточным, что влечет за собой коренное изменение гидродинамической обстановки.

По условиям поступления осадочного материала Аравийское море значительно отличается от Красного. Если его западная часть не имеет жидкого стока с суши (так же как и Красное море), то в северную и восточную части впадает большое число рек, несущих огромное количество терригенного материала. Крупнейшей из них является р. Инд с твердым стоком около 400 млн. *т* (Страхов, 1960). Это в значительной мере и определяет распределение взвешенного вещества в поверхностном слое Аравийского моря, где можно выделить две области: северную и северо-восточную, более богатую взвешенным веществом, где содержание его достигает более 0,5 *г/м*^{3}, и южную часть с содержанием менее 0,5 *г/м*^{3} (см. рис. 3, 5).

По данным фильтрации количество взвеси в северной части Аравийского моря в среднем составляет 0,5—0,7 *г/м*^{3}. В восточной части моря зона повышенного содержания взвеси образует вытянутый в западном направлении язык. Здесь концентрация взвеси достигает 1—1,6 *г/м*^{3} (ст. 4852 и 4865). В западной части моря выделяется район исключительно чистых вод с содержанием взвеси 0,20—0,25 *г/м*^{3}. Южная часть моря характеризуется средними значениями концентраций 0,3—0,4 *г/м*^{3}.

Менее отчетливая картина распределения взвеси получается при анализе данных сепарации (см. рис. 4). Центральная часть моря характеризуется средними значениями концентраций 0,14—0,17 *г/м*^{3}. В восточной части моря, как и по методу фильтрации, выявляется язык повышенного содержания взвеси (0,23 *г/м*^{3} в пробе 22). В районе, примыкающем к восточной оконечности Аравийского п-ва, наблюдается увеличение содержания взвеси до 0,25 *г/м*^{3} (проба 9), не отмеченное методом фильтрации. В области, прилегающей непосредственно к авандельте р. Инд, концентрация взвеси составляет 0,18 *г/м*^{3}, т. е. не на много выше, чем в центральной части моря.

Количество взвеси в Аравийском море в некоторой степени зависит и от количества фитопланктона. Эта зависимость представлена на рис. 5 по разрезам, пересекающим Аравийское море в его северной части севернее 10—8° с. ш. (разрезы II, III, IV, V). Аравийское море характеризуется относительно высоким уровнем развития фитопланктона от 1000 до 4000 клеток на 1 *м*^{3}, причем в прибрежных северных районах он достигает 12000 клеток на 1 *м*^{3} (ст. 4810 и 4854). Следует отметить, что не во всех точках экстремальные значения количества взвеси и фитопланктона соответствуют друг другу (ст. 4803, 4805, 4806, 4814). Это объясняется двумя причинами: во-первых, основную массу взвешенного вещества составляет минеральная компонента, а биогенная имеет подчиненное значение и, во-вторых, это зависит и от состава фитопланктона, так как такие организмы, как диатомовые водоросли, имеющие жесткие створки, оказывают в весовом отношении несравненно большее влияние при учете количественного распределения взвеси, чем перидиневые или синезеленые водоросли. Фитопланктон Аравийского моря состоит в основном из перидиневых, синезеленых и диатомовых водорослей, причем в количественном отношении диатомовые составляют около 15%. Кроме этого, концентрация фитопланктона определялась как средняя для слоя 0—25 *м*, а концентрация взвеси рассчитывалась только для поверхностного слоя воды, что также могло привести к некоторым несоответствиям. В районах исключительно чистых вод (в западной и центральной частях моря) количество фитопланктона наименьшее и составляет 100—300 клеток на 1 *м*^{3}.

Сходная картина наблюдается и в распределении первичной продукции[1]. Для северных прибрежных районов она превышает 1 *мг* С/*м*^{3}, а для южных менее 1 *мг* С/*м*^{3} в день.

Данные по прозрачности поверхностных вод Аравийского моря, полученные гидрооптическим отрядом, обработаны лишь для станций, расположенных в северной части (ст. 4851—4862). Прозрачность вод здесь довольно низкая, что также говорит о значительном содержании взвеси.

Таким образом, содержание взвеси в поверхностных водах Аравийского моря зависит от двух факторов — от привноса терригенного материала речными водами, особенно водами р. Инд, и от сравнительно высокого уровня развития фитопланктона, причем определяющим является первый фактор. Кроме этого, своеобразие распределения взвеси в Аравийском море зависит от его гидрологического режима. В северной части Аравийского моря в период исследований происходила антициклональная циркуляция поверхностных вод, а в южной — циклональная. В результате их взаимодействия произошло внедрение в центральную часть моря обогащенных взвесью прибрежных вод. Такого рода циркуляция вод также препятствует проникновению с севера взвешенных частиц в западную часть моря и здесь образуется зона очень чистых вод.

§ 3. БЕНГАЛЬСКИЙ ЗАЛИВ И АНДАМАНСКОЕ МОРЕ

Рассматриваемый район обследовался зимой (конец января — февраль). Физико-географическое положение этой области Индийского океана позволяет говорить о благоприятных условиях для обильного накопления терригенного взвешенного материала за счет эрозионной деятельности большого числа рек. Основным поставщиком осадочного материала является р. Ганг (твердый сток 1800 млн. *т*) для Бенгальского залива и р. Иравади (твердый сток 400 млн. *т*) для Андаманского моря (Страхов, 1960).

Работы по сбору взвеси проводились в Бенгальском заливе в конце января — в феврале, а в Андаманском море — в начале марта. По гидрологическим данным в этот период для западной части Бенгальского залива характерно наличие антициклональной циркуляции вод.

По данным фильтрации (см. рис. 3, 5) в Бенгальском заливе на фоне общего повышенного содержания взвеси (0,6—0,8 *г*/*м*^{3}) в западной части выделяется замкнутая область с концентрацией взвеси несколько менее 0,5 *г*/*м*^{3} (0,3—0,5 *г*/*м*^{3}). Она образовалась в результате антициклонального круговорота вод, который препятствует проникновению обогащенных взвесью вод из авандельты р. Ганг. В результате взвесь, поставляемая р. Ганг, концентрируется в северо-восточной и восточной частях залива.

По данным сепарации наблюдается сходная картина (см. рис. 4, 5). В западной части залива также выделяется область с незначительным содержанием взвеси — 0,07—0,10 *г*/*м*^{3} (пробы 39, 40), тогда как на остальной площади ее количество равно 0,12—0,18 *г*/*м*^{3}.

Уровень развития фитопланктона в Бенгальском заливе в слое 0—25 *м* чрезвычайно низок и составляет в среднем 100—300 клеток на 1 *м*^{3} и лишь в приустьевой части р. Ганг количество фитопланктона увеличивается до 2000 клеток на 1 *м*^{3}, а в двух точках между о-вами Цейлон и Суматра достигает 22 тыс. клеток на 1 *м*^{3} (см. рис. 5, северные части разрезов VI—VIII). В общем в Бенгальском заливе количество фитопланктона значительно меньше, чем в Аравийском море.

Первичная продукция здесь также низкая (менее 0,5 *мг* С/*м*^{3} в день).

[1] См. статью Кабановой, наст. том, стр. 85.

Зона пониженного содержания взвеси в Бенгальском заливе хорошо фиксируется и по гидрооптическим данным. Так, поверхностные воды в районе ст. 4926—4930 и 4934—4936 отличаются большой прозрачностью, тогда как на остальной акватории прозрачность воды средняя, но меньшая, чем в Аравийском море.

По характеру распределения взвешенного вещества Бенгальский залив представляет собой своеобразнейший бассейн Мирового океана. Биогенный материал здесь не играет существенной роли и основным фактором, определяющим содержание взвеси, является вынос терригенного материала водами речной системы р. Ганг. Следует отметить, что по нашим данным при приближении к устью р. Ганг резкого возрастания концентрации взвеси (как и в авандельте р. Инд) не наблюдается, тогда как по данным 2 рейса д/э «Обь» содержание взвеси заметно возрастает от 0,5—1,0 *г/м*^{3} в центральной части залива до 2—4 *г/м*^{3} в приустьевой (Лисицын, 1961). Это связано с тем, что работы по сбору взвеси во время рейса д/э «Обь» проводились весной (май), когда твердый сток р. Ганг увеличивается. Во время проведения работ в период 33 рейса э/с «Витязь» (зима) твердый сток р. Ганг (и р. Инд) минимален.

По данным фильтрации Андаманское море характеризуется примерно такими же концентрациями взвеси, что и смежные районы Бенгальского залива (0,5—0,8 *г/м*^{3}), за исключением двух локальных пятен в центральной части моря, где ее содержание несколько ниже — 0,5 *г/м*^{3} (0,42—0,46 *г/м*^{3}).

По данным сепарации количество взвеси в Андаманском море довольно низкое — 0,06—0,08 *г/м*^{3}. Кроме терригенного материала, поставляемого р. Иравади, в Андаманском море отмечается довольно интенсивное развитие фитопланктона — 5—6 тыс. клеток на 1 *м*^{3} и более, а первичная продукция достигает 2 *мг* С/*м*^{3} в день и выше. Значительное увеличение количества фитопланктона происходит за счет массового развития синезеленых водорослей, которые составляют 80—90% от числа всех клеток.

Хотя по сравнению с Бенгальским заливом, фитопланктона здесь значительно больше, однако он незначительно влияет на увеличение концентрации взвеси, так как сухой остаток синезеленых водорослей в весовом отношении очень мал.

§ 4. ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Этот район изучен менее детально, чем предыдущие, ибо центральная часть океана пересечена в декабре и январе всего лишь двумя меридиональными разрезами по 71 и 83° в. д. (разрезы V и VI). Западная часть акватории охвачена южными окончаниями разрезов I—IV, а восточная — разрезами VII и VIII. В поверхностных водах здесь наблюдается довольно сложная гидродинамическая обстановка. Вдоль восточного побережья Африки проходит еще довольно сильное в этот период (конец октября) Сомалийское течение, направленное на северо-восток (зимой оно под действием зимнего муссона имеет обратное направление). В районе экватора действует Экваториальное противотечение, направленное с запада на восток, а южнее экватора — Южное пассатное течение обратного направления (Овчинников, 1961). Южная часть разреза V находится уже в субантарктических водах (в зоне конвергенции).

По данным фильтрации воды западной части исследованного района содержат взвеси 0,25—0,5 *г/м*^{3}, за исключением нескольких точек, где концентрация несколько меньше — 0,25 *г/м*^{3} (см. рис. 3,5). У восточного побережья Африки выделяется язык с большей концентрацией взвеси (0,6—0,9 *г/м*^{3}), образовавшийся в результате приноса осадочного материала из прибрежных вод Сомалийским течением.

По данным сепарации количество взвеси в этом районе составляет 0,14—0,17 *г/м*^{3}, но язык, образованный Сомалийским течением, выделяется менее отчетливо (0,19 *г/м*^{3}).

Количество фитопланктона здесь колеблется в пределах 500—100 клеток на 1 *м*^{3} и увеличивается в водах Сомалийского течения до 4000 клеток на 1 *м*^{3}.

По данным фильтрации южнее о-ва Цейлон отчетливо выделяется язык довольно чистых вод с содержанием взвеси менее 0,5 *г/м*^{3} (0,3—0,45 *г/м*^{3}), а по данным сепарации — менее 0,1 *г/м*^{3} (0,05—0,09 *г/м*^{3}). Этот язык образовался в результате приноса Экваториальным противотечением вод западной части Индийского океана, относительно обедненных взвесью.

Южнее экватора и до 8—10° ю. ш. в центральной части выделяется экваториальная зона повышенного содержания взвеси, вытянутая в широтном направлении. На востоке она смыкается с обогащенными взвесью водами Бенгальского залива и прослеживается на юго-восток до о-ва Ява. Количество взвеси в центральной части этой зоны (разрезы V, VI, см. рис. 3—5) более 0,5 *г/м*^{3} (в среднем 0,6—0,7 *г/м*^{3}), а севернее архипелага Чагос (ст. 4876) достигает 1,28 *г/м*^{3}. На западе эта зона хорошо коррелируется с полосой большей концентрации взвеси в районе Сейшельских о-вов, отмеченной во время 1 рейса д/э «Обь»; содержание взвеси там в весенний период составляло более 1,0 *г/м*^{3} (Лисицын, 1960).

Экваториальная зона повышенного содержания взвеси хорошо выделяется и по данным сепарации, которые дают значения несколько выше 0,1 *г/м*^{3}, а в прибрежных водах о-ва Диего-Гарсия концентрация взвеси достигает максимального значения — 0,6 *г/м*^{3} (проба 27), по-видимому, в основном за счет сноса берегового терригенного материала.

Эта зона характеризуется несколько более значительным развитием фитопланктона (преобладают диатомовые) — 700—900 клеток на 1 *м*^{3}, чем районы к северу и к югу от нее, содержащие около 200 клеток на 1 *м*^{3}. Более отчетливо экваториальная зона была выявлена в это же время года во время 31 рейса э/с «Витязь»; ее образование объясняется интенсивным развитием планктона в области смешения вод Экваториального противотечения и Южного пассатного течения (Богоров и Виноградов, 1961).

Восточнее разреза VI выделяются отдельные пятна с содержанием взвеси несколько ниже 0,5 *г/м*^{3} (0,35—0,45 *г/м*^{3}), что связано, вероятно, с соответствующим развитием планктона. В районе о-вов Суматра и Ява количество взвеси несколько увеличивается, достигая по данным фильтрации 0,7—0,9 *г/м*^{3}, а по данным сепарации 0,20—0,23 *г/м*^{3}. Повышенная концентрация взвеси вызвана здесь более интенсивным поступлением терригенного материала из прибрежной зоны.

Сравнение количества взвеси и фитопланктона в районе с высоким содержанием с другими районами экваториальной зоны (см. рис. 5) заставляет сомневаться в том, что это увеличение вызвано только более интенсивным развитием фитопланктона. Вероятно, Южное пассатное течение несет из восточной части океана в центральную также значительное количество терригенного материала. Большое содержание взвеси ведет к увеличению скорости осадконакопления в этой части Индийского океана.

В области между 10 и 35—40° ю. ш. можно выделить субтропическую зону с содержанием взвеси несколько ниже 0,5 *г/м*^{3}. Концентрация взвеси здесь в среднем составляет 0,3—0,4 *г/м*^{3}, за исключением отдельных пятен, где ее количество достигает 0,55—0,60 *г/м*^{3}. По данным сепарации количество взвеси также незначительно (0,06—0,09 *г/м*^{3}). Эта область характеризуется исключительно низким уровнем развития фитопланктона (преобладают перидиневые водоросли) — 0—300 клеток на 1 *м*^{3} и небольшой первичной продукцией — порядка 0,2 *мг* C/*м*^{3} в день. Так как здесь из-за удален-

ности от материков отсутствует терригенный снос, а количество планктона очень мало, то количество взвешенного вещества в субтропической зоне (0,3—0,4 *г/м*³) можно принять за постоянный фон концентрации взвеси для всего Индийского океана, на который накладываются дополнительные составляющие в каждом районе океана, зависящие от местных физико-географических условий.

К югу от 38° ю. ш. содержание взвеси по данным фильтрации увеличивается до 0,7 *г/м*³, что связано с увеличением количества фитопланктона (в основном диатомовых) до 4000 клеток на 1 *м*³; соответственно первичная продукция здесь также значительно больше (до 1 *мг* С/*м*³ в день). Эта область, вероятно, является северной частью субантарктической зоны повышенного содержания взвеси. По данным сепарации северная граница этой зоны расположена несколько севернее (около 30° ю. ш.) и концентрация здесь составляет 0,11 —0,13 *г/м*³.

Попутные исследования распределения взвеси в поверхностном слое воды в весенний период (апрель) проводились также в морях Малайского архипелага и на разрезе по 130° в. д. в западной части Тихого океана от Целебесского моря до пролива Токара (см. рис. 3, 4).

Содержание взвеси в морях Малайского архипелага по данным фильтрации колеблется от 0,5 до 1,0 *г/м*³ и лишь в нескольких прибрежных точках оно превышает 1,0 *г/м*³ (1,07 —1,44 *г/м*³). По данным сепарации наблюдается большая дифференциация в концентрации взвеси: в западной части Яванского и в южной части Южно-Китайского морей ее содержание равно 0,37—0,39 *г/м*³, в восточной части Южно-Китайского моря и в море Сулу оно уменьшается до 0,21—0,24 *г/м*³, а в Целебесском море —до 0,11 *г/м*³. Общее увеличение содержания взвеси в этих морях вызвано, вероятно, двумя причинами: во-первых, увеличением концентрации терригенного материала, что связано с близостью и большой изрезанностью берегов, а также с малыми глубинами морей (глубина Южно-Китайского и Яванского морей не превышает 100 *м*) и, во-вторых, более интенсивным развитием фитопланктона в богатых органическими веществами водах.

Западная часть Тихого океана характеризуется по данным фильтрации примерно сходной концентрацией взвеси —0,5—1,0 *г/м*³, за исключением района между 6—13° ю. ш., где содержание взвеси несколько ниже — 0,5 *г/м*³ (0,42—0,47 *г/м*³). Уменьшение содержания взвеси здесь вызвано приносом Северным пассатным течением довольно чистой воды из центральной части Тихого океана. Содержание взвеси по данным сепарации составляет в этой части океана 0,10—0,12 *г/м*³ и лишь в самой южной части разреза оно несколько больше (до 0,14 *г/м*³).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Содержание взвешенного вещества в поверхностных водах Индийского океана осенью, зимой и весной неодинаково и колеблется в среднем в пределах 0,3—1,0 *г/м*³; лишь в некоторых точках оно несколько превышает 1,0 *г/м*³. По количеству взвеси в Индийском океане можно выделить несколько районов с повышенным содержанием взвеси — более 0,5 *г/м*³ (Красное море и Аденский залив, северная части Аравийского моря, Андаманское море и большая часть Бенгальского залива, экваториальная, субантарктическая зона, западная и восточная части центральной части Индийского океана) и с пониженным — менее 0,5 *г/м*³ (южная и западная части Аравийского моря, западная часть Бенгальского залива и большая часть центральных областей Индийского океана). Минимальное содержание взвеси (около 0,2 *г/м*³) обнаружено в западной, а максимальное (1,6 *г/м*³) в восточной части Аравийского моря.

Количественное содержание взвеси зависит в основном от двух факторов: количества поступающего терригенного материала и уровня развития фитопланктона. Для Бенгальского залива и северной части Аравийского моря решающим фактором, влияющим на содержание и распределение взвеси, является поступление огромного количества терригенного материала. На распределение и состав взвеси в остальных районах океана влияет не только терригенный, но и биогенный материал.

Распределение взвеси в значительной степени зависит также от гидродинамического режима вод. В зависимости от направления движения вод может происходить либо обогащение взвесью некоторых районов (язык в восточной части Аравийского моря), либо обеднение их (западная часть Бенгальского залива, район южнее о-ва Цейлон). С другой стороны, от гидродинамических условий (зоны перемешивания и подъема вод) зависит уровень развития планктона, а следовательно, и величина концентрации взвеси (зона субантарктических вод и др.).

SUMMARY

The investigation of the suspended matter of water of the Indian Ocean made during the 33 cruise of the r/v «Vityaz» (from October 1960 to April 1961). The concentration of the suspended matter in the surface layer of water was irregular and has a range from 0,3 g/m^3 to 1,0 g/m^3. The concentration and the distribution of the suspended matter depends on the whole on the entrance of terrigenous material, on the plankton productivity and on hydrodynamical conditions. There are areas with the concentration less than 0,5 g/m^3 (the central parts of the Indian Ocean) and more than 0,5 g/m^3 (the Red Sea, the Andaman Sea, the Bay of Bengal, the northern part of the Arabian Sea, the Equatorial region and the region located to the south from 38,5).

ЛИТЕРАТУРА

Богданов Ю. А. Количественное распределение взвешенного вещества в северной части Индийского океана (в печати).

Богоров В. Г. К проблеме биогеографического районирования океана. Вопросы географии, вып. 48, 1960.

Богоров В. Г. Проблема зональности Мирового океана. В сб.: «Советская география». М., 1960.

Богоров В. Г., Виноградов М. Е. Некоторые черты распределения биомассы планктона в поверхностных водах Индийского океана зимой 1959—1960 гг. В сб.: «Океанологические исследования» № 4, 1961.

Лисицын А. П. Методы сбора и исследования водной взвеси для геологических целей. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 19, 1956.

Лисицын А. П. Новые данные о распределении и составе взвешенных веществ в морях и океанах в связи с вопросами геологии. Докл. АН СССР, т. 126, № 4, 1959.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвеси в водах Индийского океана. В сб.:«Океанологические исследования», № 2, Изд-во АН СССР, 1960.

Лисицын А. П. Распределение и состав взвешенного материала в морях и океанах. В сб.: «Современное осадкообразование в морях и океанах». М., 1961.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Новые данные о рельефе дна и осадков морей Восточной Антарктики. Изв. АН СССР, серия геогр., № 1, 1957.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Изв. АН СССР, серия геогр. № 2, 1958; № 3, 1958.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Современные методы изучения геоморфологии и осадков дна морей Антарктики. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6, 1958а.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Морские геологические работы. Описание экспедиции на д/э «Обь» 1955—1956 гг. Труды Комплексной антаркт. эксп. АН СССР, 1958б.

Овчинников И. М. Циркуляция вод северной части Индийского океана в период зимнего муссона. В сб.: «Океанографические исследования», № 4, 1961.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. М., 1960.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

Ю. П. Непрочнов

СТРОЕНИЕ И МОЩНОСТЬ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ АРАВИЙСКОГО МОРЯ, БЕНГАЛЬСКОГО ЗАЛИВА И АНДАМАНСКОГО МОРЯ

Судя по опубликованным данным, первые сейсмические исследования в Индийском океане относятся к 1950—1953 гг., когда во время экспедиции английского океанографического судна «Челленджер» (Gaskell и др., 1958) было отработано методом преломленных волн шесть профилей; пять из них расположены к югу от Бенгальского залива, а один — вблизи Сейшельских о-вов. В период МГГ исследовательским судном Колумбийского университета «Вима» выполнены магнитные и сейсмические измерения в Аденском заливе (Nafe и др., 1959).

Во время 31 рейса э/с «Витязь» (ноябрь 1959 г.—апрель 1960 г.) были проведены сейсмические работы методом отраженных волн в юго-западной части Яванского желоба и на материковом склоне Африки в районе о-ва Занзибар (Ковылин, 1961).

Во время 33 рейса э/с «Витязь» (октябрь 1960 г.— апрель 1961 г.) были выполнены сейсмические исследования методами отраженных и преломленных волн в северной части Индийского океана. Кроме автора настоящей статьи, в этих работах принимали участие Н. А. Глебов и И. И. Чепурин. Наблюдения методом отраженных волн производились почти на всех станциях по маршруту судна. Методом преломленных волн отработано три профиля: в южной части котловины Аравийского моря, в Индийско-Австралийской котловине и в Яванском желобе (Непрочнов, 1961, 1962).

Здесь будут описаны результаты исследований в Аравийском море, Бенгальском заливе и Андаманском море.

§ 1. АППАРАТУРА И МЕТОДИКА РАБОТ

Основной объем наблюдений методом отраженных волн был выполнен с помощью пьезосейсмографной косы, аналогичной той, которая применялась во время 30, 31 и 32 рейсов «Витязя» (Зверев и др., 1960; Ковылин, 1961). На большинстве станций работы велись с 4-канальной пьезокосой; расстояние между приемниками было равно 100 *м*, глубина погружения приемников 15 *м*. Сокращение количества каналов до четырех оказалось целесообразным, так как это значительно уменьшало продолжительность работ на каждой станции и почти не влияло на качество материалов по сравнению с ранее применявшейся 6- или 8-канальной пьезокосой.

На глубине 1,2 *м* взрывались заряды тротила весом 4 *кг*. При наличии сильных помех, вызываемых волнением моря или дрейфом, вес заряда увеличивался до 5—6 *кг*. На первом этапе взрывы делались на расстоянии 50 *м* от судна с помощью специальной взрывной магистрали. В дальнейшем

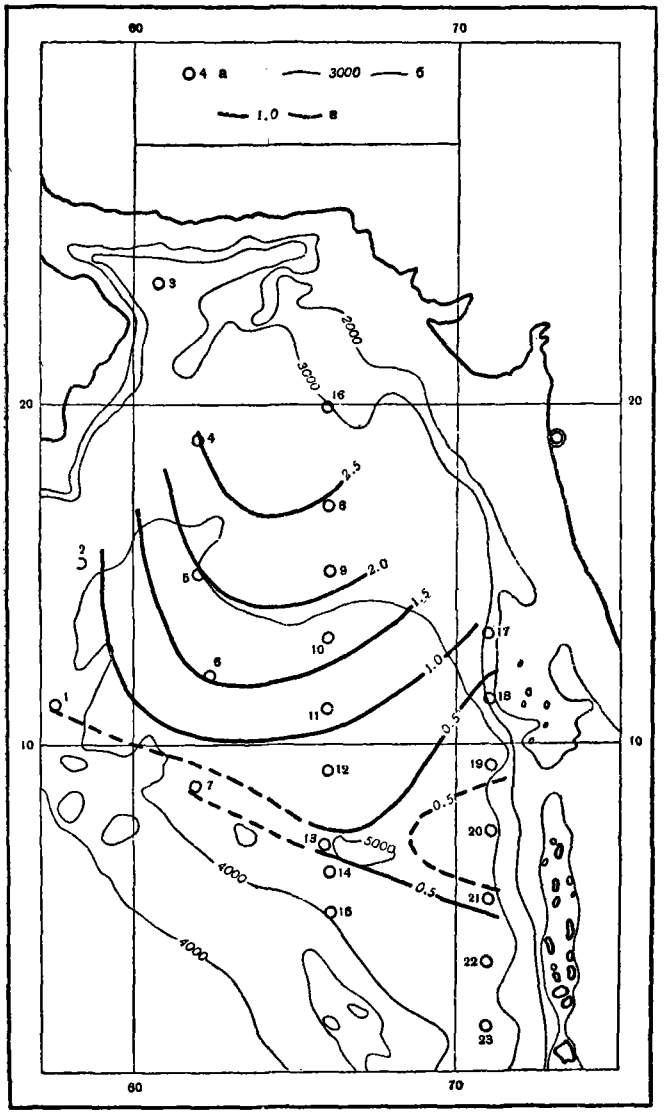


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций и карта мощностей малоуплотненных осадков Аравийской котловины

а — сейсмические станции; *б* — изобаты (*м*); *в* — линии равных мощностей (*км*)

заряд стал спускаться на конце косы, на расстоянии 20 *м* от последнего гидрофона, а в качестве взрывной магистрали использовались два провода косы. Это значительно упростило взрывные операции и сократило затраты времени. При наличии ветрового дрейфа наблюдения с такой пьезокосой производились одновременно со стандартными работами левого борта (гидрологические, планктонные, ихтиологические) без дополнительных затрат времени. В штилевую погоду потребовалось дополнительно 10—15 *мин* для вытравливания пьезокосы при движении судна по инерции перед началом станции. Работы с 4-канальной пьезокосой на станции (включая вытравливание и выборку косы) обычно занимали 30—40 *мин*. Наблюдения

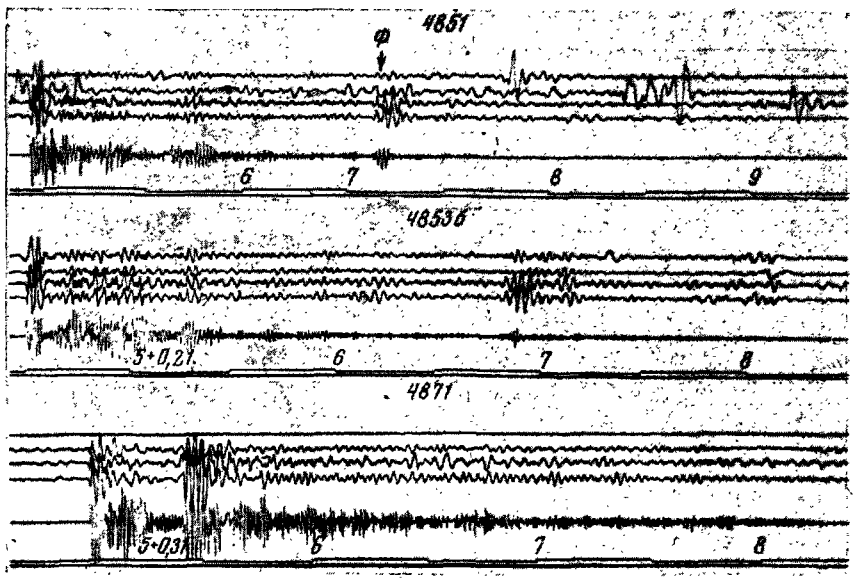


Рис. 2. Характерные сейсмограммы для Аравийского моря

Ф — отражение от подошвы осадков

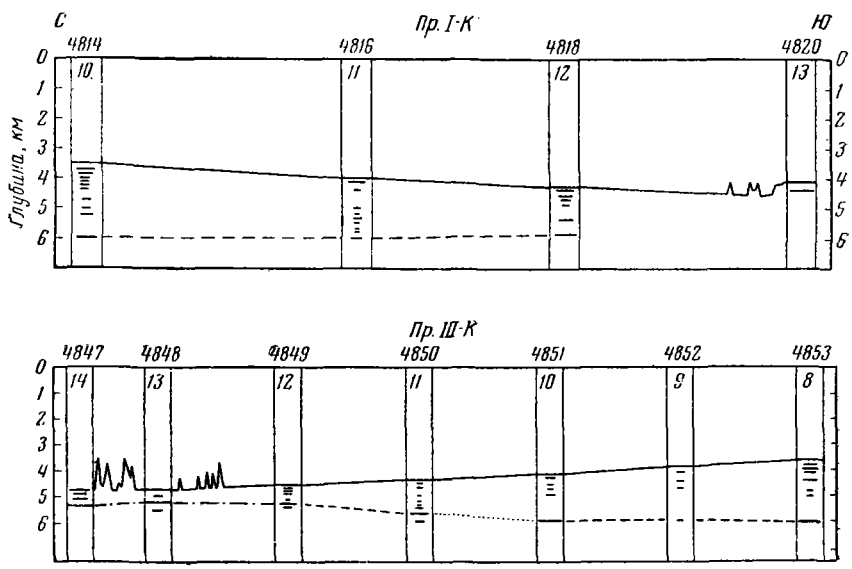


Рис. 3. Сейсмические разрезы для Аравийского моря

велись при волнении моря до 4—5 баллов. При сильном дрейфе судна для уменьшения помех во время регистрации вытравливалась слабина пьезокосы.

Сейсмограммы регистрировались на осциллографе ПОБ-14 через усилители стандартной сейсмической станции СС-24П на фильтрации с максимумом частотной характеристики на 30 *гц*. Кроме того, ближний к взрыву гидрофон подключался к усилителю с полосой пропускания 65—90 *гц*. Примеры сейсмограмм, полученных с помощью 4-канальной пьезокосы, приведены на рис. 2, 6, 8.

На ряде станций для получения данных об акустических свойствах дна на разных частотах взрывы регистрировались широкополосным гидрофоном (5—1000 *гц*) через 5-канальный анализатор (Непрочнов, Шиплецов, 1959). Глубина погружения гидрофона была равна 5 *м*. Для уменьшения помех от двигателей гидрофон удалялся от судна на расстояние 150—200 *м*. Одновременно с регистраций на осциллографе взрывы записывались на магнитную ленту для последующего лабораторного анализа. Работы с гидрофоном осуществлялись одновременно с работами с пьезокосой, т. е. пьезокосой и гидрофоном регистрировался один и тот же взрыв.

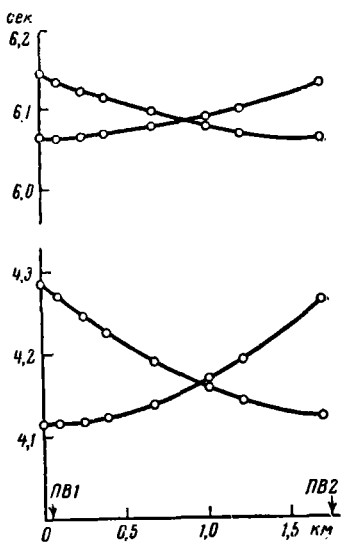


Рис. 4. Годографы отраженных волн, построенные по сейсмограммам длинной пьезокосы для ст. 4936

Для определения средних скоростей распространения сейсмических волн в осадках применялась 8-канальная пьезокоса длиной 1700 *м* с расстояниями между приемниками от 100 до 400 *м*. Заряды взрывались у борта судна и на конце косы (для получения встречных годографов отраженных волн). Наблюдения с длинной пьезокосой занимали 3—4 часа, поэтому они производились на суточных станциях обычно одновременно с работами правого борта (тяжелая грунтовая трубка или траление).

При построении сейсмических разрезов принимались значения скоростей, определенные по коэффициентам отражения дна и по годографам длинной пьезокосы. Коэффициент отражения определялся путем сравнения амплитуд волн, один и два раза отраженных от дна моря. При вычислении скорости по коэффициентам отражения принимались значения плотности, определенные в колонках донных отложений, взятых грунтовыми трубками. Учитывая частоту регистрируемых колебаний, эти скорости следует отнести к верхней части (50—100 *м*) осадочного слоя. Значения средней скорости во всей осадочной толще вычислялись по годографам длинной пьезокосы. Поскольку такие определения в океане проводятся впервые, остановимся подробнее на их методике. Для примера рассмотрим обработку годографов отраженных волн, полученных на одной из станций в Бенгальском заливе.

На ст. 4936 (глубина моря 3,0 *км*) с помощью длинной пьезокосы были получены встречные годографы отраженных волн на базе 1700 *м*. Для иллюстрации на рис. 4 приведены наблюденные годографы для двух границ: дна моря и предполагаемой подошвы осадочного слоя. По этим годографам были определены эффективные скорости до указанных границ. Для водного слоя получена скорость 1500 *м/сек*, что хорошо совпадает с результатами вычисления средней скорости по гидрологическим данным.

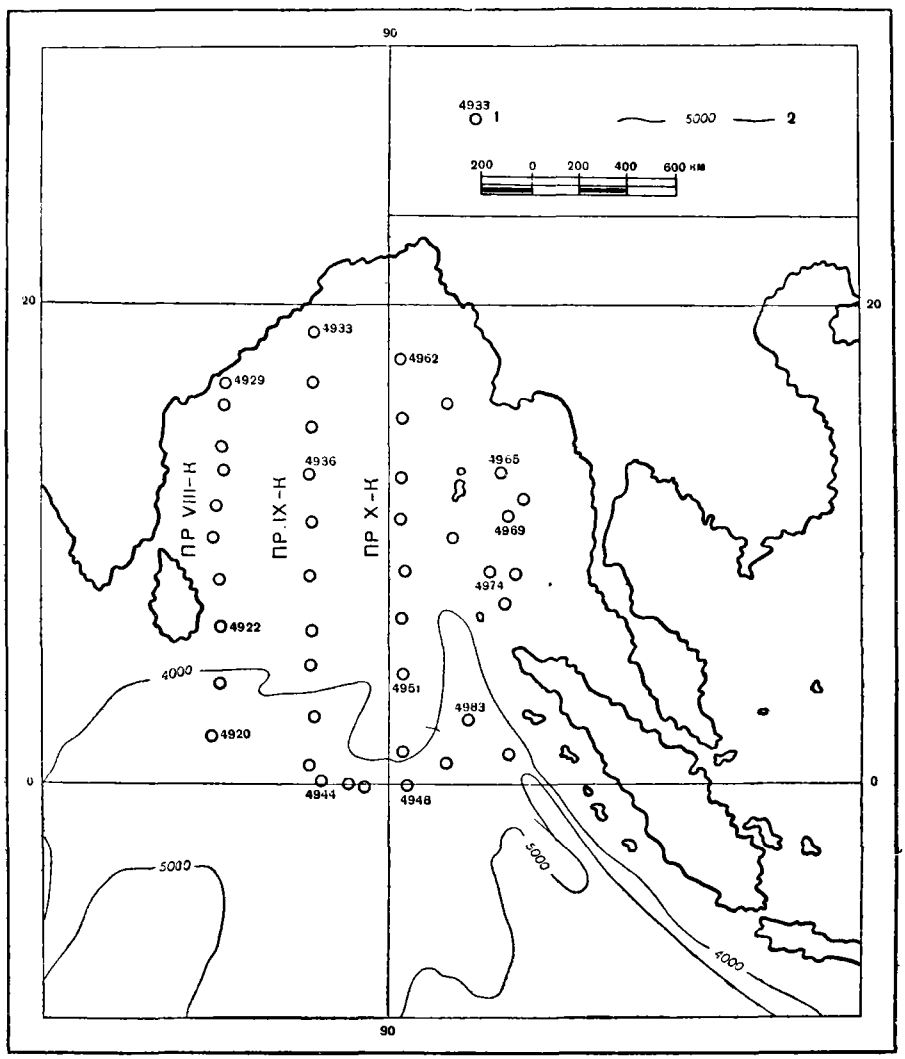


Рис. 5. Схема расположения сейсмических станций в Бенгальском заливе и Андаманском море.

1 — сейсмические станции; *2* — изобаты (*м*)

(1502 *м/сек*). Для слоя поверхность моря — подошва осадков получена эффективная скорость $V_{эфф} = 1790$ *м/сек*. Подсчеты по формулам и графикам, приведенным в работе Н. Н. Пузырева (1959), показывают, что в нашем случае (глубина моря 3,0 *км*, мощность осадков приблизительно 2,5 *км*) $V_{эфф}$ будет превышать среднюю скорость $\overline{V}$ примерно на 5%. Таким образом, $\overline{V} = 1700$ *м/сек*. Теперь, используя известную зависимость между пластовыми и средними скоростями (Пузырев, 1959), можно определить скорость в осадочном слое:

$$V_{п} = \frac{\overline{V}t_1 - V_0 t_0}{t_1 - t_0}, \qquad (1)$$

где $V_{п}$ — скорость в осадках (пластовая); V_0 — вертикальная скорость

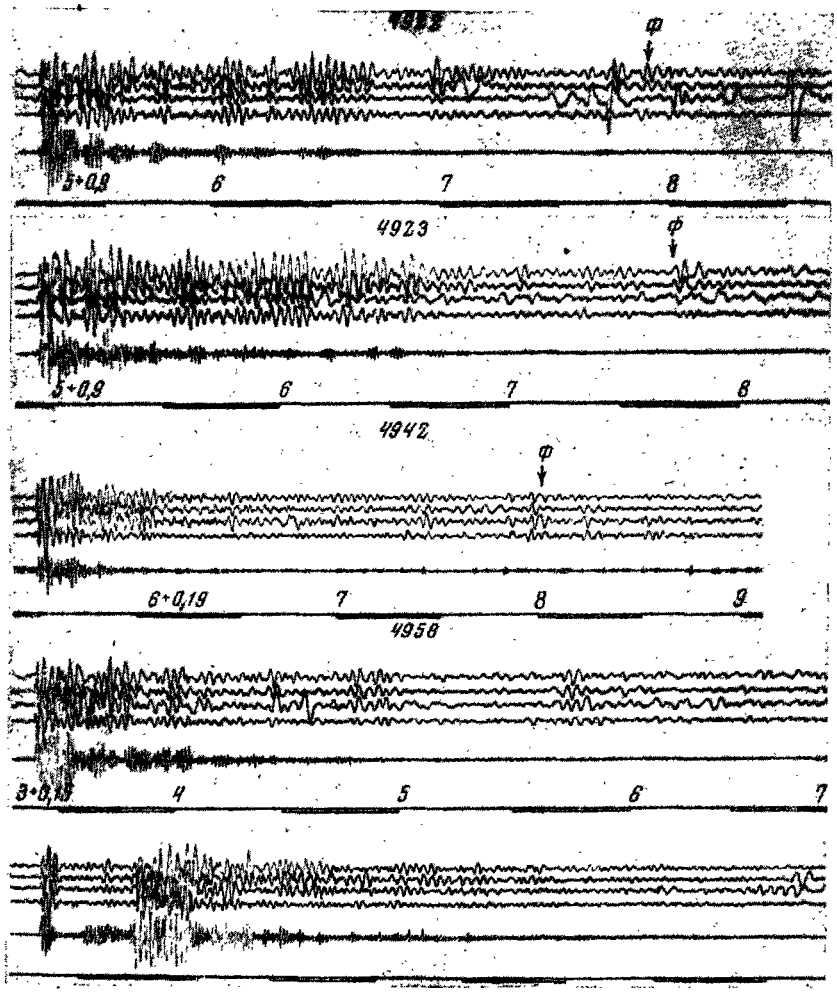


Рис. 6. Характерные сейсмограммы для Бенгальского залива
Ф — отражение от подошвы осадков

в водном слое; t_0 и t_1 — времена вступления (на пункте взрыва) соответственно для волн, отраженных от дна моря и от подошвы осадков.

Вычисления по формуле (1) дали значение скорости в осадочном слое для ст. 4936 $V = 2100$ *м/сек*.

При построении разрезов для Аравийского моря, Бенгальского залива и Андаманского моря принята средняя скорость в осадках 2,0 *км/сек*, что в большинстве случаев не внесет существенных погрешностей.

На разрезах для каждой станции нанесены отражающие границы. Величина площадки выражает относительную амплитуду отраженных волн (амплитуда наиболее интенсивной волны на каждой станции принята за единицу). Таким образом, по величине площадок можно в определенной степени судить о соотношении физических свойств отражающих горизонтов. Площадки, показанные жирными линиями, предположительно связываются с подошвой осадочного слоя.

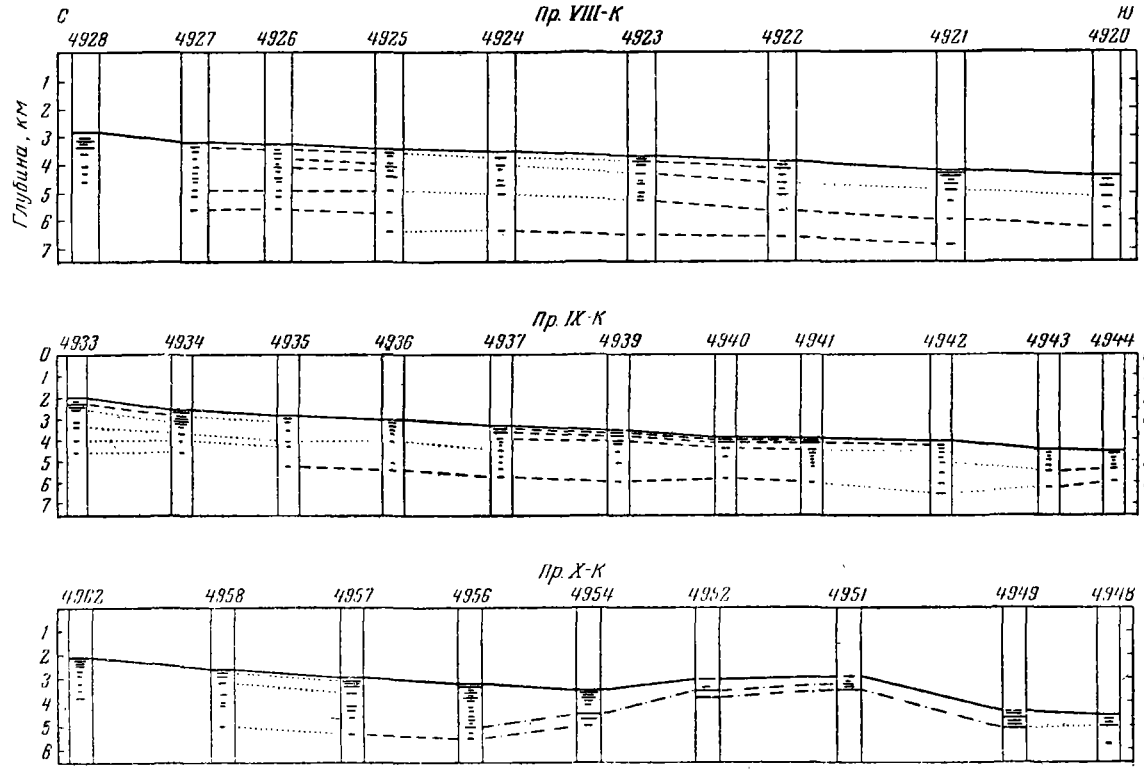


Рис. 7. Сейсмические разрезы для Бенгальского залива

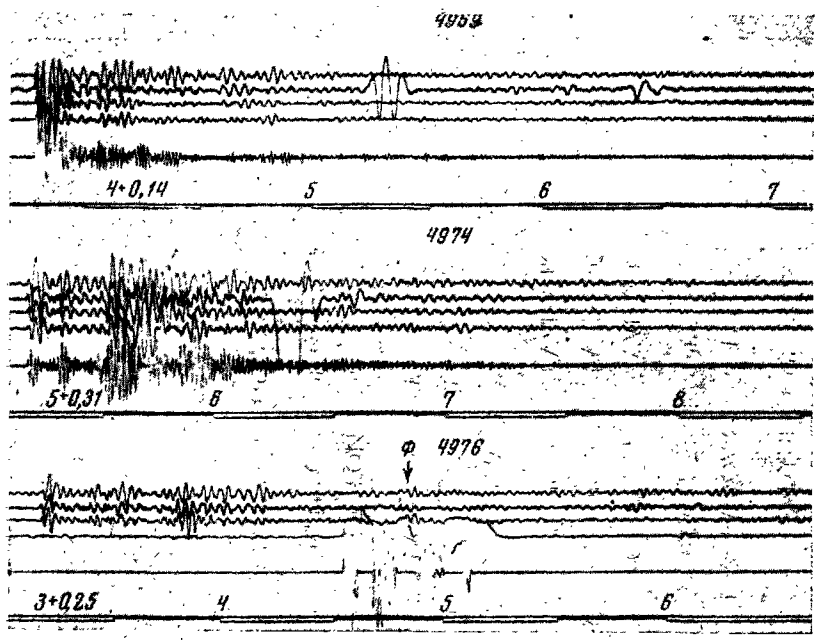


Рис. 8. Характерные сейсмограммы для Андаманского моря
Ф — отражение от подошвы осадков

Корреляция отраженных волн от станции к станции производилась по кинематическим и динамическим признакам. На разрезах приняты следующие корреляционные знаки: а) жирный пунктир — предполагаемое положение подошвы осадочного слоя; б) тонкий пунктир—предполагаемое положение отдельных границ в осадочном слое; в) штрих-пунктир — границы с приблизительно одинаковыми физическими свойствами (однако положение границы между станциями может сильно варьировать); г) точечный пунктир — корреляция сомнительна.

§ 2. ОПИСАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Аравийское море. В Аравийском море было выполнено 23 сейсмических станции с 4-канальной пьезокосой. Схема расположения станций приведена на рис. 1. Дно Аравийской котловины в районе исследований — ровное со слабым подъемом на север. Лишь на юге и востоке оно осложнено подводными поднятиями, связанными с Аравийско-Индийским хребтом, Мальдивскими и Лаккадивскими о-вами (ст. 1, 7, 14, 15, 17, 19, 23).

На сейсмограммах выделяются волны, отраженные от дна моря и от нижележащих границ раздела в осадочном слое. Кроме однократных отражений, обычно хорошо выделяются повторные отражения в водном слое. Несколько типичных сейсмограмм для этого района приведено на рис. 2.

Характерной особенностью большинства сейсмических записей Аравийской котловины является наличие интенсивного отражения от границы раздела, расположенной ниже дна моря. Амплитуда этих волн сравнима с амплитудой волн, отраженных от дна, а иногда даже превышает ее. Указанное отражение хорошо коррелируется от станции к станции, особенно в северной половине котловины. Оно отсутствует лишь на ст. 3, 15, 16 и 23.

По сейсмограммам были определены глубины залегания опорного отражающего горизонта и построена карта мощностей осадков, расположенных выше этого горизонта (см. рис. 1). На рис. 3 приведены сейсмические разрезы по двум профилям через Аравийскую котловину. Видно, что мощность осадков выше опорного отражающего горизонта постепенно уменьшается с севера на юг от 2,5 до 0,5 *км*. Наименьшие мощности (менее 0,5 *км*) приурочены к южной, самой глубоководной части Аравийской котловины.

Применявшийся метод исследований не позволяет определить, с какими породами связан опорный отражающий горизонт. Можно высказать лишь следующие предположения о его природе, основанные на анализе сейсмограмм. На ст. 4, 5, 6, 8, 9 и 10 до опорного отражения регистрируется несколько (от 4 до 10) сравнительно слабых отраженных волн от промежуточных границ раздела. После опорного отражения на этих станциях больше не выделяется регулярных отраженных волн. Интенсивное отражение здесь связано, по-видимому, с кровлей кристаллического фундамента, выше которого залегает песчано-глинистая осадочная толща.

