

Копировать

ТРУДЫ ВНИРО

ТОМ СХІХ

АБИОТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ БИОПРОДУКТИВНОСТИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ РАЙОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА

ALL-UNION RESEARCH INSTITUTE
OF MARINE FISHERIES AND OCEANOGRAPHY
(VNIRO)

PROCEEDINGS

VOLUME CXIX

ABIOTIC FACTORS
OF BIOPRODUCTIVITY
IN DEEP-WATER AREAS
OF THE WORLD OCEAN

MOSCOW
PISHCHEVAYA PROMYSHLENNOST'
1977

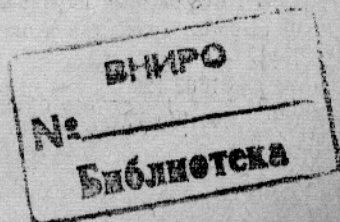
ТРУДЫ

ТОМ СХІХ

АБИОТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
БИОПРОДУКТИВНОСТИ
В ГЛУБОКОВОДНЫХ РАЙОНАХ
МИРОВОГО ОКЕАНА

Выпуск 2

МОСКВА
ПИЩЕВАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ
1977



Редколлегия

Д. Е. Гершанович (ответственный редактор),
М. А. Богданов, К. Д. Косова, М. П. Максимова, В. М. Мунтян

Editorial Board

D. E. Gershanovich (Chief Editor), *M. A. Bogdanov,*
K. D. Kosova, M. P. Maximova, V. M. Muntyan

ТРУДЫ ВНИРО

том СХІХ

**АБИОТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
БИОПРОДУКТИВНОСТИ В ГЛУБОКОВОДНЫХ
РАЙОНАХ МИРОВОГО ОКЕАНА**

Редактор В. С. Слепнева
Художественный редактор В. В. Водзинский
Технический редактор Т. С. Пронченкова
Корректор М. А. Шегал

ИБ № 678

Т-20506 Сдано в набор 28/V 1976 г.
Подписано в печать 15/XI 1976 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага типографская № 2.
Объем 5,5 п. л. Усл. п. л. 7,70. Уч.-изд. л. 8,09.
Тираж 600 экз. Заказ. 497а Цена 80 коп.

Издательство «Пищевая промышленность», 113035,
Москва, М-35, 1-й Кадашевский пер., д. 12.

Московская типография № 19 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
Москва, Б-78, Каланчевский тупик, дом 3/5.

© Всесоюзный научно-исследовательский институт морского
рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО), 1977 г.

А 31705-120 без объявл.
044(01)-77

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Максимова М. П. Критерии оценки степени обеспеченности фитопланктона питательными солями	6
Елизаров А. А., Люшвин П. Н., Суслов А. В. О некоторых статистических связях гидрологических и метеорологических характеристик в промысловых районах Северо-Западной Атлантики	16
Черный Э. И. Роль местных и адвективных факторов в формировании термических условий северо-восточной части Тихого океана	20
Зырянов В. Н. Численный расчет установившихся течений Охотского моря (прогностическая модель)	24
Бурков В. А., Кукса В. И. Промежуточные воды Мирового океана	31
Муромцев А. М. Вертикальная структура вод Мирового океана ниже поверхностного слоя	46
Матишов Г. Г. О происхождении краевых глубоководных желобов гляциальных шельфов	59
Гершанович Д. Е., Конюхов А. И., Лисицын А. П. Основные черты геоморфологии Императорского и Гавайского хребтов	65
Максимова М. П. Элементы баланса биогенных соединений азота, фосфора и кремния в Индийском океане	80
Рефераты	87

CONTENTS

Preface	5
Maximova M. P. Criteria of estimates of availability of nutrients for phytoplankton	6
Elizarov A. A., P. N. Lushvin, A. V. Suslov. On some statistical relationship between hydrological and meteorological characteristics in the fishing areas of the North-West Atlantic	16
Cherny E. I. The role of local and advective factors in formation of thermal conditions in the North-West Pacific	20
Zyryanov V. N. Numerical calculations of steady currents in the Sea of Okhotsk (prognostic model)	24
Burkov V. A., V. I. Kuksa. Intermediate waters of the World Ocean	31
Muromtsev A. M. Vertical structure of waters in the World Ocean below the surface layer	46
Matishov G. G. On the origin of marginal deep—water trenches of glacial shelves	59
Gershanovich D. E., A. I. Konyukhov, A. P. Licitsin. Main geomorphologic features of the Emperor and Hawaiian ridges	65
Maximova M. P. Balance elements of nutrient compounds of nitrogen, phosphorus and silicon in the Indian Ocean	80
Abstracts	87

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вторая часть сборника «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана» является продолжением CXII тома трудов ВНИРО.