На остальных станциях наблюдается иная картина. Там после интенсивного опорного отражения регистрируется еще 1—2 отраженных волны от нижележащих горизонтов, корреляция которых от станции к станции затруднена из-за искажающего влияния верхней резкой границы. Интенсивное отражение на этих станциях связано, скорее всего, не с подошвой осадков, а с границей раздела между неуплотненными осадками и плотными литифицированными осадками. Это предположение подтверждается результатами исследований методом преломленных волн, проведенных на профиле в районе ст. 13 (4848). С помощью сейсмо-акустических радиобуев здесь получено следующее строение земной коры:

1) осадочный слой: $V \approx 2{,}0$ *км/сек*; мощность 1,0 *км*;

2) базальтовые породы: $V_г = 6{,}4$ *км/сек*.

Таким образом, общая мощность осадочного слоя в районе ст. 13 равна 1,0 *км*.

Приведенные данные показывают, что опорный отражающий горизонт, по которому построена карта мощностей осадков (см. рис. 1), не однороден на всей исследованной акватории: в северной части моря он связан, по-видимому, с кровлей кристаллического фундамента, а в южной — с поверхностью литифицированных осадков. Карта нуждается в дальнейшей детализации и уточнении, особенно в западной части котловины, где станции расположены очень редко, и на юге, где из-за неровностей рельефа можно ожидать больших колебаний мощности осадков.

Бенгальский залив. В Бенгальском заливе и прилегающей части океана были проведены наблюдения на 35 станциях с малой пьезокосой и на двух станциях (4936 и 4941) с длинной пьезокосой (рис. 5). Дно залива в районе исследований ровное со слабым подъемом на север, только в восточной и юго-восточной частях оно осложнено подводными поднятиями[1].

Сейсмические материалы Бенгальского залива отличаются от материалов Аравийского моря большей сложностью. На сейсмограммах здесь выделяется больше отраженных волн, но в то же время нет хорошего доминирующего отражения, что сильно затрудняет корреляцию волн от станции к станции. Однако на большинстве станций все же удается выделить отражение, которое может быть предположительно отнесено к подошве осадочного слоя. Некоторые сейсмограммы Бенгальского залива приведены на рис. 6.

Результаты сейсмических работ представлены в виде разрезов по трем меридиональным профилям (рис. 7).

[1] См. статью Затонского, наст. том, стр. 158.

На профиле VIII-К отражение от подошвы осадочного слоя удалось выделить лишь на ст. 4921—4925. Мощность осадков на этом участке постепенно увеличивается с юга на север от 2,5 до 3,0 *км*. Кроме предполагаемой подошвы осадочного слоя, здесь хорошо прослеживается от станции к станции отражающая граница, залегающая на глубине 1,5—1,8 *км* ниже дна моря. На северном участке профиля сейсмические материалы усложняются, корреляция волн затруднена, отражение от подошвы осадочного слоя не выделено.

На профиле IX-К, проходящем через середину Бенгальского залива, мощность осадков несколько меньше (2,0—2,5 *км*). На северном участке профиля, а также между ст. 4941 и 4943 корреляция волн очень неуверенная. Отмечается уменьшение мощности осадочного слоя в сторону океана (ст. 4943 и 4944).

Профиль X-К характеризуется большой изменчивостью сейсмических записей, особенно к югу от ст. 4956. Сейсмограммы на ст. 4951 и 4952, а также на ст. 4948 и 4949 существенно отличаются от сейсмограмм, полученных на других станциях ь Бенгальском заливе (см. рис. 6). Судя по геоморфологическим данным[1], ст. 4951 и 4952 расположены на подводном поднятии, протягивающемся на юго-запад от Андаманских и Никобарских о-вов. На этих станциях выделяется резкая отражающая граница, залегающая на глубине около 0,5 *км* ниже дна моря. Учитывая особенности геологического строения этого района, указанную границу можно предположительно отнести к кровле вулканических пород.

Андаманское море. В различных районах Андаманского моря было выполнено 7 сейсмических станций с малой пьезокосой (см. рис. 5): четыре станции (4966, 4969, 4976 и 4978) в котловине моря, ст. 4965 — на материковом склоне, ст. 4971 — вблизи Андаманских о-вов и ст. 4974 — в глубоководном желобе, протягивающемся по данным эхолотного промера «Витязя»[1] вдоль Андаманско-Никобарского горного сооружения. Некоторые сейсмограммы, полученные в Андаманском море, приведены на рис. 8.

Наиболее простые сейсмические записи получены на ст. 4976 и 4978 (южная часть котловины моря), где удается проследить отражение, по-видимому, связанное с подошвой осадочного слоя ($H = 1{,}5$ *км*). Хорошо коррелируется здесь также другой отражающий горизонт, залегающий на глубине 0,5 *км* ниже дна моря. На ст. 4965, 4966, 4969 записи сложней, отражение от основания осадочного слоя здесь не выделено. На сейсмограмме, полученной в глубоководном желобе, выделяется интенсивная отраженная волна от горизонта, залегающего на глубине 0,5 *км* ниже дна. Над этим горизонтом расположены, вероятно, малоуплотненные осадки. На ст. 4971 отмечаются сильные наклоны отражающих горизонтов.

§ 3. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

Приведенные данные о мощности и строении осадков Аравийского моря, Бенгальского залива и Андаманского моря позволяют сделать некоторые выводы о ходе процессов осадконакопления и геологической истории этих районов Индийского океана.

Как видно из карты мощностей осадков Аравийского моря (см. рис. 1), основные массы осадочного материала поступали в котловину с севера и северо-востока. В Бенгальском заливе осадки распределены более равномерно. Увеличение мощности отложений в западной части залива (профиль VIII-К) свидетельствует о большом поступлении осадочного материала с восточного побережья Индии. На севере залива следует ожидать еще

[1] См. статью Затонского, наст. том, стр. 158.

большей мощности осадочного слоя. Здесь Бенгальский залив примыкает к Индо-Гангской депрессии, которая начала образовываться в верхнем эоцене и достигла своего наибольшего развития в среднем миоцене. Мощность только аллювиальных отложений в бассейне р. Ганг достигает 1800—3000 *м* (Кришнан, 1954).

По мощности осадков, измеренной в Аравийском море, Бенгальском заливе и Андаманском море, можно с известной степенью достоверности судить о сравнительном возрасте этих котловин. Толщина осадочного слоя в центральной части Бенгальского залива примерно на 0,5 *км* больше, чем в аналогичном районе Аравийского моря. Однако учитывая сравнительно более благоприятные условия осадконакопления в Бенгальском заливе (гораздо большее количество крупных рек), можно считать, что обе котловины имеют примерно одинаковый возраст. Если принять такие же темпы седиментации для Андаманского моря, то оно, по-видимому, значительно моложе (мощность осадков там почти в два раза меньше, чем в Бенгальском заливе). Говорить об абсолютном возрасте котловин по сейсмическим данным пока трудно, так как неизвестна скорость осадконакопления, которая могла сильно меняться в течение длительного процесса формирования котловин. Определения абсолютного возраста осадков в колонках донных отложений Индийского океана (Старик и др., 1959; Жарков, 1962) показывают, что даже за сравнительно короткий промежуток времени, в течение которого образовались осадки мощностью 5—15 *м*, скорость осадконакопления менялась в несколько раз. Так для центральных частей Бенгальского залива скорость современного осадкообразования равна 0,7—1,7 *см* за 1000 лет, тогда как средняя скорость седиментации для слоя осадков мощностью 2,9—3,7 *м* равна здесь 3,4—5,5 *см* за 1000 лет (Жарков, 1962).

На основании изучения геологии суши Кришнан высказывает предположение, что Бенгальский залив образовался в юрское время, т. е. существует примерно 100 млн. лет (Кришнан, 1954, 1959).

Если учесть уплотнение осадков, то, по подсчетам Гамильтона (Hamilton, 1959), для образования осадочного слоя мощностью 2 *км* было необходимо 4—5 *км* первоначальных неуплотненных осадков. Таким образом, при справедливости перечисленных выше предположений, средняя скорость осадконакопления в центральной части Бенгальского залива равна примерно 5 *см* за 1000 лет.

Большинство геологов, изучавших эти районы, считают, что существенную роль в формировании котловин Аравийского моря, Бенгальского залива и Андаманского моря играли опускания по крупным разломам (Кришнан, 1954; Krishnan, 1953, 1959; Беммелен, 1957). Так, имеется много фактов о том, что западное побережье Индии ограничено разломами. Траппы здесь резко обрываются в результате разлома и опускания части района к западу от Бомбея. Возраст этих разломов Кришнан (1954) относит к плиоцену. Кроме того, вывод о существовании большой сбросовой зоны в Аравийском море параллельно западному берегу Индии сделан на основании изучения распространения микросейсм.

Сильно расчлененный рельеф участков дна вблизи Андаманских и Никобарских о-вов, а также высокая сейсмичность этого района свидетельствуют о том, что Андаманско-Никобарское горное сооружение ограничено нарушениями с восточной стороны, а возможно, и с западной (Кришнан, 1954).

По мнению Кришнана (1954, 1959), сторонника гипотезы дрейфа материков, сбросы характеризуют заключительный этап формирования побережья Аравийского моря и Бенгальского залива. Начало образования этих котловин он связывает с отделением Индии, Мадагаскара и Австралии от единого материка Гондвана в процессе дрейфа (триас или нижняя юра).

Как указывалось выше, по характеру сейсмических записей, полученных методом отраженных волн в Аравийском море вблизи Мальдивских и Лаккадивских о-вов и в Бенгальском заливе вблизи Андаманских и Никобарских о-вов, можно сделать предположение о наличии там плотных пород (лав) под 400—500-метровым слоем осадков. Эти лавы, вероятно, изверга-лись по глубинным разломам вдоль Мальдивско-Лаккадивского и Андаманско-Никобарского горных сооружений.

По сейсмическим разрезам (см. рис. 3, 7) видно, что поверхность пород, подстилающих осадочный слой в Аравийском море и Бенгальском заливе, залегает приблизительно горизонтально. Этот факт может служить дополнительным доказательством блокового опускания котловин Аравийского моря и Бенгальского залива по разломам.

Для дальнейшего выяснения природы и геологической истории морей северной части Индийского океана необходимы сведения о характере пород, подстилающих осадочный слой, и о глубинной структуре земной коры. Эти данные могут быть получены методом преломленных волн.

SUMMARY

The reflection and refraction seismic measurements were carried out in the northern part of the Indian Ocean during the 33 cruise of the r/v «Vityaz» (Institute of Oceanology, USSR Academy of Sciences) from Oct. 1960 to Apr. 1961.

The 4-channel receiving system with piezoelectric hydrophones (the length of this system was 300 *m*) was used in reflection investigations. The 8-channel reflection system, the total length of which was 1700 *m*, was used for the determination of the average velocities of seismic waves propagation in the sedimentary layer.

The sono-buoys were used in the seismic refraction measurements.

On the basis of reflection data the map of the sedimentary layer of the Arabian basin was made. The thickness of sediments in the Arabian Sea is decreased from 2,5 *km* to 1,0 *km* southwards.

The thickness of sediments in the Bay of Bengal is 2,5—3,0 *km* and it is decreased to 1,5 *km* southwards. The average seismic velocity in the sedimentary layer was determined as 2,1 *km/sec*.

The thickness of the sediments in the Andaman Sea is approximately 1,5 *km*.

As a result of the analysis of the thickness of the sediments a supposition about comparative age of the basins of the Bay of Bengal the Arabian and the Andaman Seas was made. Very likely, that the Andaman Sea is much younger than the Bay of Bengal.

ЛИТЕРАТУРА

Ван Беммелен Р. В. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.

Жарков А. П. Сцинтилляционный метод счета C^{14} и применение радиоуглеродного метода к изучению процессов повышенного осадкообразования. Автореф. канд. дисс., 1962.

Зверев С. М., Ковылин В. М., Удинцев Г. Б. Новые данные о тектонике северо-западной подводной возвышенности Тихого океана. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.

Ковылин В. М. Результаты сейсмо-акустических исследований в районе Яванского глубоководного желоба. Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1961а.

Ковылин В. М. Результаты сейсмо-акустических исследований к востоку от Африки в районе острова Занзибар и в центральной части Индийского океана. Океанология, т. 1, вып. 3, 1961б.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
Непрочнов Ю. П. Мощность осадков котловины Аравийского моря. Докл. АН СССР, т. 139, № 1, 1961.
Непрочнов Ю. П. Новые данные о строении земной коры Индийского океана. Докл. АН СССР, т. 144, № 2, 1962.
Непрочнов Ю. П., Щиплецов Г. Н. Анализатор волн для морских сейсмо-акустических исследований. Труды Ин-та океанологии, т. 39, 1960.
Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М., 1959.
Старик И. Е., Лисицын А. П., Кузнецов Ю. В. Темпы седиментации в южной части Индийского океана. Тезисы доклада на Междунар. океаногр. конгр. Вашингтон, 1959.
Gaskell T. F., Hill M. N., Swallow J. C. Seismic measurements made by H. M S. Challendger in the Atlantic, Pacific and in the Mediterranean sea, 1950—1953. Philos. Trans. Roy. Soc. London, 988, v. 251, 1958.
Guha S. K. Microseismic evidence of a major fault zone in the Arabian sea parallel to the west coast of India. Preprint. Internat. Oceanogr. Congr., Washington, 1959.
Hamilton E. L. Thickness and consolidation of deep-sea sediments. Bull. Geol. Soc. America, v. 70, 1959.
Krishnan M. S. The structural and tectonic history of India. Mem. Geol. Surv. India, v. 81, 1953.
Krishnan M. S. History of Indian Ocean. Preprint. Internat. Oceanogr. Congr. Washington, 1959.
Nafe J. E., F. Hennlon J., Peter G. Geophysical measurements in the Gulf of Aden. Preprint. Internat. Oceanogr. Congr. Washington, 1959.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

О. В. Шишкина, А. А. Железнова

ХЛОРНОСТЬ ИЛОВЫХ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Для восстановления гидрологии морей и океанов геологического прошлого стали применять в последнее время метод, основанный на изучении изменений по вертикали хлорности вод, пропитывающих донные отложения. Так, полученные в 40-х годах С. В. Бруевичем с сотрудниками данные по хлорности иловых вод осадков Каспийского моря дали возможность судить об изменениях климата и уровня моря за последнее тысячелетие (Бруевич, Виноградова, 1940, 1946, 1947). Изучение закономерностей распределения хлорности иловых вод в десятиметровых колонках Черного моря вскрыло картину постепенного увеличения хлорности, а следовательно, и солености водоема с новоевксинского времени до наших дней (Бруевич, 1952; Шишкина, 1957; Бруевич, Шишкина, 1959). Примерно ко времени первых публикаций о хлорности иловых вод Черного моря относятся и аналогичные работы Кулленберга по Балтийскому и Средиземному морям (Kullenberg, 1952). Кулленберг показал резко выраженное уменьшение хлорности по вертикали в водах осадков южной части Балтийского моря, в то время как в центральной его части соленость (и соответственно хлорность) уменьшалась всего на 2—3‰ (при монолитах 10—15 *м*) или оставалась неизменной. Высказанные на основании распределения хлорности иловых вод соображения о палеосолености Азовского моря (Шишкина, 1961), так же как и в отношении Черного моря подтверждаются материалами о распределении фауны моллюсков (Невесская и Невесский, 1961). Метод восстановления гидрологии бассейнов геологического прошлого по хлорности иловых вод, несмотря на его положительные стороны, содержит некоторые неясности, связанные с неизученностью вопроса о степени влияния диффузии на распределение хлора, что отмечалось всеми упомянутыми авторами. Данные Кулленберга (1952, 1954) подверглись также критике в работе Микельсена (Mikkelsen, 1956). Однако Микельсен в своем исследовании не определял коэффициентов диффузии и критиковал Кулленберга, оперируя не с морскими осадками, а с илами фиордов, имеющими значительно большую влажность, т. е. около 94%. Таким образом, все упомянутые авторы, признавая роль диффузии, не внесли в этот вопрос исчерпывающей ясности, так как никто из них не располагал данными прямых определений коэффициентов диффузии в морских осадках. В нашей последней работе мы попытались подойти косвенным образом к оценке влияния диффузии на распределение хлорности в иловых водах Черного моря и установили, что диффузия оказывает влияние, но не столь сильное, чтобы нарушить общие закономерности распределения хлорности (Шишкина, Быкова, 1962). Представления о палеосолености водоемов в большинстве случаев подтверждаются и данными палеонтологического метода. Определение хлорности иловых

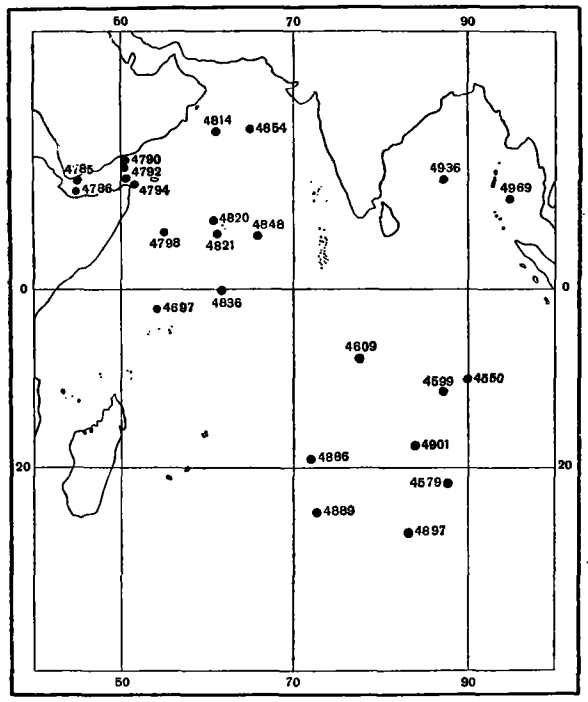


Рис. 1. Схематическая карта станций, на которых были взяты пробы для исследования хлорности. Пробы были взяты также на ст. 4780, 5003, 5005 (см. карту на стр. 160)

вод для изучения палеосолености дальневосточных морей — Охотского и Берингова — позволило установить, что эти моря в недавнем геологическом прошлом не переживали, подобно Черному и Балтийскому, стадии опреснения, а имели устойчивый гидрологический режим (Шишкина, 1955; Бруевич, 1956; Бруевич, Зайцева, 1958; Шишкина, 1958). Отсутствие в вертикальном распределении хлорности значительных и закономерных колебаний характерно и для иловых вод Тихого и Атлантического океанов (Emery, Rittenberg, 1952; Шишкина, 1957; Шишкина, 1959; Бруевич, Зайцева, 1960; Шишкина, Быкова, 1962).

О хлорности иловых вод Индийского океана было упомянуто в уже цитированной работе Кулленберга (1952), однако в ней не было приведено фактического материала. Не нашли мы таких материалов и в более поздних публикациях.

В настоящем сообщении приведены результаты исследования хлорности иловых вод северной части Индийского океана и прилегающих к нему морей. Материалы были собраны во время 31 и 33 рейсов э/с «Витязь» в 1960—1961 гг.

Колонки осадков были получены и описаны геологическим отрядом экспедиции под руководством проф. П. Л. Безрукова (Безруков, 1961 и в наст. томе). Отжимание иловых вод и определения в них хлорности выполнены А. А. Железновой и В. С. Быковой по методам, которые описали С. В. Бруевич, С. К. Деменченок (1944) и О. В. Шишкина (1956). Местоположение станций, где были взяты колонки осадков, схематически показано на рис. 1.

Хлорность иловых вод верхнего слоя осадков, полученных дночерпателем и из верхней части колонок (примерно до глубин 40 *см*), при-

Таблица 1

Разность между хлорностью иловых и «придонных» вод бассейна Индийского океана

Станция	Глубина			Хлорность, *г/кг*		ΔCl
	в месте взятия станции, *м*	в месте взятия пробы «придонной» воды, *м*	от поверхности дна слоя осадка, из которого отжата иловая вода, *см*	«придонной» воды	иловой воды	
Аравийское море						
4785	1012	868	0—5	20,10	19,17	—0,93
4786	1555	1723	Дн. верх.	19,35	19,42	+0,07
			Дн. низ.		18,90	—0,45
4790	267	263	Дн. верх.	19,70	19,04	—0,66
			Дн. низ.		19,30	—0,40
4792	2540	2395	Дн. верх.	19,28	18,79	—0,49
			20—40		18,51	—0,77
4794	393	339	Дн. верх.	19,52	18,77	—0,75
			Дн. низ.	19,52	19,30	—0,22
4798	4365	4370	14—40	19,22	18,84	—0,38
			30—49		18,95	—0,27
4804	3717	3687	Дн. верх.	19,23	18,15	—1,08
			Дн низ.		18,03	—1,20
4814	3676	3367	Дн. низ.	19,22	18,81	—0,41
4820	4221	4041	10—30	19,20	18,85	—0,35
4848	4778		35—53	19,22	18,86	—0,36
4854	3162	3003	30—40	19,24	18,76	—0,48
Индийский океан						
4579	4561	4455	0—15	19,23	19,17	—0,06
4599	4888	4691	0—11	19,22	19,66	+0,44
4836	4392	4138	5—20	19,23	18,65	—0,58
4901	5378	5225	30—57	19,21	18,51	—0,70
4905	5186	4646	68—88	19,22	18,92	—0,30
5003	5675	2058	7—17	19,25	18,88	—0,37
Бенгальский залив						
4936	3103	2839	2—13	19,23	19,58	+0,35
4969	2940	2903	30—42	19,31	18,87	—0,44

нято сопоставлять с хлорностью «придонных» [1] вод бассейна. В табл. 1 приведены данные хлорности иловых вод верхнего слоя осадков, придонных вод и разность между хлорностью иловых и придонных вод, обозначенная как ΔCl. Как видно для всех исследованных станций в бассейне Индийского океана за исключением трех, получены отрицательные величины ΔCl. Для Аравийского моря значения ΔCl везде отрицательны, кроме ст. 4786, где величина разности хотя и положительна, но по абсолютному значению очень мала (+0,07). Особенно большая абсолютная величина

[1] За «придонные» воды мы принимаем воды не непосредственно в несколько десятках или сотнях сантиметров от дна, а воды последнего гидрологического горизонта. На большинстве приведенных в табл. 1 станций этот горизонт отстоял от дна не более, чем на 200—300 *м*. Принимая во внимание указание С. В. Бруевича (1956) об устойчивости хлорности в глубинных слоях, эти величины можно считать близкими к хлорности истинно придонных вод.

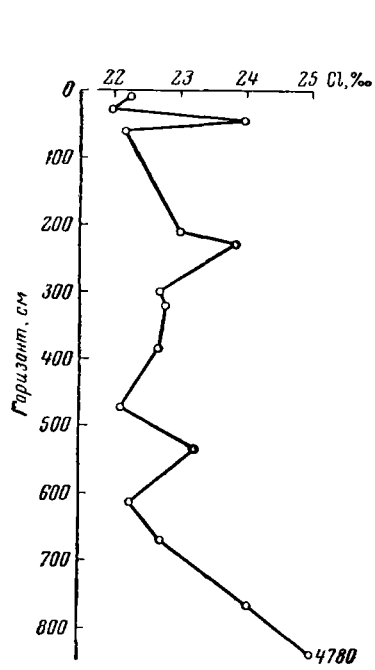


Рис. 2. Вертикальное распределение хлорности в иловых водах Красного моря на ст. 4780

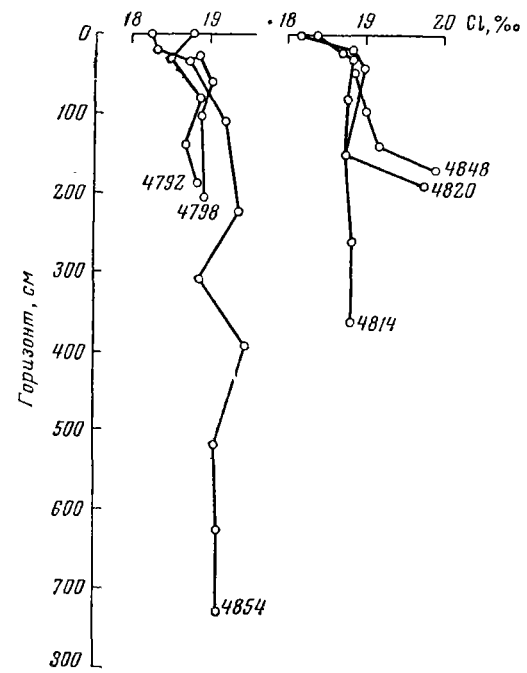


Рис. 3. Вертикальное распределение хлорности в иловых водах Аравийского моря на ст. 4792, 4798, 4814, 4820, 4848, 4854

разности (при отрицательном знаке) наблюдается на глубоководной ст. 4804; здесь разность между хлорностью иловой воды из самого верхнего слоя осадка (верх дночерпателя) и хлорностью «придонной» воды составляет —1,08 и между хлорностью воды из более глубокого слоя (низ дночерпателя) и придонной воды составляет —1,20. Большая часть западного района Берингова моря, по данным Бруевича и Зайцевой (1960), также характеризуется отрицательными величинами ΔCl; так, максимальное значение ΔCl из серии мелководных станций достигало —1,57, а из серии глубоководных —1,05. Для исследованных станций Индийского океана также получены аномальные величины ΔCl, кроме одной станции 4599, где ΔCl положительна и равна 0,44. В Бенгальском заливе были взяты две станции, на одной из них ΔCl положительна, на другой отрицательна. Аномальные, т. е. отрицательные величины ΔCl на исследованной площади бассейна Индийского океана указывают на изменчивость его гидрологического режима и позволяют считать, что в сравнительно недавнем прошлом его придонные воды имели значительно меньшую соленость.

Вертикальное распределение хлорности иловых вод наблюдалось в колонках Красного моря, Аравийского моря, Индийского океана и Бенгальского залива. Данные представлены в табл. 2. В Красном море была исследована только одна колонка длиной около 9 *м*, взятая на ст. 4780. Осадки этой колонки сложены глинистыми и алевритово-глинистыми илами различных оттенков серого и коричневатого цветов. Хлорность иловых вод изменяется от 22,24‰ в верхнем слое осадков (0—20 *см*) до 24,97‰ в самом нижнем исследованном слое (834—846 *см*). Величины хлорности по вертикали от слоя к слою испытывают большие колебания: так, при переходе от слоя 20—40 *см* к следующему слою 40—56 *см* хлорность возрастает на 2‰,

Таблица 2

Вертикальное распределение хлорности в иловых водах осадков Индийского океана и прилегающих к нему морей

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
Красное море	
Ст. 4780; глубина 2762 *м*; хлорность в поверхностном слое 21,53 *г/кг*; хлорность на глубине 1750 *м* 22,59 *г/кг*	
0—20	22,24
20—40	21,94
40—56	23,93
56—81	22,14
195—220	23,00
220—240	23,85
285—310	22,71
310—334	22,82
376—392	22,69
465—486	22,11
525—540	23,26
602—622	22,26
660—680	22,71
756—780	24,03
834—846	24,97
Аравийское море	
Ст. 4792; глубина 2540 *м*; хлорность в поверхностном слое 19,73 *г/кг*; хлорность на глубине 2395 *м* в «придонном» слое 19,28 *г/кг*	
Дн.верх.	18,79
20—40	18,51
70—92	18,90
130—150	18,70
180—200	18,84
Ст. 4798; глубина 4365 *м*; хлорность в поверхностном слое 19,62 *г/кг*; хлорность на глубине 4370 *м* в «придонном» слое 19,22 *г/кг*	
14—40	18,84
51—70	19,02
96—115	18,87
196—213	18,92
Ст. 4814; глубина 3676 *м*; хлорность в поверхностном слое 20,23 *г/кг*; хлорность на глубине 3367 *м* в «придонном» слое 19,22 *г/кг*	
Дн. верх.	18,16
Дн. низ.	18,81
30—49	18,95
140—160	18,73
250—269	18,83
355—376	18,83
Ст. 4820; глубина 4221 *м*; хлорность в поверхностном слое 20,01 *г/кг*; хлорность на глубине 4041 *м* в «придонном» слое 19,20 *г/кг*	
Дн. верх.	18,36
Дн. низ.	18,69
10—30	18,85
70—90	18,77
140—160	18,74
180—200	19,75
Ст. 4821; глубина 3680 *м*; хлорность в поверхностном слое 20,19 *г/кг*; хлорность на глубине 2653 *м* 19,28 *г/кг*	
50—70	18,58
180—197	18,64
280—297	18,64
380—394	18,64
Ст. 4848; глубина 4778 *м*; хлорность в поверхностном слое 20,12 *г/кг*; хлорность на глубине 2050 *м* 19,22 *г/кг*	
35—53	18,86
85—104	19,00
130—150	19,14
158—178	19,90
Ст. 4854; глубина 3162 *м*; хлорность в поверхностном слое 20,28 *г/кг*; хлорность на глубине 3003 *м* в «придонном» слое 19,24 *г/кг*	
Дн. верх.	18,23
Дн. низ.	18,32
30—40	18,76
100—120	19,20
215—234	19,37
300—317	18,85
384—400	19,46
510—529	19,07
615—635	19,10
720—740	19,10

Таблица 2 (продолжение)

Индийский океан

Ст. 4550; глубина 5209 *м*; хлорность в поверхностном слое 18,80 *г/кг*; хлорность на глубине 2355 *м* 19,23 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
0—15	19,15
60—75	19,48
130—145	19,53
300—320	19,54

Ст. 4579; глубина 4561 *м*; хлорность в поверхностном слое 19,54 *г/кг*; хлорность на глубине 4455 *м*, в «придонном» слое 19,23 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
0—15	19,17
35—54	19,37
90—105	19,27
135—148	19,27

Ст. 4599; глубина 4888 *м*; хлорность в поверхностном слое 18,89 *г/кг*; хлорность на глубине 4691 *м*, в «придонном» слое 19,22 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
0—11	19,66
31—46	20,10
135—150	20,09
233—272	20,00
475—514	19,94

Ст. 4609; глубина 5370 *м*; хлорность в поверхностном слое 18,89 *г/кг*; хлорность на глубине 3140 *м* 19,23 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
0—15	18,10
40—50	19,15
95—115	19,112
185—195	18,91
405—420	19,91
600—610	19,13
800—815	19,73

Ст. 4836; глубина 4392 *м*; хлорность в поверхностном слое 19,73 *г/кг*; хлорность на глубине 4138 *м*, в «придонном» слое 19,23 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
5—20	18,65
40—55	18,74
95—112	18,78
164—185	18,79
260—278	18,79

Ст. 4886; глубина 4175 *м*; хлорность в поверхностном слое 19,41 *г/кг*; хлорность на глубине 2016 *м* 19,23 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
Дн. верх.	18,39
Дн. низ.	18,55
90—108	18,98
195—216	19,10

Ст. 4889; глубина 3424 *м*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
10—35	18,59
130—150	18,97
250—270	18,93

Ст. 4897; глубина 4244 *м*; хлорность в поверхностном слое 19,89 *г/кг*; хлорность на глубине 2066 *м* 19,21 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
20—40	18,73
80—101	18,80
157—176	20,89

Ст. 4901; глубина 5378 *м*; хлорность в поверхностном слое 19,13 *г/кг*; хлорность на глубине 5225 *м*, в «придонном» слое 19,21 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
Дн. верх.	18,47
30—57	18,51
120—140	18,58
212—232	18,65
268—290	18,79

Ст. 4905; глубина 5186 *м*; хлорность в поверхностном слое 18,64 *г/кг*; хлорность на глубине 4646 *м* 19,22 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
68—88	18,92
130—150	19,07
285—310	18,75
397—421	20,99
505—531	18,64
574—600	18,79
715—742	18,81
825—962	18,84
1035—1060	18,91
1129—1154	18,92

Ст.5003; глубина 5675 *м*; хлорность в поверхностном слое 18,84 *г/кг*; хлорность на глубине 2058 *м* 19,25 *г/кг*

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
7—17	18,88
90—113	18,94
145—166	18,98
230—250	19,33

Таблица 2 (окончание)

Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)	Слой в колонке осадков от поверхности дна, *см*	Хлорность иловой воды, *г/кг* (‰)
276—300	19,06	2—13	19,58
334—350	19,36	43—60	19,50
360—383	19,19	60—80	20,30
472—495	19,36	130—150	20,57
560—582	19,18	200—220	18,76
687—710	18,89	301—312	19,89
760—786	19,96	395—405	19,02
Ст. 5005; глубина 4569 *м*		Ст. 4969; глубина 2940 *м*; хлорность в поверхностном слое 17,78 *г/кг*; хлорность на глубине 2903 *м*, в «придонном» слое 19,31 *г/кг*	
28,5—53	19,02	30—42	18,87
80—104	18,96	110—135	18,77
130—155	19,08	200—216	18,87
Бенгальский залив		267—288	18,53
Ст. 4936; глубина 3103 *м*; хлорность в поверхностном слое 18,93 *г/кг*; хлорность на глубине 2839 *м*, в «придонном» слое 19,23 *г/кг*		385—400	19,06
		435—455	19,19

а ниже снова падает. Далее в глубь осадков колебания хлорности уменьшаются, затем начиная с глубины 6 *м* от поверхности дна и до конца колонки, т. е. до 8,5 *м* наблюдается систематическое повышение хлорности. Таким образом, в вертикальном распределении хлорности иловых вод Красного моря наблюдаются значительные колебания на отдельных участках, в целом же хлорность повышается на 3‰, при этом минимальная ее величина была 21,94‰, максимальная 24,97‰ (рис. 2). На основании полученного распределения хлорности можно предположить, что гидрологический режим Красного моря на протяжении исследованного отрезка геологической истории существенно менялся.

В более близкий к современному период, вскрытый верхними слоями (6 *м*), соленость Красного моря испытывала значительные колебания, тогда как позднее (ниже 6 *м*) систематически повышалась. Из этого следует, что древний бассейн был значительно более соленым, чем современное Красное море.

В Аравийском море распределение хлорности по вертикали было прослежено в семи колонках, часть которых представлена на рис. 3.

В колонках со ст. 4798, 4814, 4820 и 4854 в верхнем полуметровом слое идет повышение хлорности примерно от 18,2‰ до 19‰. Далее в глубь осадков в колонках со ст. 4792, 4798, 4799, 4814 и 4821 хлорность иловых вод почти не меняется и близка к 19‰. В иловых водах колонок в осадках со ст. 4820 и 4848 на одних и тех же примерно глубинах, порядка 150—200 *м*, отличающихся существенно различной влажностью соответственно 40,2 и 28,5%, хлорность иловых вод резко возрастает до 19,75 и 19,90‰. В самой длинной колонке из Аравийского моря, более 7,5 *м*, взятой на ст. 4854, на глубинах в осадке от 2 до 4 *м* хлорность иловых вод колеблется от слоя к слою в пределах 0,6‰ (18,85—19,46‰). Ниже 5 *м* до конца колонки хлорность сохраняется постоянной около 19,1‰. Таким образом, хлорность иловых вод Аравийского моря по вертикали претерпевает сравнительно небольшие колебания за исключением повышения ее примерно

на $1^0/_{00}$ на глубинах около 2 *м* в колонках со ст. 4820 и 4848.

В целом по всем исследованным колонкам величины хлорности иловых вод по вертикали изменялись от $18{,}16^0/_{00}$ (в верхнем слое колонки со ст. 4814) до $19{,}46^0/_{00}$ (на глубине около 4 *м* в колонке со ст. 4854) и только в двух упомянутых колонках со ст. 4820 и 4848 —соответственно до 19,75 и $19{,}90^0/_{00}$. Хлорность придонных вод на рассматриваемых станциях в Аравийском море была 19,20—$19{,}28^0/_{00}$. Таким образом, в сравнительно недавнем прошлом Аравийское море имело меньшую соленость. В более отдаленный от современного и длительный период его соленость повышалась и была близка к современной и только в отдельных случаях превышала ее.

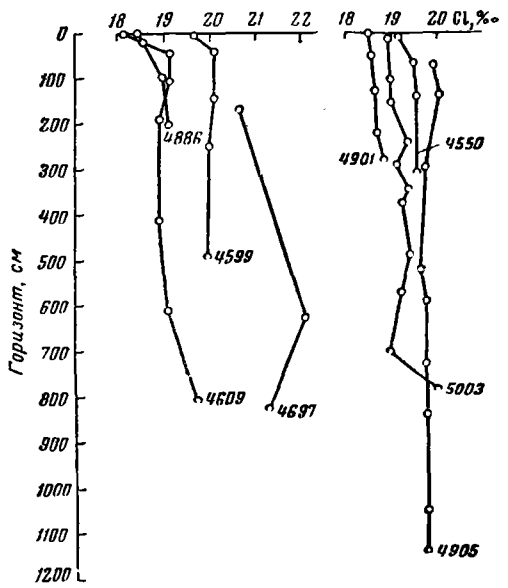


Рис. 4. Вертикальное распределение хлорности в иловых водах открытой части Индийского океана на ст. 4609, 4886, 4599, 4697, 4901, 5003, 4550, 4905

В Бенгальском заливе взяты две колонки длиной около 4 *м* на ст. 4936 и 4969. Осадки этих колонок представляют собой алевритоглинистые и фораминиферовые илы с примесью гидротроилита. В изменении хлорности иловых вод по вертикали в колонке со ст. 4936 наблюдаются сильные колебания. Так, в верхнем слое 2—13 *см* хлорность была $19{,}58^0/_{00}$, затем в слое 60—80 *см*, представляющем собой глинистый ил с влажностью 42%, она повысилась до $20{,}30^0/_{00}$, далее в слое 130—150 *см* (крупном алеврите с влажностью 28,3%) она повысилась до $20{,}57^0/_{00}$, а в следующем слое падает до $18{,}76^0/_{00}$, чтобы к низу колонки снова возрасти до $19{,}89^0/_{00}$ (рис. 4 и табл. 2). Такие колебания хлорности иловых вод могут быть связаны с местным резким изменением режима бассейна в период осадкообразования; это подтверждается и ясно выраженным изменением характера осадков.

В иловых водах колонки со ст. 4969 резкие колебания хлорности по вертикали совершенно отсутствуют. Здесь хлорность увеличивается от $18{,}87^0/_{00}$ (в поверхностном слое) до $19{,}19^0/_{00}$ (в нижнем слое колонки).

При рассмотрении вертикального распределения хлорности иловых вод Индийского океана можно отметить некоторое повышение последней в верхнем полуметровом слое в колонках со ст. 4550, 4579, 4599, 4609, 4886 (от десятых долей промилле до $1^0/_{00}$ в колонке со ст. 4609), далее вниз по колонке хлорность мало меняется и только в колонке со ст. 4609 на глубине 800 *см* она возрастает до $19{,}73^0/_{00}$ (табл. 2). Мало изменяются по вертикали величины хлорности в колонках со ст. 4836 (около $18{,}7^0/_{00}$), в колонке со ст. 4905 длиной более 1100 *см* (около $18{,}9^0/_{00}$) и в колонке со ст. 4901, где хлорность немного повышается. Наиболее резкие колебания хлорности отмечены в иловых водах колонки со ст. 4697 (хлорность была определена только в трех пробах иловых вод по вертикали, взятых на больших расстояниях друг от друга). Хлорность здесь необычно высокая для океана — $20{,}6—22{,}09^0/_{00}$. Столь высокая хлорность в иловых водах Индийского океана встречена только в одной колонке. Небольшие и неза-

кономерные колебания хлорности по вертикали наблюдались в иловых водах колонки со ст. 5003.

Для сравнения изменений хлорности по вертикали в иловых водах трех океанов (табл. 3) приведены соответствующие средние данные.

Таблица 3

Средние величины хлорности иловых вод (‰) на глубинах около 50, 100, 200 *см* и т. д. в осадках северной части Индийского, Тихого и Атлантического океанов

Горизонт в осадке от поверхности дна, *см*	Индийский океан	Количество проб	Тихий океан	Количество проб	Атлантический океан	Количество проб
50	18,98	11	19,43	48	19,31	5
100	19,09	12	19,52	35	19,33	5
200	19,23	6	19,47	30	19,31	3
300	19,12	7	19,54	23	19,36	1
400	20,03	3	19,50	9	19,61	1
500	19,31	3	19,60	7	—	—
600	19,79	4	19,52	2	—	—
700	18,85	2	19,54	1	—	—
800	19,95	4	19,68	2	—	—
900	—	—	19,57	2	—	—
1000	18,91	1	19,79	1	—	—
1100	18,92	1	19,66	1	—	—
Максимальные колебания хлорности иловых вод по вертикали, ‰	1,18		0,36		0,30	

В иловых водах Индийского океана (табл. 3) наблюдаются большие колебания величин хлорности от горизонта к горизонту по всей исследованной толще осадков, нежели в Тихом и Атлантическом океанах. Максимальные колебания составляют 1,18‰, тогда как в иловых водах Тихого и Атлантического океанов они значительно меньше — соответственно 0,36 и 0,30‰.

Судя по этим колебаниям, можно предполагать, что гидрологический режим исследованной части Индийского океана на протяжении сравнительно недавнего периода его геологической истории испытывал изменения, вероятно связанные с географическими и климатическими особенностями этого бассейна. Таким образом, северная часть Индийского океана в историческом плане характеризуется меньшей по сравнению с Тихим и Атлантическим океанами, устойчивостью своего гидрологического режима.

SUMMARY

Distribution of chlorinity of the interstitial water were studied in cores of sediments of the Red and Arabian Seas, Indian Ocean and Bay of Bengal.

There is a correspondence between the chlorinity of the interstitial water and the hydrologic regime.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4., X раздел программы МГГ. Изд-во АН СССР. 1961.

Бруевич С. В. Погребенные опресненные воды под современными осадками Черного моря. Докл. АН СССР, т. 84, № 3, 1952.

Бруевич С. В. К химии осадков Охотского моря. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 17, 1956.

Бруевич С. В. Соленость грунтовых растворов Охотского моря. Докл. АН СССР. т. 113, № 2, 1957.

Бруевич С. В. Соленость грунтовых растворов Берингова моря. Докл. АН СССР, т. 118, № 4, 1958.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Вертикальное распределение солености и биогенных элементов в грунтовых растворах Северного Каспия. Докл. АН СССР, т. 27, № 6, 579—581, 1940.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Соленость грунтовых растворов Каспийского моря. Докл. АН СССР, т. 54, № 3, 1946.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Химический состав грунтовых растворов Каспийского моря. Сообщение 2. Северный, Средний и Южный Каспий. Гидрохим. материалы, т. 13. Изд-во АН СССР, 1947, стр. 148—186.

Бруевич С. В., Деменченок С. К. Инструкция по производству химических исследований в морской воде. Арктический научно-исслед. ин-т при Главном Упр. Северного Морского пути. Серия пособий и руководств, вып. 7. М., 1944.

Бруевич С. В., Зайцева. Е. Д. К химии осадков Берингова моря. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 26, 1958.

Бруевич С. В., Зайцева. Е. Д. К химии осадков северо-западной части Тихого океана. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 42, 1960.

Бруевич С. В., Шишкина О. В. О палеогидрологии Черного моря в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 127, № 3, 1959.

Невесская Л. А., Невесский Е. Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. Докл. АН СССР, т. 136, № 5, 1961.

Шишкина О. В. О солевом составе вод, формирующихся в морских осадках. Докл. АН, СССР, т. 105, № 6, 1955.

Шишкина О. В. Методика получения морских иловых вод и исследования их солевого состава. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 17, 1956.

Шишкина О. В. Иловые воды Тихого океана и прилегающих морей. Докл. АН СССР, т. 112, № 3, 1957.

Шишкина О. В. Хлоридно-натрий-кальциевые воды в четвертичных отложениях Черного моря. Докл. АН СССР, т. 116, № 2, 1957.

Шишкина О. В. О солевом составе иловых вод дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 26, 1958.

Шишкина О. В. Химический состав иловых вод Тихого океана. Труды Ин-та океанологии, т. 33, 1959.

Шишкина О. В. Некоторые данные о солевом составе иловых вод Азовского моря. Океанология, № 4, 1961.

Шишкина О. В. Некоторые результаты исследования иловых вод Черного моря. Сообщение 2. Труды Ин-та океанологии, т. 54, 1962.

Шишкина О. В., Быкова В. С. К вопросу о химическом составе иловых вод Атлантического океана. Труды МГФИ, т. 6, 1962.

Emery K., Rittenberg S. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 36, 5, 1952.

Kullenberg B. On the salinity of the water contained in marine sediments. Göteborg, 1952.

Kullenberg B. On the presence of sea water in the Baltic Ice-Lake. Tellus, v. 6, N 3, 1954.

Mikkelsen V. M. The salinity of the water contained in brackish water sediments compared with the content of diatoms and other organisms in the some sediments. Bull. Geol. Soc. Denmark, v. 13, Pt. 2, 1956.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

А. А. Железнова, О. В. Шишкина

ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ И АКТИВНАЯ РЕАКЦИЯ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Развитие и направление процессов, протекающих в морских осадках в стадии раннего диагенеза — процессов минералообразования, метаморфизации пропитывающих осадки вод и других в значительной степени связано с физико-химическими условиями среды.

Об этих условиях можно судить по целому ряду связанных между собой факторов, по содержанию закисных и окисных форм железа и марганца, шестивалентной положительной и двухвалентной отрицательной серы и т. д. Эти и другие элементы определяют равновесные окислительно-восстановительные системы в осадках, которые под влиянием различных причин (количества и качества органического вещества, дисперсности осадков и т. д.) могут смещаться в сторону создания окислительных или восстановительных условий. Основной и непосредственной характеристикой этих условий являются величины окислительно-восстановительного потенциала и активной реакции.

В литературе пока мало данных об этих характеристиках осадков. Согласно сводке, опубликованной в 1960 г., (Baas-Becking, Kaptan и Mooge), имеется только 600 определений окислительно-восстановительного потенциала осадков морей. Эти данные относятся главным образом к верхним слоям осадка. Окислительно-восстановительный потенциал и активная реакция в осадках Баренцева и Карского морей были измерены Бруевичем (1938) и Трофимовым (1939). В сводке В. Г. Савича (1956) приведены данные для Черного и Каспийского морей. О более глубоких слоях осадков Черного моря (до 10 *м* от поверхности дна) сказано в работе Шишкиной (1961).

За последние годы сведения об окислительно-восстановительных потенциалах и активной реакции пополнились данными, полученными во время многочисленных экспедиций э/с «Витязь» в дальневосточные моря, Тихий и Индийский океаны, а также данными зарубежных экспедиций.

Для осадков Тихого океана величины окислительно-восстановительного потенциала и активной реакции были измерены Бордовским (1960) и Романкевичем и Петровым (1961), для Калифорнийского побережья Тихого океана — Цобеллом (1946) и Эмери и Риттенбергом (1952). В поверхностных осадках Индийского океана эти величины были определены О. К. Бордовским во время 31 рейса э/с «Витязь» (Бордовский, 1961).

Материалом для настоящего сообщения послужили данные 33 рейса э/с «Витязь», полученные в результате исследования как поверхностных проб, так и проб, взятых из колонок по вертикали в осадках северной части Индийского океана, Аравийского моря и Бенгальского залива. Активная реакция и окислительно-восстановительный потенциал были измерены

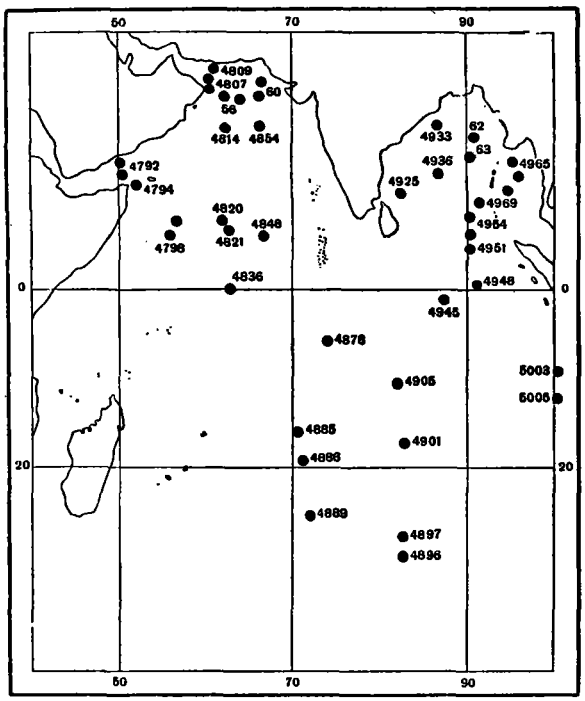


Рис. 1. Схематическая карта станций, на которых были взяты пробы осадков для изучения их физико-химических свойств

А. А. Железновой на борту судна в свежих пробах осадков, полученных геологическим отрядом при помощи грунтовых трубок и дночерпателя «Океан-50». Местонахождение станций, где были взяты исследованные пробы осадков, показано на рис. 1. Определения активной реакции проведены при помощи толстостенного стеклянного электрода (Железнова, 1958). В качестве измерительного прибора был использован датский ламповый потенциометр «pH-Meter-3» фирмы «Radiometer». Калибровка стеклянного электрода производилась ежедневно по стандартным буферным растворам с pH 2,045, 3,98, 6,83 и 9,15 для 25° С. Величины pH даны без поправок и без приведения к температуре. Для измерения *Eh* были взяты платиновые электроды в виде пластинок площадью 1 $см^2$. В качестве сравнительного электрода применен каломельный электрод с насыщенным раствором KCl.