Тематика статей посвящена общим и региональным вопросам промысловой океанографии применительно к водам открытого океана.

В статьях М. П. Максимовой рассматривается современное состояние степени обеспеченности фитопланктона биогенными элементами. Анализируется роль средневзвешенных концентраций биогенных элементов в эвфотическом слое как наиболее оптимальных критериев при оценке обеспеченности.

В статьях А. А. Елизарова и др., Э. И. Черного, В. Н. Зырянова приведены характеристики некоторых особенностей формирования гидрологического режима в промысловых районах севера Атлантического и Тихого океанов.

Водные массы Мирового океана ниже поверхностного слоя описываются в обобщающих статьях В. А. Буркова и В. И. Куксы и А. М. Муромцева. Отдельные региональные вопросы геоморфологии океанского дна разбираются в статьях Г. Г. Матишова и Д. Е. Гершановича и др.

Сборник представляет интерес для океанологов, гидробиологов, геохимиков, геоморфологов, работников морских рыбохозяйственных институтов и бассейновых промысловых разведок. Наряду с литературными материалами в сборнике широко использованы данные экспедиционных исследований ВНИРО и бассейновых институтов, проводившиеся в последние годы.

PREFACE

The present issue is continuation of Volume CXII of the Proceedings of VNIRO. It is dedicated to general and regional problems of fisheries oceanography in the open ocean.

M. P. Maximova reviews criteria of the availability of biogenic elements for phytoplankton. She analyses the role of average concentrations of biogenic elements in the euphotic layer as optimum criteria.

Some peculiarities of the hydrologic regime in the fishing areas in the North Atlantic and North Pacific are described by A. A. Elizarov et al, E. I. Cherny, V. N. Zyryanov.

The water masses of the World Ocean below the surface layer are discussed by V. A. Burkov and V. I. Kuksa and A. M. Muromtsev.

Certain regional problems of geomorphology of the oceanic bottom are considered by G. G. Matishov and D. E. Gershanovich et al.

The issue may interest oceanographers, hydrobiologists, geochemists, geomorphologists, workers of research fisheries institutes and exploration bodies. Beside literature data, information obtained in expeditions carried out by VNIRO and its affiliated institutes in recent years is widely used.

УДК 581.526.325

**КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ СТЕПЕНИ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ
ФИТОПЛАНКТОНА ПИТАТЕЛЬНЫМИ СОЛЯМИ**

Максимова М. П.

В настоящей статье нами поставлена задача — на современном этапе, основываясь на анализе имеющихся обширных разносторонних материалов исследований, разработать критерии оценки степени обеспеченности океанического фитопланктона питательными солями. Однозначного четкого ответа по этому вопросу в литературе нет. Несмотря на очевидную важность проблемы минерального питания фитопланктона, до сих пор по вопросу оптимальных и лимитирующих концентраций биогенных элементов для океанического фитопланктона много разногласий. Приводимые в литературе оптимальные и лимитирующие концентрации азота и фосфора варьируют в чрезвычайно широких пределах, не оправданных природными вариациями. Причина, очевидно, не только в значительном варьировании этих параметров для разных видов фитопланктона и зон океана, но и в условиях постановки эксперимента, подхода к анализу материалов экспедиционных исследований и их интерпретации.

Имеющиеся в мировой литературе научные исследования, посвященные проблеме минерального питания фитопланктона с целью установления оптимальных и лимитирующих развитие фитопланктона концентраций биогенных элементов, можно подразделить на экспериментальные лабораторные исследования с чистыми культурами, выращиваемыми на питательных средах [2, 8, 12 и др.]; экспериментальные исследования методом добавок питательных солей с естественными популяциями фитопланктона в море [9, 10, 20, 26 и др.]; анализ материалов экспедиционных исследований на основе сопоставления результатов синхронных гидрохимических и гидробиологических съемок (карт или данных по отдельным станциям) и многолетние исследования в практике озерного и прудового рыбоводства с целью разработки оптимального режима удобрения этих водоемов для достижения высокой продуктивности [1, 4, 14].

К сожалению, в экспериментальных исследованиях критерием оптимальности являлись наибольший прирост клеток и интенсивность фотосинтеза; биохимический состав фитопланктона не определялся.

До настоящего времени оценка обеспеченности фитопланктона биогенными элементами давалась в основном, если речь шла о достаточно обширных акваториях, на основе визуального сопоставления карт распределения концентраций биогенных элементов (преимущественно фосфатов) на поверхности или каком-либо подповерхностном горизонте (10, 25, 50 м) с картами распределения биомассы или первичной продукции фитопланктона. Обычно район, околтуренный изолинией с величинами первичной продукции $> 500 \text{ мгС/м}^2$ в день (трактуемый гидробиологами как «высокая»), считался высокопродуктивным, а вели-

чины концентрации биогенных элементов в этом районе оценивались как достаточно высокие и нередко отождествлялись с оптимальными.