Перед измерением *Eh* платиновые электроды были проверены на буферной смеси, состоящей из $^1/_{300}$ *M* растворов железосинеродистого и железистосинеродистого калия и $^1/_{10}$ *M* соляной кислоты. Электроды считались пригодными, если при измерении буферной смеси они показывали одинаковое число милливольт на приборе, равное +430 *мв*. В пробу ила погружали одновременно два платиновых электрода и один каломельный. Скорость установления потенциала при нормальных условиях — около 3 часов. Измерения проводили на том же датском потенциометре «pH-Meter-3». Окислительно-восстановительный потенциал (*Eh* в абсолютных величинах, отнесенных к водородному электроду, определяли по формуле: $Eh = E_{изм} + 250 - 0{,}65(t - 18)$, где t — температура воздуха в лаборатории).

Все данные измерений окислительно-восстановительного потенциала и активной реакции сведены в табл. 1. Описание осадков дано в кратком виде.

Таблица 1

Окислительно-восстановительный потенциал и активная реакция в осадках северной части Индийского океана

№ станции и слой в колонке и дночерпателе, *см*	Глубина, *м*	Описание осадков	pH	*Eh*, *мв*
		Аденский залив		
4792	2520			
Верх. дноч.		Ил известковый, глинистый, серо-зеленый	7,42	—
Низ. дноч.		То же	7,89	—
4792	2540			
20—40		То же, с большей примесью алеврита	7,77	—
70—90		То же	7,89	—
130—150		»	7,89	—
180—200		»	8,08	—
4794	393			
Верх. дноч.		Ил с примесью мелкого песка серо-зеленого цвета	7,20	—134
Низ. дноч.		То же	7,33	—281
		Аравийское море		
4798	4365			
14—40		Ил бледно-палевый, вскипает с HCl		+518
51—70		Ил палевый, плотный, вязкий, однородный, вскипает с HCl		+501
96—115		То же		+491
149—170		То же с конкрецией		+596
196—213		Ил серовато-коричневый, вскипает с HCl		+544
4799	4458			
Верх. дноч.		Ил известковый, глинистый, серовато-коричневый, с темными прослоями	7,42	+515
Низ. дноч.		То же	7,43	+431
37—49		Ил известковый, алеврито-глинистый, светло-серый, с редкими включениями гидротроилита	7,42	—322
80—101		Ил известковый, глинистый, светло-серый, с редкими включениями гидротроилита	7,12	—315
190—204		Ил известковый, глинистый, серый с зеленоватым оттенком; много включений гидротроилита	7,43	—323
290—308		То же	7,35	—229
4804	3717			
Верх. дноч.		Ил полужидкий	7,44	—371
Низ. дноч.		Ил зеленовато-серый	7,39	—342
35—52		То же	7,35	—307
85—104		То же, с мелкими включениями гидротроилита, запах H_2S	7,35	—129
4807	758			
Верх. дноч.		Ил темно-зеленый внизу со слабым запахом H_2S	7,04	—212
Низ. дноч.		То же	6,99	—186

Таблица 1 (продолжение)

№ станции и слой в колонке и дночерпателе, *см*	Глубина, *м*	Описание осадков	pH	*Eh*, *мв*
4808	3384			
Верх. дноч.		Ил серый полужидкий, вверху тонкая буроватая пленка	7,09	—352
Низ. дноч.		То же	7,19	—167
4809	2592			
10—29		Ил серый, однородный	7,37	—205
109—120		Ил серый	7,48	—231
249—270		Ил серый на гориз. 265 прослои алеврита	7,41	—258
4812	471			
Верх. дноч.		Песок мелкий, серовато-зеленый, вскипает с HCl	7,20	—157
Низ. дноч.		То же	7,22	—139
4814	3676			
Верх. дноч.		Ил темно-коричневый, вскипает с HCl	6,99	+424
Низ. дноч.		Ил светло-коричневый, более плотный	7,07	+408
30—49		Ил зеленовато-серый, вскипает с HCl	7,34	—366
140—160		То же, появляется гидротроилит	7,46	—345
250—269		То же, количество гидротроилита увеличивается	7,23	—290
355—376		То же	7,25	—287
4820	4221			
Верх. дноч.		Ил бледно-палевый, вскипает с HCl	7,19	+432
Низ. дноч.		То же	7,26	+517
10—30		Ил светло-палевый с коричневатыми прослойками, вскипает с HC	7,22	+508
70—90		То же	7,31	+506
140—160		Ил светло-серый, вскипает с HCl	7,29	+ 44
180—200		Ил светло-серый, вскипает с HCl, примесь гидротроилита	7,33	+ 10
4821	3874			
10—30		Ил бледно-палевый, вскипает с HCl	7,29	+503
50—70		То же	7,45	+497
180—197		Ил бледновато-палевый с небольшими темно-сероватыми пятнами	7,42	+491
280—298		То же	7,39	+498
380—394		»	7,43	+517
4846	3686			
ср. слой дноч.		Ил бледно-серовато-палевый, вскипает с HCl	7,08	+503
4848	4753			
Верх. дноч.		Ил темно-коричневый, слабо вскипает с HCl	7,31	+536
Низ. дноч.		То же, встречены две конкреции	7,30	+546
4848	4778			
35—53		Ил темно-коричневый, однородный, слабо вскипает с HCl	7,31	+535
85—104		То же	7,29	+507
130—150		»	7,35	+518
158—178		Ил серый, более плотный, вскипает с HCl	7,36	+ 24

Таблица 1 (продолжение)

№ станции и слой в колонке и дночерпателе, *см*	Глубина, *м*	Описание осадков	pH	*Eh*, *мв*
4854	3172			
Верх. дноч.		Ил известковый, глинистый, коричневый	7,42	+395
Низ. дноч.		Ил известковый, алевритово-глинистый светло-палевый	7,42	+339
4854	3162			
30—42		То же, серый	7,36	+ 68
100—120		То же	7,29	—243
215—234		То же, появляется гидротроилит	7,26	—308
300—317		Ил известковый, алевритово-глинистый, серый, появляется гидротроилит	7,33	— 97
384—400		То же	7,31	—335
510—529		»	7,31	—300
615—635		»	7,33	—294
720—740		То же, гидротроилита очень мало	7,34	—238
4856	818			
Ср. слой дноч.		Ил темно-серовато-зеленый, вскипает с HCl	7,70	—183
4859	1259			
Ср. слой дноч.		Ил темно-коричневато-серый, внизу серый, вскипает с HCl	7,70	—148
4860	128			
Ср. слой дноч.		Ил грязно-серый со слабым запахом H_2S, много обломков раковин	7,70	—203
4861	998			
Ср. слой дноч.		Ил серовато-зеленый	6,97	—283
4870	4118			
Ср. слой дноч.		Ил бледно-палевый, вскипает с HCl	7,48	+543
4873	4289			
Ср. слой дноч.		Ил светло-серый, вскипает с HCl	7,59	+532
		Индийский океан		
4836	4392			
5—20		Ил вскипает с HCl	7,39	+519
40—55		То же, но более темный	7,46	+536
95—112		Ил серовато-коричневый, более плотный, вскипает с HCl	7,40	+553
164—185		Ил коричневатого цвета, вскипает с HCl	7,40	+550
260—278		Ил коричневатого цвета, вскипает с HCl	7,40	+535
4878	4676			
Ср. слой дноч.		Ил известковый, глинистый, коричневый, много марганцевых конкреций	7,58	+576
4878	4686			
20—40		То же	7,76	+557
70—90		»	7,66	+633
160—180		»	7,56	+579
250—270		»	7,62	+582

Таблица 1 (продолжение)

№ станции и слой в колонке и дночерпателе, *см*	Глубина, *м*	Описание осадков	pH	*Eh*, *мв*
4885	3973			
13—30		Ил светло-коричневый	7,48	+571
53—75		Ил шоколадный	7,54	+565
120—140		Ил коричневый	7,56	+558
4886	4175			
Верх. дноч.		Ил коричневый, слабо вскипает с HCl	7,54	+572
Низ. дноч.		То же	7,48	+573
4886	4319			
30—50		Ил коричневый, мягкий с темными прослоями	7,48	+557
90—108		Ил темно-коричневый	7,53	+550
195—216		То же	7,49	+572
4889	3424			
10—35		Ил бежевый, вскипает с HCl	7,66	+533
130—150		То же	7,68	+517
250—270		»	7,77	+537
4896	3785			
Ср. сл. дноч.		Ил палевый, с обломками вулканической породы	7,54	+554
4897	4244			
Ср. слой дноч.		Ил темно-коричневый, мягкий, много конкреций	7,60	+594
20—40		Ил коричневый	7,45	+546
80—101		То же	7,45	+574
157—176		»	7,41	+576
4901	5337			
Верх. дноч.		Ил глинистый, темно-коричневый	7,21	+571
Низ. дноч.		То же	7,19	+582
4901	5378			
30—57		То же	7,13	+557
120—140		»	6,91	+586
212—232		»	6,91	+604
268—290		»	6,99	+623
4905	5151			
Ср. слой дноч.		Ил коричневый	7,40	+522
4905	5186			
68—88		Ил светло-коричневый	7,29	+435
130—150		То же	7,25	+429
180—203		»	7,26	+461
285—310		»	7,26	+454
397—421		Ил коричневато-серый	7,25	+467
574—600		То же	7,25	+454
715—742		»	7,20	+520
825—851		То же с черными пятнами	7,22	+504
935—962		То же	7,26	+468
1035—1060		То же, с сероватыми пятнами	7,23	+508
1129—1151		Ил светло-коричневый	7,29	+490

Таблица 1 (продолжение)

№ станции и слой в колонке и дночерпателе, *см*	Глубина, *м*	Описание осадков	pH	*Eh*, *мв*
5003	5685			
7—17		Ил алевритово-глинистый радиоляриевый, коричневый	—	+494
90—113		Ил алевритово-глинистый, темно-серый	—	—346
145—166		То же	—	—343
230—250		То же, серый	—	—344
276—300		То же	—	+ 25
334—350		Ил алевритово-глинистый, коричневый с черно-коричневыми пятнами	—	+594
360—383		Ил алевритово-глинистый, серый	—	—139
472—495		То же, зеленовато-серый	—	—100
560—582		То же	—	—259
595—618		То же, серый	—	— 9
687—710		То же	—	—330
760—786		То же, темно-серый	—	—334
5005	4569			
28,5—53		Ил палевый, с розоватым оттенком, вскипает с HCl	7,30	+537
80—104		Ил коричневый	7,22	+537
130—155		То же	7,22	+552
		Бенгальский залив		
4925	3482			
Верх. дноч.		Ил серовато-коричневый	7,52	+436
Низ. дноч.		То же	7,66	+331
4925	3509			
50—69		Ил темно-серый	7,45	—261
150—170		То же с гидротроилитом, очень слабый запах H_2S	7,38	—132
200—220		Ил темно-серый с тонкими прослоями	7,30	—127
300—320		Ил темно-серый со слюдой	7,24	—140
425—446		Ил темно-серый, с гидротроилитом	7,20	— 90
530—555		То же	7,20	— 83
640—665		»	7,24	—137
4933	2029			
20—40		Ил серый с голубоватым оттенком	7,50	—358
70—91		То же	7,51	—335
190—210		Ил серый	7,54	—259
300—320		То же	7,54	—266
4936	3103			
2—13		Ил известковый, алевритово-глинистый, светло-коричневый	—	+442
43—60		Ил серый, плотный	—	— 52
60—80		Ил глинистый, серый	—	— 19
130—150		Ил темно-серый	—	—116
200—220		Ил глинистый, темно-серый, с примазками гидротроилита, со слабым запахом H_2S	—	—105
301—312		Ил известковый, алевритово-глинистый, темно-серый, с мелкими включениями гидротроилита, с запахом H_2S	—	—176
395—405		То же, запаха H_2S нет	—	—158

Таблица 1 (окончание)

№ станции и слой в колонке и дночерпателе, *см*	Глубина, *м*	Описание осадков	pH	*Eh*, *мв*
4945	4523			
Ср. слой дноч.		Ил бледно-серовато-коричневый, вскипает с HCl	—	+540
4948	4563			
Верх. дноч.		Ил светло-серовато-коричневый, вскипает с HCl	—	+549
Низ. дноч.		То же, бледно-палевый, более плотный	—	+554
4951	2917			
Верх. дноч.		Ил, вскипает с HCl	—	+506
Низ. дноч.		Ил бледно-палевый, с примесью песка	—	+529
4952	2991			
Верх. дноч.		Ил бледно-палевый, вскипает с HCl	—	+429
Низ. дноч.		То же	—	+532
4954	3485			
Верх. дноч.		Ил светло-серый, вскипает с HCl	—	+489
Низ. дноч.		То же, более плотный	—	+521
4955	1122			
Верх. дноч.		Ил зеленовато-серый	—	—384
Низ. дноч.		То же, более плотный	—	+ 62
4956	3198			
Верх. дноч.		Ил светло-палевый, вскипает с HCl	7,14	+450
Низ. дноч.		То же, но более плотный	7,24	+527
4957	2900			
Верх. дноч.		Ил светло-серовато-коричневый, вскипает с HCl	7,29	+449
Низ. дноч.		То же, более плотный	7,29	+550
4962	2138			
Верх. дноч.		Ил серовато-коричневый	7,22	+520
Низ. дноч.		Ил темно-серый с коричневым оттенком	7,48	+476
4963	2519			
Верх. дноч.		Ил коричневый, мягкий	7,51	+508
Низ. дноч.		Ил серый	7,62	+108
4965	1710			
Верх. дноч.		Ил темно-коричневый	7,68	+411
Низ. дноч.		Ил серый	7,70	+ 41
4966	2448			
Верх. дноч.		Ил темно-коричневый, мягкий	7,58	+398
Низ. дноч.		Ил серый, более плотный	7,77	+110
4969	2940			
Низ. дноч.		Ил алевритово-глинистый, серый	7,56	—349
30—42		То же	7,58	—363
66—81		»	7,62	—367
110—135		То же, редкие включения гидротроилита	7,65	—368
200—217		То же	7,69	—318
385—400		То же, тонкие прослойки алеврита и гидротроилита, слабый запах H_2S	7,64	—350
435—455		То же	7,67	—332

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вода, пропитывающая морские осадки (так называемая иловая вода), как и морская вода, является буферным раствором, причем буферность ее достаточно велика. Это подтверждается тем, что несмотря на многие процессы, протекающие в осадках и могущие изменить активную реакцию, эта реакция изменяется относительно мало. К основным процессам, сдвигающим активную реакцию в щелочную сторону (повышение pH), относятся: восстановление сульфатов, в результате которого из сферы выводятся анионы сильной серной кислоты, и выветривание минералов, при котором в воду переходят соли сильных оснований (натрий, калий, кальций, магний) и слабых кислот (главным образом, кремневой). Эти соли при последующем гидролизе дают недиссоциированную кислоту и хорошо диссоциированные гидроокиси перечисленных катионов; таким образом, в воде появляются ионы (OH), дающие щелочную реакцию; наконец, поступление в иловую воду, в результате распада органического вещества — слабого основания — аммиака. Понижение pH, т. е. сдвиг к кислой реакции вызывается прежде всего выделением CO_2, поступающей в осадки в процессе окисления и разложения органического вещества в достаточно аэрируемых осадках, в меньшей степени выделением при этом же разложении слабых органических кислот.

Донные отложения северной части Индийского океана по полученным в 31 рейсе э/с «Витязь» материалам были описаны П. Л. Безруковым (1961).

Активная реакция поверхностного слоя этих отложений изменялась от 6,47 до 8,02 (Бордовский, 1961). По данным 33 рейса колебания pH были от 6,97 (ст. 4861) до 7,89 (ст. 4792). В поверхностных осадках северной части Тихого океана, как показали исследования Е. А. Романкевича и Н. В. Петрова (1961), активная реакция изменялась от 7,03 до 7,92, в центральной части Тихого океана — от 6,74 до 8,48 (Бордовский, 1960) и от 6,60 до 8,57 (Шишкина, 1958). Изменение активной реакции по типам осадков приведено в табл. 2. Для сравнения в той же табл. 2 приводим данные активной реакции для различного типа поверхностных илов Тихого океана по материалам 27 рейса. В этом рейсе был сделан меридиональный разрез большой протяженности, пересекший все основные типы пелагических осадков Тихого океана.

В распределении активной реакции в поверхностных осадках Индийского океана, так же как и в осадках других водоемов, не удается установить определенной закономерности. Наиболее низкие величины активной реакции встречены в поверхностных осадках ст. 4814 (6,99), 7807 (7,04), 4861 (6,97), при этом характер осадков на этих станциях был совершенно разный. На ст. 4814, где глубина моря была 3676 *м*, осадки представляли собой илы с примесью известковистого материала, темнокоричневого цвета с окислительно-восстановительным потенциалом, равным +424 *мв*. На ст. 4807 (глубина 758 *м*) и на ст. 4861 (глубина 998 *м*) осадки были резко восстановленного характера, зеленовато-серых цветов (на ст. 4807 с запахом сероводорода) с отрицательным окислительно-восстановительным потенциалом соответственно —212 и — 203 *мв*. Максимальные величины активной реакции наблюдались в поверхностных осадках ст. 4792 (7,89), 4856 (7,70), 4859 (7,70), 4860 (7,70), где характер осадков был восстановленный и окислительно-восстановительный потенциал колебался от —148 до —203 *мв*. Примерно те же величины активной реакции наблюдались в поверхностных осадках ст. 4889 (7,66), 4897 (7,60), 4925 (7,66) и 4965 (7,68), где осадки имели ясно выраженный окисленный характер с окислительно-восстановительным потенциалом от +331 до +594 *мв*.

Таблица 2

Изменение активной реакции по типам осадков

	Индийский океан			Тихий океан		
	Известковые (фораминиферовые осадки)	Красные глины (или близкие к ним осадки)		Глинисто-известковые илы	Красные глины	Известковые илы
31 рейс	6,47—8,02	6,96—7,89	27 рейс [данные Шишкиной (1958)]	6,88—8,57	6,90—7,62	6,60—7,78
33 рейс*	6,95—7,85	7,48—7,60				

* Включая данные по вертикали в колонках.

В распределении активной реакции по вертикали в толще осадков нет определенной закономерности.

В ряде колонок выдерживается наблюдавшаяся в большинстве случаев для многих водоемов (Савич, 1956; Шишкина, 1961) и подтверждаемая теоретическими соображениями (Мезон, 1950) обратная зависимость между активной реакцией и окислительно-восстановительным потенциалом. Так, в колонке со ст. 4814 в верхней ее части осадки окислены и имеют положительный окислительно-восстановительный потенциал (+424 *мв*), а pH, равный 6,99; ниже они подстилаются восстановленными осадками, причем изменяется как знак потенциала (—287), так и pH (7,25).

Колонка со ст. 4820 по всей исследованной длине (около 200 *см*) состоит из окисленных осадков, но с глубиной окислительно-восстановительный потенциал уменьшается, а pH с глубиной соответственно возрастает с 7,19 до 7,33. В колонке со ст. 4901 с глубиной окислительный характер осадков усиливается и потенциал возрастает, а pH, как и следует, понижается с 7,21 до 6,91—6,99. Осадки всей колонки со ст. 4969 имеют восстановленный характер, окислительно-восстановительные потенциалы везде отрицательны (от —318 до —368 *мв*), а величины активной реакции сравнительно высокие —7,56, —7,69.

В других исследованных колонках при четкой зависимости изменений окислительно-восстановительного потенциала от характера осадков, их цвета, содержания в них окисного и закисного железа и марганца, сульфидной серы и т. д., полностью отсутствует связь этих факторов с величиной активной реакции. Например, в колонке со ст. 4854 при изменении окислительно-восстановительного потенциала от + 395 *мв* вверху до —238 *мв* на глубине в колонке около 740 *см* pH по всей колонке изменяется очень мало, и при положительном значении потенциала реакция среды более щелочная (pH = 7,42), чем при отрицательном окислительно-восстановительном потенциале (7,34). Более щелочные значения pH, чем обычно встречаются при таких высоких окислительно-восстановительных потенциалах, наблюдались в осадках колонок со ст. 4836, 4848, 4878 (особенно при *Eh* = +633; pH = 7,66), 4886 и 4889.

Величины окислительно-восстановительного потенциала в поверхностных слоях осадков северной части Индийского океана колебались в широких пределах от —384 *мв* (ст. 4955 в Бенгальском заливе) до +594 *мв* (ст. 4897 в Индийском океане).

Эти данные хорошо укладываются в интервалы, получаемые исходя из теоретических рассуждений (Мезон, 1950).

Так как химические реакции в природных условиях протекают в водных растворах, то их характер в значительной мере определяется потенциалами следующих реакций:

$$H_2O = {}^1/_2O_2 + 2\dot{H} + 2\bar{e}; \qquad E_0 = 1{,}23\ в;$$

$$2\dot{H} + 2\bar{e} = H_2; \qquad E_0 = 0{,}00\ в.$$

Окислительная форма любой пары веществ с потенциалом, превышающим $+1{,}23\frac{1}{2}$ *в*, теоретически разложит воду с выделением O_2 и, следовательно, не может образоваться в водном растворе. Восстановленная форма с потенциалом ниже 0,00 тоже разложит воду и выделит H_2, поэтому тоже не может возникнуть в водном растворе. Но в этих реакциях участвуют ионы водорода, поэтому потенциалы их должны зависеть от концентрации Н-ионов.

Приведенные значения в двух вышеупомянутых реакциях даны для $[\dot{H}] = 1$, т.е. pH = 0. При возрастании pH на единицу потенциалы убывают на 0,06 *в*.

Если значения pH в природных водах в отдельных случаях колеблются в очень широких пределах от 0 (вулканические кислые воды) до 10 и более (щелочные воды), то для большинства вод они лежат между 4 и 9, а в преобладающем большинстве природных вод они отличаются от pH чистой воды (pH = 7) только на единицу. Для pH = 7 значение E_0 первой реакции должно быть +0,82 *в*, а для второй — 0,41 *в*. Таким образом, окислительные потенциалы в природных условиях, в которых pH близко к 7, должны лежать между —0,41 и +0,82 *в*. Наши данные и данные цитируемых выше авторов хорошо укладываются в эти пределы.

Осадки Индийского океана, в которых отсутствует окисленная пленка и с самого верха наблюдаются восстановительные условия, сопровождающиеся серо- и серо-зеленым цветом осадков, преобладанием закисного железа, присутствием сульфидной серы, а иногда и свободного сероводорода, имеющие отрицательный окислительно-восстановительный потенциал, распространены в прибрежных районах Аравийского моря и Бенгальского залива. Далее, в направлении океана верхний слой осадков имеет окисленный характер: коричнево-бурый цвет, преобладание содержания окисного над закисным железом, наличие четырехвалентного марганца и положительные величины окислительно-восстановительного потенциала. По мере продвижения в океан окисленный слой осадков все возрастает, достигая многих метров; так, в южной части океана колонка со ст. 4905 длиной более 11 *м* целиком была окислена и не достигла восстановленной зоны. Распространение осадков с разной мощностью окисленного слоя в северной части Индийского океана показано П. Л. Безруковым [1]. Чтобы систематизировать полученные данные, условно можно наметить несколько случаев характерных изменений *Eh* и pH по вертикали в колонках осадков северной части Индийского океана.

1. В ряде колонок вся исследованная толща осадков имеет восстановленный характер, окислительно-восстановительный потенциал везде отрицателен. Сюда относятся колонки со ст. 4804, 4809 в Аравийском море, со ст. 4933, 4936 (кроме тонкой верхней пленки в 13 *см*) и 4969 в Бенгальском заливе и со ст. 5003 (кроме верхних 17 *см*) в открытой части Индийского океана (см. табл. 1 и рис. 2). Осадки колонок со ст. 4804, 4809, 4933, 4936, 4969 представляют собой илы серых и серовато-зеленых цветов с примесью гидротроилита и часто свободного сероводорода. Окислительно-восстановительный потенциал по вертикали имеет отрицательные величины — от

[1] См. наст. том, стр. 182.

—19 до —371 *мв*. Активная реакция везде щелочная, колеблется от 7,35 до 7,69. Осадки колонки со ст. 5003—радиоляриевые, алеврито-глинистые илы серого цвета с зеленоватым оттенком. Восстановленный характер осадков обеспечен, видимо, относительно большим содержанием в них органического вещества. На глубине около 300 *см*, среди восстановленных осадков имеются два резко выделяющихся слоя 276—300 *см* и 334—350 *см* окисленных илов с окислительно-восстановительным потенциалом соответственно +25 *мв* и +594 *мв*. В слое 334—350 *см*, где *Eh* = +594 *мв*, имеются темно-коричневые пятна. Химические исследования этого слоя, проведенные А. Б. Исаевой [1], обнаружили в нем самую высокую среди изученных осадков Индийского океана концентрацию MnO_2 (более 3,6%).

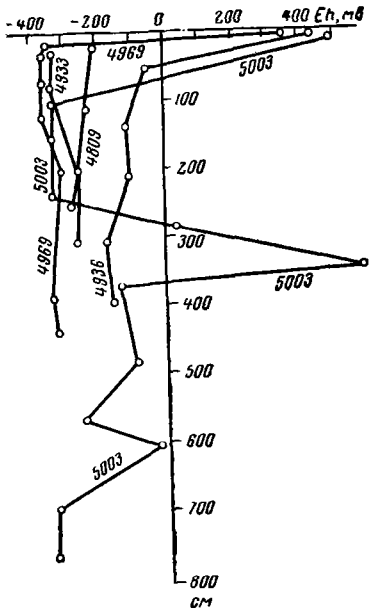


Рис. 2. Изменение по вертикали окислительно-восстановительного потенциала по колонкам со ст. 4809, 4933, 4936, 4969, 5003

2. Колонки со ст. 4799, 4814, 4854, 4925 сверху сложены окисленными осадками, ниже подстилаются восстановленными илами. Соответственно характеру осадков изменяется и окислительно-восстановительный потенциал от высоких положительных значений до отрицательных, порядка —100, —300 *мв* (см. табл. 1 и рис. 3, 4).

Из табл. 1 видно, насколько четко цвет осадка отвечает знаку потенциала. Достаточно хорошо совпадают и наблюденные величины окислительно-восстановительных потенциалов с данными химического анализа, выполненного А. Б. Исаевой в тех же пробах илов, где определялись *Eh* и pH [1].

3. Колонки со ст. 4820, 4821, 4848 из Аравийского моря со ст. 4878, 4885, 4886, 4889, 4897, 4901 и 4905 из открытой части Индийского океана представляют собой целиком окисленные осадки.

Осадки этих колонок представлены либо бескарбонатными илами типа красных глин, либо илами желтовато-коричневых цветов с примесью известкового материала (фораминифер). Окислительно-восстановительный потенциал в колонке со ст. 4820 изменяется от +432 *мв* в верхнем слое, затем повышается до +517 *мв* и далее понижается до +10 *мв*.

В колонках со ст. 4821 и 4836 наблюдаются небольшие и незакономерные колебания по вертикали *Eh* в пределах от +491 до +517 *мв* (в колонке со ст. 4821) и от +519 до +535 *мв* (в колонке со ст. 4836); аналогичные колебания отмечаются и в величинах pH. Колонки со ст. 4848, 4878, 4885, 4886, 4889, 4897 и 4901 сложены глинистыми, слабо карбонатными или совсем бескарбонатными илами коричневого цвета (красными глинами или илами, близкими к ним), содержащими железо-марганцевые конкреции. Окислительно-восстановительный потенциал в этих колонках имеет положительные и высокие значения по всей вертикали.

В колонке со ст. 4848 значение *Eh* немного понижается с глубиной. В колонке со ст. 4878 в слое 70—90 *см* наблюдается самое высокое для осадков северной части Индийского океана значение окислительно-восстановительного потенциала, равное +633 *мв*. В осадках колонок со ст. 4885, 4886, 4889, 4897

[1] См. наст. том, стр. 227.

высокие положительные величины *Eh* немного колеблются по вертикали. В осадках колонки со ст. 4901 окислительно-восстановительный потенциал повышается с глубиной от +571 до +623 *мв*. Колонка со ст. 4905 сложена радиоляриевыми и глинистыми илами с примесью радиолярий. По вертикали *Eh* колеблется в пределах от +429 до +522 *мв*.

Настоящее предварительное рассмотрение полученных материалов позволило установить хорошо выраженную связь между изменением окислительно-восстанови-

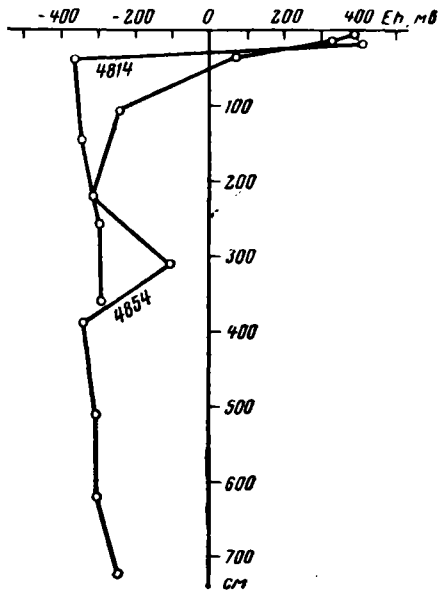


Рис. 3. Изменение по вертикали окислительно-восстановительного потенциала по колонкам со ст. 4814 и 4854

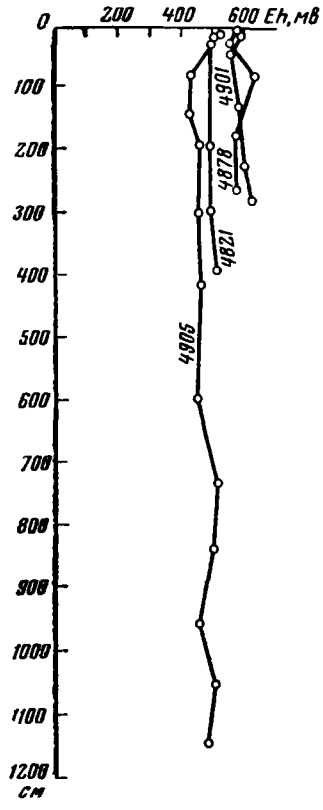


Рис. 4. Изменение по вертикали окислительно-восстановительного потенциала по колонкам со ст. 4901, 4905, 4821 и 4878

тельного потенциала и характером осадков как по поверхности, так и в толще осадков по вертикали. В распределении же активной реакции часто наблюдаются отклонения.

SUMMARY

The distribution of Eh and pH in the surface and in the cores of the different sediments of the Aden gulf, Bay of Bengal, Arabian Sea and northern part of the Indian Ocean ist shown. The connection between changes of oxidation-reduction system and physical-chemical properties of the sediments is established.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. X раздел программы МГГ (океанология). Изд-во АН СССР, 1961, стр. 76.

Бордовский О. К. К химии осадков центральной части Тихого океана. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 42, 1960.

Бордовский О. К. К химии донных отложений Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. X раздел программы МГГ (океанология). Изд-во АН СССР, 1961, стр. 91.

Бруевич С. В. Окислительно-восстановительный потенциал Баренцова и Карского морей. Докл. АН СССР, т. 19, № 8, 1938.

Железнова А. А. К вопросу об измерении pH морских осадков. Труды Ин-та океанологии АН СССР. Специальный выпуск. М., 1958.

Мезон Б. Окисление и восстановление в геохимии. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. ИЛ, 1950.

Романкевич Е. А., Петров Н. В. Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков северо-восточной части Тихого океана. Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. 45, 1961.

Савич В. Г. Основные черты окислительно-восстановительного состояния современных морских осадков. Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках. Гостоптехиздат, 1956.

Трофимов А. В. Окислительная активность и pH коричневых осадков Баренцова моря. Докл. АН СССР, т. 23, 921, 1939.

Шишкина О. В. Отчет по геохимическим работам в 27 рейсе э/с «Витязь» в Тихом океане в 1958 г. (рукопись).

Шишкина О. В. Окислительно-восстановительный потенциал верхней десятиметровой толщи четвертичных отложений Черного моря. Докл. АН СССР, т. 139, № 5, 1961.

Baas Becking L. G. M., Kaptan J. K., Moore D. Limites of the natural environment in terms of pH and oxidation-reduction potentials. J. Geol., v. 68, N 3, 1960.

Emery K., Rittenberg S. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, N 5, 1952.

Zobell C. E. Studies on redox potential of marine sediments. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, N 30, 477—513, 1946.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1964 ТРУДЫ ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ Том LXIV

А. Б. Исаева

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДКОВ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Донные отложения Индийского океана с геохимической точки зрения пока мало изучены. На борту экспедиционных судов, работавших за последние годы в Индийском океане, химические анализы свежих образцов осадков не проводились. Влажные пробы четырех колонок донных отложений, полученные во 2 рейсе Комплексной антарктической экспедиции на д/э «Обь», на меридиональном разрезе от Антарктиды до устья р. Ганг, по 97° в. д. (Лисицын, Живаго, 1958), позднее были переданы в Геологический институт АН СССР. Там были определены концентрации закисного, окисного и валового железа в этих пробах и содержание органического углерода, карбонатов и кремнекислоты (Страхов, 1961). Во время 31 рейса э/с «Витязь» изучались физические свойства осадков северной части Индийского океана, т. е. pH, окислительно-восстановительный потенциал, объемный вес и влажность (Бордовский, 1961).

Во время 33 рейса э/с «Витязь» были проведены геохимические исследования, охватившие различные типы осадков северной и центральной частей Индийского океана. Было изучено распределение по вертикали двух- и трехвалентного железа, четырехвалентного марганца и частично сульфидной серы.

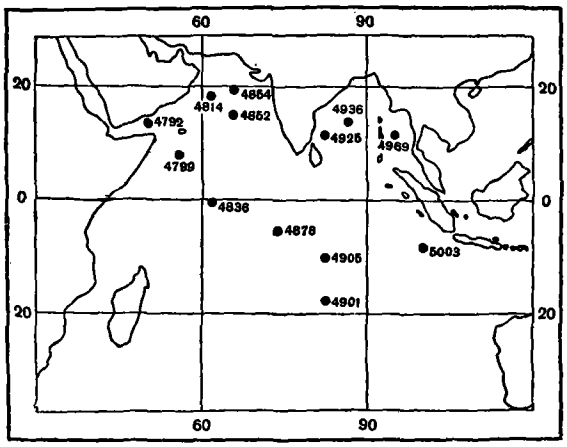
Такие исследования, проводимые на свежем материале, с одновременным сопоставлением их с данными об изменениях окислительно-восстановительного потенциала и pH и дополненные впоследствии анализами органического вещества, гранулометрического состава осадков и валового содержания железа и марганца, позволят получить представление о накоплении этих элементов и о их перераспределении в процессе диагенеза.

Двухвалентное (закисное) железо определяли хроматометрически, после разложения пробы десятиэквивалентной серной кислотой в токе углекислого газа. Трехвалентное (окисное) железо определяли из той же навески. В отсутствие сульфидов трехвалентное железо восстанавливали при помощи раствора двухлористого олова до двухвалентного состояния, титровали раствором бихромата калия сумму двух- и трехвалентного железа и последнее рассчитывали по разности. В присутствии заметных количеств сульфидов или свободного сероводорода анализ заканчивали иодометрически.

Для определения четырехвалентного марганца навеску грунта разлагали точно отмеренным объемом 0,05 *н* раствора соли Мора в 20%-ной серной кислоте, в токе двуокиси углерода, и избыток соли Мора оттитровывали 0,02 *н* раствором бихромата калия.

Сульфидную серу анализировали, разлагая навеску свежего грунта перегнанной соляной кислотой (1 : 3) в токе укглекислоты. Отгонявшийся

15*



Расположение станций, на которых проводились геохимические исследования

при этом сероводород поглощали 2,5%-ным раствором уксуснокислого кадмия. Полученный раствор приливали к точно отмеренному объему подкисленного 0,02 *н* раствора иода и избыток иода оттитровывали 0,02 *н* раствором гипосульфита натрия (Остроумов, 1953). Влажность определяли, высушивая навески грунта до постоянного веса при температуре 105—110°. Все приводимые данные пересчитаны на сухое вещество.

Химические анализы были проведены на борту судна, непосредственно после подъема трубки, в пробах натуральной влажности. Кроме того, наряду с определением по разности, в ряде случаев производилось прямое определение окисного железа. Таким образом, ошибка, связанная с окислением двухвалентного железа при растирке проб, была исключена, а ошибка, возникающая при косвенном определении трехвалентного железа, оказалась небольшой. Это позволило при рассмотрении полученных результатов не пренебрегать данными, относящимися к малым количествам окисного железа (менее 0,1%).

В настоящей работе приводятся результаты исследований, проведенных на борту судна.

Химические анализы осадков сделаны на 30 станциях, но здесь излагаются результаты анализов 13 наиболее типичных для каждого района колонок. Литологическая характеристика осадков северной части Индийского океана приведена в статье П. Л. Безрукова, помещенной в этом томе. Расположение станций показано на рисунке. Все аналитические данные сведены в табл. 1.

В пределах изученной акватории океана можно выделить три района: Аравийское море (ст. 4792, 4799, 4814, 4852, 4854), Бенгальский залив (ст. 4925, 4936, 4969) и центральная часть океана (ст. 4836, 4878, 4901, 4905, 5003).

Осадки Аравийского моря представлены в основном карбонатными, фораминиферовыми, алевритовыми, алевритово-глинистыми и глинистыми илами. По мере удаления от берегов мощность окисленного слоя в осадках постепенно увеличивается от нескольких сантиметров до 20—35 *см*, а затем быстро возрастает к югу, и на ст. 4836, которую можно отнести уже к центральной части океана, колонка длиной 280 *см* не достигла нижней границы окисленной зоны. Для осадков Аравийского моря характерны низкие концентрации реакционноспособного железа, редко превышающие 0,3—0,4%.

Таблица 1

Результаты химических анализов осадков Индийского океана

№ станции и горизонт, *см*	Глубина, *м*	Характеристика осадка	Содержание, %				
			влажность	Fe^{2+}	Fe^{3+}	MnO_2	S^{2-}
		Аравийское море					
Ст. 4792	2520						
Дночерп. верх.		Ил известковый, глинистый, серо-зеленый	71,73	0,06	0,38	1,46	—
20—40		То же, с большой примесью алеврита	58,93	0,37	0,11	0,39	—
70—90		То же	50,90	0,29	0,06	—	—
130—150		»	45,71	0,30	0,02	—	—
180—200		»	54,57	0,36	0,20	—	—
Ст. 4799	4387						
5—15		Ил известковый, глинистый, серовато-коричневый с темными прослоями	61,22	0,08	0,20	0,53	—
15—25		То же	54,81	0,07	0,15	Не обнаружено	—
37—49		Ил известковый, алевритово-глинистый, светло-серый, с редкими включениями гидротроилита	52,09	0,18	0,06	То же	0,005
80—101		Ил известковый, глинистый, светло-серый, с редкими включениями гидротроилита	56,66	0,30	0,04	»	0,010
190—204		Ил известковый, глинистый, серый, с зеленоватым оттенком, много включений гидротроилита	56,78	0,24	0,05	—	0,008
290—308		То же	57,18	0,40	0,04	—	0,008
350—368		»	54,12	0,29	0,04	—	0,007
Ст. 4814	3615						
Дночерп. рх.		Ил известковый, алевритово-глинистый, темно-коричневый	67,60	Не обнаружено	0,33	1,51	—
Дночерп. низ.		То же, светло-коричневый	48,69	0,05	0,27	Не обнаружено	—
30—49		Ил известковый, алевритово-глинистый, зеленовато-серый	39,58	0,34	0,12	—	—
140—160		То же, редкие включения гидротроилита	47,95	0,43	0,11	—	—
250—269		То же, количество гидротроилита увеличивается	46,32	0,33	0,07	—	0,005
355—376		То же	49,03	0,49	0,12	—	0,009
Ст. 4852	3869						
5—15		Ил известковый, алевритово-глинистый, бледно-палевый	44,99	0,04	0,22	Не обнаружено	—
20—25		То же, коричневый	43,39	Не обнаружено	0,41	0,34	—

Таблица 1 (продолжение)

№ станции и горизонт, см	Глубина, м	Характеристика осадка	Содержание, %				
			влажность	Fe^{2+}	Fe^{3+}	MnO_2	S^{2+}
36—46		Ил известковый, алевритово-глинистый, светло-серый, очень редкие включения гидротроилита	45,75	0,47	0,07	Не обнаружено	—
80—90		Ил алевритово-глинистый, зеленовато-серый	35,82	0,65	0,07	—	—
125—135		Ил алевритово-глинистый, светло-серый, с включениями гидротроилита	40,79	0,77	0,14	—	—
160—170		Ил глинистый, темно-серый	33,45	1,07	0,44	—	—
Ст. 4854	3202						
Дночерп. верх.		Ил известковый, глинистый, коричневый	48,33	0,04	0,86	Не обнаружено	—
10—20		Ил известковый, алевритово-глинистый, светло-палевый	46,37	0,07	0,35	То же	—
30—40		То же, серый	37,89	0,53	0,71	»	—
100—120		То же	39,09	0,92	0,21	—	—
215—234		То же, появляется гидротроилит	40,70	0,99	0,11	—	—
300—317		То же	38,84	0,97	0,19	—	0,004
380—400		»	37,50	0,88	0,17	—	—
510—529		»	38,85	0,93	0,16	—	0,005
615—635		Ил известковый, алевритово-глинистый, серый, появляется гидротроилит	37,21	0,99	0,15	—	0,005
720—740		То же, гидротроилита очень мало	35,41	0,99	0,17	—	—
		Бенгальский залив					
Ст. 4925	3495						
5—11		Ил глинистый, серовато-коричневый	64,57	Не обнаружено	0,71	0,87	—
52—62		Ил алевритово-глинистый, темно-серый	57,29	0,78	0,12	—	—
150—170		То же, с гидротроилитом, очень слабый запах сероводорода	42,72	1,66	0,16	—	0,032
300—320		Крупный алеврит, темно-серый, со слюдой	26,50	0,87	0,10	—	0,004
425—446		Ил глинистый, темно-серый, с гидротроилитом	40,00	1,86	0,15	—	0,044
640—665		То же	41,81	2,19	0,13	—	0,071
Ст. 4936	3103						
2—13		Ил известковый, алевритово-глинистый, светло-коричневый	55,34	0,04	0,48	Не обнаружено	—
60—70		Ил глинистый, серый	42,60	1,34	0,18	—	—
200—217		Ил глинистый, темно-серый с примазками гидротроилита, слабый запах сероводорода	40,63	1,69	0,17	—	0,004

Таблица 1 (продолжение)

№ станции и горизонт, см	Глубина, м	Характеристика осадка	Содержание, %				
			влажность	Fe^{2+}	Fe^{3+}	MnO_2	S^{2-}
301—312		Ил известковый, алевритово-глинистый, темно-серый, с мелкими включениями гидротроилита, слабый запах сероводорода	36,74	1,75	0,12	—	0,040
395—405		То же, запах сероводорода отсутствует	35,76	1,32	0,11	—	0,025
Ст. 4969	2940	Андаманское море					
4—10		Ил глинистый, серовато-коричневый	65,26	Не обнаружено	1,29	1,14	—
30—40		Ил алевритово-глинистый, серый	64,98	1,09	0,38	—	—
110—135		То же, редкие включения гидротроилита	49,36	1,11	0,24	—	0,005
200—217		То же	37,64	0,99	0,22	—	0,004
267—288		То же, тонкие прослойки алеврита и гидротроилита, слабый запах сероводорода	43,13	1,16	0,58	—	0,001
385—400		То же	38,18	1,21	0,52	—	0,004
435—455		»	39,88	1,15	0,50	—	Не обнаружено
		Центральная часть океана					
Ст. 4836	4402						
5—20		Ил известковый, алевритово-глинистый, бледно-палевый	49,73	Не обнаружено	0,27	0,11	—
40—50		То же	58,42	То же	0,29	0,08	—
95—112		Ил известковый, светло-коричневый	55,69	»	0,29	0,25	—
164—185		То же	54,91	»	0,33	0,14	—
260—278		»	51,40	»	0,28	0,17	—
Ст. 4878	4666						
Дночерп. верх.		Ил известковый, глинистый, коричневый, много марганцевых конкреций	62,92	»	0,28	0,26	—
20—40		То же, темно-коричневый	72,43	»	0,33	0,61	—
70—90		То же	74,84	»	0,32	0,54	—
160—180		»	72,47	»	0,33	0,50	—
250—270		»	72,86	»	0,36	0,38	—
Ст. 4901	5358						
Дночерп. верх		Ил глинистый, темно-коричневый	80,11	»	0,62	1,46	—
30—51		Ил глинистый, темно-коричневый	79,08	»	0,79	2,00	—
120—140		То же	78,24	»	0,57	2,30	—
212—232		»	74,74	»	0,59	2,17	—
268—290		»	72,81	»	0,56	2,48	—
Ст. 4905	5146						
Дночерп. низ.		Ил глинистый, радиоляриевый, коричневый	77,15	»	0,45	0,59	—

Таблица 1 (окончание)

№ станции и горизонт, см	Глубина, м	Характеристика осадка	Содержание, %				
			влажность	Fe^{3+}	Fe^{2+}	MnO_2	S^{2+}
68—88		То же, светло-коричневый	78,73	Не обнаружено	0,43	0,14	—
180—203		То же	76,55	То же	0,48	0,18	—
397—408		Ил глинистый, коричневато-серый	76,40	»	0,34	1,05	—
585—598		То же, светло-коричневый	75,80	»	0,40	0,88	—
842—851		То же, с черными пятнами	80,00	»	0,41	0,76	—
1050—1060		То же, с сероватыми пятнами	75,93	»	0,37	1,35	—
1129—1140		Ил глинистый, светло-коричневый	76,28	»	0,38	0,16	—
Ст. 5003	5675						
7—17		Ил алевритово-глинистый, радиоляриевый, коричневый	79,42	0,09	0,46	1,70	—
90—113		Ил алевритово-глинистый, темно-серый	76,36	0,51	0,19	—	—
240—250		Ил алевритово-глинистый, серый	72,24	0,81	0,14	—	—
334—350		Ил алевритово-глинистый, коричневый с черно-коричневыми пятнами	66,27	Не обнаружено	0,64	>3,6	—
370—383		Ил алевритово-глинистый, серый	72,85	0,39	0,31	—	—
472—495		То же, зеленовато-серый	69,58	0,83	0,15	—	—
595—610		То же, серый	70,38	0,63	0,10	—	—
760—780		То же, темно-серый	69,88	0,64	0,08	—	—

Количество четырехвалентного марганца в окисленном слое достигает 1,5% MnO_2. Содержание сульфидной серы в восстановленной зоне колеблется в пределах 0,005—0,007% S.

На ст. 4792, 4814, 4854, несмотря на относительно большие глубины, порядка 2500—3500 *м*, отмечается типичное для прибрежной зоны отсутствие последовательности в стадиях восстановительного процесса (Страхов, 1960): в осадках по всей длине колонки одновременно содержится в заметных количествах двух- и трехвалентное железо, а параллельно с процессом восстановления железа идет редукция сульфатов. Чем ближе к берегу, тем активнее протекают процессы восстановления. Так, на ст. 4792, при незавершенном процессе восстановления MnO_2 в MnO, в осадке уже начинает редуцироваться трехвалентное железо, в то время как на ст. 4814, расположенной несколько дальше от берега, двухвалентное железо появляется только после того, как восстановился весь марганец. Редукция сульфатов в осадках Аравийского моря начинается довольно рано, когда концентрации Fe^{2+} еще малы (0,3—0,4%), за исключением ст. 4854, где сульфидная сера появляется лишь после того, как количество Fe^{2+} достигло 1%.

В Бенгальском заливе осадки представлены главным образом фораминиферовыми илами, а также слабо-карбонатными илами, переходными от терригенных к фораминиферовым. Мощность окисленного слоя в исследованных колонках составляет 20—30 *см*. В отличие от Аравийского моря,

здесь найдены высокие концентрации реакционноспособного железа (до 2%), причем количество закисного железа значительно выше окисного.

Уменьшенные количества подвижного железа в Аравийском море (в среднем 0,4—0,5% по всей длине колонки), по сравнению с Бенгальским заливом (в среднем 1,3—1,6% по колонке), по-видимому, обусловлены тем, что на Аравийском п-ве почти отсутствуют реки, впадающие в море, и в осадках преобладают продукты абразии берегов (Безруков, 1961). Поэтому поступление в донные отложения железа в составе тонких взвесей ограничено. Напротив, в Бенгальский залив впадает много крупных рек, выносящих в океан большое количество взвеси. Влияние стока со стороны п-ва Индостан сказывается и на Аравийском море: в его восточной части концентрация железа в осадках повышена (ст. 4852, 4854).

Вниз по вертикали процесс восстановления железа непрерывно нарастает и, начиная с горизонта порядка 1,5 *м*, все большую роль играет железо, связанное с сульфидами, что видно не только по возрастанию концентраций сульфидной серы, количество которой достигает 0,07% S на ст. 4925 (на горизонте 6,5 *м*), но и по присутствию в илах свободного сероводорода. Эта тенденция к увеличению количества железа с глубиной по колонке наблюдается уже в верхних слоях осадков, неуклонно продолжается по всей длине колонок на всех исследованных станциях этого района, и можно предполагать, что процесс восстановления железа развивается и ниже изученных горизонтов. Процесс редукции сульфатов начинается, когда в осадке появляется более 1% закисного железа, и развивается с глубиной.

На ст. 4925, на горизонте 3 *м*, обнаружен слой крупного алеврита мощностью 20 *см*, расположенный между двумя слоями глинистого ила, богатого сульфидами железа. Количество сульфидной серы в этом слое уменьшается в 10 раз по сравнению с соседними, но сульфидная сера не исчезает полностью, видимо непрерывно проникая сюда из соседних слоев.

Марганец в Бенгальском заливе был найден только в верхнем окисленном слое в количествах около 1% MnO_2 (ст. 4925, 4969).

В центральной части Индийского океана, кроме фораминиферовых илов, широко развиты бескарбонатные осадки типа красных глин и радиоляриевых илов. Колонки, взятые в центре и по западной периферии Индийско-Австралийской котловины (ст. 4836, 4878, 4901, 4905), не выходят за пределы окисленной зоны, независимо от длины монолита, достигающей 12 *м* на ст. 4905. Закисное железо на этих станциях полностью отсутствует, а количество окисного железа медленно увеличивается к центру океана от 0,3% на ст. 4836 до 0,6% на ст. 4901. Следует отметить, что по вертикали концентрации трехвалентного железа остаются почти постоянными для каждой колонки, что также свидетельствует об отсутствии процессов восстановления.

В пределах мощной окисленной зоны в осадках много четырехвалентного марганца; концентрации MnO_2 быстро увеличиваются от периферии (0,1—0,2% на ст. 4836) к центральной части океана (2,0—2,5% на ст. 4901). По вертикали содержание марганца меняется мало. Только на ст. 4905, на горизонте 1129—1140 *см* содержание четырехвалентного марганца резко убывает, хотя количество окисного железа почти не меняется. Это обстоятельство позволяет предполагать, что ниже указанного горизонта окисленный слой кончается, и марганец, который восстанавливается легче железа, начинает переходить в двухвалентное состояние.

В поверхностном слое осадков ст. 4878 было найдено большое количество марганцевых конкреций, причем именно в этом слое концентрация MnO_2 меньше, чем в нижележащих слоях, видимо, в силу того, что в процессе образования конкреций происходит «стягивание» марганца из окружающих их осадков.

От осадков, находящихся в мощной окисленной зоне, резко отличается колонка ст. 5003, взятая на восточной периферии Индийско-Австралийской котловины и обладающая хорошо выраженной слоистостью. Окисленный слой на этой станции составляет всего 17 *см*. Он содержит очень мало закисного железа (0,09%) и много марганца (1,7%). Ниже этого слоя наблюдаются обычные восстановленные осадки, содержащие 0,7—0,9% реакционноспособного железа и не содержащие четырехвалентного марганца. Однако на горизонте 334—350 *см* в толще осадков располагается слой с еще более ярко выраженной окислительной обстановкой, чем в поверхностном слое. Количество закисного железа здесь падает до нуля, концентрация окисного железа увеличена, а марганца найдено более 3,6% (самая высокая концентрация, встреченная в илах Индийского океана, за исключением железо-марганцевых конкреций). Ниже залегают осадки восстановительной зоны, но в слое, лежащем непосредственно под захороненным окисленным слоем (370—383 *см*), наблюдается повышенное количество окисного и пониженное количество закисного железа по сравнению с другими участками восстановительной зоны.

Это явление хорошо согласуется с описанными Н. М. Страховым (1960) редкими случаями, когда большие накопления железа или марганца в окисленной зоне не успевают преобразоваться при переходе в восстановительную область и остаются в виде литифицированных слоев среди осадков восстановительной зоны. Подтверждением литификации погребенного окисленного слоя служит также небольшая его влажность по сравнению с соседними слоями серых илов. Возможно, что когда этот слой был еще поверхностным, в нем содержались марганцевые конкреции, о чем говорят оставшиеся в слое черно-коричневые пятна.

Таблица 2

Среднее содержание по колонкам подвижных форм железа и марганца на разрезе с северо-запада на юго-восток

№ станции	Длина колонки, *см*	Мощность окисленного слоя, *см*	Среднее содержание по колонке, %		
			Fe^{2+}	Fe^{3+}	MnO_2
4792	200	20	0,30	0,15	—
4799	370	35	0,25	0,08	—
4836	280	> 280	0	0,29	0,15
4878	270	> 270	0	0,32	0,46
4905	1140	>1140	0	0,41	0,64
4901	290	> 290	0	0,62	2,10

Если проследить разрез от периферии к центру океана, с северо-запада на юго-восток (ст. 4792, 4799, 4836, 4878, 4905, 4901) можно наблюдать следующую картину (табл. 2): с удалением от берега мощность окисленной зоны резко увеличивается от 20 до 1140 *см* и более. В области материкового склона в донных отложениях количества закисного железа преобладают над содержанием окисного. Однако абсолютные количества закисного железа по всей длине колонки тоже невелики (0,25—0,30%). В области окисленных осадков, занимающей центральную часть океана, закисное железо отсутствует полностью, а концентрации окисного железа постепенно возрастают от периферии к центру (от 0,30 до 0,60%). Одновременно увеличивается и содержание марганца в осадках, причем накопление его происходит более

быстрыми темпами (от 0,15 до 2,1%), чем увеличение концентраций железа, видимо, за счет большей геохимической подвижности марганца.

Таким образом, проведенные исследования позволили выяснить некоторые закономерности распределения железа и марганца в осадках Индийского океана, хорошо согласующиеся с общими закономерностями распределения этих элементов в современных морских отложениях.

SUMMARY

The results of chemical analysis of 13 cores of bottom sediments in the northern part of the Indian Ocean representing the different types of sediments are considered. In sediments were determined ferrous and ferric iron, four-valent manganese, sulphide sulphur and some moisture. As the oxidized layer moves away from the coast its power becomes greater and simultaneously increases the quantity of ferric iron and four-valent manganese. In sediments of reduced zone the process of reduction of iron and sulphates increases downwards. General concentrations of mobile iron are changed from 0,3—0,4% in the Arabian Sea to 1,3—1,6% Fe in the Bay of Bengal. Content of manganese varies from 0,15% to 2,1% MnO_2.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. X раздел программы МГГ (океанология), Изд во АН СССР, 1961, стр. 76—90.

Бордовский О. К. К химии донных отложений Индийского океана. В сб.: «Океанологические исследования», № 4. X раздел программы МГГ (океанология). Изд-во АН СССР, 1961, стр. 91—99.

Лисицын А. П., Живаго А. В. Рельеф дна и осадки южной части Индийского океана. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2, 9—21, 1958.

Остроумов Э. А. Метод определения форм соединений серы в отложениях Черного моря. Труды Ин-та океанологии, т. 7, 1953, стр. 57—70.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1961.

From: Oceanus, vol. X, no. 3 (1964), p. 20-21

New Submarine Canyons Found Off the Indian Coast

by E. C. LaFOND

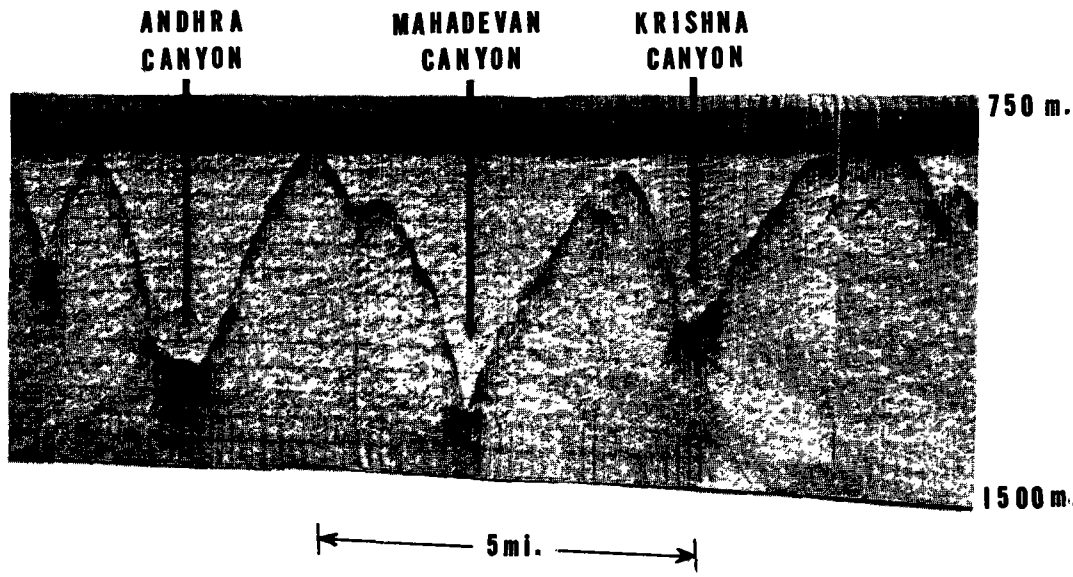
Several new canyons were found off India and in the spirit of international co-operation were given Indian names.

As a by-product of the U.S. Program in Biology the R.V. 'Anton Bruun' of the National Science Foundation* measured the topography and sampled bottom sediments during Cruise One, (12 March to 10 May, 1963) and found several new submarine canyons along the central east coast of India. The ship was sailing on a course of 234° T. and converging on the edge of the continental shelf off the Andrha Pradash coastal region at an angle of about 5°. At this point the bottom topography was mountainous. The accompanying profile shows major canyons three to four miles apart all along the track, and even the slopes of larger canyons appear to contain small contributaries. As the profile becomes shallower around 1,000 meters on the left side of the figure, another small canyon was crossed. This may signify a crossing nearer the head of the larger canyon. There were still other canyons present in both directions from this section.

The most northerly canyon, marked Krishna Canyon, on the right in the bathygram lies between ridges 830 to 900 meters deep. The crest on the north side is broader and flatter than others and is composed of three rounded crests with what appears to be small tributaries between them. The floor of the large canyon is 1180 meters deep at this crossing. The north slope is less steep than the southern one, and appears to be composed of harder material than the other, particularly at the deepest part.

Toward the south we found a narrow, V-shaped canyon, now named Mahadevan Canyon, where the sides are steep and about one to five in slope. The narrow, flat floor is about 400 meters wide and judging from the strong echo, probably compacted or composed of coarse material. The crests of the ridges on either side are at a depth of 850 and 900 meters; the floor depth is at 1370 meters.

The next large canyon has been named Andhra Canyon. The crests on either side on this crossing are at about 800 meters and the trough at 1300 meters. The base of the canyon is lower toward the north and is



DR. LaFOND of the U.S. Navy Electronics Laboratory at San Diego, was Chief scientist on Cruise One of the 'Anton Bruun'. Prior to the cruise, together with Mrs. LaFond, he visited and lectured widely at Indian Universities.

flatter than other canyons nearby. The stronger return signal indicates that the sea floor is harder at this point. The north and south sides of the canyon are nearly of equal steepness and similar to all the canyons in this area.

After the investigation it was decided to select names to identify the canyons. Andhra Canyon was named after Andhra University since it was at this institution that modern Indian oceanography began. Mahadevan Canyon was named after the late Professor C. Mahadevan, the internationally acclaimed Indian geologist who was Principal of Andhra University. Krishna Canyon was named after the late Vice Chancellor of Andhra University who had been instrumental in providing facilities and inspiration to marine science in India. The other small canyons have not yet been named. The V-shaped depressions that have been identified as canyons need more surveying to delineate their characteristics.

The 'Anton Bruun' (named for the distinguished Danish scientist who did so much to start the International Program) has been in the Indian Ocean for about one year now, to carry out the U.S. Biological Program. Many scientists from many U.S. and foreign organizations have so far taken part in cruises on board the ship. One of the goals is to acquire knowledge for the development of the marine resources of Southeast Asia for the benefit of the expanding populations in that area. The program included investigation of the winds and the radiant energy; the circulation of the water masses, especially upwelling; the distribution of plant nutrients; and the study of the life cycle from microscopic plants to zooplankton to harvestable fish, prawns, etc. The data from these phases are awaiting analysis by experts in the various disciplines covered by the program.

So many bottles have been filled with specimen, so many papers have been filled with figures, so many data have to be reduced and analyzed by many experts that it will take quite a while before this work has been done. Preliminary examination, however, shows that the work in general has been quite successful.

*See: "Bound For New Careers," Vol. VIII, No. 4

Cruise reports

ОКЕАНОЛОГИЯ

т. I 1961 вып. 2

ИНФОРМАЦИЯ

31-й РЕЙС Э/С «ВИТЯЗЬ»

Осенью 1959 г. Советский Союз направил экспедиционное судно «Витязь» для проведения комплексных океанологических исследований Индийского океана.

Целью экспедиции было проведение океанологической съемки северной части Индийского океана, определение районов возможных промысловых скоплений рыбы, комплексное изучение района глубоководного Яванского желоба. Помимо этого, коллектив экспедиции предполагал установить непосредственные контакты с учреждениями и учеными стран Индийского океана, занимающимися океанографическими работами.

Для выполнения этих задач участники экспедиции должны были собрать материал, который в результате камеральной обработки помог бы в решении таких вопросов, как циркуляция вод океана и глубинные течения, характеристика зон океанических фронтов, тепловой баланс и водообмен океана, баланс углекислого газа между океаном и атмосферой. Исследовались рельеф и строение дна океана, мощность рыхлых отложений, водная взвесь, динамика химических процессов, распределение рыб, планктона и бентоса в целях выявления наиболее продуктивных районов океана, первичная продукция и взаимозависимость между содержанием биогенных элементов и первичной продукцией в океане, взаимосвязь и географическая зональность физических, химических и биологических характеристик, радиоактивность вод, атмосферы, донных отложений, флоры и фауны.

Возглавлял экспедицию член-корреспондент АН СССР В. Г. Богоров. В ее состав входили 11 самостоятельных отрядов и групп: гидрологический отряд, начальник Г. Н. Иванов-Францкевич; метеорологический отряд, начальник Ю. А. Волков; химический отряд, начальник В. В. Мокиевская, геологический отряд, начальник П. Л. Безруков, планктонный отряд, начальник М. Е. Виноградов; ихтиологический отряд, начальник Т. С. Расс; группа бентоса, начальник Г. М. Беляев, радиометрический отряд, начальник Е. М. Крепс; физический отряд, начальник В. Н. Лавренчик; отряд морской техники, начальник В. М. Ковылин; гидрографическая группа, начальник Л. П. Насырь. Командовал «Витязем» капитан дальнего плавания И. В. Сергеев. Всего на борту судна было 136 человек команды и научных работников.

«Витязь» вышел из Владивостока 6 октября 1959 г. и окончил рейс в Одессе 28 апреля 1960 г., пробыв в плавании 205 суток. Пройдено 29 770 миль, из них 28 230 миль с эхолотным промером. «Витязь» шесть раз пересекал экватор. Выполнено 247 комплексных океанологических станций (рис.1).

Во время плавания «Витязь» для пополнения запасов топлива, воды и продовольствия заходил в Танджонг-Приок (Индонезия), Фримантл (Австралия), Коломбо (Цейлон), Кочин и Бомбей (Индия), Таматаве (Мальгашская республика). Помимо этого, для сборов коллекций фауны коралловых рифов, определения количества животного населения на них, главным образом для оценки роли живого вещества в процессе миграции в природе кальция и стронция, проводились работы на коралловых рифах островов: Рождества, Мале (Мальдивские о-ва), Носи-бе (о. Мадагаскар), Майотта (Коморские о-ва), Занзибар, Маэ (Сейшельские о-ва).

Проведены интересные методические работы по усовершенствованию приборов, организации забортных работ и т. д. Так Г. Н. Ивановым-Францкевичем даны рекомендации по использованию курсового угла троса гидрологической серии для определения общего сноса судна, полученные на основании проведенных в рейсе наблюдений. Им же предложена конструкция специальной линейки для обработки термозондограмм, значительно упростившая процесс вычисления температуры.

В рейсе были проведены опыты по одновременной работе одной носовой и одной кормовой лебедками правого борта, которыми опускаются тяжелые приборы. Оказалось, что благодаря большому весу и малой парусности хотя бы одного из приборов при определенных курсовых углах троса опасность сцепления сводится к минимуму. В течение почти всего рейса, когда проводилась одновременная работа с самыми различными приборами в разных комбинациях, не произошло ни одного сцепления и было сэкономлено около 10 суток экспедиционного времени.

В рейсе впервые систематически применялся для сбора больших объемов воды 200-литровый батометр конструкции А. П. Лисицына. Ряд небольших усовершенство-

ваний, выполненных участниками экспедиции Л. М. Хитровым и К. А. Котляровым, позволила быстро и довольно просто получать пробы воды практически с любой глубины.

Всего было собрано 57 проб для определения содержания радиоактивного стронция и некоторых других химических элементов, а также водной взвеси и планктона.

Они же ввели в строй и усовершенствованный специальный автономный радиометр для измерения общей радиоактивности морской воды in situ на больших глуби-

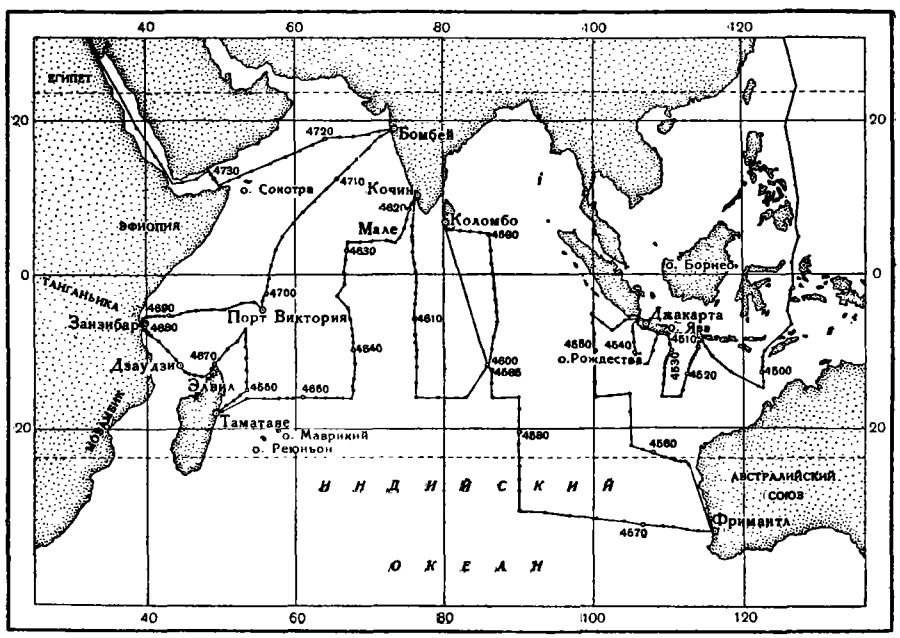


Рис. 1. Карта маршрута 31-го рейса э/с «Витязь» с океанологическими станциями

нах, работающий по принципу счета гамма-частиц методом сцинтилляционной радиометрии с использованием неорганического кристалла (натрий) и органического кристалла терфинила.

В. И. Коновалов во время плавания сконструировал, привел в рабочее состояние, изготовил в двух экземплярах 6-литровый винипластовый батометр, необходимый для взятия проб воды на анализы с повышенными требованиями к чистоте проб. Его можно подвешивать к гидрологической серии, состоящей из стандартных батометров, так как у него предусмотрена подвеска посыльного грузика. Кроме того, В. И. Коноваловым были введены в строй и усовершенствованы специальные батометры Джитса для сбора первичной продукции.

Огромный материал, полученный в экспедиции, в настоящее время обрабатывается, однако уже сейчас очевидна его значительная ценность.

Метеорологический отряд на всем пути следования судна вел попутные метеорологические, аэрологические, актинометрические наблюдения. Ежедневно составлялись две карты синоптической обстановки. Всего за рейс проведено 588 серий актинометрических наблюдений, получена непрерывная запись суммарной солнечной радиации за 114 дней, выпущено 275 радиозондов (максимальная высота подъема 32 *км*, средняя 20 *км*), составлено 296 карт погоды, причем оправдываемость прогнозов составила 87%, проведено 632 наблюдения за стандартными гидрометеорологическими элементами.

Ю. П. Завернин установил, что плавание «Витязя» в Индийском океане проходило в районах действия трех воздушных масс: тропического воздуха северного и южного полушарий и экваториального воздуха. Определена средняя граница внутритропической зоны конвергенции, проходящая вдоль 10—13° ю. ш. и отделяющая пассат южного полушария от зоны западных ветров, лежащей между фронтами. Северная зона конвергенции в восточной и центральной частях океана лежит в январе-феврале в районе 2—4° ю. ш., а в западной части на 8—10° ю. ш. Между этими фронтами находится полоса западных ветров, наблюдавшаяся восточнее 50—55° в. д. К западу от этой границы существует общий восточный поток в направлении африканской депрессии. По-видимому, основной причиной существования зоны западных ветров является общая депрессия над Австралией и Индонезией. Следует отметить, что указанные выше фронты сливаются в один в районе 40° в. д., 8—10° ю. ш.

Гидрологи проводили измерения течений при помощи самописцев БПВ-2, устанавливаемых на буйковых якорных станциях на различных горизонтах до 1000 *м* глубины. Всего выполнено 17 таких станций, продолжительность каждой из которых составляла 26—30 часов. Гидрологические серии выполнены на 206 станциях из них 83 на глубине свыше 2000 *м*, материалы температурного зондирования электробатитермозондом или термобатиграфом имеются для 196 станций, проведена запись поверхностной температуры воды судовым термографом на ходу судна в течение 1400 часов.

Большое значение для всей циркуляции Индийского океана и его гидрологического строения имеет фронтальная зона, расположенная на 10—12° ю. ш. Она доходит до

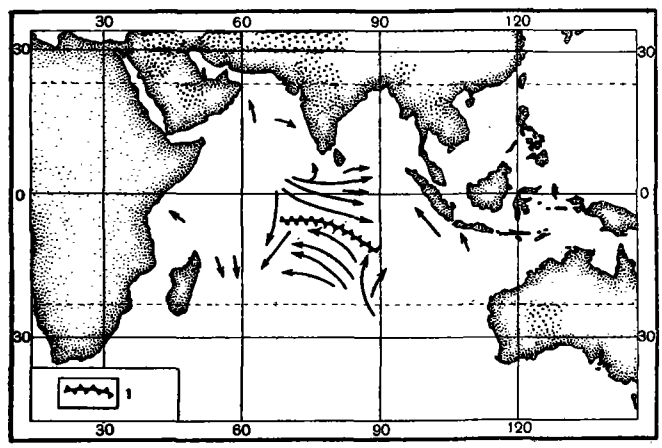


Рис. 2. Схема распределения течений на горизонте 1000 *м* по данным инструментальных наблюдений (по И. М. Овчинникову)

1 — линия фронтального раздела между Аравийскими и Антарктическими промежуточными водами

2000 *м* глубины, а по течениям наблюдалась до 1000 *м*. В области этой зоны антарктическая промежуточная вода восточнее 90° в. д. поднимается до поверхностных слоев [3]. Были построены карты границ распространения Индийской центральной воды, антарктической промежуточной воды, воды Аравийского моря, карты течений на горизонтах 15, 200, 500 и 1000 *м*. Установлено, что вода Аравийского моря протекает далеко на восток, до меридиана о. Ява. Схема поверхностных течений хорошо совпадает с известными ранее схемами потоков для зимы северного полушария, за исключением некоторых деталей. Структура поверхностных течений очень сложна. Так, например, Южное пассатное течение не представляет собой широкого равномерного потока, а является областью сложных крупномасштабных завихрений с вторичными фронтами. На значительной части океана к северу от вышеупомянутой фронтальной зоны течение уже на глубине 100—200 *м* направлено в общем на восток, т. е. противоположно *направлению течения на поверхности*. Особенностью течений Индийского океана является сильный меридиональный перенос, сравнимый по своей величине с зональным. На горизонте 1000 *м* скорость течений составляет 10—20 *см/сек*, а местами достигает 30 *см/сек*; севернее фронтальной зоны течения направлены на восток, а южнее — на запад [6], (рис. 2).

Ихтиологами собрано 747 проб. По предварительным определениям в сборах представлено 413 видов рыб из 149 семейств. В водах Индийского океана обнаружен ряд видов, известных ранее только для Тихого и Атлантического океанов. Полученные данные свидетельствуют о близости батипелагической ихтиофауны Индийского океана к Атлантической, большей, чем к Тихоокеанской. Обнаружено более десяти новых видов рыб и два новых рода, которые, возможно, заслуживают выделения в особые монотипические семейства. В результате проведенных работ могут быть даны рекомендации для изучения ряда районов, перспективных в отношении промыслового рыболовства.

Планктонный отряд провел на 189 станциях сбор фитопланктона и на 197 — зоопланктона. На 13 станциях проведен послойный лов глубоководного планктона и выполнен ряд других работ. Установлено, что качественный состав сетного фитопланктона весьма сходен по всей исследованной акватории, в нем преобладают перидиниевые водоросли, а в местах подъема вод массовое развитие получают диатомовые. В распределении фитопланктона заметна тенденция увеличения его количества к востоку и западу от центральных районов океана. Наиболее богатыми оказались районы

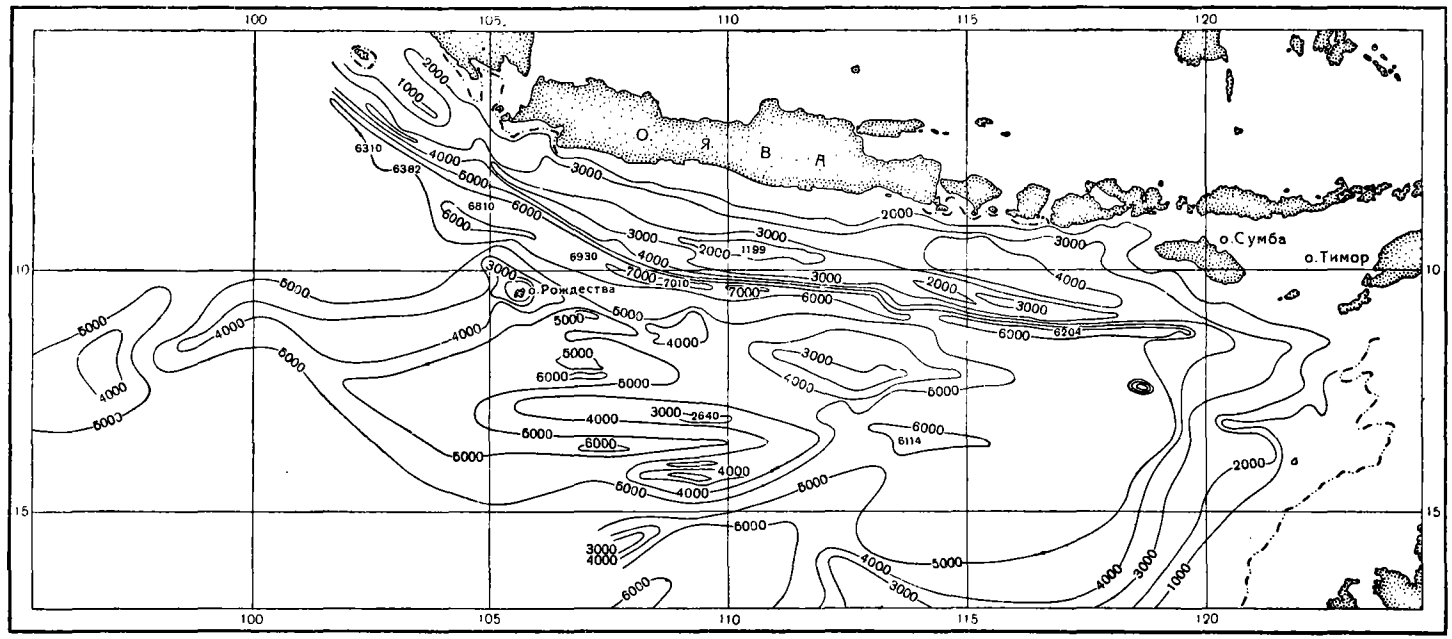


Рис. 3. Батиметрическая карта района Яванского желоба, построенная с использованием материалов 31-го рейса э/с «Витязь»

формирования экваториального противотечения и южного пассатного течения, а также прибрежные воды.

По количеству зоопланктона исследованная акватория разделяется на пять районов. К югу от 16° ю. ш. *вне области пассатных течений планктон очень беден и его* количество не превышает 25 *мг/м*³; Яванский; Восточный; Западный; Аравийский. Самые богатые — Яванский и Аравийский. В них количество планктона в среднем составляло 170—180 *мг/м*³, а местами превосходило 250 *мг/м*³. Такое различие в биомассе связано с особенностями циркуляции вод, ее повышение совпадает с местами подъема глубинных вод, обогащенных биогенными элементами. Планктон по качественному составу весьма близок к планктону тропических районов Тихого океана, хотя и имеет некоторые особенности.

Исследование глубоководного планктона показало, что его распределение в тропической области Индийского океана довольно хорошо совпадает с распределением планктона в Тихом океане.

На увеличение количества глубоководного планктона в восточной части океана вплоть до экватора влияет придонная Антарктическая вода, проходящая широким потоком на север между западной Австралией и безымянным подводным широтным хребтом, расположенным в районе 31—33° ю. ш. к западу от 100° в. д. В зонах фронтов происходит обогащение планктона до глубины 1000—2000 *м*. Особенностью распределения планктона в Аравийском море является то, что на него значительно влияет слой с минимальным содержанием кислорода, расположенный на глубинах 200—500 *м* [2].

Первичная продукция оказалась низкой в открытых районах океана и не превышала 10—30 *мг* углерода на 1 *м*² в день. Ее повышение наблюдалось в прибрежных водах и зонах поднятия глубинных вод, обогащенных биогенами, количеством которых по существу она и контролировалась. Особенно это относится к соединениям азота [4].

Бентосные материалы получены в результате проведения 30 тралений и промывки 99 дночерпательных проб.

Три трала и две дночерпательных пробы взяты в глубоководном Яванском желобе на глубинах 7 *км*. В результате получено не менее 32 видов беспозвоночных, что более чем вдвое превышает число видов, найденное здесь экспедицией на «Галатее». Ряд видов характерен только для Яванского желоба и не встречается в других глубоководных желобах. Обнаружено также несколько новых видов, а возможно, и родов. Биомасса бентоса здесь несколько выше, чем в ряде желобов тропической области Тихого океана. А. В. Ивановым проведены исследования собранных в экспедиции погонофор. Подтвердилось, что они не встречаются в открытых районах ложа океана, а тяготеют к областям материковых и островных склонов и предпочитают селиться на вулканических и терригенных осадках. Всего в рейсе обнаружено более 30 новых видов погонофор.

По данным дночерпательных проб впервые была составлена карта количественного распределения бентоса в северной части Индийского океана. В Индийском океане, так же как и в Тихом, биомасса донной фауны очень низка в открытых районах и увеличивается при приближении к берегам. Следует отметить, что западная часть океана богаче восточной: биомасса ее достигает 0,5 *г/м*². Сравнительно высокая населенность наблюдалась, помимо близких к берегам районов, в центре Аравийского моря [2].

Геологический отряд на всем пути следования судна вел непрерывный эхолотный промер. Пробы донных осадков, помимо дночерпателей и тралов, получены грунтовыми трубками, причем максимальная длина колонки составляет 1503 *см*. Проводились работы по подводному фотографированию и сбор водной взвеси методом ультрамембранной фильтрации. В результате уточнено положение отдельных крупных форм рельефа, собран большой материал о характере расчлененности океанического ложа. Выяснено, что район к югу от Яванского желоба имеет чрезвычайно сложное строение (рис. 3). Возможно, что отмеченные там поднятия и депрессии с амплитудой колебаний глубин примерно 3 *км* имеют широтное простирание, связывая в единую систему поднятия Кокосовых островов, о. Рождества и протягиваются далее на восток.

Подтверждено наличие обширной абиссальной аккумулятивной равнины в северной части Индийско-Австралийской котловины. В районе 16° ю. ш. находится большой подводный хребет, вытянутый с северо-запада на юго-восток. Его ширина у основания 110—120 миль, высота над окружающим ложем 3 *км*. Между станциями 4583—4585 обнаружена минимальная глубина — 1600 *м*. В районе 3° ю. ш. и 83° в. д. обнаружена подводная гора с глубиной над ней 1740 *м*.

На 13°55′ ю. ш. и 53°38′ в. д. обнаружена подводная гора с минимальной глубиной над вершиной 1540 *м*. Высота горы превышает 3 *км*. Вновь открытой горе присвоено имя академика И. П. Бардина.

К юго-востоку от Амирантских островов обследован желоб с глубинами более 5 *км* и прилегающий к нему подводный хребет, являющийся, по-видимому, погруженной частью единой горной цепи, включающей в себя Сейшельские и Амирантские острова, о. Альфонс, острова Агалега и продолжающейся далее на восток.

Были уточнены ареалы распространения донных осадков различных типов (рис. 4). В их распределении отчетливо выражены три основных типа зональности осадконакопления — климатическая, циркумконтинентальная и вертикальная. В северной части Индийского океана, вдали от берегов, ведущее значение имеет вертикальная зональность. Состав осадков по вертикали нередко испытывает существенные изменения,

анализ которых приводит к мысли, что в относительно недавнем геологическом прошлом, возможно в разных районах в разное время имели место крупные опускания дна океана. Ряд колонок свидетельствует об изменениях вулканической активности в области Индийского океана в четвертичный период [1].

Экспедицией было выполнено два сейсмических разреза для определения мощности рыхлых отложений. Первый разрез прошел от берегов Явы через Яванский желоб на ложе океана (рис. 5), второй — к востоку от Занзибара.

Максимальная мощность отложений определена в Балийской котловине, где она превышает 2 *км*. В районе материкового склона Африки мощность рыхлых отложений достигает 500 *м*. Точечные измерения на ложе центральной части океана показали величину около 200 *м* [5].

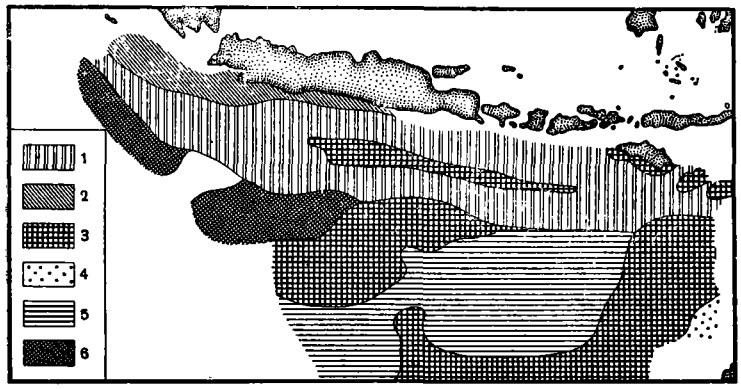


Рис. 4. Схематическая карта осадков района Яванского желоба (по П. Л. Безрукову):

1 — терригенные осадки; *2* — пирокластические осадки; *3* — фораминифе ые осадки; *4* — коралловые осадки; *5* — красные глины; *6* — радиоляриевы осадки

При заходах в иностранные порты наши ученые установили научные контакты с рядом научно-исследовательских и промысловых учреждений и учеными разных стран. В Джакарте мы познакомились с Институтом морских исследований. Возглавляет Институт молодой ученый Е. Сурьяатмаджа, гидролог по специальности. Научный штат Института состоит из 6 человек. При Институте имеется небольшой аквариум из нескольких секций. 200-тонный исследовательский корабль «Самудера» проводит исследования в морях, омывающих Индонезию. Институт ведет исследования по распределению солености поверхностных вод Индонезийских морей, причем данные собираются попутно, рейсовыми судами. Проводятся большие ихтиологические исследования промысловых объектов. В ближайшие годы предполагается значительно расширить объем исследований.

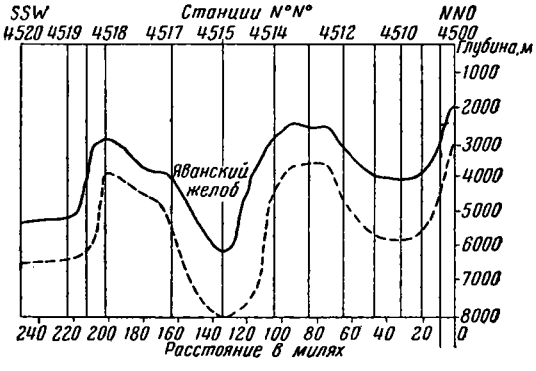


Рис. 5. Разрез донных отложений в районе Яванского желоба, определенных сейсмическим методом (по В. М. Ковылину)

В музее г. Перт (Зап. Австралия), основанном в 1895 г., ведется обработка морской фауны, особенно рыб и ракообразных, издаются труды с описанием морской фауны. Других, связанных с исследованиями океана, учреждений в Зап. Австралии нет. Руководство океанографическими работами в водах Индийского океана осуществляется сотрудниками отдела рыболовства и океанографии Организации по научным и промышленным исследованиям, находящегося в г. Кронулла.

Во Фримантле находилось гидрографическое судно «Диамантина», на котором австралийцы проводят океанографические работы в восточной части Индийского океана. Это — корабль водоизмещением 1400 *т*. На нем оборудовано две лаборатории для океанографических исследований.

В Коломбо находится рыбоисследовательская станция, где сосредоточены почти все специалисты, занимающиеся исследованиями моря. Основное внимание уделяется работам по гидрологии и биологии прибрежных вод с целью изучения промысловой фауны и ее скоплений.

В Бомбее и Кочине находятся отделения Центрального института морского рыбного хозяйства. В них ведутся работы по изучению промысловых рыб и ракообразных, планктона, гидрологии и гидрохимии. Для сбора материалов используются рыбные суда, а иногда и суда военно-морского флота. Бомбейское отделение возглавляет ихтиолог Т. Талисилингам. Там работает восемь научных сотрудников. В Кочине организована физическая лаборатория и отделение океанографии. В Университете провинции Керала имеется своя океанографическая лаборатория, которой руководит доктор Куриан, и работает пять ученых. Для работ в море используется 50-тонное исследовательское судно «Конч». В Бомбейском аквариуме, возглавляемом доктором Кулкарни, проводятся различные экспериментальные исследования.

В течение двух месяцев на борту «Витязя» работали трое индийских ученых: доктора Аэр и Прасад, магистр Раджу.

Центр французских океанографических исследований в Мальгашской республике находится в порту Элвил на о. Носи-бе. Он состоит из лабораторий гидрологии и гидрохимии, ихтиологии, морской биологии и планктона. Работы ведутся шестью научными сотрудниками, во главе с профессором Полианом — директором научного института Мадагаскара. Океанографические работы выполняются на двух судах 100-тонном «Орсо» и 20-тонном боте, ведущих работы в прибрежных районах океана. Для океанических исследований используются суда гидрографии. Одно из таких судов — «Лаперуз» — обычно ведет промерные и другие гидрографические работы, но иногда его используют для гидрологических исследований в океане. По своим данным «Лаперуз» несколько напоминает австралийскую «Диамантину».

На Занзибаре мы ознакомились с восточноафриканской морской рыбоисследовательской организацией, являющейся по существу, небольшим институтом с шестью научными сотрудниками, которому принадлежит 208-тонный бывший тральщик «Манихин». Директор института — доктор Холл.

Во время посещения мы обменялись с иностранными научными учреждениями различной информацией, трудами, оттисками статей. Все встречи проходили в обстановке дружбы и взаимопонимания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л., 1961. Исследования донных осадков северной части Индийского океана, Океанологические исследования, № 4.
2. Беляев Г. М., Виноградов М. Е., 1961. Зоологические исследования в 31 рейсе экспедиционного судна «Витязь», Зоол. ж. 40, вып. 2.
3. Иванов-Францкевич Г. Н., 1961. О некоторых особенностях гидрологического строения и водных массах Индийского океана, Океанологические исследования, № 4.
4. Кабанова Ю. Г., 1961. Первичная продукция и содержание биогенных элементов в воде Индийского океана, Океанологические исследования, № 4.
5. Ковылин В. М., 1961. Сейсмоакустические исследования в океане методом отраженных волн с многоканальной приемной системой, Океанологические исследования, № 4.
6. Овчинников И. М., 1961. Циркуляция вод северной части Индийского океана в период зимнего сезона, Океанологические исследования, № 4.

И. М. Белоусов

ОКЕАНОЛОГИЯ

т. I 1961 вып. 4

ИНФОРМАЦИЯ

ИССЛЕДОВАНИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В 33-М РЕЙСЕ Э/С «ВИТЯЗЬ»

33-й рейс экспедиционного судна Института океанологии АН СССР «Витязь», так же как и его 31-й рейс, проводился в соответствии с программой международного исследования Индийского океана, организованного по инициативе Специального комитета океанографических исследований при Международном совете научных союзов. В осуществлении этой программы, рассчитанной на несколько лет (1960—1964 гг.), согласились участвовать 13 стран: СССР, Австралия, Англия, Индия, США, Франция, Япония и некоторые другие. Актуальность постановки систематических исследований Индийского океана диктовалась его исключительно слабой изученностью.

Советский Союз приступил к выполнению этой программы раньше большинства других стран, направив э/с «Витязь» в Индийский океан (в 31-й рейс) в октябре 1959 г. Первое плавание «Витязя» в Индийском океане проходило преимущественно в его северной части и закончилось в апреле 1960 г. в Одессе [5]. Одновременно с «Витязем» зимой 1959—1960 гг. в южной части Индийского океана вели океанографические работы австралийское судно «Диамантина», американское судно «Вима» и французское — «Лаперуз»,

В начале октября 1960 г. «Витязь» снова был направлен в Индийский океан в 33-й рейс. В программу рейса входило проведение комплексных океанографических исследований в северной части Индийского океана, включая Аравийское море, Бенгальский залив и Андаманское море, а также в его центральной части (на юг до 40° ю. ш.) и в районе северо-западной половины Яванского глубоководного желоба.

Основными задачами экспедиции являлись сбор материалов и производство наблюдений для разработки следующих научных проблем:

1) циркуляция вод и глубинные течения;
2) характеристика зон океанических фронтов;
3) тепловой баланс и водообмен океана;
4) физика приводного слоя атмосферы над океаном;
5) рельеф и тектоника дна;
6) исследования донных осадков и водной взвеси в связи с вопросами осадкообразования. Геологическая история океана;
7) характеристика и динамика химических процессов в океане;
8) исследования распределения рыб, планктона и бентоса в целях определения продуктивных районов океана;
9) взаимосвязь и географическая зональность физических, химических и биологических характеристик;
10) радиоактивность воды и донных отложений;
11) усовершенствование методики исследований.

Почти по всем этим проблемам работы 33-го рейса должны были продолжить и расширить исследования, проводившиеся в 31-м рейсе «Витязя» в Индийском океане.

Кроме того, в задачи экспедиции входило производство метеорологических, актинометрических, астрономических и некоторых других исследований.

В экспедиции участвовало 130 человек, из них 65 человек научного состава и 65 человек экипажа судна. В экспедиции работали следующие научные отряды: 1) метеорологический (нач. отряда Л. П. Шкоткин); 2) гидрологический (нач. отряда Ю. А. Иванов); 3) химический (нач. отряда В. Н. Иваненков); 4) геологический (нач. отряда Е. И. Гордеев); 5) отряд сейсмоакустики (нач. отряда Ю. П. Непрочнов); 6) отряд планктона (нач. отряда Л. И. Пономарева); 7) отряд бентоса (нач. отряда Ф. А. Пастернак); 8) ихтиологический (нач. отряда Н. В. Парин); 9) физический (нач. отряда Ю. И. Продан); 10) отряд по изучению радиоактивности (нач. отряда А. Г. Зеленков); 11) гидрографическая группа (нач. группы Л. П. Насырь). Начальник экспедиции — П. Л. Безруков, заместитель — И. А. Стоянов, капитан «Витязя» — И. В. Сергеев.

Большинство членов экспедиции состояло из сотрудников Института океанологии. Кроме того, в рейсе участвовали сотрудники Морского гидрофизического института, Государственного астрономического института им. Штернберга, Приморского управления гидрометслужбы и некоторых других учреждений.

«Витязь» вышел из Одессы в 33-й рейс 6/X 1960 г. и, пройдя 31 250 миль, 19/IV 1961 г. прибыл во Владивосток. Таким образом, плавание продолжалось 194 суток. Маршрут экспедиции показан на рис. 1. Во время рейса «Витязь» заходил для пополнения запасов в порты Аден, Бомбей, Коломбо, Калькутту и Сингапур. Кроме того, он посетил атолл Диего-Гарсия в архипелаге Чагос, где сотрудники экспедиции провели сборы фауны на литорали коралловых рифов.

Ниже приводятся некоторые количественные показатели выполнения плана работ:

Общее количество океанографических станций	282
Гидрологические станции	195
из них глубже 2000 *м*	128
Буйковые, преимущественно суточные станции	21
Станции с вертикальным зондированием t°	231
Сборы грунтовыми трубками	104
из них тяжелыми поршневыми трубками	14
Фотографирование дна, станции	30
Сбор взвеси методом фильтрации, количество фильтров	3300
Сбор взвеси методом сепарации, мили	18 000
Эхолотный промер, мили	28 645
Сейсмические станции с косой	144
Сейсмические профили с радиобуями	3
Сборы воды 200 *л* батометром	50
Планктонные ловы до 500 *м*, станции	188
Планктонные глубинные ловы, станции	7
Глубоководные траления, станции	23
Ловы рингтралами, станции	23
Обловы звукорассеивающих слоев	36
Дночерпатели, станции	188
Ловы оттертралом	4
Ихтиологические ловы, станции	188
Ловы большой конической сетью	8

В 33-м рейсе были введены в действие некоторые новые приборы и методы исследований, не применявшиеся в предыдущих океанских рейсах «Витязя» или вообще в океане. Сюда, в частности, относятся: градиентные наблюдения над t° и влажностью воздуха с электропсихометрами; градиентные наблюдения над t° и ветром с метеобуем; инструментальные измерения течений с БПВ на глубинах до 5000 *м*; сбор взвеси методом сепарации (проводился ранее в Антарктической экспедиции на д/э «Обь»); работы с сейсмическими буями (проводились ранее на Черном море); работы с длинной (1700 *м*) пьезокосой для определения средних скоростей звука в осадках: тяжелая грунтовая трубка большого диаметра (170 *мм*) длиной около 12 *м* (использовалась на Черном море); наблюдения над искусственными спутниками Земли при помощи гиростабилизирующей платформы и некоторые другие приборы и методы работ.

В краткой статье невозможно изложить научные результаты всех проведенных экспедицией исследований. Поэтому мы ниже остановимся, базируясь на данных отдельных научных отрядов, только на некоторых основных результатах рейса.

Одним из наиболее существенных результатов рейса можно считать выполнение довольно подробной океанографической съемки таких крупных и в то же время малоизученных районов Индийского океана как Аравийское море, Бенгальский залив и Андаманское море. Столь разносторонних глубоководных исследований здесь ранее не проводилось. Работы в экваториальной зоне океана и на двух меридиональных разрезах в его центральной части также дали много новых интересных сведений. Исследования, проведенные в районе западной части Яванского желоба, существенно пополнили материалы, полученные в 31-м рейсе в его восточной части, и дали возможность получить более цельное представление о строении этой наиболее глубокой впадины Индийского океана.

Изложение научных результатов экспедиции целесообразно начать с работ геологического отряда, поскольку рельеф дна и глубины океана определяют характер многих протекающих в нем процессов.

В результате непрерывного эхолотного промера выявлены и уточнены многие важные черты строения дна Индийского океана.

В Аравийском море получены обширные материалы, показывающие, что за пределами материкового склона его дно представляет в основном обширную аккумулятивную равнину. В северной части моря тремя галсами пересечен малоисследованный подводный хребет Меррея, открытый Англо-египетской экспедицией на судне «Мобахис» [7]. Хребет простирается с северо-востока на юго-запад и является продолжением одного из горных сооружений правобережья р. Инда. На поверхности хребта обнаружены плосковершинные горы с минимальными глубинами до 455 *м*. Выявлен сопряженный с хребтом желоб, обладающий крутыми склонами и плоским дном с глубинами до 4230 *м*.