Подобное отождествление приводило к явному занижению величин концентраций биогенных элементов, так как в зонах со световым оптимумом, где продуктивность фитопланктона определяется минеральным питанием, при оптимальном режиме минерального питания продуктивность достигает значительно больших величин — порядка нескольких тысяч миллиграммов. В литературе имеются сведения о первичной продукции, нередко достигающей $3-4 \text{ гС/м}^2$ в день и в ряде случаев до $7-10 \text{ гС/см}^2$ в день [3, 5, 15, 18]. Подобные величины первичной продукции, как правило, наблюдаются в условиях оптимальных природных концентраций биогенных элементов (при достаточной освещенности). Этим условиям отвечают в тропиках районы подъема глубинных вод; в умеренных широтах — это период весенней вспышки фитопланктона на основе зимних запасов питательных солей; в Антарктике (по устному сообщению А. Наумова, 1973), в зоне антарктической дивергенции, первичная продукция может достигать 7 гС/м^2 в день, но этот период интенсивного продуцирования продолжается не более 2—3 недели.

Очевидно, величины первичной продукции порядка нескольких тысяч миллиграммов $\text{С}_{орг}/\text{м}^2$ в день потенциально возможны во всех областях Мирового океана, получающих достаточную инсоляцию, и ограничиваются лишь недостатком питательных солей. Вероятно, оптимальной для естественных популяций фитопланктона в естественных природных условиях следует считать концентрацию биогенных элементов в эвфотической зоне, идентичную их концентрациям в глубинных водах. В районах интенсивных апвеллингов подобные высокие концентрации биогенных элементов непрерывно поддерживаются в поверхностном слое, несмотря на интенсивное выедание фитопланктоном.

Так, в районе апвеллинга, у берегов Перу, на станциях с концентрацией фосфатов на поверхности 2,88 и $1,26 \text{ мг-атом/м}^3$ первичная продукция достигала соответственно 6081 и 4700 мгС/м^2 в день [5]. Концентрация минерального азота не приводится, но, вероятно, она соответствовала нормальному отношению $\text{N}:\text{P}$, свойственному глубинным водам, и была порядка 28—40 мкг-атом N/л на первой станции и порядка 12—20 мкг-атом N/л — на второй. В прибрежных водах Юго-Западной Атлантики между 25 и 20° ю. ш., в районе апвеллинга, на поверхности обнаружены концентрации $\text{NO}_3-27 \text{ мкг-атом N/л}$, $\text{PO}_4-2,1 \text{ мкг-атом P/л}$ и кремния 46 мкг-атома Si/л , что соответствует отношению $\text{Si}:\text{N}:\text{P}=22:13:1$ [21]. Материалы синхронных определений в высокопродуктивных районах первичной продукции азота и фосфора отсутствуют. Не исключено, что концентрация фосфора около 3 мкг-атом/л и азота порядка 30—40 мкг-атом/л , при которой первичная продукция достигает величины $6000-7000 \text{ мгС/м}^2$ в день, и является для естественных природных условий оптимальной, а продукция близка к природному максимуму.

Возможно, дополнительное повышение концентрации питательных солей в природных условиях не повлекло бы за собой дальнейшего увеличения первичной продукции в условиях естественного освещения, ибо светопоглощение органической взвесью при первичной продукции порядка $5-6 \text{ гС/м}^2$ в день, очевидно, настолько велико, что может в естественных условиях ограничивать продуктивность фитопланктона, несмотря на обилие биогенных элементов.

Эту мысль подтверждают и эксперименты Ю. Г. Кабановой и Ю. Е. Очаковского [10], проведенные в условиях достаточно высокой инсоляции в Карибском море: если влияние добавок биогенных элементов на фотосинтез природной популяции фитопланктона в двухфакторном комплексе было сильнее, чем свет, то на фотосинтез сгущен-

ного фитопланктона свет оказывал большее влияние, чем концентрация биогенных элементов, а световой оптимум фотосинтеза сместился с 25 м на поверхность. Экспериментаторы предполагают, что это связано с уменьшением освещенности в склянках из-за увеличения плотности суспензии клеток водорослей. В искусственных аквариальных условиях с дополнительным боковым подсвечиванием и высокой концентрацией питательных солей (значительно выше природных) можно получить и значительно более высокие величины первичной продукции (опыты с хлореллой).