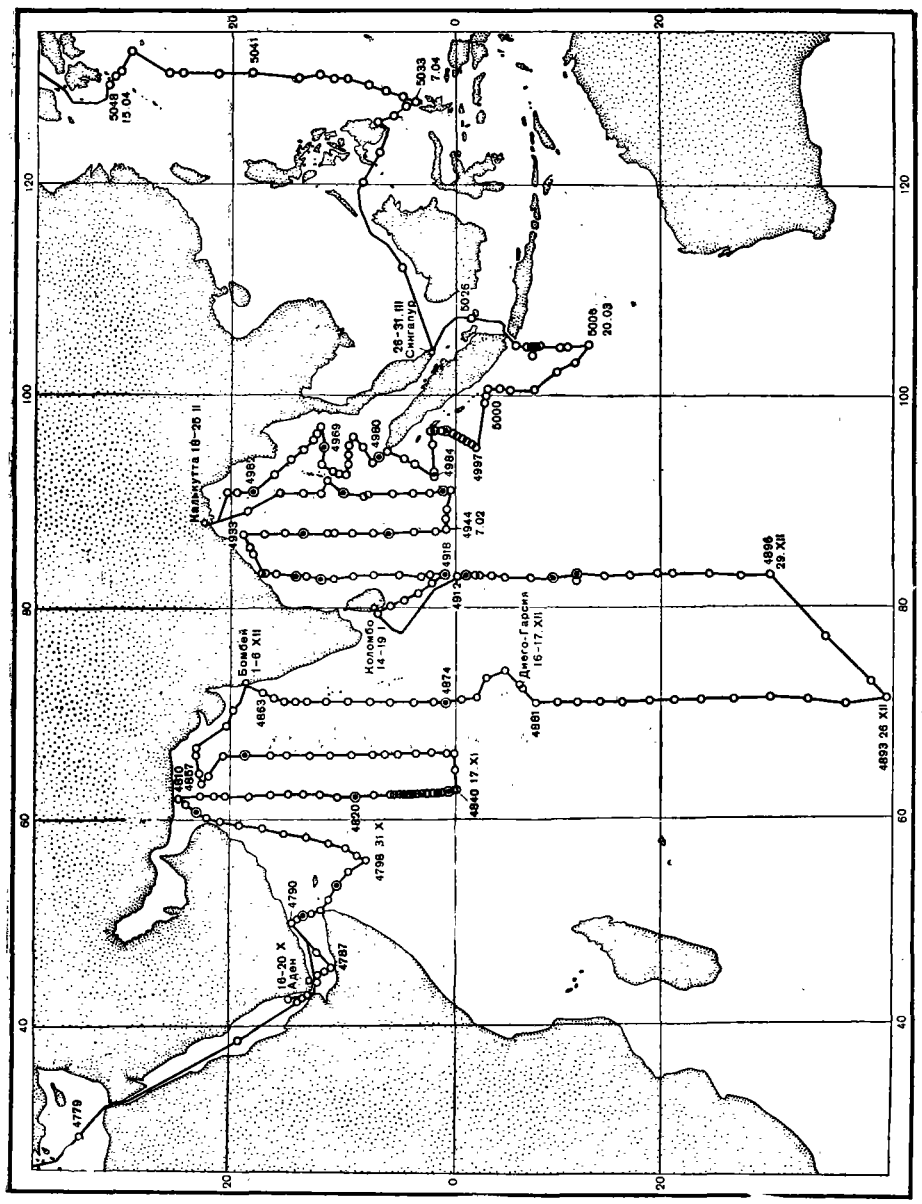


Рис. 1. Карта маршрута 33 рейса э/с «Витязь»

Уточнены контуры и характер поверхности пересекающих океан крупнейших подводных хребтов — Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского. Оба хребта оказались значительно шире, чем это указывалось на картах. Они имеют исключительно сложно расчлененный рельеф, увенчаны многочисленными горами; некоторые из них, с относительной высотой 2—2,5 *км*, обнаружены впервые. Вдоль осевой части Аравийско-Индийского, а также Центрально-Индийского хребта на нескольких пересечениях прослежена глубокая продольная долина, соответствующая рифтовой долине, описанной Хизеном в более южной части Центрально-Индийского хребта. Непосредственно к востоку от Центрально-Индийского хребта в районе архипелага Чагос пересечен двумя галсами глубокий желоб, обладающий крутыми склонами и плоским дном, находящимся на глубине около 5400 *м*. По своему строению и положению относительно соседней островной гряды вновь открытый желоб Чагос имеет сходство с другими глубоководными океаническими желобами. Для выяснения его протяженности необходимы дальнейшие исследования.

Подвергнута детальному промеру крупная подводная гора, открытая в 31-м рейсе «Витязя» на новом подводном хребте в 550 милях к ЮЮВ от Цейлона. Хребет располагается в пределах аккумулятивной равнины, распространяющейся из Бенгальского залива в область северной части Индийско-Австралийской котловины, примерно до 7° ю. ш. Минимальная глубина над вершиной обследованной горы — 1550 *м*. Горе

UNESCO Абонемент

присвоено имя первого русского путешественника, плававшего в Индийском океане в XV веке — Афанасия Никитина [1].

К югу от 7° ю. ш. дно Индийско-Австралийской котловины имеет очень сложное расчленение с преобладанием форм вулканического рельефа.

В Бенгальском заливе на материковом склоне, а также в области аккумулятивной равнины, занимающей большую часть дна залива, встречены многочисленные подводные долины, образовавшиеся, по-видимому, в результате деятельности мутьевых потоков. Существование таких долин здесь ранее отмечалось Дитцем [6]. В юго-восточной части залива пересечен и прослежен до экватора малоизученный подводный хребет с глубинами над ним 2000—2500 *м*.

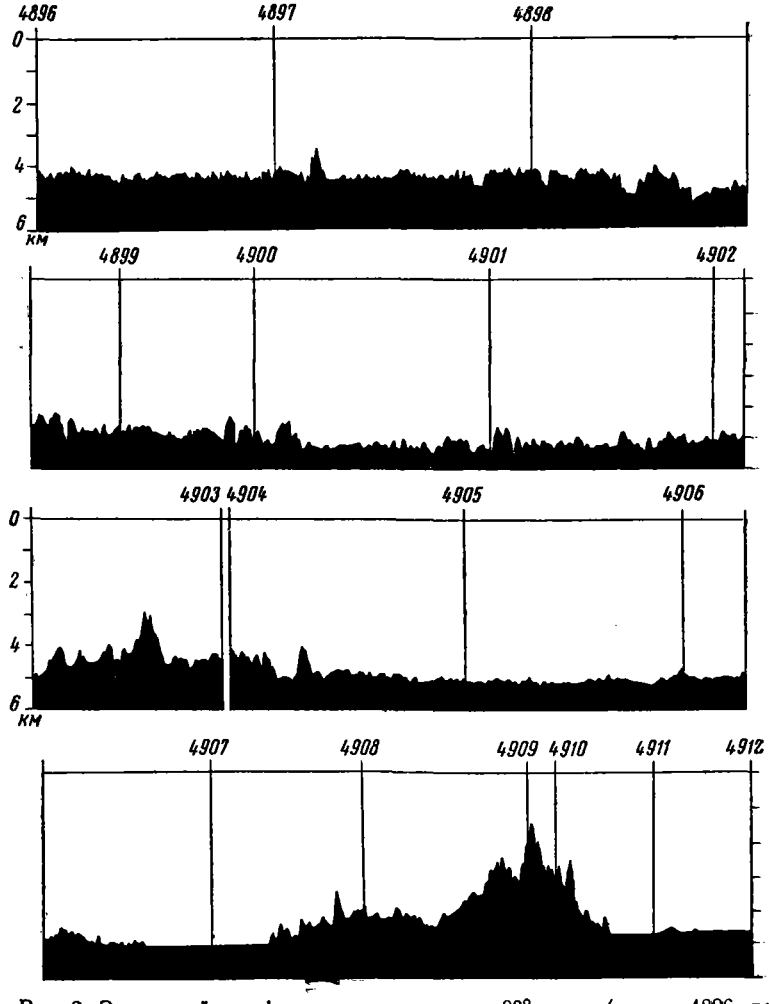


Рис. 2. Эхолотный профиль дна океана по 83° в. д. (от ст. 4896 до ст. 4912)

В Андаманском море пересечены несколькими галсами глубокий желоб, протягивающийся вдоль подножья восточного склона Андаманско-Никобарской островной гряды, а также расположенный к востоку от него подводный хребет, на котором находится банка Инвизибл.

Исследования в районе западной части Яванского желоба против о-ва Суматры показали, что его склоны здесь имеют очень сложное строение. По внешнюю сторону желоба протягивается то сравнительно пологий вал, то цепь крупных поднятий, носящая характер горного хребта, увенчанного многочисленными горами с глубинами над ними 2500—3000 *м*.

Выявлен подводный хребет, соединяющий поднятия о-ва Рождества и Кокосовых о-вов. К юго-западу от о-ва Рождества открыта и подвергнута специальному промеру подводная гора относительной высотой более 3 *км* с минимальной глубиной над вершиной 1440 *м*.

Некоторые из полученных в рейсе новых сведений о донном рельефе Индийского океана могут рассматриваться как значительные географические открытия.

Обширные материалы собраны по составу и распределению донных осадков. Установлено, что не только в области крупных океанических хребтов с очень сложным расчленением поверхности (Аравийско-Индийский, Центрально-Индийский и др.), но также и в удаленных от суши глубоких котловинах (Индийско-Австралийской, Центрально-Индийской), обладающих весьма неровным, преимущественно вулканическим донным рельефом, осадки распределены крайне неравномерно. Частые и резкие контрасты рельефа с амплитудами глубин в области хребтов до нескольких километров, а на холмистых равнинах обычно во много десятков или в несколько сот метров (рис. 2) обусловливают при малой скорости осадконакопления чрезвычайно широкое распространение здесь выходов твердых пород, т. е. прерывистость осадконакопления. Наличие обнаженных участков дна во многих случаях подтверждено путем взятия проб

Рис. 3. Выходы вулканических пород поверхности Аравийско-Индийского хребта (Ст. 4845, глубина 2600 *м*)

пород (преимущественно базальты) дночерпателями и трубками, а также подводным фотографированием (рис. 3). Но только анализ эхолотных профилей дает ясное представление об исключительно больших масштабах этого явления. Можно без преувеличения сказать, что на дне океана существует бесчисленное количество выходов вулканических пород.

Наряду с этим, резкие колебания глубин в области как океанических хребтов, так и холмистых глубоководных котловин обусловливают ярко выраженную вертикальную зональность осадконакопления. Последняя выражается в многократных изменениях гранулометрического и вещественного состава глубоководных осадков, часто на очень коротких расстояниях.

Изменения гранулометрического состава осадков от поднятий к депрессиям дна связаны с изменениями гидродинамических условий, отчетливо проявляющимися даже на глубинах более 5 *км*. Подводные фотоснимки дна показали распространение на поверхности подводных хребтов на глубинах до 3 *км* типичных знаков ряби, образованных сильными течениями (рис. 4). Изменения вещественного состава глубоководных осадков особенно резко происходят в интервале глубин от 4200 до 4700—5000 *м*, на котором чистые карбонатные осадки (фораминиферовые илы), в силу растворения карбоната кальция в холодных глубинных водах, сменяются осадками бескарбонатными (красные глины).

Сочетание прерывистости и вертикальной зональности осадконакопления в центральных частях океана на хребтах и в глубоких котловинах приводит к крайней неравномерности, невыдержанности состава глубоководных осадков. В связи с тем, что области с расчлененным рельефом занимают не менее 3/4 дна океана, становится ясным, что неравномерность осадконакопления представляет одну из наиболее характерных черт океанической седиментации, на что до сих пор обращалось недостаточно внимания.

Иная картина наблюдается в области аккумулятивных абиссальных равнин, располагающихся обычно в окраинных частях океана. Примером их служит дно Аравий-

ской котловины и Бенгальского залива с прилегающей северной частью Индийско-Австралийской котловины. Здесь современные осадки распространены более равномерно и изменения их состава совершаются постепенно. В то же время на абиссальных аккумулятивных равнинах ниже поверхности дна широкое распространение имеют осадки, образовавшиеся в результате деятельности мутьевых потоков. К таковым относятся прослои полимиктовых, обычно слюдистых песков и алевритов, встреченные во многих длинных колонках на глубинах до 5000 *м*.

Уточнена картина распределения различных типов донных осадков, выяснено широкое распространение в Индийско-Австралийской котловине железо-марганцевых конкреций, получены новые данные о распространении радиоляриевых и этмодискусовых илов, которые впервые встречены в условиях не только окислительной, но и восстановительной зоны осадков. Установлено почти повсеместное распространение в осадках вдольматерикового склона и у его подножья сероводорода, составлена карта мощно-

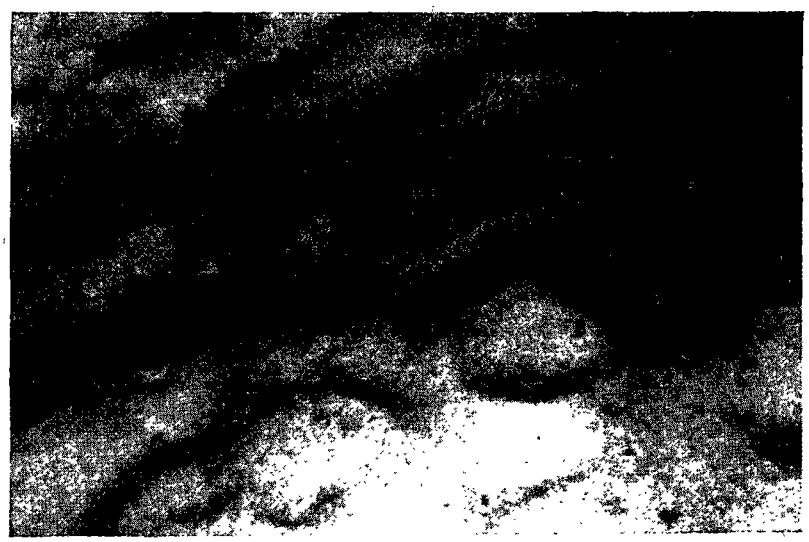


Рис. 4. Знаки ряби, образованной течениями, на поверхности Аравийско-Индийского хребта (Ст. 4823, глубина 2000 *м*)

стей верхнего окисленного слоя осадков в северной части океана. Во многих колонках проведены определения содержания подвижного окисного и закисного железа, четырехвалентного марганца и сульфидной серы.

Отрядом сейсмоакустики выполнены обширные работы по определению мощности осадочной толщи методом отраженных волн с использованием пьезосейсмографной косы. В области аккумулятивной равнины Аравийского моря мощность донных отложений постепенно уменьшается с севера на юг от 2,5 до 0,5 *км* [3]. В Бенгальском заливе она максимально достигает 3 *км*, в примыкающей к заливу части Индийско-Австралийской котловины достигает 2,5 *км*, в центральной части океана колеблется от 400 до 100 *м*. На многочисленных же вулканических горах, как указывалось, осадочная толща совсем выклинивается. В Яванском желобе мощность неуплотненных осадков 2—3 *км*.

Выполнено три разреза методом преломленных волн с применением автономных сейсмоакустических буев. Установлено, что в Индийско-Австралийской котловине под осадочной толщей залегают базальты. Определена мощность земной коры, равная здесь 7,0±1,5 *км* [4].

Метеорологический отряд проводил в течение всего плавания разнообразные гидрометеорологические, аэрологические, а также актинометрические наблюдения, составлял синоптические карты и обеспечивал экспедицию прогнозами погоды. Кроме того, велись градиентные наблюдения над температурой и влажностью воздуха с борта судна при помощи электропсихрометров, а на некоторых станциях градиентные наблюдения при помощи метеобуя над ветром и температурой в приводном слое атмосферы.

Гидрологическим отрядом составлены карты и разрезы t° и S‰ для северной части Индийского океана. Исследованы вопросы формирования полей температуры и солености. По данным Ю. А. Иванова, распределение температуры определяется положительным теплообменом на поверхности океана и отрицательным, преимущественно турбулентным обменом в его толще. В результате взаимодействия этих процессов устанавливает-

ся наблюдаемое распределение температуры: на поверхности она колеблется в пределах 26—28°, у дна между 1,3 и 1,7°. В верхнем слое теплосодержание больше в Бенгальском заливе, чем в Аравийском море, в слое от 150 *м* — до дна наблюдается обратная картина. Это объясняется тем, что в Бенгальском заливе, вследствие превышения осадков над испарением, формируется резко выраженный (по сравнению с Аравийским морем) *слой скачка плотности, препятствующий вертикальному перемешиванию* вод. Распределение t° в Андаманском море определяется интенсивным вертикальным обменом, что приводит к повышению теплосодержания подповерхностных слоев. Ниже 1500 *м* t° воды близка к 5°, т е. равна температуре на глубине порога наиболее глубокого пролива.

Поле солености в северной части Индийского океана формируется в результате взаимодействия источников осолонения (Красное море, Аденский, Персидский, Оманский заливы, северная часть Аравийского моря, центральная часть океана) и опреснения (Бенгальский залив, Андаманское море, северо-восточная часть океана, антарктические воды).

В Аравийском море прослеживается три слоя повышенной солености: подповерхностный, собственно аравийского происхождения; промежуточный, формирующийся в Персидском заливе, и нижний, красноморского происхождения. По мере удаления от очагов их формирования эти слои трансформируются и теряют свою индивидуальность. Распространяясь в восточную часть океана, они окончательно перемешиваются и заполняют Бенгальский залив в виде одного слоя повышенной солености. Пониженная соленость обнаруживается в поверхностном слое северо-восточной и восточной частей океана и в глубинных придонных слоях всей северной части Индийского океана.

В Аравийском море, в Бенгальском заливе и на двух меридиональных разрезах в центральной части океана по форме изолиний температуры и солености выделены зоны опускания и подъема вод. В центральной части океана, где все процессы имеют ярко выраженный зональный характер, хорошо заметны фронтальные зоны; экваториальная конвергенция (2—3° ю. ш.), южно-экваториальная дивергенция (8° ю. ш.), тропическая конвергенция (20° ю. ш.), субтропическая дивергенция (29—32° ю. ш.).

Анализ данных инструментальных измерений течений (автономные буйковые станции, наблюдения с борта с параллельными определениями по бую, метод сравнения) и карт динамической топографии показывает, что в ноябре — первой декаде декабря 1960 г. система течений в целом не соответствовала зимнему муссону, несмотря на то, что преобладающие ветры были северо-западные. В Бенгальском заливе (февраль — *начало марта 1961 г.) течения соответствовали схеме, характерной для зимнего муссона.* Инструментальные наблюдения течений на буйковых станциях качественно хорошо согласуются с картами динамической топографии, составленными в рейсе.

Проведены инструментальные измерения течений на больших глубинах (до 5000 *м*), показавшие наличие значительных скоростей во всей толще океана.

Пять буйковых станций выполнено на экваторе. На одной из них (4948) обнаружено сильное подповерхностное течение, являющееся, по-видимому, аналогом течения Кромвела в Тихом океане.

Химическим отрядом получен большой материал по химической структуре вод океана. На всех гидрологических станциях проводились определения O_2, pH, щелочности, фосфатов, нитритов, нитратов, кремнекислоты, а на отдельных станциях также аммиака, сероводорода, общего фосфора. Кроме того, проводилось изучение pH, Eh, влажности и объемного веса донных осадков, а также химического состава иловых вод.

В северо-восточной части Аравийского моря в слое кислородного минимума местами обнаружено полное отсутствие кислорода с глубины 250 *м* до дна (832 *м*). Дефицит кислорода здесь наблюдается не только во всей водной толще, но и на поверхности. Величины pH, имеющие такой же характер распределения, как и O_2, в Аравийском море достигают наименьших значений (7,64—7,67).

Подробно исследовано распределение нитритов. Обнаруженный впервые в 31-м рейсе второй максимум нитритов прослежен на большей площади Аравийского моря. Максимальная величина нитритного азота здесь равна 75 *мг/м*^{3}, что является наибольшей величиной для всего Мирового океана. Второй максимум нитритов (в слое от 150—300 до 400—800 *м*) распространяется на юг и юго-восток примерно до 90° в. д.

В Аравийском море в слое наименьшей концентрации кислорода и второго максимума нитритов (от 150—250 до 600—1000 *м*) обнаружен сероводород в количестве 0,02—0,10 *мл/л*. Ранее он отмечался экспедицией на судне «Мобахис» в придонном слое около входа в Оманский залив у мыса Рас-эль-Хадд и близ Бомбея. Выяснено, что он широко распространен в северной части Аравийского моря. Сероводород в том же слое обнаружен также в *северо-западной части Бенгальского залива* (0,02—0,06 *мл/л*) [2]. Нахождение в промежуточных водах Аравийского моря на обширной площади сероводорода проливает дополнительный свет на причины эпизодического замора рыб в этом море.

Работы в центральной части океана показали, что в распределении всех исследованных химических компонентов ярко проявляется зональность, отражающая изменения таких динамических факторов как перемешивание, течения, зоны подъема и опускания вод. Намеченные по изменениям физических характеристик (t°, S ‰) фронтальные зоны не менее четко выявляются по химическим элементам.

Проведены большие работы по определению первичной продукции фитопланктона. В период рейса величины первичной продукции, по данным Ю. Г. Кабановой, оказались низкими. Наибольшие величины были в Андаманском море (где наблюдалось более высокое содержание в поверхностных водах нитратов) и в районе Сомалийского течения. Здесь первичная продукция достигала 300 *мг* С/*м*² в день. В центральной части океана низким величинам первичной продукции соответствовало и ничтожное количество фитопланктона в сетных сборах.

Планктонным отрядом исследованы состав и количественное распределение фито- и зоопланктона и составлены соответствующие карты.

Наибольшее количество фитопланктона встречено в Андаманском море, где на севере наблюдалось «цветение» воды синезелеными водорослями. В связи с массовым развитием фитопланктона здесь, а также в Аденском заливе, отмечено крайне низкое содержание в поверхностных водах фосфатов (при относительно повышенном содержании нитратов). В Аравийском море численность фитопланктона была меньшая с чередованием зон с повышенным и пониженным ее количеством. К югу от Аравийского моря в зоне южно-экваториальной дивергенции отмечено увеличение количества фитопланктона. Бенгальский залив был беден фитопланктоном, но непосредственно к югу от него отмечена максимальная вспышка диатомовых в зоне северного муссонного течения. В центральной части океана фитопланктона очень мало, преобладают перидинеи.

Наибольшая биомасса зоопланктона в слое 0—100 *м*, как и в предыдущем рейсе, наблюдалась в Аравийском море. Это море по количеству зоопланктона резко выделяется в тропической области. В Бенгальском заливе биомасса значительно ниже, а в Андаманском море несколько выше, чем в Бенгальском заливе. В открытой части океана отмечено некоторое увеличение биомассы зоопланктона в зоне южно-экваториальной дивергенции и затем крайне низкие величины ее в антициклональной зоне, на юг вплоть до 38° ю. ш.; южнее снова наблюдалось увеличение биомассы.

Слой 200—500 *м* повсеместно характеризуется низкими величинами биомассы зоопланктона, причем в Аравийском море, в зоне сероводородного заражения вод, это проявляется особенно заметно.

Проведены работы по исследованию звукорассеивающих слоев. Обловы их показали, что эти слои образуются в основном батипелагическими рыбами (преимущественно миктофиды), декаподами, эуфаузиидами и сальпами.

Бентосному отряду на основании обширных сборов донной фауны удалось получить детальную картину распределения как общей ее биомассы, так и биомассы отдельных групп бентоса. Для центральной части Аравийского моря характерна сравнительно высокая биомасса (порядка 0,5—1,5 *г*/*м*²). В северной части моря, в связи с заражением промежуточных вод сероводородом, биомасса резко снижается и одновременно наблюдается резкое качественное обеднение фауны. На отдельных вершинах хребта Меррея, омываемых зараженными водами, донной фауны вообще не обнаружено. В Бенгальском заливе биомасса бентоса в среднем ниже, чем в Аравийском море. Она довольно равномерно уменьшается от прибрежного мелководья к центральным районам. На всей исследованной площади основное место в общей биомассе принадлежит полихетам, а второе — ракообразным, причем в Аравийском море их в среднем значительно меньше.

Большой научный интерес представляет нахождение в тропической зоне океана на ряде станций глубоководных ракообразных из семейства ишномезид, ранее считавшихся распространенными биполярно. В сборах отряда имеется ряд новых видов.

Ихтиологический отряд занимался изучением пелагической и глубоководной ихтиофауны, исследованием размножения и развития рыб, а также вел попутные сборы прибрежных рыб.

Наибольшее практическое значение имеет обнаружение богатого пелагическими хищными рыбами (тунцы, корифены) района при выходе из Аденского залива и в зоне Сомалийского течения. Здесь были встречены большие скопления корифен, улов которых достигал на отдельных станциях 50—100 рыб за час лова на уду, и значительные стаи некрупных тунцов (полосатого и желтоперого), держащихся в поверхностных водах. Этот район, по-видимому, следует считать перспективным для развития океанского промысла.

В рейсе собрана большая коллекция пелагических рыб, дающая представление о составе ихтиофауны обследованного района. Особенно хорошо представлены летучие рыбы; ряд видов отмечен для Индийского океана впервые.

Большие материалы получены также по глубоководным рыбам. В сборах имеется много новых, редких и малоизученных видов, ряд неизвестных ранее форм из Индийского океана. Полученные данные значительно уточняют представление о распространении глубоководных рыб в Индийском океане.

Несомненный интерес представляют и материалы по распределению молоди тунцов, летучих рыб и различных групп глубоководных рыб. Особенно много личинок тунцов Н. Н. Горбуновой обнаружено в Аденском заливе и в водах Сомалийского течения.

Физический отряд вел наблюдения с применением гиростабилизирующей платформы над искусственными спутниками Земли, а также фотосъемку участков Млечного пути, невидимых с советских обсерваторий. Подобного рода работы в условиях океа-

нографической экспедиции проведены впервые. Кроме того, отрядом велись радиофизические наблюдения. Отряд по изучению радиоактивности выполнил большую работу по исследованию радиоактивности воды (вплоть до максимальных глубин), а также водной взвеси.

Подводя итоги вышеизложенному, можно прийти к выводу, что 33-й экспедиционный рейс «Витязя» так же как и его 31-й рейс, значительно расширил наши представления о природе Индийского океана. Необходимо углубленное изучение всех собранных экспедицией обширных материалов и быстрейшая подготовка на основе их обобщающих работ.

В заключение следует подчеркнуть, что в течение всего плавания, продолжавшегося шесть с половиной месяцев в трудных тропических условиях, между научным составом экспедиции и командой судна господствовал дух взаимопомощи, что способствовало досрочному выполнению и значительному перевыполнению плана исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л., Затонский Л. К. и Сергеев И. В., 1961. Гора Афанасия Никитина в Индийском океане, Докл. АН СССР, **139**, № 1.
2. Иваненков В. Н. и Розанов А. Г., 1961. Сероводородное заражение промежуточного слоя вод Аравийского моря и Бенгальского залива, Океанология, № 3.
3. Непрочнов Ю. П., 1961. Мощность осадков котловины Аравийского моря, Докл. АН СССР 139, № 1.
4. Непрочнов Ю. П., 1961. Новые данные о строении земной коры Индийского океана, Докл. АН СССР (в печати).
5. Океанологические исследования, 1961, Сб. статей, X раздел программы МГГ (Океанология), № 4.
6. Dietz R., 1954. Possible deep-sea turbidity current channels in the Indian ocean, Bull. Geol. Soc. Amer., **64**, No 12.
7. Wiseman J. D. H. a. Sewell R. B. S., 1937. The floor of the Arabian sea, Geol. Mag, **74**.

П. Л. Безруков

МОСКВА. 1961

ОКЕАНОЛОГИЯ

т. III 1963 вып. 3

ИНФОРМАЦИЯ

ИССЛЕДОВАНИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА В 35-м РЕЙСЕ Э/С «ВИТЯЗЬ»

35-й рейс экспедиционного судна Института океанологии АН СССР «Витязь», так же как и его 31-й и 33-й рейсы, проводился в соответствии с программой международного исследования Индийского океана и общим планом работ Института по изучению Мирового океана.

Идея международного исследования Индийского океана (Международной Индоокеанской экспедиции) возникла еще в период проведения Международного Геофизического Года (1957—1958 гг.) и была оформлена в виде широкой, хотя в некоторых отношениях и несколько расплывчатой программы Научным комитетом океанографических исследований (SCOR) во время проведения Океанографического конгресса в Нью-Йорке в сентябре 1959 г. Позднее некоторые методические и организационные вопросы программы обсуждались на сессии SCOR в Копенгагене в июле 1960 г. и на конференции Международной океанографической комиссии (МОК) в сентябре 1962 г. В осуществлении этой программы, рассчитанной на несколько лет (1960—1965 гг.), согласились участвовать сначала около десяти, а затем свыше 20 стран (СССР, Австралия, Англия, Индия, Индонезия, Пакистан, США, Франция, ФРГ, Цейлон, ЮАР, Япония и др.), причем ввиду недостаточной подготовленности большинства из них к проведению намеченных исследований предполагалось, что наиболее широко работы развернутся с 1962 г.

Необходимость постановки систематических исследований Индийского океана силами многих стран определяли, по меньшей мере, четыре следующие причины:

1) относительно слабая изученность этого океана по сравнению с Тихим и Атлантическим океанами;

2) специфичность и своеобразие многих явлений и процессов в Индийском океане; важность их познания для разработки ряда крупнейших теоретических проблем океанологии, геологии, геофизики, климатологии и других наук.

3) важность выявления естественных ресурсов океана, особенно его пищевых богатств, в первую очередь, для удовлетворения потребностей в продуктах питания относительно слабо развитых и густо населенных стран Азии и Африки;

4) невозможность детального исследования столь огромных пространств океана силами одного или немногих государств; важность широкого международного сотрудничества.

Каждое государство, согласившееся участвовать в исследовании Индийского океана, имело, естественно, и свои научные и практические задачи.

Советский Союз фактически приступил к выполнению намеченной программы раньше большинства других стран, направив осенью 1959 г. в Индийский океан э/с «Витязь». Первые два плавания «Витязя» в Индийском океане проводились в зимние периоды Северного полушария: 31-й рейс с октября 1959 г. по апрель 1960 г. и 33-й рейс с октября 1960 г. по апрель 1961 г. Оба этих почти семимесячных рейса дали чрезвычайно много новых сведений по различным разделам океанологии, резко расширивших наши знания о природе Индийского океана [1, 4—6]. Одновременно с «Витязем» в 1959—1961 гг. в Индийском океане вели исследования советские суда «Воейков» и «Шокальский», австралийское судно «Диамантина», американские суда «Вима» и «Арго», японское — «Умитака-мару», английское — «Оуэн» (с 1961 г.), а также некоторые другие.

В 1962 г., как это и предполагалось ранее, работы Международной индоокеанской экспедиции несколько расширились. В восточной части океана продолжались работы австралийских судов «Диамантина» и «Гаскойн» и японского «Умитака-мару», в центральной части океана вели исследования американские суда «Арго» и «Хорайзн», в западной — английское «Оуэн», французское «Роберт Жиро», южноафриканское «Африкана», в Аравийском море пакистанское судно «Зулфикар», а в прибрежных водах Индии несколько индийских судов. В этом же году было организовано третье большое плавание «Витязя» в Индийский океан — его 35-й рейс.

НАУЧНЫЕ ЗАДАЧИ РЕЙСА

В отличие от двух предыдущих рейсов «Витязя» в Индийский океан 35-й рейс было намечено провести летом Северного полушария, т. е. в период летнего муссона. В этот период года, в силу более сложных метеорологических условий, океанологические исследования в тропической части Индийского океана ранее почти не проводились.

Основными задачами 35-го рейса были: сбор материалов и производство наблюдений для разработки следующих проблем:

1) закономерности поверхностной и глубинной циркуляции вод в тропической зоне Индийского океана в летний сезон; процессы турбулентного перемешивания;

2) исследование зон океанологических фронтов;

3) зональная структура вод океана на меридиональном разрезе по 91° в. д.;

4) гидрооптическая характеристика водных масс;

5) изучение геологического строения дна и его осадочной толщи акустическими и сейсмоакустическими методами;

6) закономерности распределения донных осадков и минеральные ресурсы океана. Геологическая история океана;

7) первичная продукция в океане;

8) изучение биологической структуры океана и выявление новых промысловых районов;

9) химические процессы в океане;

10) определение радиоактивности вод.

Кроме того, экспедиция имела и ряд других, более частных задач, отраженных в программах работ отдельных научных отрядов.

Помимо этого, в задачи рейса входило проведение в океане близ берегов Западной Австралии совместно с учеными Австралии, США и Японии, работ по сравнению («интеркалибрации») методов гидрохимических исследований, методов исследования первичной продукции, а также уловистости различных планктонных сетей. Эти работы были организованы по инициативе SCOR, причем Академия наук СССР дала согласие на проведение их на «Витязе».

Наконец, в задачи экспедиции было включено ознакомление с методами советских комплексных океанологических исследований иностранных ученых (из Индии, Индонезии, Цейлона и ОАР), которые должны были принять участие в рейсе.

В основу схемы маршрута экспедиции было положено выполнение в Индийском океане нескольких, преимущественно меридиональных гидрологических разрезов, частично повторяющих разрезы предыдущих рейсов «Витязя», но выполненные в другие сезоны. При этом имелось в виду получение сравнительного материала для изучения динамики физических процессов в океане.

«Витязь» вышел из Владивостока в 35-й рейс 23.VI.1962 г. и вернулся во Владивосток 23.XI-1962 г. Таким образом, плавание продолжалось 153 суток. Маршрут экспедиции показан на рис. 1. Во время рейса «Витязь» заходил в порты: Сингапур, Джакарта, Фримантл, Мадрас и на обратном пути снова в Сингапур.

В экспедиции при выходе судна из Владивостока участвовало 125 человек, из них 59 человек научного состава экспедиции и 66 человек экипажа судна. Начальником экспедиции был профессор П. Л. Безруков, командовал «Витязем» капитан Е. А. Авраменко.

В составе экспедиции работали следующие научные отряды и группы: 1) Метеорологический (начальник отряда Л. П. Шкоткин); 2) Гидрологический (начальник отряда В. Г. Нейман); 3) турбулентности (начальник отряда О. А. Кузнецов); 4) гидрооптический (начальник отряда В. И. Войтов); 5) химический (начальник отряда А. Н. Богоявленский); 6) радиохимическая группа (ст. группы В. М. Орлов); 7) геологический (начальник) отряда В. Ф. Канаев); 8) отряд планктона (начальник отряда И. Н. Суханова); 9) отряд бентоса (начальник отряда А. П. Кузнецов); 10) ихтиологический (начальник отряда Н. В. Парин); 11) отряд морской техники (начальник отряда Е. П. Осмоловская); 12) гидрографическая группа (ст. группы А. Е. Абаев). На протяжении всего рейса в экспедиции участвовал чл.-корр. Академии наук Румынской Народной Республики профессор Е. А. Пора.

В Джакарте 14.VII на борт «Витязя» было взято 13 иностранных ученых (от Индии: д-р А. Даниэль, д-р П. В. Бавanарaяна, С. П. Рао, Т. Д. Кришна-Картха, С. П. Гопалакришнан, С. Датта; от Индонезии: А. Л. Луманау, Патаппои Пассау, М. Малани, Касиан Ромимохтарто, Соянто; от Цейлона — д-р П. Канагаратнам; от ОАР — д-р С. К. Эль-Вакил). Из них П. В. Бавanарaяна оставил судно во Фримантле 1.VIII, остальные — в Мадрасе 25.IX.

В порту Фримантл 2.VIII на борт судна было принято для проведения работ по интеркалибрации 10 иностранных ученых (от Австралии: Д. Рочфорд, Г. Джиттс, К. Уолкер, Н. Дайсон, Д. Трэнтер и Ф. Дэйвис; от США: проф. М. Доти и Д. Мак Гилл; от Японии — д-р И. Сугиура и Н. Сейджио) и два австралийских кинооператора. Работы по интеркалибрации были проведены в океане в течение 6 суток на расстоянии 100—200 миль от Фримантла (см. ниже) и прошли успешно. В период выполнения этих работ общее количество участников экспедиции достигало 149 человек.

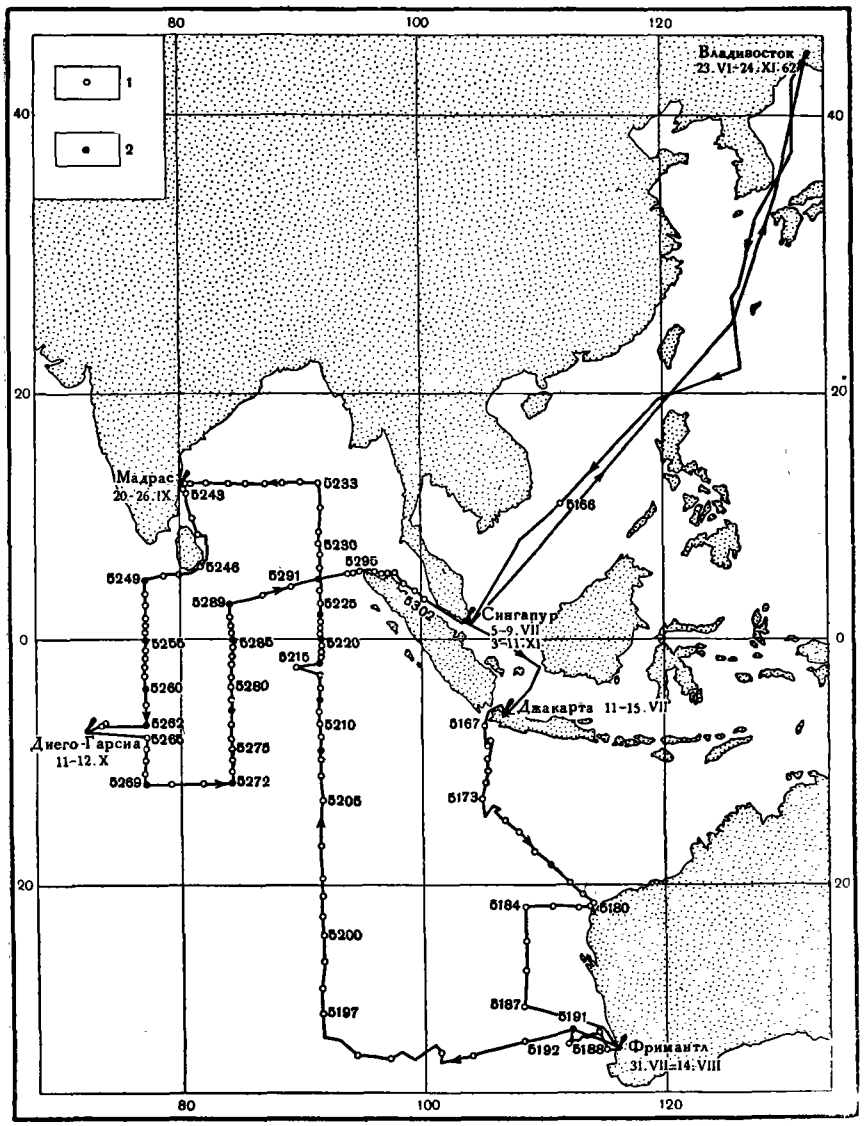


Рис. 1. Карта маршрута 35-го рейса э/с «Витязь».
1 — океанологические станции, *2* — буйковые суточные станции

Участие в 35-м рейсе большого количества иностранных ученых (всего на разные сроки до 26 человек из восьми стран) выделяло данный рейс из всех предыдущих рейсов «Витязя» и придавало ему характер международной экспедиции.

Ниже приводятся некоторые количественные показатели выполнения плана работ рейса.

1. Длина маршрута, мили	20 800
2. Из них с эхолотным промером	19 100
3. Общее количество океанографических станций	137
а) Из них гидрологических, с определениями температуры и солености воды	120
б) В том числе глубже 2000 *м*	83
4. Количество буйковых, преимущественно суточных станций	17
5. Количество наблюдений над течениями с буя (на горизонтах от 50 до 2500 *м*)	124
6. Батитермографные измерения	124
7. Градиентные измерения скорости ветра с дрейфующего буя, станции	14

8.	Гидрохимические определения:	
	а) Станции	107
	б) Количество определений	11 161
9.	Количество проб для определения радиоактивности вод	140
10.	Гидрооптические станции	111
11.	Колонки донных осадков, взятые грунтовыми трубками	70
12.	Дночерпательные пробы	50
13.	Станции с сейсмоакустической косой	111
14.	Сейсмоакустические разрезы с количеством взрывов от 4 до 36	13
15.	Станции с фотографированием дна	10
16.	Сепараторные пробы водной взвеси	17
17.	Донные траления	14
18.	Пробы плейстона	141
19.	Ловы планктонными сетями	582
20.	Ловы тралом Айзекса — Кидда	34
21.	Глубинные ловы рингтралами	8
22.	Пробы на фитопланктон, взятые батометрами	760
23.	Пробы для определения первичной продукции	1191
24.	Ихтиологические ловы (разными орудиями)	475
25.	Актинометрические измерения	505

Как видно из этого перечня, объем проведенных в 35-м рейсе работ весьма значителен.

Рейс проходил в трудных метеорологических условиях. Из 92 суток плавания в Индийском океане (исключая дни стоянок в портах) сила ветра в 6 баллов (от 10 *м/сек*) и более достигала в течение 49 суток (53,3%), а 7 баллов и более — 18 суток (19,5%). Еще больше было дней с крупной зыбью. В связи с этим на многих отрезках маршрута приходилось отказываться от производства тех или иных видов глубоководных работ (а в отдельных случаях они требовали повторения). Два раздела работ (спуск тяжелой трубки большого диаметра, работы с сейсмоакустическим буем) практически проводить в рейсе не было возможности (там, где это требовалось по существу дела). В экваториальной зоне океана проведение некоторых видов работ осложнялось исключительно большой скоростью течений (до 2—3 узлов и более).

В целом же, несмотря на неблагоприятные условия погоды, маршрут и план основных океанологических работ рейса были выполнены. Это было достигнуто напряженной и слаженной работой всего коллектива экспедиции.

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В рейсе была проведена только первичная обработка собранных материалов. Поэтому мы ниже остановимся, базируясь на данных отдельных научных отрядов, только на некоторых основных научных и практических итогах 35-го рейса «Витязя».

Одним из наиболее существенных результатов рейса можно считать выполнение комплексных океанологических исследований в экваториальной и тропической зонах северо-восточной части Индийского океана в период летнего муссона. В этот более тяжелый в навигационном отношении сезон подобные исследования здесь ранее не проводились. Работы в области средних широт океана (к западу от Австралии), проведенные в зимний период Южного полушария, также дали интересные сведения, расширяющие наши знания о природе Индийского океана.

Изложение научных результатов по отдельным разделам исследований целесообразно начать с работ гидрологического отряда, поскольку в программе работ экспедиции им было отведено наиболее видное место.

В 35-м рейсе «Витязя» впервые в практике океанографических исследований северной части Индийского океана проведены наблюдения над течениями в период летнего муссона с использованием инструментальных измерений на буйковых станциях. Полученные данные имеют большую научную ценность и являются пока единственной основой для изучения гидрологических условий в этой части океана в данный период. Кроме того, они представляют несомненный интерес и для навигации.

Система циркуляции вод в исследованном районе оказалась резко отличной от системы, характерной для периода зимнего муссона. Она состоит из следующих основных элементов:

а) слабого течения западных ветров, занимающего широкую область южнее примерно 10° ю. в.;

б) Пассатного течения, расположенного между 5 и 10° ю. ш.;

в) Муссонного течения, занимающего всю область севернее 5° ю. ш.

В исследованном районе океана выделяются две резко выраженные фронтальные зоны: одна из них — Экваториальная дивергенция проходит примерно по 5° ю. ш., другая — Тропическая конвергенция — по 10—14° ю. ш. Эти фронтальные зоны являются границами Пассатного течения. В период рейса пассатная зона оказалась необычно сжатой и аномально сдвинутой к северу.

В северо-восточной части океана относительно сильные течения захватывают лишь верхний слой воды, глубина которого не превышает 300 *м*. Самым мощным потоком

в северо-восточной части океана в период летнего сезона является Муссонное течение. Максимальная скорость его была зарегистрирована в районе экватора, где она составляла 180 *см/сек*.

Под Муссонным течением, идущим на восток, существует глубинное противотечение, направленное на запад; максимальная скорость его на одном из разрезов оказалась равной 70 *см/сек*.

По своим термохалинным характеристикам воды северо-восточной части океана подразделяются на две большие области — экваториальную и центральную (или тропическую). Границей раздела между ними служит Тропическая конвергенция. Распределение солености в экваториальной области имеет сложный характер и определяется влиянием высокосоленых вод Аравийского моря и опресненных вод Бенгальского залива. Поле температуры на всех глубинах имеет менее сложный характер; это связано с тем, что факторы, определяющие его формирование, являются зональными. Сезонная смена циркуляции приводит к изменениям в распределении температуры и солености вод в относительно небольшом верхнем слое океана.

В работах гидрохимического отряда большое внимание было уделено методическим вопросам. Выполненные в рейсе международные сравнения методов определения в воде кислорода и фосфатов показали, что точность и воспроизводимость методов анализа, применяемых в советских и в иностранных экспедициях (Австралия, США, Япония), являются величинами одного порядка. Успешно проведены работы по применению фотоэлектроколориметра ФЭК-56-Д.

Выполненная работа по изучению влияния батометров на химические характеристики проб воды показала, что в батометрах БМ-48 происходит уменьшение концентраций кислорода и фосфатов, а величины pH и щелочности возрастают. Обнаружен эффект «старения» батометров БМ-48, т. е. уменьшения со временем степени поглощения кислорода стенками батометра.

Собран большой материал по гидрохимии северо-восточной части Индийского океана в период летнего муссона. Полученные данные позволяют судить о влиянии сезонных изменений циркуляции вод на их химическую структуру. Предварительный анализ показывает, что химическая структура вод в исследованном районе на средних и больших глубинах мало меняется. Большинство отмеченных изменений структуры глубинных слоев находится в пределах точности методов химических исследований. В верхних слоях изменение распределения химических характеристик хорошо коррелируется с наблюденными колебаниями циркуляции вод.

Отряд турбулентности проводил исследования в целях выяснения закономерностей процессов турбулентного перемешивания над океаном и процессов взаимодействия турбулентного потока воздуха с поверхностью океана. Отрядом был сконструирован и построен малый метеобуй, позволяющий устанавливать анемометры и вести измерения скорости ветра на очень небольшой высоте от взволнованной поверхности океана (40 *см*). Это дало возможность впервые провести измерения параметров морского волнения одновременно с непрерывной записью скорости ветра на четырех горизонтах при помощи созданных в институте индукционных анемометров и осциллографа. Отряд, кроме того, проводил актинометрические наблюдения.

Гидрооптическим отрядом получены обширные материалы по распределению оптических характеристик в поверхностных и глубинных водах в северо-восточной части Индийского океана в летний сезон, т. е. в период года, когда гидрооптические наблюдения здесь не проводились. На некоторых станциях выполнены измерения всего комплекса гидрооптических характеристик для определения связи между ними.

Наиболее массовый материал получен по прозрачности вод. В исследованном районе водные массы, различающиеся по гидрологическим характеристикам, оказались сходными по прозрачности, причем она была высокой. В то же время в зонах дивергенции и конвергенции наблюдалось понижение прозрачности.

Геологическим отрядом в результате непрерывного эхолотного промера получен новый обширный материал по геоморфологии дна Индийского океана. Уточнены контуры и характер рельефа крупнейших котловин и подводных хребтов восточной части океана, открыты ранее неизвестные подводные горы, массивы и глубоководные желоба.

На пути от Зондского пролива к Австралии обследован район так называемой банки Мария-Аугустина, появившейся на картах более ста лет назад. Выяснено, что в том месте, где указывалась эта банка, глубины превышают 5500 *м*, но несколько восточнее обнаружены две подводные горы с глубинами над ними 2474 и 3726 *м* с крутыми склонами. Поэтому пока не исключена возможность нахождения в этом малоизученном районе и мелководной банки. Подтверждена обособленность от материкового склона Австралии горного массива, называвшегося ранее Западно-Австралийским хребтом [7].

Вдоль южного склона широтного подводного хребта, протягивающегося вдоль 30—32° ю. ш. к западу от Австралии [1], прослежен глубоководный желоб, ранее пересеченный э/с «Обь», но не описанный. Максимальная глубина его, по данным 35-го рейса, 5761 *м*. В этом же районе обнаружено еще несколько узких желобов с глубинами 5800—6100 *м*, а также горных массивов и высоких подводных гор; одна из них возвы-

[1] Этот хребет, отделенный от материка Австралии глубокой депрессией, условно можно называть Широтным Индоокеанским хребтом.

шается до глубины 1180 *м*. Несколько юго-восточнее глубоководный желоб с глубинами до 6857 *м* был обнаружен ранее австралийским судном «Диамантина». Район этот требует дальнейшего изучения, но уже сейчас можно говорить о наличии здесь зоны интенсивного тектонического раздробления.

Целый ряд подводных гор обнаружен на трех меридиональных разрезах через тропическую часть океана. Прослежен к югу на 100 миль открытый в 33-м рейсе «Витязя» глубоководный желоб Чагос [1], максимальная глубина его — 5408 *м*.

Анализ данных, собранных в трех рейсах «Витязя», а также материалов иностранных экспедиций приводит к выводу о наличии в северо-восточной части Индийского океана огромного меридионального хребта, протягивающегося из юго-восточной части Бенгальского залива до 32—34° ю. ш. (где он соединяется с широтным хребтом), т. е. на протяжении более 2600 миль. На вероятность существования такого хребта недавно указал немецкий ученый Стокс [8], материалы промера «Витязя» подтверждают его существование, заполняя на картах имевшиеся пробелы и позволяя с большей уверенностью соединять в единую горную систему указывавшиеся ранее на картах отдельные горные массивы. Этот хребет, которому предлагается присвоить название Восточно-Индоокеанского хребта[2], имеет, по-видимому, очень большое значение в структуре дна Индийского океана и, вероятно, оказывает существенное влияние на динамику глубинных вод.