Таким образом, если величина первичной продукции в условиях светового оптимума менее нескольких тысяч миллиграммов C/m^2 в день (по крайней мере, менее $1000 \text{ мг}C/m^2$ в день), она явно ограничивается недостатком питательных солей. Характеризовать районы с первичной продукцией более $500 \text{ мг}C/m^2$ в день как оптимальные по условиям минерального питания и концентрацию биогенных элементов в них как не ограничивающую продуктивность неправомерно, ибо при добавке питательных солей продуктивность повысилась бы в этих условиях до нескольких граммов C_{org}/m^2 в день.

Подобный подход приводит к занижению величин как оптимальных, так и лимитирующих концентраций биогенных элементов. Примером могут служить выводы В. В. Волковинского [7], сделанные им при сопоставлении собственных (географических) и литературных данных. Он предлагает два порядка концентраций P, N и Si, ниже которых продукция лимитируется *in situ* дефицитом этих элементов. Для холодноводных и тепловодных видов (по его мнению) лимитирующие концентрации соответственно равны: P—0,5 и 0,3 мг-атом/ m^3 , Si—10,0 и 6,6 мг-атом/ m^3 , NO_3 —7,5 и 4,8 мг-атом/л.

Делая подобные выводы, В. В. Волковинский ссылается на ряд работ, в числе которых некоторые свидетельствуют о том, что лимитирующие концентрации фосфатов и нитратов должны быть более высокими, чем приводимые им. Сравнивая горизонтальное распределение фитопланктона и фосфатов в Тихом океане, Г. И. Семина [16] обнаружила, что области, относительно богатые фитопланктоном, ограничены изофосфатой 0,5 мкг-атом/л (цит. по [7]).

В более поздней работе Г. И. Семина [17] пишет, что в юго-восточной части Тихого океана богатая фитопланктоном зона лежит в пределах района, где концентрация фосфатов больше 0,5 мкг-атом/л, а нитратов больше 6 мкг-атом/л; но в районе Чимботе с повышением концентрации фосфатов до 2,7 мкг-атом/л и нитратов до 20,7 мкг-атом/л количество фитопланктона резко увеличивается. По наблюдениям Парсонса [23], концентрация нитратов в пределах 6—10 мкг-атом/л начинает лимитировать уровень первичной продукции в водах Северо-Восточной Пацифики.

Правда, в некоторых работах, основанных на экспериментальных данных, также указываются как лимитирующие низкие концентрации биогенных элементов. Еще Харвей в опытах с диатомовой водорослью *Nitzschia closterium* обнаружил, что уменьшение скорости фотосинтеза становится заметным при концентрациях фосфатов ниже $10 \text{ мг}P/m^3$ ($<0,30$ мкг-атом/л). Кетчум [22], экспериментируя с тем же видом, пришел к выводу, что скорость роста не зависит от концентрации фосфатов выше $17 \text{ мг}P/m^3$ (0,55 мкг-атом/л), но при более низком содержании скорость роста уменьшается. В литературе главным образом раннего периода исследований имеется еще ряд указаний на низкие оптимальные концентрации биогенных элементов, они приводятся в обзоре В. В. Волковинского [7].

Ряд последних исследований, проведенных с природными популяциями фитопланктона [10, 25, 26], свидетельствует о более высоких зна-

чениях лимитирующих концентраций азота и фосфора. Томас [24], считавший ранее, что концентрация нитратов ниже 5 мкг-атом/л лимитирует рост культур динофлагеллят (*Gymnodinium Simplex*) и что при дефиците нитратов побочным источником азотного питания в тропиках могут служить аммиак и некоторые аминокислоты, на основании своих последних исследований [25, 26] пришел к заключению о более высоких пороговых (лимитирующих) концентрациях нитратного азота.

На основе эксперимента с природными популяциями тропического тихоокеанского фитопланктона, выращиваемого на обедненной минеральным азотом воде (<1 мкг-атом/л), с добавками азота в концентрациях, варьировавших от 0 до 10 мкг-атом/л, Томас [25, 26] пришел к выводу, что даже при концентрации 10 мкг-атом/л ни для аммонийной, ни для нитратной форм азота рост фитопланктона в некоторых опытах не был максимальным. При этом железо и витамины имелись в достаточных количествах. С другой стороны, Томас полагает, что при концентрации минерального азота 10 мкг-атом/л рост фитопланктона близок к максимальной величине.