Наличие в восточной части Индийского океана огромного меридионального хребта (относительной высотой 2—3,5 *км*) заставляет пересмотреть номенклатуру и расположенных по обе его стороны глубоких котловин, которые ранее на картах объединялись под одним названием Индийско-Австралийской котловины. Западную из этих котловин, находящуюся между Чагос-Лаккадивским и Срединным хребтами и Восточно-Индоокеанским хребтом, целесообразно называть Центральной котловиной Индийского океана, а восточную — Западно-Австралийской котловиной.

В рейсе были уточнены контуры аккумулятивных равнин и областей дна с расчлененным рельефом и получены многие другие материалы по подводному рельефу; все эти данные будут использованы при составлении новой батиметрической карты Индийского океана.

Большие материалы собраны по составу и распределению осадков. Данные 35-го рейса позволяют развить полученные в результате предыдущих рейсов «Витязя» и «Оби» представления о климатической и вертикальной зональности и о неравномерности и прерывистости осадконакопления на дне Индийского океана.

При выполнении меридиональных разрезов выяснено, что распространение широко развитых в тропической зоне океана на дне глубоких котловин радиоляриевых илов ограничено 16—18° ю. ш.; южнее, в области, характеризующейся опусканием вод и бедностью их биогенными элементами, радиоляриевые илы, как правило, отсутствуют, сменяясь красными глинами.

Собраны дополнительные материалы, иллюстрирующие закономерную смену по вертикали карбонатных фораминиферовых илов осадками слабокарбонатными на критической глубине 4600—4700 *м* и совсем бескарбонатными на глубине 4900—5000 *м* (один из типичных примеров вертикальной зональности осадконакопления). Вместе с этим выявлены интересные исключения из этого правила. На дне желоба Чагос, у подножья крутого склона фораминиферовые пески найдены на глубине около 5400 *м*, причем подводные фотографии показали, что это, видимо, обусловлено быстрым переносом карбонатного материала с соседнего поднятия мутьевыми потоками. Аналогичные примеры в сходных геоморфологических условиях обнаружены и в некоторых других местах. Это лишний раз свидетельствует о том, что роль мутьевых потоков в глубоководном осадконакоплении нельзя недооценивать.

У подножий нескольких подводных гор в глубоких котловинах океана встречены также явные следы донных оползней в виде брекчиевидных илов и многочисленных обломков базальта, сгруженных в фораминиферовых и радиоляриевых илах. На вершинах и склонах подводных гор обнаружены участки дна с отсутствием современных осадков, что подтверждает прерывистость осадочного покрова на дне океана [2].

Собраны обширные дополнительные материалы, свидетельствующие об исключительно широком распространении в глубоких котловинах океана, в областях дна с расчлененным рельефом железо-марганцовых конкреций [3]. На рис. 2 приведена карта их распространения по данным трех рейсов «Витязя». На одной из станций встречены конкреции шаровидной формы, по внешнему виду напоминающие пушечные ядра (рис. 3).

Проведенные в рейсе Е. П. Осмоловской полуколичественные спектральные анализы конкреций (см. ниже) показали, что они, как и в Тихом океане, обладают высоким содержанием никеля, кобальта, меди, свинца и целого ряда других элементов (всего обнаружено 32 элемента).

Отряд проводил также сбор водной взвеси (при помощи сепараторов) и воздушной взвеси.

Интересные сведения получены по изменению состава осадков по вертикали.

---

[2] Называть этот хребет Бенгальским, как предложил Стокс, вряд ли целесообразно, так как он распространяется далеко за пределы Бенгальского залива.

По периферии Центральной и Западно-Австралийской котловин под радиоляриевыми илами во многих колонках вскрыты терригенные и карбонатные осадки, что указывает на резкие изменения условий седиментации в недавнем геологическом прошлом.

В результате сейсмоакустических работ методом отраженных волн получены новые обширные сведения о строении и мощности осадочной толщи в исследованной части океана. В процессе работ М. Ф. Михно была применена новая методика работ с пьезо-

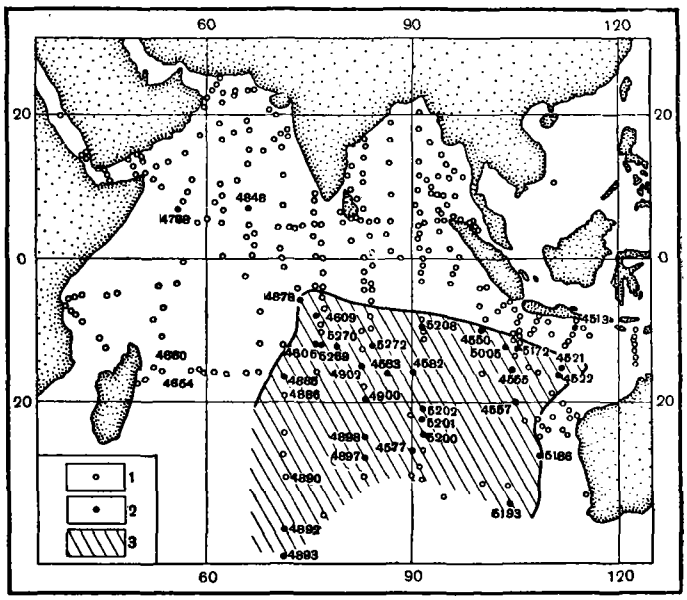


Рис. 2. Распространение железо-марганцовых конкреций в Индийском океане:

1 — геологические станции без конкреций; *2* — геологические станции с конкрециями; *3* — область массового распространения

сейсмографной косой — непрерывное профилирование в дрейфе судна. Это позволило более уверенно выделять и прослеживать все отражающие границы в осадочной толще. При этом в ряде случаев установлено выклинивание отдельных горизонтов на коротких расстояниях. Важный дополнительный материал получен из сопоставления в одном и том же месте данных сейсмических исследований методом отраженных волн с данными применения метода преломленных волн в английской экспедиции на «Челленджере». В результате, помимо мощности малоуплотненных осадков, во многих местах удалось определить мощность пород второго слоя (до кровли базальта).

Мощность малоуплотненных осадков в исследованной части океана колеблется в больших пределах (от нуля до 1600 *м*) и чаще всего равна нескольким сотням метров, а мощность пород второго слоя обычно значительно больше.

Планктонным отрядом исследованы закономерности распределения общей биомассы планктона в северо-восточной части океана в период летнего муссона. Установлено значительное увеличение биомассы в этот период по сравнению с зимним сезоном. Особенно большие количества планктона наблюдались в районе экватора и севернее в области Муссонного течения, где в слое 0—100 *м* биомасса превышала 0,25 $см^3/м^3$. Кроме того, повышение концентрации планктона отмечено у берегов Австралии и у южного окончания разреза по 77° в. д. Указанные районы приурочены к зонам подъема вод. В области распространения центральной индийской воды количество планктона было, как и зимой, весьма низким.

В южной части Бенгальского залива высокая биомасса планктона наблюдалась ранее и в зимнее время, что позволяет предполагать наличие здесь устойчивой зоны высокой продуктивности.

Количественное распределение фитопланктона в общих чертах совпадает с распределением общей биомассы планктона. Качественный состав фитопланктона в период летнего муссона несколько беднее, но основной комплекс видов общий для обоих сезонов.

В период интеркалибрации была проведена работа по сравнению уловистости различных планктонных сетей (сети Джеди, индоокеанской стандартной сети, переданной на «Витязь» в качестве дара ЮНЕСКО, сети Кларка Бампуса, привезенной австралийским ученым Трентером). Получен ценный сравнительный материал.

Проведенные в рейсе работы по сравнению методов измерения первичной продукции дали также обширный материал. Участники международной калибрации согласились с предложением советского участника (О. И. Кобленц-Мишке) считать наиболее целесообразным в качестве эталонного метода использовать метод «in situ», а не метод имитации, как это предлагалось ранее. Весьма полезным явилось обсуждение всего комплекса вопросов, связанных с изучением первичной продукции.

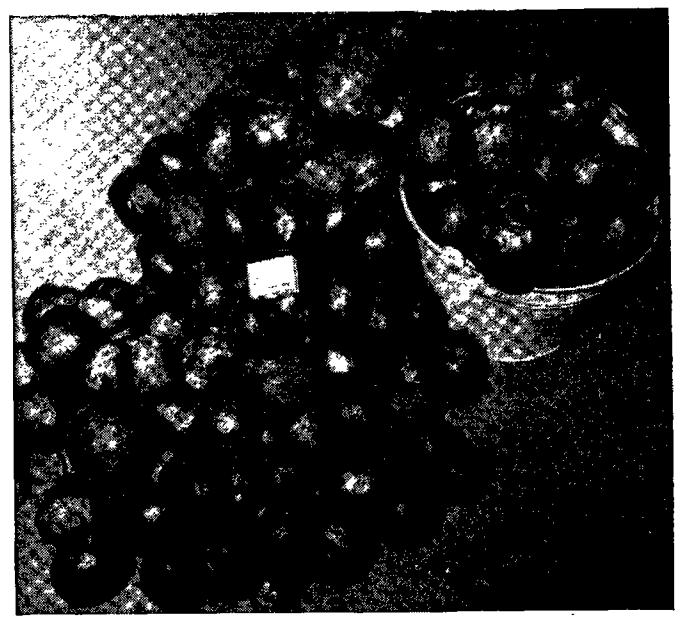


Рис. 3. Конкреции со дна Индийского океана на палубе э/с «Витязь»

В 35-м рейсе работы по изучению первичной продукции проведены в большем объеме, чем в предыдущих индоокеанских рейсах «Витязя». При этом установлено, что в северо-восточной части океана в период летнего муссона первичная продукция в поверхностном слое воды была значительно выше, чем в период зимнего муссона, и колебалась в пределах от 0,6 до 32 *мг/м*³ С в день, а на преобладающей части акватории — от 1 до 5 *мг/м*³ С в день. Повышенные концентрации первичной продукции обнаружены в районах влияния берегового стока и сгонных явлений, а также в зонах подъема глубинных вод.

Ихтиологическим отрядом проводилось изучение пелагических и батипелагических рыб и сбор материалов по размножению и развитию рыб.

В рейсе была собрана большая коллекция глубоководных и пелагических рыб, насчитывающая не менее 325 видов из 115 семейств. В этой коллекции представлены многие редкие и малоизученные рыбы, среди которых имеются и новые виды.

Полученные материалы позволяют уточнить положение зоогеографических границ в северо-восточной части Индийского океана. В частности, на ряде станций, близ берегов Австралии и в открытой части океана, к югу от 25—27° ю. ш. были встречены рыбы, характерные для ихтиофауны умеренных вод. Количественное распределение рыб, определявшееся по данным ловов и по визуальным наблюдениям, оказалось тесно связанным с гидрологическими условиями, в частности, с положением зон конвергенций и дивергенций. Собранные данные подтверждают имеющиеся сведения о количественной бедности ихтиофауны центральной индийской воды.

Интересные сведения получены по размножению и развитию рыб. Собраны новые материалы по морфологии икры и эмбриональному развитию некоторых видов летучих рыб, по местам и срокам нереста тунцов, парусников, летучих рыб.

Особое внимание уделялось сбору материалов по промысловым рыбам пелагиали — тунцам, парусникам, меч-рыбам. Большие скопления молоди тунцов (до 500 личинок в стандартном лове), обнаруженные в водах, прилегающих к Цейлону, свидетельствуют об интенсивном нересте тунцов в данном районе, являющемся, по всей вероятности, одним из важнейших нерестилищ этих промысловых рыб в восточной части океана.

Полученные в 35-м рейсе сведения о биологической продуктивности отдельных районов океана, материалы по распределению личинок и мальков тунцов и других

рыб тунцового промысла, визуальные наблюдения стай тунцов у поверхности и сведения по японскому промыслу представляют значительный интерес для рыбной промышленности. Основываясь на материалах 35-го и предыдущих индоокеанских рейсов «Витязя», можно предполагать, что наилучшие перспективы для тунцеловного промысла в Индийском океане имеются в экваториальной зоне к югу и юго-западу от Цейлона, в районе Сейшельских о-вов, в водах Сомалийского течения и в Аденском заливе.

Отрядом бентоса собраны материалы о количественном и качественном составе донной фауны в исследованной части океана. Эти материалы являются существенным дополнением к данным предыдущих рейсов «Витязя»: они подтверждают, что в центральной части океана биомасса бентоса весьма низкая, не превышает 0,5—0,6 *г/м²* и возрастает до 0,5—1 *г/м²* в прибрежных районах.

Отрядом проведены также обширные сборы плейстона. Кроме того, велись опыты над скоростью обрастания, а Г. Г. Николаевой исследовалось распределение в поверхностном слое осадков бактерий.

В отряде морской техники была проведена методическая работа по выяснению возможностей применения спектроаналитических методов на борту судна для океанологических исследований. С этой целью были подготовлены и использованы для изучения содержания малых элементов в океанских водах пламенный фотометр и спектрограф. Последний был применен, кроме того, для анализа донных осадков и железо-марганцовых конкреций. На фотометре изучалось также содержание в фитопланктоне пигментов. В результате проведенных работ сделан вывод о целесообразности и перспективности применения указанных приборов в океанологических экспедициях.

Метеорологический отряд в течение всего рейса проводил гидрометеорологические, аэрологические и синоптические работы про программе Гидрометеослужбы и обеспечивал экспедицию краткосрочными прогнозами погоды. Всего за рейс выполнено 187 стандартных гидрометеорологических наблюдений и выпущено 183 радиозонда (новый тип радиозонда А-22-3) со средней высотой подъема 19970 *м* и максимальной 27800 *м*.

Гидрографическая группа, совместно с штурманским составом, производила координирование промерных работ, якорных буйковых станций, собирала сведения для корректуры карт и лоций. Всего за время рейса выполнено 458 навигационных обсерваций и 319 астрономических обсерваций. Для координации промера использовано 389 навигационных обсерваций и 245 астрономических. В результате совместной работы геологического отряда, гидрографической группы и штурманского состава выполнен попутный промер, который может быть использован для корректуры навигационных карт.

НАУЧНЫЕ КОНТАКТЫ

Во время стоянок «Витязя» в иностранных портах участники экспедиции имели возможность установить научные контакты с местными учеными.

В период стоянки в порту Фримантл участники экспедиции ознакомились с Университетом Западной Австралии, посетили Метеорологическую обсерваторию, австралийское гидрографическое судно «Гаскойн», присутствовали на приемах, организованных руководством университета, мэрами городов Фримантл и Перт, местными профсоюзами, участвовали в геологических экскурсиях в окрестностях Перта под руководством декана факультета наук университета проф. Р. Прайдера, который проявил очень много внимания к советской экспедиции. На «Витязе» побывало большое количество ученых, студентов, члены общества «Австралия — СССР», руководители профсоюзов и представители других слоев населения (всего более 1000 человек).

Университет Западной Австралии специальных океанографических работ не ведет, но на геологическом отделении недавно поставлены исследования по геологии прибрежной зоны океана (осадки шельфа, эстуариев), а на зоологическом ведутся работы по фауне литорали.

После окончания работ по интеркалибрации группа научных сотрудников экспедиции (П. Л. Безруков, А. Н. Богоявленский, О. И. Кобленц-Мишке, В. Г. Нейман, Н. В. Парин и А. Б. Исаева) по приглашению президента SCOR д-ра Г. Хэмфри вылетала на два дня в Сидней в океанографический центр Австралии в городе Кроналле (C.S.I.R.O., Division of Fisheries and Oceanography) для обсуждения совместно с иностранными учеными результатов работ по интеркалибрации и выработки предварительных рекомендаций. Расходы по поездке принял на себя SCOR. Одновременно советским ученым была предоставлена возможность ознакомиться с этим научным учреждением, являющимся, по существу, океанографическим институтом.

Институт расположен в 30 *км* от Сиднея, в парке, на крутом берегу эстуария небольшой речки, близ впадения ее в Тасманово море, и размещен в нескольких зданиях. В нем имеются лаборатории: гидрологии, гидрохимии, биохимии, планктона, первичной продукции, ихтиологии, физиологии морских рыб, промыслового рыболовства, а также большие экспериментальные лаборатории, конструкторское и чертежное бюро, вычислительное бюро, библиотека. Штат института более 100 человек, из них 40 научных сотрудников. Директором является д-р Г. Хэмфри. Институт имеет подразделения в других штатах Австралии, организует океанографические экспедиции на судах «Диамантина» и «Гаскойн», издает научные труды. Работы ведутся на высоком научном уровне.

В порту Мадрас, как указывалось, ученые Индии, Индонезии, Цейлона и ОАР оставили «Витязь». В первый же день стоянки судна в Мадрасе на его борт прибыли представители Мадрасского университета, которые приветствовали экспедицию и предложили широкую программу научных контактов, а также ознакомления с достопримечательностями города. В последующие дни участники экспедиции посетили Мадрасский университет, Технологический и Президентский колледжи, Морскую Биологическую станцию Рыбного департамента в Энноре (в 20 *км* от города), Мадрасскую метеорологическую обсерваторию, присутствовали на нескольких приемах, организованных комитетом Гостеприимства и Мадрасским университетом, участвовали в экскурсиях в окрестностях Мадраса. Ученые «Витязя» прочитали в Университете шесть лекций о природе Индийского океана. На «Витязе» побывало большое количество ученых, преподавателей, студентов — всего более 500 человек. Все встречи с индийскими учеными проходили в дружеской обстановке.

Мадрасский университет является третьим древнейшим университетом Индии, размещен в нескольких крупных зданиях в наиболее живописной части города, против всемирно известного мадрасского пляжа. Университет не ведет океанологических исследований, но на факультетах биологии и ботаники проводятся исследования по морской биологии, например, по морским древоточцам, фитопланктону, физиологии моллюсков и рыб. Университету был передан комплект трудов Института океанологии АН СССР. В последний день стоянки «Витязя» в Мадрасе на судне была проведена киносъемка с целью создания фильма о работах Индоокеанской экспедиции. Она проводилась отделом фильмов Министерства Информации и Радиовещания правительства Индии. Пребывание «Витязя» в Мадрасе, как и во Фримантле, широко освещалось в местной печати.

В порту Сингапур участники экспедиции также были тепло встречены местными учеными, которые ознакомили нас с Сингапурским университетом, организовали экскурсию на коралловый остров Раффлес. В дар Университету экспедицией была передана небольшая научная коллекция из Индийского океана.

РАБОТА С ИНОСТРАННЫМИ УЧЕНЫМИ

В рейсе была проведена большая работа по ознакомлению иностранных ученых с методикой советских океанических исследований. Были организованы систематические занятия и лекции, на которых иностранные ученые знакомились с основными проблемами советской океанологии, с аппаратурой, методами сбора и обработки материалов (всего проведено более 100 лекций и семинаров). Иностранные ученые активно участвовали в работах научных отрядов, причем им была предоставлена возможность отобрать некоторые пробы для последующих исследований. Перед уходом с «Витязя» иностранные ученые на общем собрании экспедиции высказали глубокое удовлетворение своим участием в рейсе.

П. Л. Безруков

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л. 1961. Исследования Индийского океана в 33-м рейсе э/с «Витязь». Океанология, № 4.
2. Безруков П. Л. 1962. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. Океанология, № 1.
3. Безруков П. Л. 1962. Распределение железо-марганцовых конкреций на дне Индийского океана. Океанология, № 6.
4. Богоров В. Г., Безруков П. Л. 1961. «Витязь» в Индийском океане. Природа. № 10.
5. Океанологические исследования. 1961. Сборник статей. X раздел программы МГГ. (Океанология), № 4.
6. Исследования Индийского океана (33-й рейс э/с «Витязь»). Тр. Ин-та океанол. АН СССР (в печати).
7. Faibridge R. W. 1955. Some bathymetric and geotectonic features of the eastern part of the Indian Ocean, Deep-Sea Research, No 2.
8. Stocks T. 1960. Bodengestalt des Indischen Ozeans. Erdkunde, 14. H. 3.

International Indian Ocean Expedition
RRS Discovery
Cruise 2 Report

Geology and Geophysics in N.W. Indian Ocean

23 August to 4 December 1963

Prepared on behalf of the British National Committee for Oceanic Research

LONDON

THE ROYAL SOCIETY

APRIL 1964

Collected reprints of the International Indian Ocean Expedition, vol. 1, contribution no. 76

1. Introduction

This report gives a comprehensive general description of the scientific activities of Cruise 2 of R.R.S. 'Discovery'. These were largely geological and geophysical and were part of the British contribution to the International Indian Ocean Expedition. In addition to the thirteen geophysicists and geologists on board, there were five scientists involved in ocean chemistry, temperature measurements and ornithology making continuous observations - their accounts are also included. The report of a geological expediton ashore in the Seychelles is given in section 6.

The scientific personnel on the cruise is shown in table 7. Although every scientist had individual tasks to perform and particular equipment to service, co-operation was absolutely necessary especially in the larger operations. Thus the success of the cruise was due to the united efforts of many people.

This cruise report has been compiled by Dr M.N. Hill; the note on geological work in the Seychelles was prepared by Dr D.H. Matthews. No attempt has been made to present detailed results nor to advance hypotheses; the report is limited to a descriptive account.

Most of the original objectives of the cruise were attained. Moreover, there was sufficient flexibility in the programme to permit making appropriate new experiments on board. This helped to give extensive coverage to areas found to be of unusual interest, and necessitated keeping as up to date as possible in the interpretation of scientific results.

Statistics for the cruise are included in the station list (table 5) and a good general indication of the work done may be obtained from figure 1. A second chart (figure 2) shows the tracks of all U.K. ships which have made geological and geophysical measurements in the Indian Ocean between 1961 and 1963.

The new ship proved very suitable for our operations. At no time, was work impeded through lack of any facility, and personal comfort was at a high level. The bow-propeller proved its worth in all station work and must be considered as an essential for future research ships.

The weather was uniformly good and few rough seas were encountered. Cruise 2 lasted for 103 days of which 12 were spent in port. A total of 136 stations were occupied and the ship steamed 15000 miles.

On a personal note, we were always very hospitably received in port, and our visits to outlying islands - Ile des Noeufs and Bird Island - provided a pleasant break from our normal routine.

1.1 Acknowledgements

The Work was supported by the D.S.I.R., and O.N.R. contract No. N62558-3542 with the University of Cambridge.

The co-operation of the National Institute of Oceanography in providing time on the ship, all its facilities and some of the scientists was invaluable.

The captain of 'Discovery', Captain C. Alexander, D.S.C., and the Chief Engineer, Mr T. Humphrey, provided every assistance possible and contributed in large measure to the success of the cruise. The officers and crew gave us cheerful and unfailing support.

The captain, officers and crew of H.M.S. 'Owen' co-operated magnificently with 'Discovery' in the complex two-ship seismic operations. The charts of previous surveys by H.M.S. 'Owen' helped greatly in planning experiments.

The continuing practical interest of the Hydrographer of the Navy is acknowledged gratefully.

In the Seychelles, the help provided by M. Guy Lionnet, a Director of the Department of Agriculture, greatly facilitated geological operations.

2. Leg 1 - ADEN TO MOMBASA - 23 August to 12 September 1963

2.1 Narrative

The ship arrived in Aden after the first cruise on 20 August 1963 and, after lying at anchor for a few hours while the asdic plate was removed, she came alongside the Admiralty jetty. The scientists leaving the ship at the end of cruise 1 went ashore on 21 August and 13 newcomers joined; 5 remained from cruise 1. Before sailing, a daily variation magnetometer which had been run by the school at Aden during the 'Owen' cruise was once again put into action.

The ship sailed from Aden at 1630 on 23 August and in the moderate-to-strong SW monsoon set off eastwards down the Gulf of Aden. A diversionary run with the magnetometer and sounder had been arranged to provide a new track across the Gulf towards what is believed to be the continental-like rocks on the southern side. The magnetometer record confirmed the results previously obtained and, after violent magnetic and topographic relief over the region of the postulated median valley, typical continental smoothness developed.

A course to the south of Socotra was set and thence to a large non-magnetic seamount at about 10° 25'N 56° 07'E. On the way the ship passed over a deep water area where a water bottle station was occupied; the maximum depth out of

three casts was 3500 m. In this deep water area, all pressure casings on the after main warp were successfully tested. Apart from a minor failure, all the casings were watertight.

The non-magnetic seamount was reached on 27 August where a dan-buoy (I) was laid in 450 m of water. From the track during the previous night it appeared that there was a considerable westerly set; this was confirmed by the direction of the pellets relative to the force 6 to 8 wind after the buoy had been laid.

A site for dredging was selected which enabled the ship to move slowly up-slope and also to fall back over the dredge if it fouled the bottom. The first dredge station was a failure; the weak link had been incorrectly secured to one arm of the dredge and was free to slide down the arm. It is likely that the dredge was, throughout, towing sideways over the bottom. A second dredge station was attempted and, after a number of bites, heaving started. Just as the dredge was coming off the bottom there was a short period of time - a matter of 10 seconds - when the tension rose from about 2000 kg to between 5000 and 6000 kg; then the dredge apparently broke clear of the rocks. In fact, the chain between the end of the warp and the dredge had parted and 50 m of chain and the dredge had been lost. There is no doubt that the bits of chain and the shackles joining them were too weak for dredging in this shallow depth, where the snatch comes suddenly if the dredge becomes hitched to the bottom. The breaking strain of the shackles joining the lengths of chain was less than 2000 kg. This had not been realized until after the dredge had been lost.

While making up another dredge, a short survey run was made. However, it was soon apparent that time was so short for station keeping that we should abandon this seamount and proceed to area 4A (mid-Carlsberg Ridge) as soon as possible. The dan-buoy was recovered shortly before midnight and course was set for area 4A.

During the run, the magnetometer and precision echo sounder were operated. The latter worked well, but the former produced an aesthetically unsatisfactory though readable record. However, no appreciable proportion of the recording time was lost.

On 29 August area 4A was reached and late in the evening dan-buoy II was laid. Owing to overcast weather, there had been no evening star fix and it was therefore with some uncertainty that the position was approached. However, the splendid bathymetric and magnetic charts made by H.M.S. 'Owen' earlier in 1963 soon enabled a precise fix to be obtained; these charts were also invaluable in subsequent operations in the area. The buoy contained the recorder and equipment for measurement of the daily variation of the Earth's magnetic field. After a brief survey around the buoy to confirm its position, a camera station revealed outcrops of rock in an area which was regarded as suitable for coring.

Until 3 September after laying dan-buoy II, intensive station work was

carried out in area 4A and a survey was made to the NW of the area to find where the median valley lay. Dan-buoy III was laid to the south of the second dan-buoy. As the topmast, radar reflector and light of the magnetic variation buoy (II) had carried away, a simple dan-buoy (IIa) was attached to the same moorings on 2 September. An excellent record of the daily variation had been obtained.

While in area 4A, the following stations were occupied:

4 camera	-	all successful
11 dredge	-	from which 3 provided good hauls
5 coring	-	from which 4 cores were obtained as well as 2 heat flow measurements

1 complete water bottle station of 3 casts.

Throughout the period in area 4A, strong SW winds were experienced with a strong northerly set of 1 to 2 knots.

After lifting dan-buoys IIa and III, course was set for area 4C on the south-western flanks of the Carlsberg Ridge. Meanwhile, it was realized that time for station work was so short that the programme should be modified. It was arranged to reach Mombasa one day late and to approach there in a straight line instead of diverting towards the northern boundary fault of the Seychelles.

Area 4C was reached in the early afternoon of 4 September and a simple dan-buoy (IV) was laid with its moorings at about 4000 m. Once again the quality of the chart provided by 'Owen' greatly assisted position identification for buoy laying and subsequent manoeuvres in the area.

From 4 to 7 September, intensive station work was carried out in the area working on dan-buoys IV to VII and the following stations were occupied:

4 camera	-	all successful
6 dredge	-	from which 3 good hauls were obtained
2 coring	-	from which good cores and heat flow measurements were obtained

1 complete water bottle station of 3 casts.

On 8 September, while en route to Mombasa, a successful coring and heat flow measurement station was occupied.

The strong northerly set, similar to that which existed in area 4A, resulted in the loss of two dan-buoys which dragged their moorings into deep water and foundered. The other two were recovered after considerable shifting of position. The last one laid had its moorings in about 4000 m. It was given 10% scope, it was on the upstream side of a seamount, and there were twelve pellets to support the wire. On recovery, there were no pellets above the surface although the moorings were in considerably shallower water than where they had been laid. In a region of no current, 5 or 6 pellets should have been

visible. The current at the surface was between 1 and 2 knots and must have extended deep in order to pull the pellets under in this way and shift the moorings (for dan-buoy VII, these consisted of two bundled lengths of old chain each weighing about 50 kg and one square concrete sinker of the same weight. Various moorings had been tried in order to avoid dragging).

While in area 4C it appeared that the monsoon might be ending, but on passage to Mombasa the wind again rose to force 5 to 6. The maximum wind met during this leg of the expedition was force 8 though it only persisted for a short time; there was only one day during which the wind remained below force 4. It was hot, with much sunshine, and many periods of tropical rain.

At the outset of the passage from area 4C, the magnetometer was streamed. The wire almost immediately parted; both the preamplifier and the tail-end fish were lost. It was decided not to use the spare while on passage, particularly in view of previous tracks in the area and the need to preserve the magnetometer for detailed surveys later in the cruise.

The towed echo-sounder 'fish' was satisfactory throughout; the fibre-glass fish was more stable at speed than the bronze fish.

At the start, the pingers did not provide adequate bottom reflexions for wire control. Later, their performance was improved and full control of distance from the seafloor provided. Each pinger became partially flooded on one occasion; repairs to the electronics were not difficult.

2.2 Dredging

(a) Method. On all dredge stations, tight control of the ship's position had to be maintained by radar fixing on the appropriate dan-buoy and continuous watch was maintained on the stress in the warp. The ship's track was always such that immediately the dredge fouled the bottom it was possible to come back over the wire. Before every dredge station, a course and speed was determined which maintained the ship in a fixed position relative to the bottom; where the strong currents did not correspond with the wind directions, this was made possible by the bow propeller. The usual dredging speed was 0.3 kn.

(b) Results in area 4A. The three successful dredge stations in area 4A were made on the ridge of seamounts which extends about 25 miles in a NNW direction from 05° 25'N 61° 50'E. This ridge is bounded on the west by an escarpment interpreted as a fault scarp, and to the south by the median valley of the Carlsberg Ridge.

At station 5106 (near 05° 36'N 61° 51'E, depth ca. 2200 m), 20 cobbles of altered lavas and 2 manganese nodules were collected on the upper part of the eastern slope of the Ridge. The volcanic

rocks have a thin film of manganese. They are soft greenish rocks which appear to be altered (chloritised) basaltic lava and tuff. The alteration may resemble that of the rocks collected from Swallow Bank in the Iberian Abyssal Plain, unless the rocks have been dynamically metamorphosed. A nearby camera station (5109) showed similar material, devoid of foliation.

Station 5123 was 2 miles south of 5106 in a similar locality. It yielded three cobbles; one was a brick-shaped piece of fresh, strongly foliated, chlorite schist. The others were thick slabs of manganese, enclosing shreds of rotten green schist. If these three rock specimens prove to be identical when seen under the microscope, it is likely that they are not erratics. No metamorphic rocks of this grade have previously been reported from the oceans. Photographs, taken 8 miles SSW of the seamount at the southern end of the ridge, showed boulders and outcrops with conspicuous markings on their surfaces which suggest that the rocks exposed there are schists.

Station 5111 (at 05° 28'N 61° 50'E, depth 2400 m) yielded manganese encrusted specimens of fresh vesicular olivine basalt, and included two pieces torn from the reddened glassy top of the lava flow.

(c) Results in area 4C. Three dredge stations yielded bottom samples. At station 5133 (near 02° 45'N 60° 02'E, depth ca. 4300 m), 10 rounded manganese nodules of about 8 cm diameter were collected. One was opened and had a non-calcareous white core of about 3 cm diameter; this is probably montmorillonite pseudomorphing palagonite. At station 5136 (near 02° 47'N 59° 53'E, depth 3400 m), some slabs of manganese encrustations up to 10 cm thick were collected. These specimens were evidently ripped from outcrops, but they included no rocks. Finally at station 5138 (near 02° 48'N 59° 52'E, depth 3050 m), 34 rounded cobbles were collected in which a 12 mm thick layer of manganese enclosed a core of palagonite tuff which is more or less completely altered to montmorillonite.

Nodules, thickly encrusted boulders and outcrops entirely smothered in manganese figure largely in the photographs. There is probably rather little material suitable for dredging.

2.3 Underwater photography

A total of 358 photographs were taken at 8 stations, divided equally between areas 4A and 4C.

In area 4A, it was unfortunate that where photographs were taken dredging was unsuccessful. All but one station showed a high proportion of massive bedrock and large boulders encrusted with manganese concentrated on the peaks and on local steep cliffs on the sides. On the flanks of the southern seamount near to the fault scarp, many of the rocks have lineations suggestive of schistosity beneath a thin manganese encrustation. Between the positions showing bedrock and boulders, there were areas of sediment-covered basins and slopes. Many photographs showed striking sand ripples and scour. The sediments were most commonly found near the bottom of the slopes.

In area 4C, dredge samples were obtained of the main types of rock seen in the photographs. Again massive bedrock was found at the peaks and on short steep slopes but, in contrast to area 4A, they were commonly extremely rounded and smooth as if encrusted with a layer of manganese (cf. dredge sample at 5136). On the slopes in some sediment regions, there were great concentrations (about 200/m^2) of manganese nodules of about 8 cm diameter. No current ripples were observed.

In both areas there is comparatively little life, other than that indicated by the mounds, burrows and tracks in the sediment. Fauna included several sea pens, sea lilies, sea urchins, a crinoid, some gorgonians and about four different fish species.

2.4 Coring and heat flow

(a) Method. A free-fall gravity corer, with a core barrel 3.7 m long was used and this device incorporated a new hydraulic release mechanism which prevented premature releases and never failed to trigger. The heat flow apparatus consists of three heat sensitive elements on outriggers at various distances down the core barrel and a potentiometer recorder mounted above the lead weights. The rig is satisfactory and no damage to the probes or the recorder was experienced.

(b) Cores. Eight cores were obtained ranging in length from 2.5 to 3.5 m. Five of these cores were obtained from the central part of the Carlsberg Ridge, two on the SW flanks and one en route to Mombasa. All were in areas of localized ponding of sediments, presumably deposited at a rapid rate owing to winnowing from surrounding peaks and the bottom mass transport of sediment from the slopes of these peaks. Three closely spaced cores exhibit a similar sequence of pelagic and, possibly, turbidity current deposits.

(c) Heat flow. Five successful recordings of heat flow were obtained, 2 in area 4A, 2 in area 4C, and 1 en route to Mombasa. Assuming an average thermal conductivity, no high values of heat flow have been revealed and the results in the individual areas have been consistent.

2.5 Water bottling

(a) Method. It was possible to make shallow casts from the for'ard hydrographic winch during dredging operations, but deep casts appeared to be too hazardous. Complete series of 3 casts were made each week in areas 4A and 4C.

(b) Chemical work. After leaving Aden, 4 chemical stations were worked. Nitrate and nitrite determinations were carried out for the whole water column while ammonia and albuminoid nitrogen were determined in the upper 150 m.

As might have been expected, the most northerly station was shown to be far richer in nutrients in the upper layers than the more southerly stations which were completely devoid of available nitrogen above the thermocline. Salinity and dissolved oxygen determinations were carried out on each sample.

(c) Trace metals. The object of the work was to determine the concentration and variation of trace metals in solution and in suspension in sea water. After leaving Aden, sea water samples from the surface to 2000 m were obtained. Each sample was filtered to retain suspended matter and the resulting filtered sea water was treated by a method of co-crystallization. The filters and solutions will be analysed at Liverpool for copper, lead, cobalt, nickel, manganese and zinc.

2.6 Ornithology

The central regions of tropical oceans are usually relatively barren, except where they are crossed by equatorial currents. Nevertheless, the number of birds seen in the central Arabian Sea was unexpectedly high. South-east of Socotra, a barren area was crossed; however, south of about 9°N, birds were seen regularly even though in small numbers. The average total was about 20 birds a day. The species associated with the upwelling areas of the Arabian coast were mostly missing except for small numbers of Jouanin's petrel and the blue-faced booby. Instead, there were species usually associated with the equatorial regions of the Indian Ocean, such as the sooty tern, a species of frigate bird and the red-footed booby. The black-bellied storm-petrel was probably one of the most common species and this has rarely been recorded in the Indian Ocean. Another small dark petrel was also seen quite frequently and was thought to be Bulwer's petrel, known to breed in the Pacific. It has previously been recorded once on the Maldive Islands. On the passage from 03°N 60°E to Mombasa, sooty terns increased in numbers and several large flocks, which probably contained birds dispersing from the breeding colonies in the Seychelles, were seen.

Unexpectedly, land birds were also seen in the central Arabian Sea: a whimbrel and a swallow at 05°N 62°E, and a curlew sandpiper when about 250 miles ENE of Mombasa; whether these were drifted migrants or birds on course to Africa from Asia is not known.

3. Leg 2 - MOMBASA TO MOMBASA - 14 September to 23 October 1963

3.1 Narrative

At Mombasa, R.R. Butler left the 'Discovery' to return to the U.K. and E.J.W. Jones joined the ship. The ship left her anchorage off Mombasa in the mid-morning of 14 September and about an hour later tied up alongside the R.N.A.D. jetty to take on board explosives and ancillary pyrotechnics. After completing this in the early afternoon, the ship sailed down past Mombasa to the open sea. Only the slave radar was functional at this time. This situation was worrying, but it was decided not to delay the cruise to await spares reported to be available in Nairobi. The risk proved worthwhile since, in spite of continual difficulties, the slave remained functional until the ship first met 'Owen' when there was temporary total failure. Fortunately, through the skill of the Radio Officer and with the aid of the scientists on board, the set was patched up.

En route to the Seychelles, the following stations were occupied:

5 water bottle
8 coring and heat flow
6 camera
2 dredge
9 seismic refraction profiles
5 bottom seismic profiles
5 seismic reflexion profiles

All stations provided valuable results except for one seismic refraction profile at position 4. One bottom seismic profile was not successful as a hydrophone cable was caught round the screw during lowering; its retrieval so delayed operations that it was impossible to lower to the bottom in time.

On the way to the Seychelles, the weather was generally calm, but on the day when we met 'Atlantis II', it was blowing hard enough to prevent the lowering of boats. However, a saluting charge was fired at an appropriate range, and two empty wooden cable drums which were required aboard 'Atlantis' were floated across together with various other objects and devices to indicate friendliness and esteem. As 'Atlantis' was having trouble with the stranding of her stainless steel wire and had only one length in reserve, 6000 m of wire were deposited with the agent in Port Victoria.

Throughout the cruise to the Seychelles, there was concern about the coring winch which showed increasing signs of the drum spreading. Although use of the winch was continued, eventually the spread was such as to preclude its use.

After visiting the Seychelles, course was set southwards to Fred Mount where a magnetic and topographic survey was made. A seismic station on the top was attempted, somewhat unsuccessfully as the ground waves were of very low amplitude.

After leaving Fred Mount a small desert island, called Ile des Noeufs, in the Amirantes group was approached. The ship passed over the fringing reef and anchored close inshore. The island is famed for its colony of sooty terns; as can be seen from section 3.8, the numbers are spectacular. A party of 4 men, including the ornithologist, went ashore for about 3 hours.

As shown in figure 1, the ship then made to the west. In anticipation of seismic profiles with 'Owen' additional to those originally planned, the position of profile 4 was occupied. It was in this position that 'Owen' had made an unsuccessful attempt to obtain the shallow seismic structure. On this occasion, all went well, and a long profile was shot by the single-ship method.

'Owen' met the ship on the evening of 16 October, in the position of profil 3. The Captain of 'Owen' (Cdr D.R. Haslam, R.N.) came aboard 'Discovery' together with some equipment brought out from the U.K. After discussing future operations, Cdr Haslam and Dr D.H. Matthews from 'Discovery', who was to organize the first stages of the charge firing, returned to 'Owen'. During the previous day, 'Discovery' had layed a dan-buoy and made a surface-to-bottom seismic run with the motor boat. Not only did this provide interesting results from the bottom receiver, but it also gave an opportunity to test all systems that were subsequently used while working with 'Owen'.

Before reaching Mombasa, 4 profiles (one more than originally conceived were shot in conjunction with 'Owen'. The additional profile was close inshore and was possible through making the line at the position of profile 3 single ended. The ship arrived in Mombasa on 23 October and 'Owen' was tied up alongside (thus providing a good opportunity to exchange information and gear).

Between the Seychelles and Mombasa, the following stations were occupie

4 water bottle
4 coring and heat flow
3 camera
1 rock dredge
6 bottom seismic profiles
4 two-ship seismic refraction profiles
2 single-ship seismic refraction profiles
2 surface current measurements

1 grab
2 Indian Ocean standard net
1 shore collection

3.2 Underwater photography

From nine camera stations were produced 243 monochrome and 20 colour photographs. In 7 stations, the camera height above the bottom was 4·6 m, in one it was 1·4 m and in the other it was 12 m. The latter successfully used the new 700 joule flash and obtained a remarkable series of 50 overlapping photographs on the side of Fred Mount.

All six stations made on the Lamu-Seychelles line at profile positions 2 to 6 were consistent in showing only mud disturbed by benthos. There were no manganese nodules. One station in area 4D showed rocky outcrops and large rounded boulders on an elongated abyssal hill. The long range photgraphs on Fred Mount showed a few rock outcrops heavily coated with sediment, a dyke-like ridge and large areas of well developed ripple marks.

3.3 Coring and heat flow

(a) Cores. Twelve coring stations were occupied, all of which were successful. Nine cores from the six seismic stations between Mombasa and the Seychelles (three were repeated) consisted of highly foraminiferal blue-grey terrigenous mud with, at the three easternmost stations, intercalated turbidity layers of shallow origin. Two cores from area 4D and one from south of the Seychelles Bank consisted of highly calcareous pink foraminiferal clays interbedded with a large proportion (30 to 50%) of graded turbidity deposits of mainly organic calcareous composition, presumably derived from the Seychelles Bank or the slopes of local seamounts.

(b) Heat flow. Twelve heat flow stations were occupied. Six in a straight line from the Kenya coast to the edge of the Seychelles Bank and two in area 4D were completed before arriving in the Seychelles. On the return passage, three successful heat flow stations out of four were completed; one in the area of Fred Mount and the other two repeating stations 4 and 2 of the outward passage. The values around the Seychelles Bank obtained so far appear to be lower that those near the Kenya coast.

3.4 Seismic refraction profiles

On this section of the cruise, fifteen stations (of which only one was entirely unsuccessful) were completed in 36 days. The method of seismic refraction using sono-radio buoys was employed in conjunction with self-recording buoys which have substantially improved signal-to-noise ratio on seismic records

by eliminating the radio link between buoys and ship. Both the radio buoys and the self-recording buoys operated satisfactorily.

The main purpose of seismic investigations was to determine the crustal structure beneath the gently sloping ocean floor between Lamu and the Seychelles, since there is geophysical evidence (gravity and magnetic) that this area, though deep ocean in general, is not 'typically oceanic' in conforming to a well-established pattern reported for other oceans by many observers. Seven reversed profiles at equal spacings of medium length (48 km) were completed and three of these were also shot to long ranges (96 km) with the assistance of H.M.S. 'Owen'.

3.5 Seismic reflexion profiles

Five attempts were made to obtain sub-bottom profiles, four of them on the Lamu-Seychelles line and one in area 4D. In the last line 85 charges were fired over a line about 32 km long.

An extremely good hydrophone slackening technique was developed that could be used at 5 km while giving very low hydrophone noise. Charges of 0.5 kg were first fired without floatation, later on a 3 m string below a balloon and thirdly on a 1 m string. The latter system gave a very much cleaner pulse and much better resolution of such sub-bottom echoes as were observed.

Recording gave the greatest difficulty; owing to the extremely slow paper movement, the paper dried up, and this was never completely overcome. The helix triggering arrangements worked excellently. The latter three stations were also recorded on tape being played back at different gains and in different frequency bands.

No very obvious sub-bottom reflexions were found in any of the stations even with the high signal-to-noise ratio; though the technique adopted seemed satisfactory, it was concluded that the soundings were in areas without a high contrast layer at shallow depth.

3.6 Bottom seismic profiles

In table 1 are shown the number and type of bottom seismic profiles attempted and the quality of the records obtained.

Notes on type (a). One of these stations was abandoned as a result of a deep hydrophone cable becoming foul of the ship's screw. This interfered with the timing schedule and the recording apparatus could not be lowered in time. The other 4 stations gave interesting records with complicated groups of first arrivals. No analysis of these results has yet been attempted.

Table 1. Bottom seismic profiles

Stations attempted	Station numbers	Type	Records obtained	Record quality
5	(5146 (5156A (5164 (5174 (5182	(a) 2.25 kg bottom charge	4	4 good
2	(5162 (5192	(b) 2.25 kg surface charge (from motor boat)	2	1 excellent 1 good
4	(5197 (5198* (5200 (5203	(c) near surface depth charge (with 'Owen')	5*	1 excellent 2 good 1 not good 1 poor

* Two recordings made at station 5198

Notes on type (b). This type of station had not previously been tried with the bottom seismic apparatus. During the 20 minutes of recording time available, the ship's motor boat fired a 2.25 kg charge every 2 minutes; starting at a range of 6 km and going out to 9 km.

The first analysis of one of these stations has shown the method to have great potential. Preliminary velocities of 2.7 and 4.5 km/s were obtained at the position of profile 5.

Notes on type (c). In the long range work with 'Owen', from which a depth charge was fired every 30 minutes, the bottom recorder was switched on for about 3 minutes to record each shot, and switched off between shots by means of a mercury tilt switch.

The signal-to-noise ratio was not generally good (partly due to strong currents and poor dan-buoy control), although at profile 1 the ground wave arrivals were noticeably clearer than those recorded by the sono buoys. No analysis of the records has yet been achieved.

3.7 Chemistry

Nine water bottle stations were worked after leaving Mombasa and at each the water column was sampled at 22 depths down to 1000 m. Analysis of these samples has been carried out with special reference to the ammonia and

albuminoid nitrogen concentrations. In all cases ammonia was found to be low, of the order of 1 μg/litre; albuminoid nitrogen was in general 3 to 4 times this concentration. Concentration of both were erratic down the water column, whether using filtered or unfiltered samples. A well defined thermocline was present, causing almost complete depletion of nitrate in the surface layers while below the discontinuity it increased rapidly to > 30 μg/litre at 1000 m.

3.8 Ornithology

Throughout the whole area, bird numbers were very variable and remarkably patchy. A conspicuous increase of numbers was noted in the middle seismic stations 2, 3 and 4, compared with either end of the line, although the little tern was noticeably more common close to the African coast. On returning to this area in October, there had been a noticeable decrease in the number of birds which may represent a movement to the south of such species as the sooty tern, black-bellied storm petrel, red-footed booby and the frigate-bird.

Within 320 km of the Seychelles, area 4D to the north and the magnetic seamount to the south-east were both much richer in birds than any area to the west. The latter area, lying relatively close to the breeding colonies on the Amirantes was exceedingly rich in birds. The wedge-tailed shearwater, white-tailed tropic-bird, blue-faced booby, and the sooty tern, all species nesting in the Amirantes, were more common there than elsewhere.

Unusual observations were of the red-footed booby, which is rarely recorded so far north, but which was quite common to the west of the Seychelles, and a species of Oceanodroma, probably a race of the sooty storm petrel from the Far East which was seen quite frequently, especially to the north of the Seychelles.

A visit to Isle des Noeufs where about two million pairs of sooty terns breed, showed that the end of the breeding season was approaching. There was little evidence of starvation and all the fledgings were at the same stage of development, and would have been ready to fly after a week or two. Three neuston net samples from the vicinity of the island suggested that the water is richer to the west, so upwelling may occur to the west of the Amirante Bank where the north-west flowing current moves away from the island. Several landbirds, principally waders, were seen at sea. The turnstone, in particular, was ubiquitous in small numbers, but a few whimbrel and curlew sandpipers were also seen.

3.9.1 Neuston net samples

On this section of the cruise, fourteen hauls were made; one at each of the seismic lines, except for line 4 where two were taken, one at area 4D and three around Ile des Noeufs. The volume of plankton was generally low except for the hauls taken in the vicinity of Ile des Noeufs. There seemed to be no significant difference in the volumes at any of the seismic lines although the ones

close in to the African coast may have been slightly richer than the others, while one taken in area 4D contained about three times as much plankton as the average elsewhere. The hauls in the open ocean have almost always been of the same type, containing fair numbers of a blue Copepod, and smaller numbers of a blue Decapod. Few fish have been caught, probably because all the hauls have been taken in daylight.

3.9.2 Bathythermograph

Between 7 and 9 September, while crossing the Equator, bathythermograph sections were taken at 2-hourly intervals; the results, plotted as continuous isotherms, have been forwarded to the National Institute of Oceanography. At other times, 6-hourly observations were taken while on passage and once or twice daily at seismic stations. After 23 August 110 observations were made. On 19 October, a bathythermograph and 550 m wire were lost when the wire parted after having been in continuous use since late July for some 300 dips. The wire was replaced by 3 mm wire given by 'Owen' which limited the length to 365 m.

3.9.3 Secchi disk

Observations were taken at all water bottle stations carried out in daylight. The results show little departure from a mean of about 22 metres.

3.9.4 Currents

Every opportunity was taken to measure currents by navigational fixes, sono buoy movement and, in a few cases, log ship observations against anchored dan-buoys.

4. Leg 3 - MOMBASA TO ADEN - 26 October to 14 November 1963

4.1 Narrative

'Discovery' and 'Owen' sailed from Mombasa on 26 October on passage to one of the more easterly positions for 2-ship seismic profiling; a core and heat flow stations was occupied by 'Discovery' en route. Before the shooting began on 29 October, Lt. Cdr Bhardwaz (of the Indian Navy) and Mr T. Reilly (a geologist from Nairobi) were transferred to 'Discovery' as observers. The usual procedure was followed with 'Discovery' laying the appropriate buoys with 'Owen' acting as firing ship.

The seismic shooting was at the positions of three profiles previously occupied for short-range work by 'Discovery'. A fourth line of great length - 170 km - was shot on the Seychelles Bank. Previous attempts by other ships had failed to achieve results at long-range owing to the difficulty of measuring

the range between the firing ship and the recording ship. However, by using the taut wire gear in 'Owen', ranging was entirely satisfactory. Even so, it was necessary to extrapolate the distances beyond 155 km from the speed of 'Owen' for the last two shots since, at this distance, no wire was left on the drum. On the completion of the long-range shooting, 'Discovery' made a reversed profile with her own shots and the 5 sono-radio buoys which had been laid for the work with 'Owen'. In all, 18 depth charges and 26 smaller shots were fired.

This seismic station took over 24 hours to complete; in the early morning of 3 November, the two observers on 'Discovery' returned to 'Owen'. The latter steamed into Port Victoria while the former started the collection of 6 grab samples of the sediments from the bank to the SW of Mahé. Subsequently on the same day, a further 18 grab samples were obtained to the north of Mahé, and towards Bird Island. Bird Island had a tern colony, as did the Ile des Noeufs, and it was decided that a visit was ornithologically desirable. For the first and last time during the cruise, the ship lay-to during the night and at 0530 on 4 November came to anchor $2\frac{1}{2}$ km from the island. The fifty or so inhabitants received the boat from 'Discovery' and the manager, having arranged for a guide for the shore party, was shown over the ship. At about 1000, the landing party was back on board and the vessel was underway; a report of the landing party's activities is given below.

Two towed magnetometers were lost during the earlier part of the cruise, but components for the reconstruction of a third had been flown out to Mombasa. This work, which involved building a fibre-glass fish and electronics gear in the ship, was completed soon after leaving the Seychelles Bank.

Thence the ship sailed for Mount Error at the northern end of the Carlsberg Ridge. Bathythermograph results were taken at $\frac{1}{2}$-hourly intervals on this passage, and the usual on-passage observations were made. As the gearing in the winch stripped on 6 November, further bathythermograph measurements were not possible.

Late in the evening of 8 November, a dan-buoy was laid above Mount Error; it immediately dragged and was recovered. A second attempt was made, but the moorings parted before the buoy was over the side. At the third attempt, the dan-buoy was successfully moored. On each occasion, the moorings consisted of 110 kg of old chain and a 27 kg anchor.

On the top of the seamount, two successful dredge hauls were obtained, a seismic station with 59 shots was occupied, photographs were taken, while surveys and a magnetometer heading correction run were made. Finally, on the flanks, the dredge became hitched to the bottom where the wire eventually broke. Losses consisted of two dredges, one length of chain, a pinger and 260 m of crippled wire.

The dan-buoy was recovered and a course set for the Gulf of Aden. On the way, one core and heat flow measurement was obtained. In the Gulf, three

more such measurements, on a line across the central axis, were successful. Early in the morning of 14 November, the ship arrived alongside the Admiralty Jetty at Aden.

Between Mombasa and Aden, the following stations were occupied:

1 water bottle
7 coring and heat flow
4 camera
2 bottom seismic profiles
3 twin-ship seismic refraction profiles
1 single-ship seismic refraction profile
5 surface current measurements
5 grab
4 rock dredge
1 shore collection
1 magnetic heading correction

4.2 Underwater photography

The four camera stations occupied gave 146 monochrome pictures. At two of these stations, the 700 joule flash was used at 12 m though at the second of these the flash fired for only half the time. On one station, the camera was 2 m above the bottom.

The most rewarding stations were on the edge of Mount Error and showed rocky outcrops quite unlike those on volcanic seamounts. They could be interpreted as an eroding or decaying coral limestone. In the Gulf of Aden, a station was taken of the central rough topography, surprisingly, no rocks or boulders were seen in the pictures.

4.3 Surface seismics

Four complete seismic profiles were shot on this leg, two being in oceanic depths and two in comparatively shallow water. The former two completed the eastern end of a line of seven seismic stations between Lamu on the Kenya coast and the Seychelles Bank. In each case, depth charges were fired by H. M. S. 'Owen' on courses 040 and 220 from the ship and buoys out to a range of about 80 km; the records confirm the picture obtained from the earlier shorter-range single-ship lines.

The next line was shot on the Seychelles Bank in 54 m of water, shots being fired by both ships. The buoys were laid approximately 32 km SW of Mahé; 'Owen' fired 20 depth charges on a line 110° from them for 170 km and then 'Discovery' completed the shooting with close range shots on the same side and shots out to 30 km range in the direction 290°. As sound waves could not be received through water at ranges greater than about 32 km, 'Owen' used taut-wire measuring gear to give her range from a moored dan-buoy on which the

free-floating sonobuoys were continuously fixed visually and by radar. Excellent arrivals were obtained out to maximum range, a layer three-type velocity being found to underlie the essentially granite bank.

The last seismic station was shot over Mount Error, a non-magnetic seamount (at 10° 17'N 56° 04'E), the flat top of which extends approximately 24 by $9\frac{1}{2}$ km and lies between 360 and 420 m deep. The buoys, laid at the NE end of the mount during the shooting, were carried along its whole length to the SW by a current of nearly 2 knots. Lines were shot on both sides of the buoys parallel and perpendicular to the length of the bank, 56 shots being fired in all with excellent results.

On all these stations, five buoys were launched: three radio-sonobuoys and two of the internally recorded type. The Mount Error station completed the seismic operations of the cruise.

4.4 Bottom seismics

The apparatus was used in the shooting of profiles 5 and 6 with 'Owen', but not for the Seychelles Bank profile (the third and final profile with 'Owen' on this leg) as the water depth was only about 54 m.

Time was not available to work more stations either with bottom charges or with surface charges from the ship's motor boat.

Profile 5, 29 October 1963. The record is extremely noisy in spite of calm weather conditions and good dan-buoy control. Ground waves were recorded from the first 3 shots only. The reason for the absence of signals from the hydrophones for the remaining shots has yet to be solved.

Profile 6, 31 October 1963. Only the first 3 shots produced ground waves. It seems likely that the loss of signal at this stage was due to a pressure effect on the hydrophone cables, as the system worked properly under test when back on deck.

The apparatus was lowered again for the reverse leg of this profile. After recording the first three shots reasonably well, the 35 mm camera jammed.

4.5 Ornithology

The transect from Mombasa to the Seychelles Bank showed an even greater reduction in bird numbers, presumably due to a southward migration, than was observed at the beginning of October. Only small numbers of sooty terns, frigate-birds and red-footed boobies were seen; one sooty storm-petrel was seen. Another interesting observation was of two probable Arctic skuas migrating southwards, presumably to South Africa.

On the Seychelles Bank, there were many local concentrations of birds

feeding from fish shoals close to the islands. The most common species were common noddies, white terns, and Audubon's shearwaters, with smaller numbers of sooty terns and wedge-tailed shearwaters. It was somewhat surprising to see a few small parties of Wilson's storm-petrels so far north at this season.

On 4 November, when leaving the Seychelles Bank, a shore party landed on Bird Island, where sooty terns were the only seabirds breeding in any numbers. The only other resident seabirds were white terns and common noddies which nest in the trees in the centre of the island. Northern waders were common, and the most abundant of these were turnstones and whimbrels. At least three species of migrants seen had not previously been recorded on the Seychelles: the Temminck's stint, the Pratincole, and a bird which was probably a race of the common swift.

A quick transect north towards Socotra showed that this area also had been markedly depopulated since the beginning of September. Around the equator, sooty terns were seen in quite large numbers, with very small numbers of blue-faced boobies and sooty storm-petrels; the sighting of a Wilson's storm-petrel was surprising. To the north, no more of these species were seen, but at about 6° N, Jouanin's petrel was seen and, at the non-magnetic seamount at 9° N, both this species and the red-billed tropic-bird were seen in small numbers. Surface plankton samples were taken along this line and their volumes indicate that the equatorial region was several times more productive than the open sea to the north, a fact well in accordance with the bird distribution.

4.6 Bird Island, Seychelles

A party of five landed on the west coast of Bird Island soon after dawn on 4 November and were met by the local inhabitants on the beach; no problems of any sort were encountered on landing and the party set off to find the colony of 'goelettes', the local name for the sooty tern.

The whole of the interior of the island, 1600 m by 800 m, is planted with coconuts interspersed with a few small maize plantations. Most of the thatched huts were centred around the manager's house on either side of a wide avenue of coconut palms. Here and there chickens (and a donkey) foraged together with turnstones, wading birds from the Arctic which are normally associated with rocky and desolate shores. Small ground doves and the bright scarlet fody, both introduced from Mahé, were observed in the bushes, but the most obvious bird was the white tern. Soon the avenue of tall Casuarina trees broadened near the shore and, after passing through the tall dense bushes fringing the beach, the party came to the sooty tern colony situated in a tiny corner of the island just to the east of the north point. The whole colony, estimated to comprise between twenty and fifty thousand birds, covered an area of only a few acres and, while impressive, this must be a mere fraction of the numbers that were present at the beginning of the century. Almost all the birds were juveniles which were nearly ready to fly. Adults were present in small numbers and rose at our approach, but it seems likely that most would have been out at sea feeding.

The nesting area was only just above the beach and apparently was sometimes covered with water during gales. This may be the explanation of the lateness of the breeding season, for earlier attempts at breeding may have been unsuccessful. As at other islands in the colony, egg collecting is allowed up to a certain date and this again could be a contributory factor, if not the main one. In the last century, the island was covered with phosphatic guano, but by 1905 all this had been removed as fertiliser. However, before then, the raised central plateau may have afforded some protection from the gales.

The breeding season now is comparatively very late since, in 1905, the birds were reported to have left by September. Even in November 1963, the birds showed no signs of having a diminished food supply. There is the possibility that, because the birds have a late breeding season enforced on them by egg-collecting, there is less food available for the young and so now the island is able to hold far fewer birds than formerly; only thirty thousand instead of a hundred thousand before. However, this reduction could be due simply to the lack of space following the planting of the coconuts.

Unlike Ile des Noeufs in the Amirante Islands, there were no noddies among the sooty terns. Instead, small numbers of noddies were seen on the coconut palms in the interior where they apparently nest. Passing north from the tern colony, there was a long sand spit which may be of relatively recent formation. It was devoid of all vegetation and was inhabited only by parties of migrant crested terns with small numbers of wading birds including the strange crab plovers, a long-legged bird with a huge beak adapted for breaking open the carapace of crabs.

Moving southwards, along the eastern shore, the party used a track behind the fringing bushes which really gave the impression of lush tropical secondary growth. The vegetation in the interior was both thick and of great variety and on the western side it was so dense as to be impenetratable. The party returned aboard about 1000 hours.

4.7 Coring and heat flow

(a) Cores. Of the seven coring stations attempted, only one was unsuccessful. The two cores that were taken between Mombasa and the Seychelles consisted in the main of a greenish to bluish grey ooze, but in one core there were two thin layers of a sandy turbidite. A core from the Somali Basin south of Socotra also contained sandy layers, evidently the product of turbidity current deposition. In the Gulf of Aden, grey-green muds were collected, one core also contained small shell fragments; the other two cores were mottled in appearance with small dark patches.

(b) Heat Flow. Seven heat flow stations were occupied: 2 between Mombasa and the Seychelles, 1 just north of the Seychelles, 1 south of Socotra and 3 in the Gulf of Aden. The values of the first two stations confirmed

previous results; on the third, no core was obtained. The fourth was average and the last three are high confirming previous American work. The apparatus worked very well on this part of the expedition with no failures in either probes or recorder.

5. Leg 4 - ADEN TO PLYMOUTH - 16 November to 4 December 1963

5.1 Narrative

'Discovery' sailed from Aden in mid-morning of 16 November. The intention was to obtain a series of 9 core and heat flow measurements, to determine, as far as possible, the difference in heat flow between the median disturbed area and its flanks. At each heat flow station, a water bottle cast was made.

One camera station was occupied in the middle of the Red Sea; the photographs all showed flat sediments.

The stations occupied in the Red Sea were as follows:

6 coring and heat flow
1 camera
1 water bottle

On completing this station work, a course was set for Suez where the ship anchored in the early morning of 22 November. The northbound convoy was joined in the morning of 23 November and 'Discovery' left the canal in the late evening. Thence, at full speed she headed for Gibraltar. Three days from Port Said, strong to gale force head winds were encountered which, at times, considerably reduced the ship's speed.

On 29 November, the last station of cruise 2 of R.R.S. 'Discovery' was occupied. This was a water bottle station with the large bottles. Deep water from the western Mediterranean was required for standardization purposes by the N.I.O.

The passage back to the U.K. was at full speed with the strong to gale force wind abeam or astern. The ship entered Millbay Docks on the evening of 4 December.

5.2 Underwater photography

One camera station near the centre of the Red Sea gave 26 pictures of dull sediment.

5.3 Red Sea cores and heat flow

(a) Cores. Six coring stations were occupied, five of which were successful and one partially successful. The two shallowest stations yielded a pink to grey foraminiferal mud and the deeper stations banded muds of varying yellow, grey and brown colour tones. All cores contained significant quantities of pteropod remains which were occasionally abundant. With the exception of the southernmost core, all contained a layer of close-packed, hard, jagged calcareous concretions, sometimes tailing off downwards into a sporadically occurring, more crumbly variety. The partially successful station provided a small sample of these concretions.

(b) Heat flow. Six heat flow stations were attempted in the Red Sea, the first, second and fourth of which were successful. On the fifth station, the trigger weight failed to go off and only the bottom probe penetrated the sea bed. On the third and fourth stations, a layer of closely packed concretions ripped the bottom fin from the core barrel and on the sixth these same concretions caused an early conclusion to the heat flow stations by stripping off all three fins leaving a solitary broken Jubilee clip. A preliminary examination showed that the values of heat flow obtained in the Red Sea appear to be high.

6. FIELDWORK FOR STUDIES OF ROCK MAGNETISM IN THE SEYCHELLES

6.1 Objectives

The inner islands of the Seychelles group are granite; most of them are formed of late pre-Cambrian granite, but the remnants of an alkaline (syenitic) ring - complex of Tertiary age are preserved on Silhouette Island. The plutonic rocks are cut by dolerite dykes. Specimens of the dyke rocks collected by scientists from H.M.S. 'Owen', during 1961-62 have been dated in Cambridge. The results show that there are two suites of dykes, corresponding in age to the granites and syenites: ca. 650 and ca. 50 million years, respectively (Baker and Miller 1963). Dykes of the two suites cannot be distinguished in the field. Magnetometer traverses carried out at sea by 'Owen' during 1961-62 showed that the central area of the Seychelles Bank is characterized by total field anomalies of more than 1000 γ. These anomalies have been tentatively attributed to the magnetic effects of the dolerite dykes. Measurements of Natural Remnant Magnetism (NRM) made by H.R. Spall on specimens of these rocks collected in 1961-62 have shown that some of them are unusually strongly magnetized, with intensities in excess of 0.1 e.m.u./cm^3.

The objectives of the present fieldwork were twofold:

(a) To establish the direction and intensity of magnetization of the dykes with a view to quantitative interpretation of the magnetometer traverses made at sea;

(b) To measure the remanent magnetization directions of the pre-Cambrian and Tertiary dykes and compare the results with those obtained on rocks of similar ages in East Africa, in order to find out whether the Seychelles have moved relatively to Africa.

6.2 Personnel

The work is being carried out jointly by the Department of Geodesy and Geophysics, Cambridge, and by the Department of Physics, Royal College, Nairobi (Professor A.N. Hunter). The field work has been done by Dr D.H. Matthews, Cambridge and Mr T.A. Reilly, Nairobi (under the supervision of Professor P.M.S. Blackett). Geological maps and advice were provided by the Director, Department of Mines and Geology, Kenya (Dr B.H. Baker).

6.3 Narrative

Matthews reached Mahé on 27 October 1963 aboard s.s. 'Kampala'. During the first week, arrangements were made for visiting the more distant islands and collection on Mahé was started. Reilly arrived on 3 November aboard H.M.S. 'Owen'. During the following week, collections were made on Praslin, Cousine, La Digue, Marianne and Felicité. The remaining days were spent collecting on Mahé. The party left aboard s.s. 'Karanja' on 21 November.

The majority of the dykes shown on the geological map were sampled. As it was usually impossible to find suitable exposures inland, it was concluded that only exposures in the foreshore were likely to be profitable. In all 71 blocks were taken from 40 separate dykes. Each block was orientated by two dips measured with an Abney level on a three-legged template placed on the rock. The azimuth of the template was measured with a Wild TO compass-theodolite. The magnetic bearings given by the theodolite were checked for errors arising from the magnetic effect of the dyke by taking bearings and altitudes of the sun, and/or of distant islands. Attempts were made to take core samples of the dykes on Mahé using portable drilling machinery developed in Nairobi, but the diamond bit cut too slowly into the fresh dolerite.

6.4 Disposal of material and results

The 71 specimens were left in Nairobi where facilities are available for cutting thin sections and for measuring the direction and intensity of magnetization of cores cut from the blocks in the usual way. Measurements of NRM will be made on a newly constructed astatic magnetometer. Facilities for thermal demagnetization exist and a.c. 'washing' techniques were expected to be available.

The magnetic work is under the supervision of Dr A. Mussett and Professor A.N. Hunter. The thin sections are to be compared with Dr Baker's material in Nairobi. If the results of this work suggest that further age determinations are necessary, material will be sent to Cambridge. Initial publication of result will be in Nature in early 1964.

There proved to be little opportunity for general geological observations during the fieldwork. A few hand specimens of unusual rocks were collected (notably on Ile Longue, at Pte. Vareur on Silhouette Island and at Anse aux Poules Bleues and Sunset Hotel on Mahé). In general, Dr Baker's map and monograph seemed very accurate, but for a few minor points.

6.5 Comments

The physical difficulties of the work were somewhat underestimated. The rainy season had set in before the start and the high humidity coupled with temperatures of 85 to 90° F were trying. Land-slipped blocks, thick vegetation and steep slopes combined to impede progress on land: a rate of a few hundred metres per hour was the best that could be achieved away from the path. At this time of year (October/November), a small boat would have assisted the fieldwork. With less than three in the party, the rate achieved would have been far less.

It is hoped that a report on the Seychelles will be prepared incorporating the magnetic results with additional petrological and petrofabric studies and making a comparison with other parts of the Mozambique Belt.

Reference

Baker, B.H. & Miller J.A. 1963 Nature. Lond., 199, 346-348.

Table 2. Summary of Cruise 2

23 August 1963 to 4 December 1963

		Station (days)	On Passage (days)
Leg 1.	Aden to Mombasa	9.0	10.5
Leg 2.	Mombasa to Mombasa	27.0	7.2
Leg 3.	Mombasa to Aden	10.6	7.7
Leg 4.	Aden to Plymouth	0.8	17.7*
		47.4 d	43.1*

Total time at sea	90.5 days
Total time at port	12.5 days

Distance steamed on passage	12,610 miles	23, 430 km
Distance steamed on station	2,720 miles	5060 km
Total distance steamed	15,330 miles	28, 490 km

* This includes one day at anchor awaiting the canal convoy at Suez.

Table 3. Station summary

Total number of stations occupied - 136

Bottom seismics	13
Seismic reflexion	5
Single-ship refraction seismics	14
Two-ship refraction seismics	7
Rock dredge	26
Underwater camera	22
Core and heat flow	33
Grab	6
Water bottles	26
Miscellaneous	11

Table 4. Key to station list

N.N.	Neuston net
I.O.S.N.	Indian Ocean standard net
D.L.H.	Large heavy dredge
D.C.	Conical dredge
U.C.	Underwater camera
W.B.	Water bottles
C.H.F.	Core and heat flow
C.M.	Current measurement
G.	van Veen grab
S.S.	Seismics - surface refraction
S.B.	Seismics - bottom refraction
S.S.B.	Seismics - surface and bottom refraction
S.R.	Seismics - reflexion
S.D.	Secchi disc
M.H.C.	Magnetic heading correction
U.C.F.	Uncorrected depth in fathoms (800 fm s^{-1})
C.F.	Corrected depth in fathoms (Matthews)
D.B.	Dan-buoy
L.M.T.	G.M.T. + 4h

NOTES

(i) In seismics, the mean centre of the buoy line is given if Discovery moved during the station. In two-ship seismics, the mean position of the centre of the line is given. In general this coincided approximately with Discovery's position.

(ii) Heat flow; all probes worked unless otherwise stated.

(iii) Depths are to the nearest five fathoms.

(iv) Distances are to the nearest nautical mile when above ten miles (1 n. mile = 1 minute of arc).

(v) Dan-buoy number is given when used on station.

(vi) Maximum depth in water bottle stations is the greatest depth to which a bottle was lowered according to the meter.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth UCF
5102	/.B.	26/8	1130-1536	11° 10.5' N 55° 03.2' E	-	2130
					MOUNT	ERROR
5103	).L.H.	27/8	0848-1257	10° 25.1' N 56° 11.1' E	I	210- 490
5104	).L.H.	27/8	1335-1500	10° 24.5' N 56° 08.4' E	I	220- 260
					AREA	4A
5105	'.C.	30/8	0118-0332	05° 35.5' N 61° 48.1' E	II	1655- 1720
5106	/.B.).L.H.).C.	30/8	0800-1236	05° 36.3' N 61° 53.4' E	II	1190
5107	ore	30/8	1336-1654	05° 37.8' N 61° 47,5' E	II	1790
5108	.L.H.	30/8	1830-2330	05° 36.0' N 61° 47.2' E	II	1535- 1775
5109	.C.	31/8	0048-0442	05° 35.7' N 61° 51.2' E	II	1270- 1360
5110	.H.F.	31/8	0612-0930	05° 47.5' N 61° 47.4' E	II	2150
5111	.L.H.	31/8	1402-1818	05° 27.6' N 61° 50.4' E	III	1260- 1500
5112	'.H.F.	31/8	1955-2218	05° 34.4' N 61° 57.1' E	-	1900
5113	.C.	01/9	0024-0420	05° 26.2' N 61° 49.0' E	III	940- 1130
5114	.L.H.	01/9	1548-0918	05° 25.3' N 61° 50.0' E	III	1070

Station list

Depth CF	(m)	Comments
2190	4010	Four successful casts, maximum depth 4000 m.
220-505	400-925	One piece of dead coral. Weak link slid down arm.
230-270	420-495	No collection. Dredge and half the chain lost.
1695-1760	3110-3220	Forty good pictures at 4.6 m range of mud and one rocky outcrop.
1220	2240	Two successful shallow water bottle casts (200 m depth). Prolific haul of 21 altered basalt cobbles in D. L. H.
1835	3360	No core. (Trigger had released correctly.)
1575-1820	2890-3340	No collection. Chain snarled up. Small collection of ooze from the dredge frame.
1300-1395	2380-2560	Sixty-two pictures at 4.6 m range of boulders, bedrock, ripple-marked sand and mud.
2210	4050	No heat flow result. Core of foraminiferal ooze.
1290-1540	2360-2820	Five fresh-looking basalt cobbles.
1950	3580	No heat flow result. Core of foraminiferal ooze.
965-1155	1770-2120	Fifty pictures at 4.6 m range of rocky outcrops, boulders and sediment.
1095	2010	Dredge arms parted at the weak link.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5115	D.L.H.	01/9	0942-1248	05° 26.5' N 61° 49.3' E	III	1040
5116	C.H.F.	01/9	1354-1636	05° 34.5' N 61° 57.1' E	II	1900
5117	D.L.H. N.N. W.B.	02/9	1706-1054	05° 26.6' N 61° 53.3' E	III	1450
5118	D.L.H.	02/9	1354-1806	05° 30.2' N 61° 47.1' E	III	1400
5119	D.L.H.	02/9	1954-2154	05° 28.3' N 61° 47.2' E	III	1165
5120	D.L.H.	02/9 03/9	2205- 0005	05° 28.4' N 61° 46.9' E	III	1045
5121	U.C.	03/9	0052-0442	05° 28.3' N 61° 47.1' E	III	1050- 1220
5122	C.H.F.	03/9	0640-0906	05° 34.5' N 61° 56.3' E	-	1895
5123	D.L.H.	03/9	0954-1300	05° 34.0' N 61° 51.5' E	IIa	1275- 1465
5124	D.L.H. I.O.S.N.	03/9	1340-1639	05° 37.0' N 61° 50.2' E	IIa	1090- 1320
					AREA 4C	
5125	C.H.F.	04/9	1542-1848	02° 44.6' N 60° 14.8' E	IV	2550
5126	D.L.H.	04/9	1955-2230	02° 49.0' N 60° 20.9' E	IV	2200
5127	U.C.	04/9 05/9	2336- 0338	02° 47.5' N 60° 20.7' E	IV	2100- 2230
5128	U.C.	05/9	0400-0622	02° 47.8' N 60° 21.4' E	IV	2055

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
1065	1950	No collection.
1950	3580	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and turbidity material.
1485	2720	No collection. Three successful water bottle casts, maximum depth 2000 m. 2 ml of plankton and one flying fish in net.
1435	2630	No collection.
1195	2190	No collection.
1070	1960	No collection.
1075-1250	1970-2290	Fifty-two pictures at 4.6 m range of bedrock, boulders and ripple-marked sand.
1945	3560	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and turbidity layers.
1305-1505	2390-2760	Three manganese encrusted metamorphic cobbles.
1120-1350	2050-2470	No collection. Medium sized haul in net.
2630	4830	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and turbidity layers.
2260	4150	Station abandoned because of difficulty of heaving to.
2160-2290	3960-4200	Thirty-five pictures at 4.6 m range of manganese nodules massive bedrock and ooze.
2115	3880	Twenty pictures at 4.6 m range of massive bedrock and conglomerates.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5129	W.B.	05/9	1036-1218	02° 48.2' N 60° 19.6' E	V	2140
5130	D.L.H.	05/9	1242-1554	02° 48.1' N 60° 20.1' E	V	2120
5131	W.B. S.D.	05/9	1518-1634	02° 47.3' N 60° 20.4' E	V	ca.1870
5132	U.C.	06/9	0150-0527	02° 46.2' N 60° 02.5' E	VI	2000- 2080
5133	D.L.H. D.C.	06/9	0613-0930	02° 45.4' N 60° 02.8' E	VI	2110- 2170
5134	D.L.H.	06/9	1015-1030	02° 46.0' N 60° 03.1' E	VI	2000
5135	C.H.F.	06/9	1430-1730	02° 55.3' N 59° 52.8' E	VII	2495
5136	D.L.H.	06/9	1856-2345	02° 46.6' N 59° 52.8' E	VII	1845- 1940
5137	U.C.	07/9	0045-0445	02° 46.0' N 59° 53.0' E	VII	1900- 2160
5138	D.L.H.	07/9	0535-0915	02° 47.9' N 59° 52.1' E	VII	1775- 1840
				PASSAGE TO		
5139	C.H.F.	08/9	0912-1218	01° 54.0' N 56° 10.5' E	-	2550
				LAMU -		
				PROFILE 1		
5140	S.S.	16/9	0700-1336	01° 53.3' S 42° 09.6' E 18 miles 030°	-	1310- 1390

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
2200	4030	A successful cast. Maximum depth 1000 m.
2180	4000	No collection. Evidence that D.B. V was adrift while dredge on the bottom.
ca.1920	ca.3520	Shallow and deep casts. Deepest sample at 2500 m. Maximum depth 3500 m.
2055-2140	3770-3920	Fifty-one pictures at 4.6 m range of manganese nodules and massive bedrock.
2170-2230	3980-4090	Manganese nodules in both dredges. A prolific haul.
2050	3760	Station abandoned when D.B. VI sank.
2570	4700	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and turbidity layers.
1890-1990	3460-3640	Many large manganous nodules.
1950-2220	3560-4060	Forty-nine pictures at 4.6 range of ooze and two of rounded boulders and bedrock.
1815-1895	3330-3470	Manganese nodules, nuclei of palagonite tuff.
MOMBASA		
2630	4800	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze.
SEYCHELLES LINE		
1340-1420	2450-2600	Two buoys, nine shots. Successful testing run.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5141	W.B.	16/9	1728-2000	01° 40.6' S 42° 19.1' E	-	1225
5142	S.R.	16/9	2105-2400	01° 46.5' S 42° 12.0' E 13 miles 230	-	1240- 1270
5143	S.S.	17/9	0652-1800	01° 41.0' S 42° 05.5' E 21 miles 040° 28 miles 214°	-	1040- 1190
5144	C.H.F.	17/9	1900-2145	01° 41.0' S 42° 13.4' E	-	1205
5145	S.R.	17/9 18/9	2218- 0045	01° 41.4' S 42° 20.1' E 10 miles 105°	-	1140- 1470

PROFILE 2

5146	S.B. W.B.	18/9	1054-2100	02° 22.3' S 43° 22.8' E	VIII	1880- 2100
5147	S.R.	18/9 19/9	2145- 0112	02° 23.5' S 43° 20.5' E 16 miles 205°	-	1860- 1885
5148	S.S.	19/9	0520-1515	02° 33.5' S 43° 30.8' E 19.5 miles 040° 14 miles 216°	-	1885- 1940
5149	C.H.F.	19/9	1728-2024	02° 24.3' S 43° 24.4' E	-	1895
5150	U.C.	19/9	2030-2242	02° 25.8' S 43° 23.5' E	-	1885

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
1255	2300	Three successful casts but deepest bottle triggered at 1500 m not 2200 m.
1270-1300	2320-2380	Twenty-one shots at 5 minute intervals. Hydrophone slacking worked well.
1065-1220	1950-2230	Profile 1. Four buoys, twenty-three shots. Results confirmed those of 5140.
1235	2260	Corer dragged while in the bottom owing to dynamometer failure. No heat flow result. Core of mottled foraminiferal ooze.
1170-1500	2140-2740	Twenty-two shots at 5 minutes intervals. No sub-bottom echoes.
1930-2160	3530-3950	Four charges fired, two of these showed ground waves. Three successful water bottle casts, but bottom triggered at 1000 m not at 3500 m.
1905-1965	3480-3600	Twenty-two shots at 5 minute intervals. Sub-bottom echoes absent.
1925-1990	3520-3640	Four buoys, nineteen shots. Poor radio reception, correlated noise.
1945	3560	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze.
1930	3530	Twenty-one pictures at 4.6 m range of soft bottom and tracks, also submarine cable (?).

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
					PROFILE 3	
5151	S.S.	20/9	0924-1750	02° 29.5' S 44° 58.3' E 14 miles 044° 18 miles 223°	-	2200- 2250
5152	C.H.F.	20/9	1755-2112	02° 31.8' S 44° 55.7' E	-	2220
5153	U.C. W.B.	21/9	2112-2354	02° 33.6' S 44° 55.6' E	-	2220
5154	N.N.	21/9	1400-1418	02° 47.8' S 47° 02.4' E	-	2550
5155	C.H.F.	21/9	1600-1917	02° 48.2' S 47° 02.5' E	-	2550
5156A	S.B.	21/9 22/9	2000- 0245	02° 47.3' S 47° 01.8' E	IX	2555
5156B	W.B.	22/9	0320-0530	02° 48.8' S 47° 03.2' E	-	2550
					PROFILE 4	
5157	S.S.	22/9	0639-1230	02° 54.7' S 47° 00.0' E	-	2555
5158	U.C. W.B.	22/9	1300-1518	02° 55.3' S 47° 02.1' E	-	2555
					PROFILE 5	
5159	S.S.	23/9	0715-1822	03° 26.5' S 49° 36.5' E 25 miles 040° 19 miles 225°	-	2665- 2680
5160	C.H.F.	23/9	2007-2330	03° 30.0' S 49° 40.1' E	-	2670

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
2260-2310	4140-4230	Four buoys, twenty-five shots. Lack of direct sound.
2280	4170	Heat flow result. Mottled foraminiferal ooze.
2280	4170	Twenty-five pictures at 4.6 m range of soft bottom showing tracks. Big bottle 30 m above camera.
2630	4810	At least 1 ml of plankton.
2630	4810	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and thin turbidity layers.
2635	4820	Eight charges laid. Hydropnone cable fouled screw so experiment abandoned for lack of time.
2630	4810	Four successful casts. Pinger used on deep bottles. Maximum depth 4800 m.
2635	4820	Five buoys, only two shots fired. Station abandoned due to excessive radio noise.
2635	4820	Twenty-four pictures at 4.6 m range of soft bottom. Water bottle attached to camera wire and collected sample at 4700 m.
2750-2765	5040-5060	Five buoys, forty-three shots. Good arrivals with radio range to 30 miles.
2760	5050	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and turbidity layers.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5161	S.R.	23/9 24/9	2340- 0242	03° 31.5' S 49° 40.6' E 13 miles 220°	-	2645- 2675
5162	S.B.	24/9	0800-1250	03° 31.8' S 49° 43.0' E 6.6 miles 294°	X	2670
5163	U.C. W.B.	24/9	1330-1624	03° 30.7' S 49° 40.2' E	-	2675
5164	S.B.	24/9	1758-2336	03° 30.6' S 49° 36.3' E 1.8 miles 302°	X	2670
5165	C.H.F.	25/9	1200-1648	03° 32.5' S 51° 28.7' E	-	2705
						PROFILE 6
5166	U.C. W.B.	25/9	1700-2000	03° 31.6' S 51° 29.5' E	-	2650
5167	W.B.	25/9 26/9	2115- 0200	03° 31.4' S 51° 30.5' E	-	2665
5168	S.S.	26/9	0605-1711	03° 32.0' S 51° 31.0' E 20 miles 041° 20 miles 226°	-	2630- 2700
5169	N.N.	27/9	1354-1418	02° 16.8' S 54° 44.5' E	-	2300
						AREA 4D
5170	S.S.	28/9	0518-1643	02° 12.0' S 57° 20.1' E 45 miles 111°	-	2315- 2400
5171	C.H.F.	28/9	1807-2050	02° 09.8' S 57° 24.5' E	-	2335

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
2730-2760	5000-5050	Thirty-one charges at 5 minute intervals. No sub-bottom echoes.
2755	5045	Ship's boat fired nine shots on course 294° from ship. Good arrivals recorded by hydrophones and geophone.
2760	5050	Twenty-five pictures at 4.6 m range of featureless soft bottom. Bottle 30 m above the camera.
2755	5045	Five shots recorded on geophone. No ground waves.
2790	5100	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and thin turbidity layer.
2730	5000	Twenty-four pictures at 4.6 m range of featureless soft bottom. Big water bottle 30 m above camera.
2750	5040	Three successful casts. Maximum depth 5000 m.
2710-2790	4960-5100	Five buoys, thirty-one shots. Good records.
2360	4320	$\frac{1}{2}$ ml of plankton.
2380-2470	4360-4520	Five buoys, twenty-four shots. Good records.
2400	4390	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze with several turbidity layers.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5172	U.C. W.B.	28/9 29/9	2050- 0050	02° 08.2' S 57° 24.8' E	XI	2245- 2350
5173	W.B.	29/9	0055-0710	02° 07.4' S 57° 25.7' E	XI	2280
5174	S.B.	29/9	0800-1622	02° 10.8' S 57° 22.9' E	XI	2340
5175	D.L.H. D.C.	29/9	1715-2236	02° 06.3' S 57° 22.9' E	XI	2210- 2345
5176	S.S.	30/9	0546-1800	02° 11.7' S 57° 16.1' E 48 miles 291°	XI	2340- 2375
5177	C.H.F.	30/9	1824-2118	02° 11.6' S 57° 19.8' E	XI	2345
5178	S.R.	30/9 1/10	2242- 0039	02° 22.0' S 57° 10.2' E 27 miles 055°	-	2310- 2340
5179	D.L.H.	01/10	0555-1018	02° 07.9' S 57° 24.5' E	XI	2260- 2340
					FRED MOUNT	
5180	C.H.F.	06/10	0612-1100	06° 39.3' S 54° 16.2' E	-	2035
5181	W.B.	06/10	1406-1755	06° 18.0' S 54° 07.9' E	XII	1960
5182	S.B.	06/10 07/10	1840- 0242	06° 19.6' S 54° 07.6' E	XII	1960
5183	S.S.	07/10	0440-1732	06° 16.0' S 54° 08.8' E 43 miles 270°	XII	1720- 1980

Station list (Continued)

Depth (m)		Comments
CF		
2305- 2415	4220- 4420	Forty pictures at 4.6 m range showing exposed rock, boulders and pelagic ooze. Big bottle 30 m above the camera.
2340	4280	Forty pictures at 4.6 m range showing exposed rock, boulders and pelagic ooze. Big bottle 30 m above the camera.
2400	4390	Six out of six shots recorded.
2270- 2410	4150- 4410	Two rocks, mud in the D.C.
2410- 2445	4410- 4470	Five buoys, twenty-seven shots. Good results.
2410	4410	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze with turbidity layers.
2375- 2405	4350- 4400	Thirty-one shots, 3 m below surface, thirty shots 1 m below surface and twenty-four shots on the surface. Feeble sub-bottom echoes.
2320- 2405	4250- 4400	One rotten manganese nodule, mud in D.C.
AREA		
2090	3820	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and several turbidity layers.
2015	3690	Three casts successful except that the lower two big bottles did not trigger at correct depth. Maximum depth 3550 m.
2015	3690	Five charges recorded. Shot 1 fired early.
1760- 2030	3220- 3720	Five buoys, twenty-five shots. A line to the east abandoned because a seamount encountered. Poor ground waves.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5184	U.C.	09/10	2148-2300	06° 12.6' S 54° 22.2' E	XIII	310
5185	D.L.H. D.C.	10/10	1330-1800	06° 06.5' S 54° 26.4' E	XV	1340- 1710
5186	U.C.	11/10	0012-0225	06° 12.0' S 54° 19.7' E	-	730- 770
					ILE DES NOEUFS	
5187	G.	11/10	1435-1500	06° 13.5' S 53° 01.9' E	-	30
5188	Shore Collection	11/10	1420-1705	06° 14.0' S 53° 03.0' E	-	-
					PROFILE 4	
5189	W.B. S.C. I.O.S.N.	13/10	0900-1440	02° 50.5' S 46° 58.5' E	-	2495
5190	C.H.F.	13/10	1500-1800	02° 51.3' S 47° 00.7' E	-	2550
5191	S.S.	13/10 14/10	1955- 1424	02° 55.3' S 47° 02.6' E 50 miles 222 °	-	2540- 2550
					PROFILE 3	
5192	S.B.	15/10	1330-1708	02° 31.0' S 44° 52.3' E 4.6 miles 144 °	XVI	2200
5193	U.C.	15/10	1810-2245	02° 33.0' S 44° 52.6' E	XVI	2210

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
320	585	Colour film. Sediments only.
1370-1750	2510-3200	No collection in dredges.
750-790	1370-1450	Fifty pictures at 12 m range of rocky outcrops, a dyke, boulders and sand ripples.
30	55	Shelly coral sand.
-	-	Party sent ashore in rubber dinghy, explored the island and collected ornithological specimens.
2570	4700	Three successful casts. Maximum depth 4550 m. Secchi disc to 20.5 m. Deep hydrophone pressure-tested on deep cast. Medium haul in I.O.S.N.
2630	4820	Heat flow result. One probe damaged in lowering. Core of foraminiferal ooze and thin turbidity layer.
2615-2625	4800-4810	Good records.
2270	4150	Thirteen shots recorded. Lifeboat firing surface charges (2.25 kg). Strong ground waves from layer 1.
2270	4150	Twenty-four pictures at 1.4 m range of soft bottom. Bottoming weight fell off while lowering and had to be replaced.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5194	C.H.F.	15/10 16/10	2245- 0130	02° 34.2' S 44° 52.7' E	XVI	2210
5195	W.B. I.O.S.N.	16/10	0145-0708	02° 35.3' S 44° 53.7' E	XVI	2220
5196	C.M.	16/10	0830-1020	02° 31.3' S 44° 52.0' E	XVI	2210
5197	S.S.B.	17/10	0537-1748	02° 33.2' S 44° 53.5' E 57 miles 039°	XVI XVII	2245- 2310
					PROFILE 2	
5198	S.S.B.	18/10 19/10	0555- 0717	02° 41.6' S 43° 26.6' E 46 miles 040° 60 miles 220°	XVIII	1890- 1980
5199	W.B.	19/10	1448-1826	02° 18.7' S 42° 46.0' E	-	1735
					PROFILE 1	
5200	S.S.B.	20/10	0237-2000	01° 46.0' S 42° 10.0' E 61 miles 040° 43 miles 220°	-	1075- 1200
5201	C.H.F.	21/10	0915-1115	01° 42.0' S 42° 15.0' E	-	1095
					PROFILE 0	
5202	C.M.	21/10	2000-2118	02° 12.6' S 41° 26.5' E	XX	500- 570

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
2270	4150	Mechanical failure in heat flow apparatus. No result. Core of foraminiferal ooze and thin turbidity layers.
2280	4170	Two successful casts. Maximum depth 2050 m. I.O.S.N. lost when wire parted.
2270	4150	0.5 knots 274°.
2305-2375	4220-4350	Four buoys, eight depth charges, two ranging shots. Surface hydrophone poor, mid-water hydrophone satisfactory.
1940-2030	3550-3720	Four buoys, seventeen depth charges, one ranging shot. Surface hydrophone picking up ship noise. Mid-water hydrophone used for one leg only. Good ground waves on first four shots of each leg recorded by bottom hydrophones.
1775	3250	Three successful casts. Maximum depth 3200 m.
1100-1230	2015-2250	Four buoys, eleven depth charges, two ranging shots. Surface hydrophone poor. Ten shots recorded on the bottom and showed ground waves.
1120	2050	Heat flow result. Release gear failed and got double core of foraminiferal ooze.
515-585	945-1070	1.7 knots 038°.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5203	S.S.B.	22/10	0030-1200	02° 07.3' S 41° 30.2' E 41 miles 037° 32 miles 215° (latitude and longitude is centre of line,	-	470- 775
						PROFILE 5
5204	C.H.F.	28/10	1742-2112	03° 31.3' S 48° 23.3' E	-	2605
5205	C.M. S.S.B.	29/10	0525-2300	03° 31.3' S 49° 36.2' E 46 miles 040° 47 miles 220°	XXI	2650- 2700
5206	W.B.	29/10 30/10	2330- 0300	03° 28.9' S 49° 38.8' E	-	2665
						PROFILE 6
5207	C.H.F.	30/10	1330-1653	03° 33.5' S 50° 29.1' E	-	2690
5208	U.C.	31/10	0235-0543	03° 34.3' S 51° 25.9' E	XXII	2655- 2665
5209	C.M. S.S.B.	31/10 01/11	0053- 0658	03° 35.0' S 51° 30.0' E 49 miles 040° 69 miles 220°	XXII	2560- 2795
						SEYCHELLES
5210	C.M. S.S.	02/11 03/11	0630- 0559	04° 46.5' S 55° 03.6' E 106 miles 110° 20 miles 290°	XXIII	ca.30

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
480-795	880-1450	Twelve shots by 'Discovery' followed by eleven from 'Owen'. Three ranging shots. Good records. Bottom hydrophones recorded ground waves from four shots.
not centre of buoys)		
2685	4910	Heat flow result. Two probes shattered on the bottom. Core of foraminiferal ooze and turbidity layers.
2730-2785	5000-5100	0.4 knots 090°. Five buoys, twelve depth charges. Disappointing arrivals. Ground waves from the first three shots recorded on the bottom. Low frequency hydrophone gave poor response.
2755	5040	Three casts successful except that the lower two big bottles did not trigger at the correct depth. Maximum depth 5050 m.
2780	5090	Heat flow result. One probe smashed. Core of foraminiferal ooze and several turbidity layers.
2740-2750	5020-5030	Thirty-eight pictures at 12 m range of featureless sediment.
2640-2885	4840-5280	0.65 knots 175°. Five buoys, fifteen depth charges. Mid-water hydrophone used. First three shots on both legs recorded on bottom.
BANK		
ca.30	ca.55	0.5 knots 358°. Five buoys, twenty depth charges; twenty-four 'Discovery' shots.. Taut wire measuring gear used to 90 miles by 'Owen'. Good arrivals.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5210A	G.	02/11	1030	04° 48.8' S 55° 03.5' E	XXIII	ca.30
5211	G.	03/11	0742-1016	04° 49.4' S 55° 00.8' E 12 miles 223°	-	20-30
5212	G.	03/11	1428-2040	04° 30.6' S 55° 25.3' E 41 miles 352°	-	20-35
					BIRD	ISLAND
5213	G.	04/11	0750-0753	03° 43.0' S 55° 11.3' E	-	ca.30
5214	Shore Party	04/11	0540-0930	03° 43.0' S 55° 12.5' E	-	-
5215	C.H.F.	04/11	1900-2200	02° 24.5' S 54° 45.0' E	-	2320
					MOUNT	ERROR
5216	C.M.	09/11	0205-0311	10° 16.5' N 56° 03.3' E	XXV	200
5217	G.	09/11	1055-1230	10° 16.6' N 56° 00.3' E	XXV	210
5218	D.L.H.	09/11	1300-1440	10° 16.0' N 55° 59.2' E	XXV	215
5219	D.L.H.	09/11	1515-1645	10° 17.1' N 55° 59.3' E	XXV	210
5220	U.C.	09/11	1705-1908	10° 15.9' N 55° 58.7' E	XXV	200-360

Station list (Continued)

Depth CF ca.30	(m) ca.55	Comments
20-30	35-55	Six grabs at approximately $2\frac{1}{2}$ miles apart yielded coarse shelly coral sands.
20-35	35-65	Sixteen grabs stations, 2 to 4 miles apart yielded shelly coral sand and mud away from land.
ca.30	ca.55	Variegated coarse coral sand.
-	-	Landed in rubber dinghy. Inspected tern colony on island.
2385	4360	One probe out of action and another did not penetrate. Poor heat flow result. Trigger mechanism failed. Short core fell out on hoisting inboard.
205	375	1.7 knots 240°.
215	395	No sample.
220	405	Eight cobbles and one sponge. Cobbles were of hard fine-grained pink calcareous rock. Abundant samples of bottom living organisms.
215	359	One cobble as at 5218. Small black coral, one echinoid, one sponge.
210-370	385-675	Seventy-five frames yielding thirty-two pictures at 12 m range while drifting over a cliff.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5221	D.L.H.	09/11	1955-2112	10° 15.5' N 56° 00.0' E	XXV	240- 270
5222	U.C.	09/11 10/11	2145- 0007	10° 15.8' N 56° 00.3' E	XXV	205- 250
5223	M.H.C.	10/11	0045-0430	10° 18.1' N 56° 05.2' E	XXV	220
5223A	C.M.	10/11	0526-0618	10° 19.8' N 56° 09.0' E	XXV	220
5224	S.S.	10/11	0636-1621	10° 16.8' N 56° 04.4' E 12 miles 066° 8 miles 260°	XXV (off mount:	200- 230 480
5225	D.L.H. D.C.	10/11	1700-2154	10° 12.9' N 56° 01.1' E	XXV	545- 640
5226	C.H.F.	11/11	1040-1400	11° 07.2' N 54° 02.8' E	-	2145
					GULF OF ADEN	
5227	C.H.F.	13/11	0245-0424	11° 39.0' N 47° 50.0' E	-	1015
5228	U.C.	13/11	1014-1242	12° 28.5' N 47° 06.5' E	-	880- 900
5229	C.H.F.	13/11	1325-1515	12° 28.9' N 47° 02.0' E	-	1145
5230	C.H.F.	13/11	2015-2150	12° 56.0' N 46° 35.5' E	-	875
					RED SEA	
5231	C.H.F. W.B.	17/11	1800-2025	15° 58'N 41° 31'E	925	

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
245-275	450-505	No collection.
210-260	385-475	Thirty-four pictures at 2 m range of outcropping rock.
230	420	Ship's track was in the form of a rose pattern. Magnetometer towed 90 and 170 m astern.
230	420	1.6 knots 245°.
205-240	375-440	Five buoys, fifty-six shots. Buoys were laid in an L-shaped pattern which drifted along the seamount. Two reversed lines at right angles. Good records.
495	910)	
560-655	1025-1200	Dredge jammed. Wire parted by steaming off ship. Dredges, chain and pinger lost.
2205	4040	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze alternating with turbidity layers.
1040	1905	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze.
900-925	1650-1695	Forty pictures at 4.6 m range. All show pelagic ooze.
1170	2140	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze.
895	1640	Heat flow result. Core of foraminiferal ooze and two sandy layers.
950	1740	Heat flow result. Core of mud containing organic remains and silty clay. One successful bottle cast for temperature-salinity profile, 1100 to 1700 m.