Опыты Ю. Г. Кабановой и Ю. Е. Очаковского [10], проведенные в Карибском море с природной популяцией планктона на натуральной воде при внесении биогенных элементов в количестве PO_4 —1,60 мкг-атом Р/л; NO_3 —21,4 мкг-атом N/л; Si—9 мкг-атом/л, а также удвоенного их количества, показали, что «для природной популяции фитопланктона наблюдалась прямая зависимость прироста величин продукции от концентрации биогенных элементов при всех уровнях световой энергии». В данном эксперименте с природной популяцией фитопланктона максимальная продуктивность наблюдалась при концентрации PO_4 —3,2 мкг-атом Р/л, NO_3 —43 мкг-атом N/л, Si—18 мкг-атом/л (отношение N:P в добавках составляло 13,4:1) при величинах, характерных для глубинных океанических вод. В варианте опыта со сгущенным фитопланктоном свет оказывал большее влияние, чем концентрация биогенных элементов. Исследователи предполагают, что это связано с уменьшением освещенности в склянках из-за увеличения плотности суспензии клеток водорослей.

Максимальное потребление нитратного азота естественной популяцией фитопланктона Белого моря наблюдалось в области концентраций выше 5,5 мкг-атом N/л [20].

Д. К. Акинина [2] провела экспериментальные исследования влияния на фотосинтез нескольких видов морских динофлагеллят с различными концентрациями фосфатов и нитратов при больших колебаниях их содержания — от величин, встречающихся в море (в верхнем слое и на больших глубинах), до величин, используемых в питательных средах. Опыты проводились в лабораторных условиях. Световые условия по возможности приближались к натуральным. Установленные ею оптимальные концентрации азота и фосфора, при которых фотосинтез динофлагеллят идет с наибольшей интенсивностью, находятся в пределах содержания этих элементов на больших глубинах океана*.

Оптимальные концентрации азота и фосфора, при которых фотосинтез происходит с наибольшей интенсивностью, составляют: для клеток, находившихся перед экспериментом в условиях нормального минерального питания, 1,6 мкг-атом Р/л и 14 мкг-атом N/л для *Procentrum micans*; 3,2 мкг-атом Р/л и 29 мкг-атом N/л для *Gymnodinium kowalevski*. Для клеток, предварительно обедненных фосфором, оптимальные концентрации повышались соответственно в 2—3 раза: до 3,2 мкг-атом Р/л и 36 мкг-атом N/л для *Procentrum micans* и до 9,7 мкг-атом Р/л и 57 мкг-атом N/л для *Gymnodinium kowalevski*. Отношение N:P в пита-

* По данным С. В. Бруевича, в водах Мирового океана в среднем содержится около 400 мг/м³ нитратного азота (около 30 мкг-атом N/л) [2].

тельных средах с оптимальными концентрациями питательных солей близко 10. Оптимальные концентрации фосфора и азота, вызывающие наибольший прирост клеток чистых культур водорослей в питательных средах в аквариальных условиях при световой насыщенности, значительно превышают их содержание в море [2].

В некоторых экспериментальных лабораторных работах с чистыми культурами приводятся в качестве оптимальных концентраций очень высокие значения — в несколько десятков мг/л азота и несколько мг/л фосфора, многократно превышающие содержание их в морской воде [8, 11]. Световые условия проведения этих экспериментов неизвестны. В результате экспериментов с *S. costatum* и *P. micans* Л. Н. Згуровская и Н. Г. Кустенко [8] сделали вывод, что выделить оптимальную концентрацию азота невозможно, правильнее говорить о диапазоне оптимальных концентраций в конкретных экспериментальных условиях. По их мнению, концентрации азота, обеспечивающие максимальный фотосинтез, ниже тех, которые обеспечивают максимальную скорость деления клеток. Наибольший прирост клеток наблюдался при концентрации азота 700—4000 мкг-атом/л; максимальный уровень фотосинтеза отмечен при концентрации выше 700 мкг-атом N/л, при уменьшении до 350 мкг-атом/л или увеличении до 4000 мкг-атом/л интенсивность фотосинтеза снижалась. О. И. Кобленц-Мишке [11] указывает, что оптимальное содержание азота в составленных ею питательных средах для *Nitzschia closterium* равно 700 мкг-атом/л, а для *Chaetoceres curvisetus* — 1400 мкг-атом/л. Столь же высокие концентрации биогенных элементов входят в состав питательных сред Гольдберга и Гольдберга в модификации Ю. Г. Кабановой [19]: 2000 мкг-атом/л азота и 480 мкг-атом/л фосфора.

Интересен опыт установления оптимальных концентраций доз минеральных удобрений и соотношения в них азота и фосфора для рыбоводных прудов. Опыт прудового рыбоводства показал, что для нормального хода фотосинтеза каждая смесь удобрений должна содержать биологически эквивалентное количество азота, фосфора и других биогенов. Очевидно, что нормальное соотношение между важнейшими биогенными элементами в теле тех водорослей, которые намерено культивировать, и является оптимальным для уравнивающего комплексного удобрения [1]. При удобрении прудов азотом и фосфором лучшими признаны дозы с концентрацией азота 2—5 мг/л (140—360 мкг-атом/л) при соотношении азота и фосфора в них от 2:1 до 12:1, в атомной форме соответственно от 4,5:1 до 25:1 (Винберг, Кищенко, 1958; Ляхнович и др., 1964; Maciolek, 1964; Нерг, 1968 — цит. по [14]).

По экспериментальным данным В. И. Кузьмичевой [13, 14], азот и фосфор наиболее эффективно утилизировались при внесении их в пруды в соотношении 5:1 (в атомной форме 11:1), однако в некоторых прудах оптимальным было соотношение N:P 8:1 (в атомной форме 18:1). При соотношении N:P=0,5:1 (в атомной форме 1:1) отмечена высокая потребность в азоте. Недостаток азота остро ощущался при концентрации 0,5 мг/л (35 мкг-атом/л). Наиболее благоприятной для развития фитопланктона была концентрация общего растворенного азота около 1,50—1,75 мг/л (107—125 мкг-атом/л), в этом случае величина фотосинтеза приближалась к максимальному значению (10 мг O₂/л в сутки) — порядка 4000 мгС/м³ в день.

Г. Г. Винберг и В. П. Ляхнович [6] считают, что вероятнее всего для максимальной скорости размножения если не всех, то подавляющего большинства видов водорослей достаточно поддерживать в прудах умеренно высокие концентрации — фосфора до 3 мкг-атом/л и азота до 70 мкг-атом/л.

По современным данным, как считает Томас [25], мы можем выра-

зитель дефицит в питательных солях лишь качественными терминами «чрезвычайный» («extreme»); «граничный» (borderline); «начальный» (incipient»); «отсутствие дефицита» («not deficiente»); но в конечном счете необходимо стремиться к количественному выражению внутриклеточного статуса питательных солей.

В клетках фитопланктона, испытывающих голодание по азоту и фосфору, наблюдаются морфологические, цитологические и биохимические изменения [2, 12]. Наилучшим критерием для оценки недостаточности питательных солей в среде является установление степени внутриклеточного дефицита питательных солей в натуральных планктонных популяциях. Дать количественную оценку позволят различные внутриклеточные параметры. Такое внутриклеточное понижение азота, как возрастание азотного дефицита, может быть установлено по возрастанию углеводной насыщенности фитопланктона — повышению отношения C:N [25]. Хорошим критерием может быть внутриклеточное отношение N:P, характер его отклонения от нормы может свидетельствовать о недостатке азота (уменьшение) или фосфора (увеличение).

Оценка физиологической активности фитопланктона может быть сделана по ассимиляционному отношению, выражающему отношение фотосинтеза при световой насыщенности (C_{org}) к хлорофиллу [25], но при этом следует помнить, что понижение ассимиляционного отношения может быть вызвано и другими неблагоприятными факторами среды (недостаточная освещенность, низкая температура и пр.). Поэтому надежная оценка обеспеченности фитопланктона биогенными элементами может быть сделана только на основе анализа биохимического состава фитопланктона.

В практике океанологических и лимнологических исследований, в аквариальных опытах с чистыми культурами, а также в системе удобряемых прудов химический анализ фитопланктона в этих целях, к сожалению, не применяется. Степень дефицита биогенных элементов в основном апробируется косвенным путем — методом добавки питательных солей и физиологической реакцией на нее фитопланктона (скорости размножения, интенсивность фотосинтеза) [2, 9, 10, 12, 14], что не исключает влияния других факторов среды.

На современном этапе исследовательские работы этого направления необходимо проводить по новой программе. Основой этой программы должно явиться синхронное неразрывное изучение химического состава экологической среды, биохимического состава фитопланктона и его урожайности.

Данные по химическому составу фитопланктона необходимо получать синхронно с данными по концентрации этих элементов в среде обитания фитопланктона, а также с данными по урожайности фитопланктона, ассимиляционным отношением, морфологической и цитологической характеристикой клеток фитопланктона. Необходимо установить зависимость между возникновением внутриклеточного дефицита биогенных элементов в фитопланктоне и концентрацией этих элементов в среде; зависимость между началом появления признаков голодания фитопланктона (физиологические, морфологические, цитологические изменения и пр.) и содержанием соответствующих биогенных элементов и их соотношением в водорослях. Сбор материала должен производиться как в экспедиционных условиях в период океанологических съемок, так и в экспериментах с естественными популяциями и чистыми культурами фитопланктона.

Проведение подобных исследований позволит установить оптимальные пределы содержания биогенных элементов (обеспечивающие высокие урожаи фитопланктона) и критические уровни (при которых рост и развитие фитопланктона прекращается) в естественных популя-

циях фитопланктона и в среде обитания, даст объективные критерии оценки обеспеченности фитопланктона питательными солями.