Table 5.

Station number	Type	Date	Time (L.M.T.)	Position	D.B.	Depth U.C.F.
5232	C.H.F. W.B.	18/11	1245-1448	18° 24'N 39° 47'E	-	805
5233	C.H.F. W.B.	19/11	0118-0338	19° 42'N 38° 41'E	-	1385
5234	C.H.F. W.B.	19/11	1020-1130	20° 27'N 37° 55'E	-	460
5235	U.C.	19/11	1717-1845	21° 30'N 38° 08'E	-	780
5236	C.H.F. W.B.	19/11	1930-2057	21° 36'N 38° 11'E	-	710
5237	C.H.F. W.B.	20/11	0200-0300	22° 24'N 38° 23'E	-	310
				WESTERN		
5238	W.B.	29/11	1000-1107	37° 11'N 30° 50'E	-	1270

Station list (Continued)

Depth CF	(m)	Comments
825	1510	Heat flow result. Core of mud containing organic remains and layer of calcareous concretions. Two successful casts, sixteen bottles at 100 m intervals.
1420	2580	Two probes damaged on entry. Heat flow result possible. Core of foraminiferal ooze, layer of concretions, volcanic ash (?). Two successful bottle casts over 400 to 2300 m range.
475	870	One probe lost, other two damaged. Heat flow result. Core of foraminiferal mud and layer of concretions. One successful cast - ten bottles at 100 m intervals.
823	1510	Twenty-six p[illegible]res at 4.6 m range, all showing flat sediment.
730	1340	Release gear failed, small penetration. Core of mud and concretions. Two successful bottle casts over range 0 to 1300 m.
320	585	All probes and fins lost. Core of foraminiferal mud and layer of concretions. One successful cast of seven bottles from 0 to 550 m.
MEDITERRANEAN		
1320	2420	Water sample (18 l) collected from 2200 m.

Table 6. Dan-buoy positions

Number	Date	Area or Profile	Latitude	Longitude	Remarks
I	27/8	Mount Error	10° 21.4' N	56° 11.1' E	Probably dragged.
II	29/8	4A	05° 35.5' N	61° 47.5' E	Magnetic variation; replaced by simple dan-buoy (IIa) on 2/9.
III	31/8	4A	05° 26.7' N	61° 47.4' E	
IV	04/9	4C	(i) 02° 49.4' N	60° 16.7' E	Dragged and finally sank in
			(ii) 02° 46.4' N	60° 17.3' E	position (ii).
V	05/9	4C	(i) 02° 48.7' N	60° 17.6' E	Dragged and recovered in
			(ii) 02° 46.4' N	60° 19.7' E	position (ii).
VI	06/9	4C	(i) 02° 47.6' N	60° 00.1' E	Dragged and sank approx-
			(ii) 02° 46.4' N	60° 02.0' E	imately in position (ii).
VII	06/9	4C	(i) 02° 50.8' N	59° 53.4' E	Dragged. Recovered in
			(ii) 02° 49.8' N	59° 54.3' E	position (ii).
VIII	18/9	Profile 2	02° 22.9' S	43° 25.0' E	
IX	21/9	Profile 4	02° 49.7' S	47° 32.5' E	
X	23/9	Profile 5	03° 29.6' S	49° 37.6' E	
XI	28/9	4D	02° 09.7' S	57° 22.4' E	
XII	06/10	Fred Mount	06° 20.7' S	54° 09.2' E	
XIII	08/10	Fred Mount	06° 16.0' S	54° 23.0' E	Dragged 000°, 9.7 km.
XIV	08/10	Fred Mount	06° 04.6' S	54° 15.3' E	Magnetic variation.
					Dragged 350°, 5.7 km.
XV	08/10	Fred Mount	06° 06.1' S	54° 25.8' E	Laughton special.
					Dragged 010°, 4.3 km.

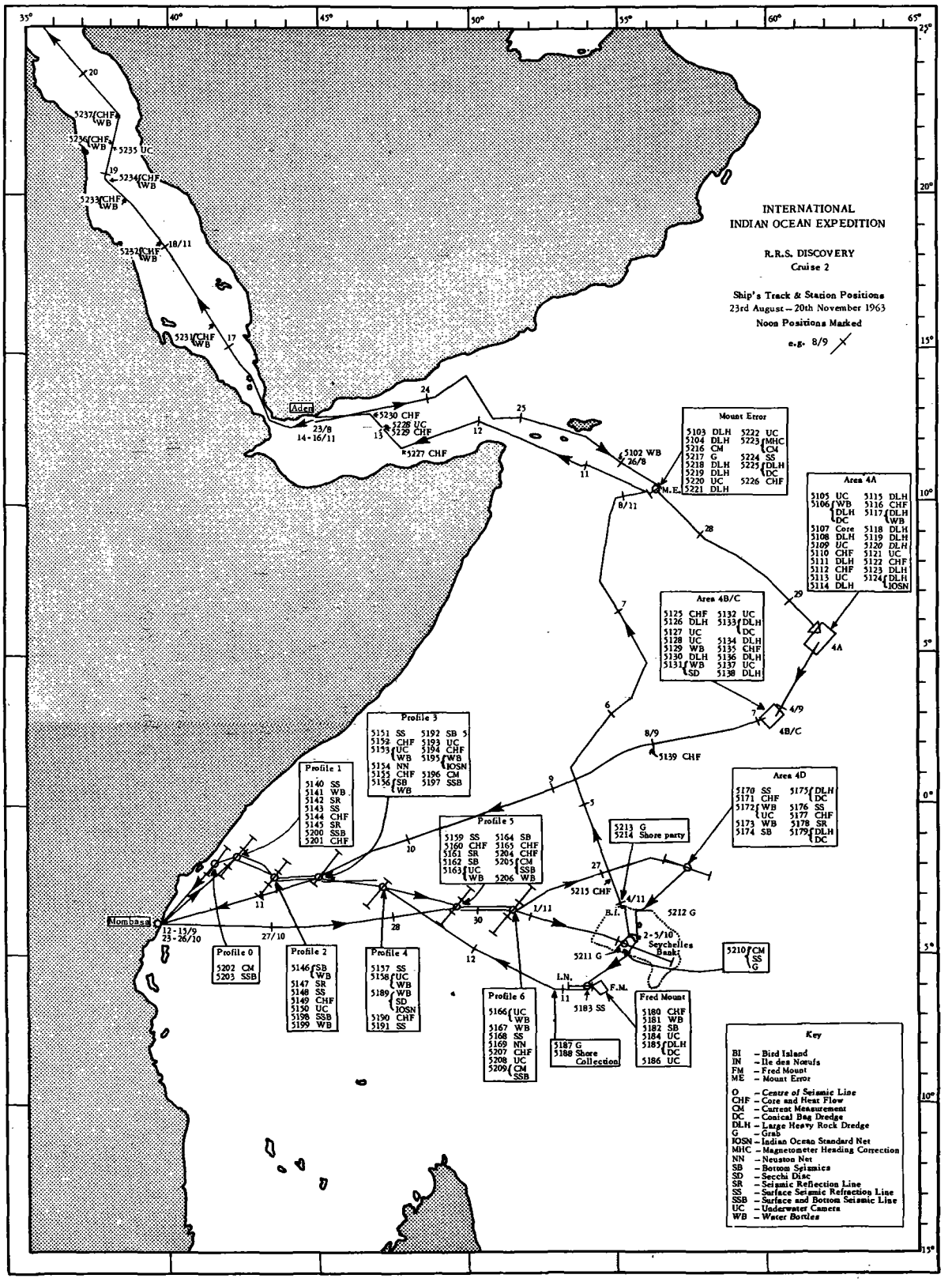
Table 6. (Continued)

XVI	15/10	Profile 3	02° 31.4' S	44° 53.1' E	
XVII	16/10	Profile 5	02° 31.4' S	44° 52.7' E	
XVIII	18/10	Profile 2	02° 42.5' S	43° 23.9' E	
XIX	20/10	Profile 1	01° 45.0' S	42° 05.4' E	Dragged 145°, 30.5 km.
XX	21/10	Profile 0	02° 13.1' S	41° 25.5' E	Dragged 040°, rapidly.
XXI	29/10	Profile 5	03° 30.1' S	49° 37.1' E	
XXII	31/10	Profile 6	03° 34.0' S	51° 30.0' E	
XXIII	02/11	Seychelles Bank	04° 47.9' S	55° 02.8' E	
XXIV	08/11	Mount Error	(i) 10° 21.0' N	56° 06.3' E	Dragged. Recovered in
			(ii) 10° 18.6' N	56° 02.5' E	position (ii).
XXV	09/11	Mount Error	10° 16.8' N	56° 04.4' E	

Table 7. Scientific Staff

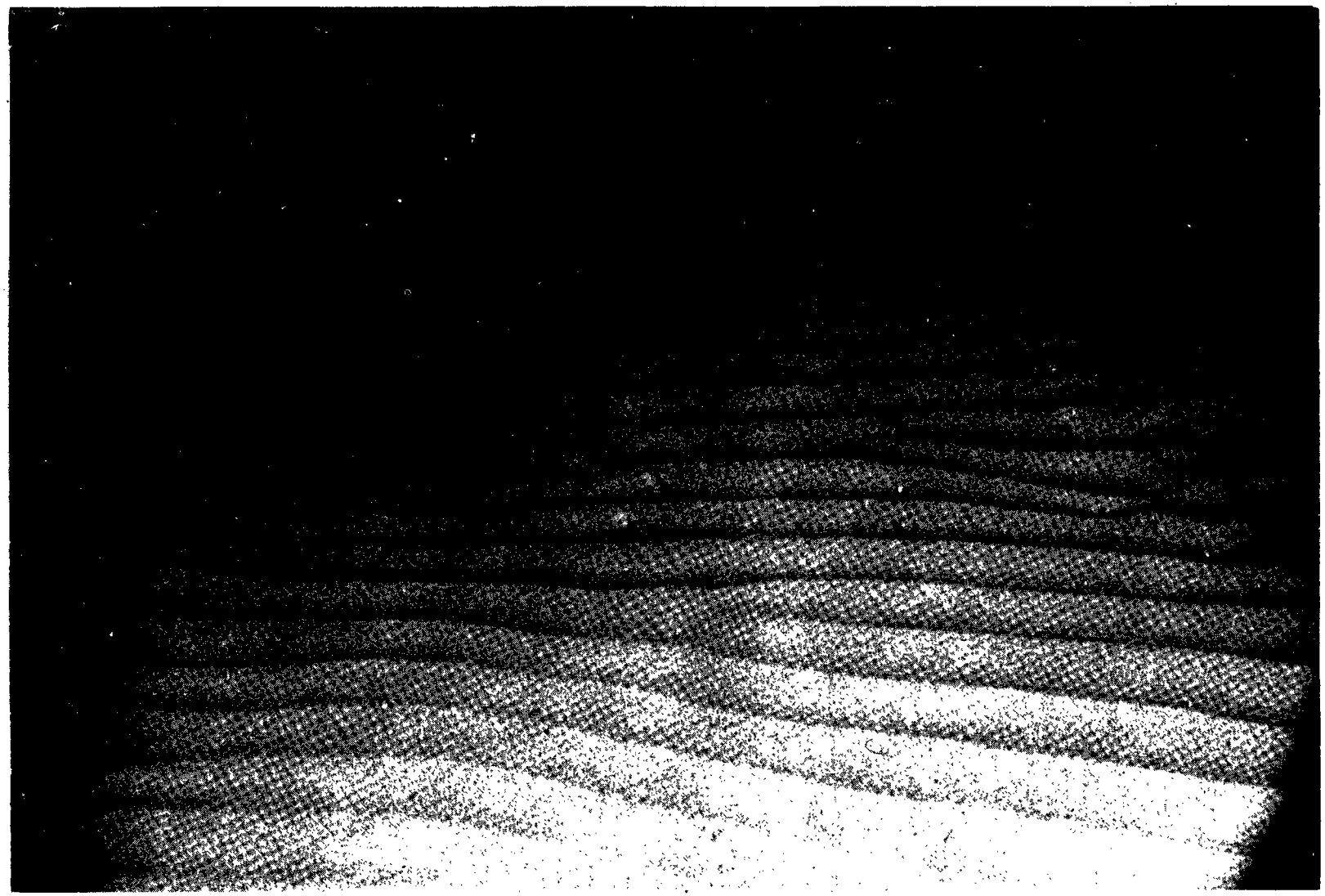
M.N. Hill	Principal Scientist	Cambridge*
A.S. Laughton	Senior Scientist	N.I.O.+
D.H. Matthews	Senior Scientist	Cambridge*
R.A.G. Nesbitt		Hydrographic Dept.
R.S. Bailey	Ornithology	Oxford‡
R. Belderson		N.I.O.+
P.G. Brewer	Chemistry	Liverpool University
J.C. Cleverly		Cambridge*
D. Davies		Cambridge*
T.J.G. Francis		Cambridge*
E.J.W. Jones		Cambridge*
J.M. Jopling		N.I.O.+
J.G. Sclater		Cambridge*
J.M. Shorthouse		Cambridge*
G. Topping	Chemistry	Liverpool University
T. Vertue		N.I.O.+
R.B. Whitmarsh		Cambridge*

* Department of Geodesy & Geophysics, University of Cambridge
+ National Institute of Oceanography, Wormley, Surrey
‡ Edward Grey Institute of Field Ornithology, University of Oxford


INTERNATIONAL
INDIAN OCEAN EXPEDITION
R.R.S. DISCOVERY
Cruise 2
Ship's Track & Station Positions
23rd August – 20th November 1963
Noon Positions Marked
e.g. 8/9
Aden
Mombasa
12 - 13/9
25 - 26/10
23/8
14 - 16/11
5230 CHF
5228 UC
5229 CHF
5227 CHF
5102 WB
26/8
M.E.
8/11
Mount Error
5103 DLH
5104 DLH
5216 CM
5217 G
5218 DLH
5219 DLH
5220 UC
5221 DLH
5222 UC
5223 MHC CM
5224 SS
5225 DLH DC
5226 CHF
Area 4A
5105 UC
5106 WB DLH DC
5107 Core
5108 DLH
5109 UC
5110 CHF
5111 DLH
5112 CHF
5113 UC
5114 DLH
5115 DLH
5116 CHF
5117 DLH WB
5118 DLH
5119 DLH
5120 DLH
5121 UC
5122 CHF
5123 DLH
5124 DLH JOSN
4A
Area 4B/C
5125 CHF
5126 DLH
5127 UC
5128 UC
5129 WB
5130 DLH
5131 WB SD
5132 UC
5133 DLH DC
5134 DLH
5135 CHF
5136 DLH
5137 UC
5138 DLH
4/9
4B/C
8/9
5139 CHF
Profile 0
5202 CM
5203 SSB
Profile 1
5140 SS
5141 WB
5142 SR
5143 SS
5144 CHF
5145 SR
5200 SSB
5201 CHF
Profile 2
5146 SB WB
5147 SR
5148 SS
5149 CHF
5150 UC
5198 SSB
5199 WB
Profile 3
5151 SS
5152 CHF
5153 UC WB
5154 NN
5155 CHF
5156 SB WB
5192 SB
5193 UC
5194 CHF
5195 WB JOSN
5196 CM
5197 SSB
Profile 4
5157 SS
5158 UC WB
5189 WB SD JOSN
5190 CHF
5191 SS
Profile 5
5159 SS
5160 CHF
5161 SR
5162 SB
5163 UC WB
5164 SB
5165 CHF
5204 CHF
5205 CM SSB
5206 WB
Profile 6
5166 UC WB
5167 WB
5168 SS
5169 NN
5207 CHF
5208 UC
5209 CM SSB
5213 G
5214 Shore party
5215 CHF
4/11
1/11
B.I.
5212 G
2-5/10
Seychelles Bank
5211 G
I.N.
F.M.
5183 SS
5187 G
5188 Shore Collection
Fred Mount
5180 CHF
5181 WB
5182 SB
5184 UC
5185 DLH DC
5186 UC
Area 4D
5170 SS
5171 CHF
5172 WB UC
5173 WB
5174 SB
5175 DLH DC
5176 SS
5177 CHF
5178 SR
5179 DLH DC
5210 CM SS G
Key
BI – Bird Island
IN – Ile des Nouifs
FM – Fred Mount
ME – Mount Error
O – Centre of Seismic Line
CHF – Core and Heat Flow
CM – Current Measurement
DC – Conical Dag Dredge
DLH – Large Heavy Rock Dredge
G – Grab
IOSN – Indian Ocean Standard Net
MHC – Magnetometer Heading Correction
NN – Neuston Net
SB – Bottom Seismics
SD – Secchi Disc
SR – Seismic Reflection Line
SS – Surface Seismic Refraction Line
SSB – Surface and Bottom Seismic Line
UC – Underwater Camera
WB – Water Bottles

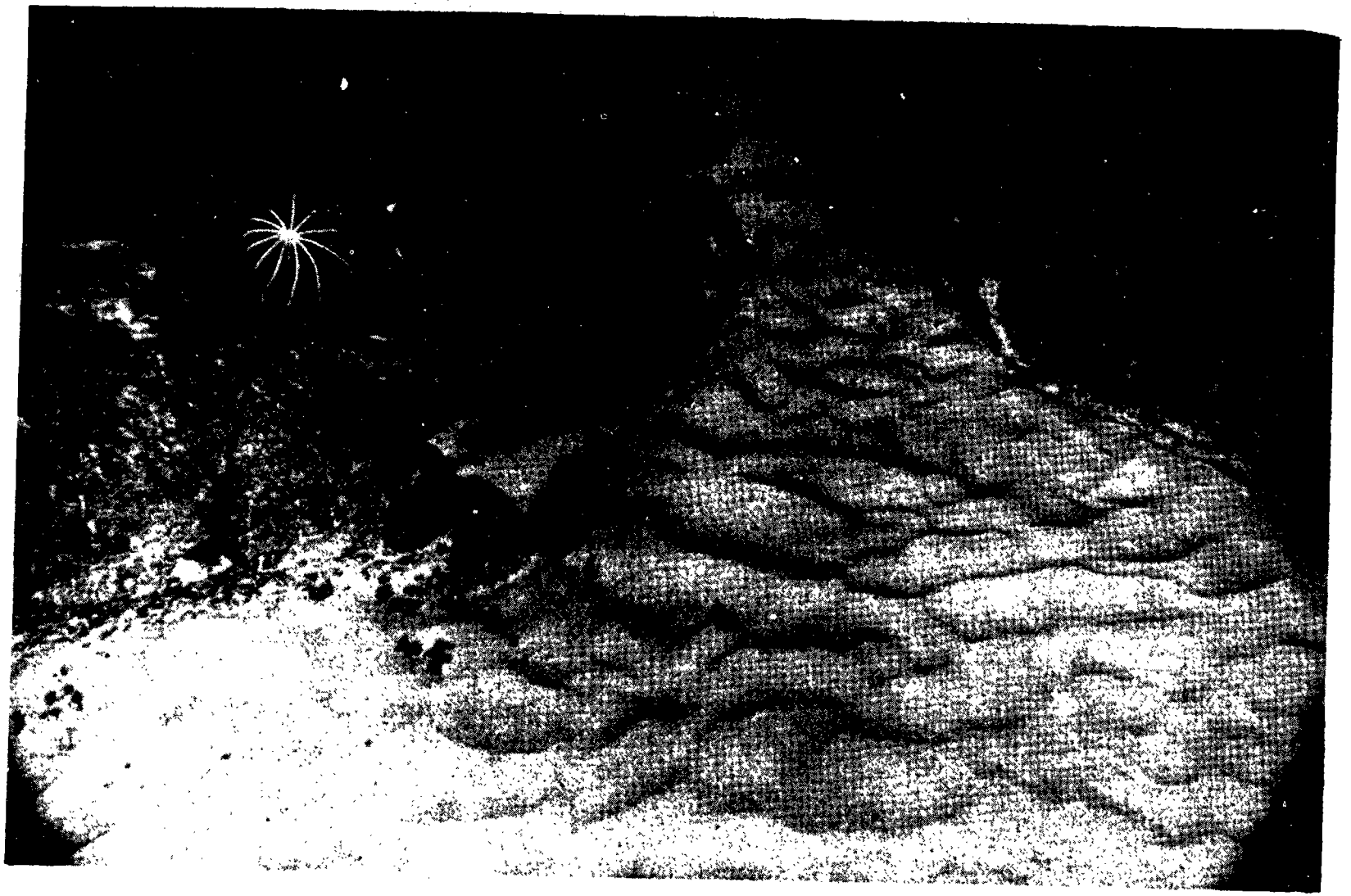
5109.3
Seamount near centre of Carlsberg Ridge (area 4a).
Area of picture 3 x 4 m.
Outcrop of volcanic breccia standing above an accumulation of loose boulders.
Commatulid crinoid in bottom left corner.

05°36'N 61°51'E
Depth 2420 m
1320 fm.



5109.29
Seamount near centre of Carlsberg Ridge (area 4a).
Area of picture 3 x 4 m.
Long crested ripple marks in calcareous sand (wavelength 15 cm).

05°36'N 61°51'E
Depth 2450 m
1340 fm.

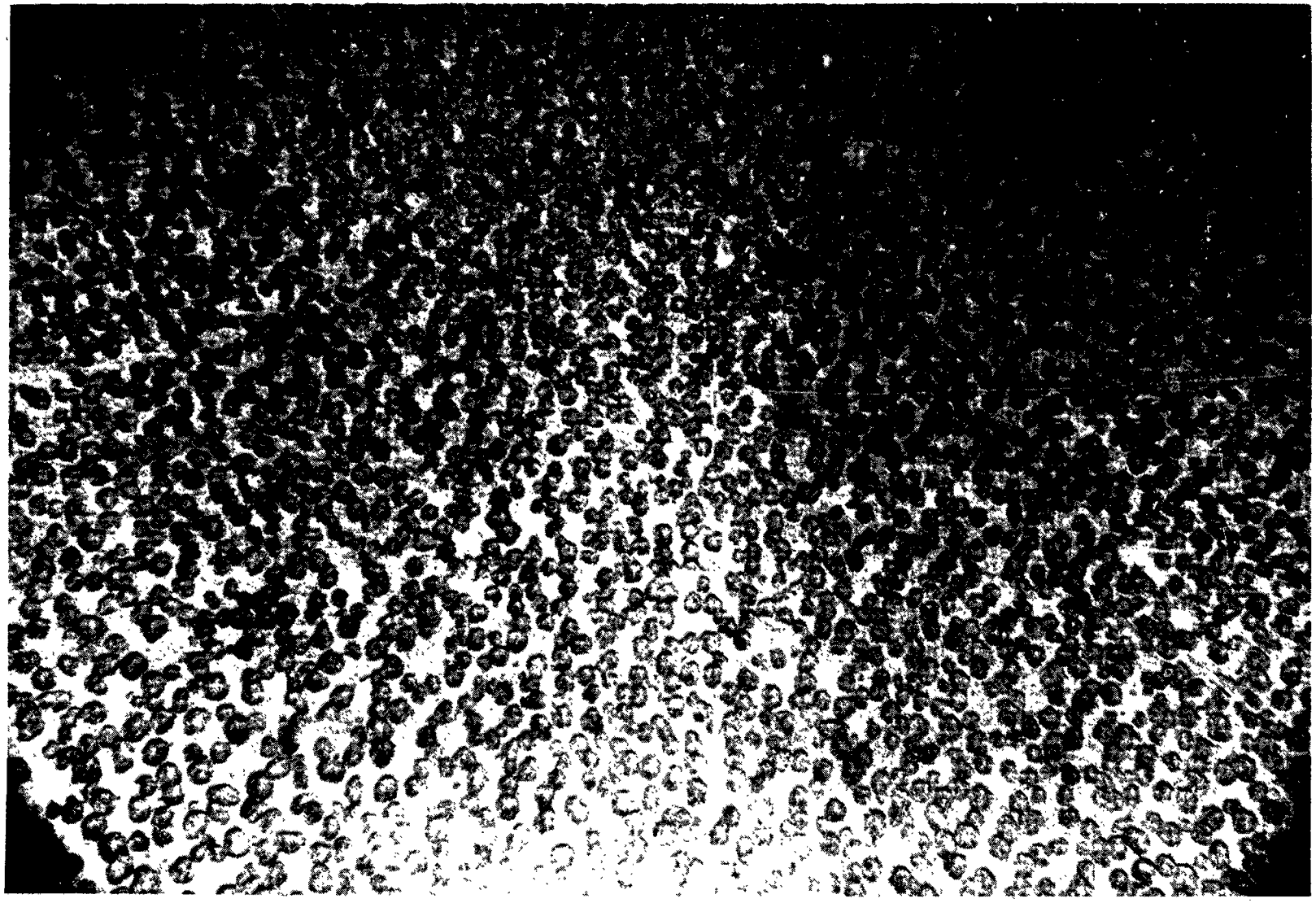


5109.35
Seamount near centre of Carlsberg Ridge (area 4a).
Area of picture 3 x 4 m.
Ripple marks (20 cm wavelength) in calcareous sand due to current funnelling between two basaltic rock outcrops. Note 12 armed stalked crinoid.

05°36'N 61°51'E
Depth 2500 m
1370 fm.

5113.1
Seamount near centre of Carlsberg Ridge (area 4a).
Area of picture 2 x 2 m.
Massive rock outcrops showing lineated surfaces, probably reflecting some foliations within the rock. Some of the rocks dredged from this general vicinity are schistose chloritised basalts and may be evidence of dynamic metamorphism by faulting.

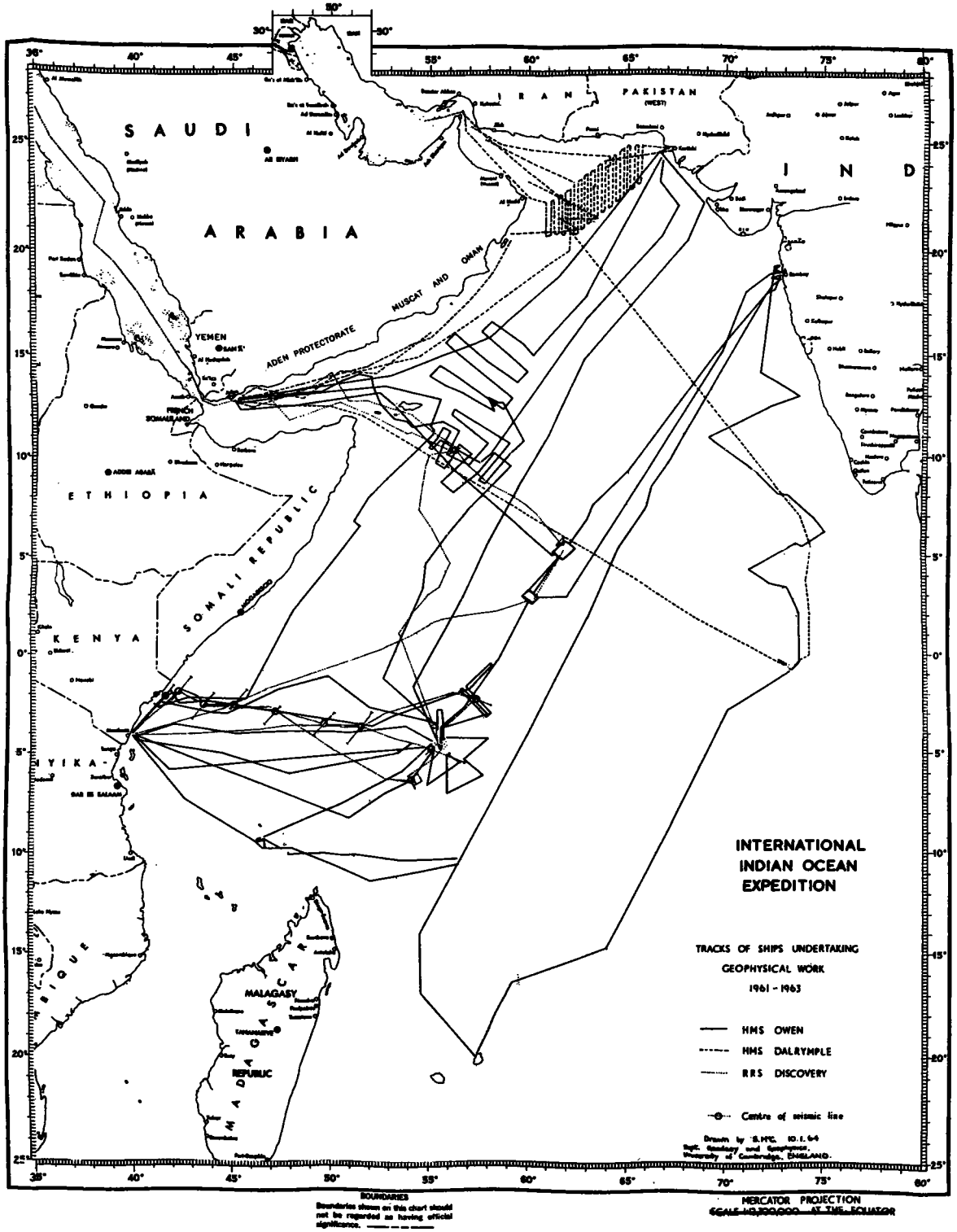
05° 26'N 61° 49'E
Depth 1800 m
980 fm.



5127.2
The edge of a seamount on the southern flanks of the Carlsberg Ridge (area 4c). Area of picture 3 x 4 m.
A dense accumulation of uniform and rounded manganese nodules (diameter 5 cm).

02° 47'N 60° 21'E
Depth 4250 m
2320 fm.

5132.48
Seamount of the southern flanks of the Carlsberg Ridge (area 4c). 02°46'N 60°02'E
Area of picture 3 x 4 m. Depth 3950 m
Heavy manganese encrustation on a steep lava flow. Nearby dredge samples suggest that the thickness of the crust is about 10 cm and that the underlying rock may be highly decayed. 2160 fm.


SAUDI
ARABIA
IRAN
PAKISTAN
(WEST)
IND
YEMEN
ADEN PROTECTORATE
MUSCAT AND OMAN
ETHIOPIA
SOMALI REPUBLIC
KENYA
MALAGASY
REPUBLIC
INTERNATIONAL
INDIAN OCEAN
EXPEDITION
TRACKS OF SHIPS UNDERTAKING
GEOPHYSICAL WORK
1961 - 1963
HMS OWEN
HMS DALRYMPLE
RRS DISCOVERY
Centre of seismic line
BOUNDARIES
Boundaries shown on this chart should not be regarded as having official significance.
MERCATOR PROJECTION

C. Selected bibliography of studies on the Indian Ocean prior to the International Indian Ocean Expedition

C. Selected bibliography of studies on the Indian Ocean prior to the International Indian Ocean Expedition

ALCOCK, A. W. *A naturalist in Indian seas; or four years with the Royal Indian Marine Survey Ship* Investigator. London, John Murray, 1902, 328 p.

BARDIN, I. P. (ed.). Hydrological, hydrochemical, geological, and biological studies, Research Ship *Ob*, 1955-56. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1958, 218 p. (in Russian).

BRENNECKE, W. Ozeanographische Arbeiten S.M.S. *Möwe* im westlichen Indischen Ozean, 1913. *Annalen der Hydrographie*, vol. 43, 1915, p. 337-343.

BRENNECKE, W. Die ozeanographischen Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition, 1911-1912. *Archiv der Deutschen Seewarte*, vol. 39, 1921, no. 1, p. 216.

BRUUN, A. F.; GREVE, S.; SPÄRCK, R. *Scientific results of the Danish Deep-Sea Expedition round the world, 1950–1952*. Copenhagen, Danish Science Press, Ltd., 1956.

CHIBA, T.; SATOW, T.; TSURUTA, A.; HIRANO, O.; TAGAWA, S. Oceanographical and planktological studies of the tuna-fishing grounds in the middle part of the north Indian Ocean. *Journal of the Shimonoseki College of Fisheries*, vol. 6, 1957, p. 291-313.

CLOWES, A. J. Phosphate and silicate in the Southern Ocean. "*Discovery*" *Reports*, vol. 19, 1938, p. 1-117.

CLOWES, A. J. An introduction to the hydrology of South African waters. *Fisheries and Marine Biological Survey Division, Union of South Africa*, Investigation Report, 12, 1950, 42 p.

CHUN, C. *et al.* Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer Valdivia, 1898-1899. Jena, Gustav Fischer, 24 volumes, 1902-1940.

CROSSLAND, C. Reports on the preliminary expedition for the exploration of the Red Sea in the R.R.S. *Mabahith*, December 1934-February 1935. Narrative and list of stations. *Publications of the Marine Biological Station, Ghardaqa (Red Sea)*, vol. 1, 1939, p. 3-11.

DAS, P. K.; DHAR, N. C. Meteorological and oceanographic observations on I.N.S. Investigator (March-April 1952). *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, vol. 5, 1954, p. 16-28.

DEACON, G. E. R. The hydrology of the Southern Ocean. "*Discovery*" *Reports*, vol. 15, 1937, p. 1-122.

DEACON, G. E. R. Note on the dynamics of the Southern Ocean. "*Discovery*" *Reports*, vol. 15, 1937, p. 125-152.

DEACON, G. E. R. Water circulation and surface boundaries in the oceans. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 71, 1954, p. 11-25.

DECKEN, C. C.; VON DER *et al.* Reisen in Ost-Africa, 1859-1865. Leipzig and Heidelberg, 4 volumes, 1869-1873.

DEFANT, A. Die Systematische Erforschung des Weltmeeres. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin Sonderband zur Hundertjahrfeier der Gesellschaft*, 1928, p. 459-505.

DEFANT, A. *Physical oceanography*. New York, Pergamon Press, 1961, 2 volumes, 729 p. and 598 p.

DEUTSCHE SEEWARTE. Temperatur- und Salzgehaltbeobachtungen auf den Weltmeeren, 1914-1929. *Archiv der Deutschen Seewarte*, vol. 49, 1930, p. 19-23.

DIETRICH, G. Aufbau und Dynamik des südlichen Agulhas-Stromgebietes. *Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin n.f. A*, vol. 27, 1935, 79 p.

DIETRICH, G; KALLE, K. Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. G. Borntraeger, Berlin-Nikolassee, 1957, 492 p.

DIETZ, R. S. Possible deep-sea trubidity-current channels in the Indian Ocean. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 64, 1953, p. 375-377.

DITTMAR, W. Report on researches into the composition of ocean-water, collected by H.M.S. *Challenger* during the years 1873-1876. *Report on the Scientific Results of the Voyage of H.M.S. "Challenger" during the years 1873-1876*. "Chemistry and Physics", vol. 1, 1884, 251 p.

DRYGALSKI, E. VON. Deutsche Südpolar-Expedition, 1901-1903. Berlin, Walter de Gruyter and Co., 1908-1931, 20 volumes.

GANAPATI, P. N.; MURTHY, V. S. R. Preliminary observations on the hydrography and inshore plankton in the Bay of Bengal off Visakhapatnam coast. *Indian Journal of Fisheries*, vol. 2, 1955, p. 84-95.

GARDINER, J. S. Reports of the Percy Sladen Trust Expedition to the Indian Ocean in 1905, under the leadership of Mr. J. Stanley Gardiner. *M.A. Transactions of the Linnean Society*, 2nd Series, Zoology, vols. 12

(1907-09), 13 (1909-10), 14 (1910-12), 15 (1912-13), 16 (1913-14), 17 (1914-21), 18 (1922-25), 19 (1926-36); 1907-36.

GEORGE, P. C. The marine plankton of the coastal waters of Calicut with observations on the hydrological conditions. *Journal of the Zoological Society of India*, vol. 5, 1953, p. 76-107.

GREAT BRITAIN (*Discovery*, Scoresby). *"Discovery" Reports. Issued by the Discovery Committee and continued by the National Institute of Oceanography*. Cambridge University Press, 1929-1961, 31 volumes.

GREAT BRITAIN (*John Muttay*, Mabahiss). *Scientific Reports, "John Murray" Expedition, 1933-1934*. London, British Museum, 1935-1960, 10 volumes.

JAMESON, H. Recent British marine metcorological and surface current atlases. *Marine Observer*, vol. 21, 1951, p. 115-119.

JAYARAMAN, R. Seasonal variations in salinity, dissolved oxygen and nutrient salts in the inshore waters of the Gulf of Mannar and Palk Bay near Mandapam (S. India). *Indian Journal of Fisheries*, vol. 1, 1954, p. 345-364.

JAYARAMAN, R.; GOGATE, S. S. Salinity and temperature variations in the surface waters of the Arabian Sea off the Bombay and Saurashtra coasts. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*, Section B, vol. 45, 1957, p. 151-164.

JERLOV, N. G. Optical studies of ocean waters. *Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition*, vol. 3, 1951, p. 1-59.

LACOMBE, H. Application de la méthode dynamique à la circulation dans l'Océan Indien au printemps boréal et dans l'Océan Antarctique pendant l'été austral. *Bulletin d'Information; Comité Central d'Océanographie et d'Étude des Côtes*, vol. 3, 1951, p. 459-472.

LAFOND, E. C. Oceanographic studies in the Bay of Bengal. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*, Section B, vol. 46, 1957, p. 1-46.

MACKINTOSH, N. A.; HERDMAN, H. F. P. Distribution of the pack-ice in the Southern Ocean. *"Discovery" Reports*, vol. 19, 1940, p. 295-296.

MATTHEWS, D. J. Physical oceanography. *Transactions of the Linnean Society of London*, 2nd Series, Zoology, vol. 19, 1926, p. 169-205.

MENACHE, M. Étude hydrologique de l'estuaire de Fascene à Nosy-Bé (Madagascar) durant la saison des pluies 1956, avec introduction de Paulian, R. *Mémoires de l'Institut Scientifique de Madagascar*, Série F, vol. 2, 1958, p. 201-284.

MICHAELIS, G. Die Wasserbewegung an der Oberfläche des Indischen Ozeans im Januar und Juli. *Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin n. f. A.*, vol. 8, 1923, 32 p.

MUROMTSEV, A. M. The state of knowledge of the oceanography of the Indian Ocean. *Meteorologiia i Gidrologiia*, vol. 6, 1958, p. 14-18 (in Russian).

MUROMTSEV, A. M. New maps of the distribution of salinity at the surface of the Indian Ocean. *Meteorologiia i Gidrologiia*, vol. 11, 1958, p. 35-37 (in Russian).

MUROMTSEV, A. M. Water density on the surface of the Indian Ocean. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, vol. 123, 1958, p. 1014-1017 (in Russian).

NANDA, J. N. On origin of fluctuations of sound transmissions in the sea. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, vol. 8, 1957, p. 325-328.

NEWELL, B. S. A preliminary survey of the hydrography of the British East African coastal waters. *Fishery Publications*, Colonial Office, London, vol. 9, 1957, 21 p.

PAECH, H. Die Oberflächenströmungen um Madagaskar in ihrem jährlichen Gang. *Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin n. f. A.*, vol. 16, 1926, 39 p.

PETTERSSON, H. *Westward ho! with the albatross*. London, MacMillan and Co. Ltd., 1954, 205 p.

PHILIPPI, E. Die Grundproben der deutschen Südpolar-Expedition, 1901-1903. *Deutsche Südpolar-Expedition, 1901-1903* (Hrsg. von E. von Drygalski), vol. 2 (Geographie und Geologie), 1910, p. 411-616.

PICOTTI, M. Richerche di oceanografie chimica esequite della R. Nave Ammiraglio Magnaghi. Generali delle analisi chlorometriche e dei data di temperatura, salinità et densità. *Annali Idrografici*, vol. 11, 1930, p. 61-115.

POLLAK, M. J. Frequency distribution of potential temperatures and salinities in the Indian Ocean. *Deep-Sea Research*, vol. 5, 1958, p. 128-133.

POORNACHANDRA RAO, C. Water masses in the Bay of Bengal. *Current Science*, vol. 25, 1956, p. 51-53.

PRASADA RAO, R.; LAFOND, E. C. Changes in sea level at Visakhapatnam on the east coast of India. *Andhra University Memoirs in Oceanography*, vol. 1, 1954, p. 86-93.

PRITCHARD, D. W.; LAFOND, E. C. Some recent temperature sections across the Antarctic convergence. *Proceedings of the Seventh Pacific Science Congress*, vol. 3, 1952, p. 290-297.

REICHS-MARINE AMT. (Herausg.). Forschungsreise S.M.S. *Planet*, 1906-1907. Karl Siegismund, Berlin, 1909, 5 volumes.

ROCHFORD, D. J. A comparison of the hydrological conditions off the eastern and western coasts of Australia. *Proceedings; Indo-Pacific Fisheries Council Third Meeting*, 1951, p. 61-68.

ROCHFORD, D. J. Characteristics and flow paths of the intermediate depth waters of the southeast Indian Ocean. *Journal of Marine Research*, vol 17, 1958, p. 483-504.

RUTTNER, F. Hydrographische und Hydrochemische Beobachtungen auf Java, Sumatra und Bali. *Arch. für Hydrobiologie, Supplement*, vol. 8, 1930-31, p. 197-454.

RYTHER, John H. *A partial bibliography of the Indian Ocean*. U.S. Program in Biology, IIOE, Woods Hole, Mass., June 1962, 395 p.

SATYANARAYANA, T. S. Studies on the penetration of light in the Bay of Bengal. Part I. Transparency of the waters on the East Coast of India and its significance. *Proceedings of the National Institute of Sciences of India*, Section B, vol. 23, 1957, p. 165-190.

SCHLEINITZ, Baron Von. Die Forschungsreise S.M.S. Gazelle in den Jahren 1874 bis 1876 unter Kommando des Kapitän zur See Freiherrn von Schleinitz. Berlin, Mittler and Sohn, 1889-1890, 5 volumes.

SCHMIDT, J. Carlsberg Foundation's Oceanographic Expedition round the World, 1928-1930 and previous *Dana* expeditions. *Dana Reports*. Copenhagen, C. A. Reitzels Forlag, 1932-61, 9 volumes.

SCHOTT, G. Geographie des Persischen Golfes. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*, vol. 31, 1918, 113 p.

SCHOTT, G. Ozeanographie und Klimatologie des Persischen Golfes und des Golfes von Oman. *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie*, Beilage 46, 1918, 46 p.

SCHOTT, G. Die Tiefwasserbewegungen des Indischen Ozeans. *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie*, Beilage, vol. 54, 1926, p. 417-431.

SEWELL, R. B. S. Geographic and oceanographic research in Indian waters. IV. The temperature and salinity of the coastal water of the Andaman Sea. *Memoirs of the Asiatic Society of Bengal*, vol. 9, 1928, p. 133-205.

SEWELL, R. B. S. Geographic and oceanographic research in Indian waters. V. The temperature and salinity of the surface-waters of the Bay of Bengal and Andaman Sea, with references to the Laccadive Sea. *Memoirs of the Asiatic Society of Bengal*, vol. 9, 1929, p. 207-355.

SEWELL, R. B. S. Geographic and oceanographic research in Indian waters. VI. The temperature and salinity of the deeper waters of the Bay of Bengal and Andaman Sea. *Memoirs of the Asiatic Society of Bengal*, vol. 9, 1932, p. 357-423.

SEWELL, R. B. S. Introduction and list of stations. *Scientific Reports; "John Murray" Expedition, 1933-1934*, vol. 1, 1935, 41 p.

SEWELL, R. B. S. The Indian Ocean. *Union Géodésique et Géophysique Internationale, Association d'Océanographie Physique, Publication Scientifique*, vol. 8, 1940, p. 81-86.

SEWELL, R. B. S. Deep-sea oceanographic exploration in Indian waters. *Journal of the Bombay Natural History Society*, vol. 50, 1592, p. 705-717.

SEWELL, R. B. S. A study of the sea coast of southern Arabia. *Proceedings of the Linnean Society of London*, vol. 165, 1953, p. 188-210.

SKIBKO, N. Ye. Characteristic regime of the winds and waves in the Red Sea, Indian Ocean, the South China Sea and the East China Sea. *Works of the Moscow Hydrophysics Institute, Academy of Sciences, U.S.S.R.*, vol. 10, 1957, p. 32-52 (in Russian).

SOERIAATMADJA, Rd. E. Surface salinities in the Strait of Malacca. *Penjelidikan Laut di Indonesia (Marine Research in Indonesia)*, vol. 29, 1956, p. 27-48.

SOERIAATMADJA, Rd. E. The coastal current south of Java. *Penjelidikan Laut di Indonesia (Marine Research in Indonesia)*, vol. 3, 1957, p. 27-48.

SUGAWARA, K.; KAWASAKI, N. Strontium and calcium distribution in western Pacific, Indian and Antarctic Oceans. *Records of Oceanographic Works in Japan*, Special Number 2, 1958, p. 227-242.

SURYANARAYANA RAO, S. V. Preliminary observations on the total phosphorus content of the inshore waters of the Malabar coast off Calicut. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences*, Section B, vol. 45, 1957, p. 77-85.

SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H. The oceans, their physics, chemistry and general biology. New York, Prentice-Hall, 1942, 1087 p.

TCHERNIA, P. La structure hydrologique de l'Océan Indien d'après les observations faites à bord du "Commandant Charcot" en 1949 et 1950. *Bulletin d'Information; Comité Central d'Océanographie et d'Étude des Côtes*, vol. 3, 1951, p. 422-432.

TCHERNIA, P.; LACOMBE, H.; GUIBOUT, P. Sur quelques nouvelles observations hydrologiques relatives à la région équatoriale de l'océan Indien. *Bulletin d'Information; Comité Central d'Océanographie et d'Étude des Côtes*, vol. 10, 1958, p. 115-143.

THOMPSON, E. F. Chemical and physical investigations. The general hydrography of the Red Sea. *Scientific Reports; "John Murray" Expedition, 1933-1934*, vol. 2, 1939, p. 83-103.

THOMPSON, E. F. Chemical and physical investigations. The exchange of water between the Red Sea and Gulf of Aden over the Sill. *Scientific Reports; "John Murray" Expedition, 1933-1934*, vol. 2, 1939, p. 105-119.

THOMSEN, H. Hydrographical observations made during the *Dana*-Expedition, 1928-1930. Introduction. *Dana Reports (Carlsberg Foundation)*, vol. 12, 1937, 46 p.

THOMSEN, C. W.; MURRAY, J. *Report of the scientific results of the exploring voyage of H.M.S. "Challenger", 1873-1876*. London, HMSO, 1881-1895, 50 volumes.

TSURUTA, A.; SATOW, T.; HAYAMA, K.; CHIBA, T. Oceanographical and planktological studies of tuna-fishing ground in the eastern part of the Indian Ocean. *Journal of the Shimonoseki College of Fisheries*, vol. 7, 1957, p. 1-17.

U.S. HYDROGRAPHIC OFFICE. *Monthly surface temperature charts of the Indian Ocean*. No. 10, 619. Washington, D.C., 1943.

U.S. HYDROGRAPHIC OFFICE. *World atlas of sea surface temperatures*. Publication 225. Washington, D.C., 1944.

U.S. HYDROGRAPHIC OFFICE. *Atlas of sea and swell charts. Indian Ocean*. Publication 799-G. Washington, D.C., 1948.

U.S. HYDROGRAPHIC OFFICE. *Atlas of surface currents. Indian Ocean*. Publication 566. Washington, D.C., 1950.

U.S. HYDROGRAPHIC OFFICE. *Atlas of pilot charts of the Pacific and Indian Oceans*. Publication 577. Washington, D.C., 1950.

U.S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE, MARINE SERVICES DEPARTMENT. *Summary of oceanographic conditions in the Indian Ocean*. Special Publication 53. 1960, 142 p.

VAN RIEL, P. M. The Snellius Expedition in the eastern part of the Netherlands East Indies, 1929-1930. *Snellius Reports*. Leiden, E. J. Brill, 6 volumes, 1936-59.

VERCELLI, F. Nuove ricerche sulle correnti marine nel Mar Rosso. *Annali Idrografici*, vol. 12, 1931, 74 p.

WILLIMZIK, M. Die Strömungen im Subtropischen Konvergenzgebiet des Indischen Ozeans. *Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde an der Universität Berlin n. f. A.*, vol. 14, 1929, 27 p.

WÜLLERSTORF-URBAIR, B. VON (Commodore). *Reise der Österreichischen Fregatte "Novara" um die Erde in den Jahren 1857-1859*. K. u. Königliche Hof- und Staatsdruckerei, Vienna. 1861-1869, 7 volumes.

WÜST, G. Die Ausbreitung des antarktischen Bodenwassers im Atlantischen und Indischen Ozean. *Zeitschrift für Geophysik*, vol. 11, 1935, p. 40-49.