Оптимальные пределы и критические уровни концентрации биогенных элементов, очевидно, будут несколько варьировать в зависимости от видовой принадлежности водорослей (видовой специфики), а также будут иметь климатические, зональные и сезонные вариации. Следовательно, исследования по установлению оптимальных пределов и критических уровней содержания биогенных элементов в биохимическом составе фитопланктона и в его среде обитания необходимо провести для разных климатических зон, в зонах с выраженным сезонным ходом и для отдельных сезонов, а также для разных экологических сообществ фитопланктона.

Кроме того, оптимальные концентрации питательных солей зависят от физиологического состояния водорослей. У голодных клеток оптимальные концентрации по элементу, находящемуся в дефиците, могут возрастать в 2—3 раза по сравнению с клетками того же вида, выросшими в нормальных условиях [2].

Подобные исследования дадут возможность более точно оценивать степень обеспеченности фитопланктона питательными солями в тех или иных конкретных условиях, а также позволят создать оптимальную модель питательной среды для фитопланктона в любых заданных конкретных условиях. Исследования по важной проблеме разработки критериев оценки обеспеченности фитопланктона питательными солями являются неотъемлемой частью общей проблемы — химической основы биопродуктивности морских и океанических вод.

Выводы

1. Для оценки степени обеспеченности фитопланктона биогенными элементами необходимо пользоваться величинами средневзвешенных концентраций биогенных элементов в эвфотическом слое, а не их концентрациями на поверхности или на каком-либо из подповерхностных горизонтов, поскольку нередко, особенно в тропиках, максимум первичной продукции приходится на глубину нескольких десятков метров.

2. Для оценки обеспеченности фитопланктона питательными солями необходимо, как минимум, знать средневзвешенные концентрации в эвфотической зоне нитратного азота, фосфатного фосфора и кремниевой кислоты. При этом желательно также знать концентрацию аммонийного и нитритного азота и органического фосфора, хотя они и имеют подчиненное значение в минеральном питании фитопланктона по сравнению с нитратами и фосфатами. Недопустима оценка обеспеченности фитопланктона питательными солями на основе одних только фосфатов, так как продуктивность фитопланктона в океане ограничивается недостатком азота из-за более замедленной его (по сравнению с фосфором) регенерации, а также большей доступностью для ассимиляции фитопланктоном органических соединений фосфора и чрезвычайно малой доступностью органических соединений азота. В некоторых случаях, вероятно, продуктивность фитопланктона может ограничиваться и недостатком кремниевой кислоты.

3. Для оценки обеспеченности фитопланктона биогенными элементами наряду с абсолютными концентрациями минеральных соединений азота и фосфора следует также использовать величину соотношения N:P, значительный сдвиг которой в среде ниже нормального стехиометрического соотношения этих элементов в составе клеток фитопланктона ($N:P=16:1$) свидетельствует о недостатке азота, вызванном биохимическими процессами, и тормозит продуктивность фитопланктона. Снижение в воде величины соотношения $N:P < 10 \div 15$ мо-

жет тормозить развитие фитопланктона, а при его уменьшении до 1:1 рост и развитие фитопланктона прекращаются.

4. Поскольку, очевидно, любое снижение концентрации биогенных элементов в воде ниже их оптимального предела тормозит рост и развитие фитопланктона, иными словами, лимитирует его, достаточно ограничиться понятиями «оптимальные пределы» и «критический уровень» концентрации биогенных элементов. Критический уровень — это такая концентрация того или иного биогенного элемента, при которой рост и развитие фитопланктона прекращаются.

Оптимальными пределами концентрации биогенных элементов для природных популяций фитопланктона рациональнее пользоваться, так как установить жесткий оптимум концентрации питательных солей при лабильном соотношении видового состава в природных популяциях и некоторой видовой специфике оптимума биогенных элементов было бы крайне затруднительно. Принимается во внимание также и то, что оптимум концентрации питательных солей может несколько варьировать даже для одного вида фитопланктона в зависимости от физиологического состояния клеток и изменения температуры среды.

5. Материалы, имеющиеся на настоящем этапе исследований, позволяют только весьма ориентировочно наметить оптимальные пределы концентрации биогенных элементов для океанического фитопланктона. По мере накопления необходимых сведений, вероятно, будут установлены оптимальные пределы концентрации биогенных элементов дифференцированно для разных климатических зон, разных природных популяций фитопланктона и, возможно, сезонов. С этой целью прежде всего необходимо определить для отдельных видов и природных популяций фитопланктона критический уровень нормального состава биогенных элементов в клетках, т. е. такую минимальную концентрацию и их соотношение, которые обеспечивают высокую продуктивность, и сопоставить эти данные с концентрацией и соотношением биогенных элементов в среде.

6. Для природных популяций океанического фитопланктона оптимальными пределами концентраций биогенных элементов, очевидно, следует признать максимальные пределы концентрации этих элементов, встречающиеся в глубинных океанических водах, при нормальном соотношении между основными компонентами минерального питания $Si:N:P=22:16:1$, подобными стехиометрическому соотношению этих компонентов в составе клеток фитопланктона. Оптимальные концентрации биогенных элементов, обеспечивающие максимальный урожай природных популяций фитопланктона, находящихся в естественных условиях, на основании экспериментальных и наблюдаемых данных, очевидно, заключаются в пределах 1,5—3,5 мкг-атом Р/л и 15—40 мкг-атом N/л и варьируют в зависимости от видовой специфики и температурных условий.

7. Концентрации биогенных элементов в фотическом слое, укладываемые в пределы оптимальных, непрерывно возобновляемые и поддерживаемые на этом уровне за счет глубинных вод, встречаются только в зонах достаточно мощных апвеллингов, а также в высоких широтах, где в результате короткого вегетационного периода биогенные элементы не выедаются фитопланктоном и круглый год находятся в изобилии. Вышеуказанные концентрации биогенных элементов при условии постоянного их поддержания на этом уровне и световой насыщенности на поверхности океана способны обеспечивать урожайность фитопланктона порядка нескольких тысяч миллиграммов углерода на 1 м² в сутки, приближающуюся к максимальному, наблюдаемому в естественных условиях пределу. Светопоглощение же органической взвеси при первичной продукции порядка 7—10 гС/м² в день или же 15—20 г органического вещества под 1 м² в день, очевидно,

настолько велико даже при условии световой насыщенности на поверхности океана, что может препятствовать дальнейшему возрастанию первичной продукции в естественных природных условиях. Более высокие величины первичной продукции, вероятно, возможны только в искусственных условиях.

8. Вышеуказанными (в пункте 7) причинами, видимо, и объясняется несоразмерность величин пределов оптимальных концентраций, установленных в экспериментах с природными популяциями фитопланктона при естественном освещении (*in situ*) и в экспериментах лабораторных с искусственным освещением при помощи мощных источников света и всестороннего облучения.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абросов В. Н. Проблема удобрения озер и связанные с нею вопросы. Химический метод рыбохозяйственного преобразования озер. — «Известия ГосНИОРХа», Л., 1967, т. 64, с. 61—78.
2. Аникина Д. К. Влияние фосфатов и нитратов на интенсивность фотосинтеза некоторых видов морских динофлагеллят. — В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., 1970, с. 149—154.
3. Батенко А. И., Ушаков Н. П. Исследования по удобрению рыбоводных прудов. Вопросы прудового рыбоводства. — «Труды ВНИИПРХа», 1971, т. XVII, с. 30—34.
4. Влияние океанографических условий на первичную продукцию вод района некоторых видов морских динофлагеллят. — В кн.: Химические ресурсы морей и континентальных водоемах. Кишинев, 1970, с. 28. Авт.: Н. В. Аржанова, Д. В. Богданов, М. А. Буркальцева.
5. Ведерников В. В., Стародубцев Е. Г. Первичная продукция и хлорофилл в юго-восточной части Тихого океана. — «Труды ИОАН», 1971, т. 89, с. 33—42.
6. Винберг Г. Г., Ляхнович В. П. Удобрение прудов. М., «Пищевая промышленность», 1965. 112 с.
7. Волковинский В. В. Основные факторы среды, лимитирующие уровень первичной продукции в океане. — В кн.: Методы рыбохозяйственных химико-океанографических исследований. Ч. 2. М., 1968, с. 135—154.
8. Згуровская Л. Н., Кустенко Н. Г. Влияние нитратного азота в различных концентрациях на фотосинтез, содержание хлорофилла и деление клеток у некоторых водорослей. — «Биологические науки», М., 1969, № 4, с. 79—84.
9. Кабанова Ю. Г. Изучение минерального питания морского фитопланктона. — «Океанология», 1967, т. 7, вып. 3, с. 495—503.
10. Кабанова Ю. Г., Очаковский Ю. Е. Зависимость первичной продукции фитопланктона от биогенных элементов и света. — «ДАН СССР», 1971, т. 201, № 5, с. 1227—1230.
11. Кобленц-Мишке О. И. О минеральном питании некоторых черноморских диатомовых водорослей. Автореферат кандидатской диссертации. М., 1954. 24 с.
12. Крупаткина Д. К. Усвоение фосфора планктонными водорослями в темноте и при слабой освещенности. — «Океанология», 1971, т. 11, вып. 2, с. 270—275.
13. Кузьмичева В. И. Соотношение азота и фосфора при удобрении прудов. — «Труды ВНИИПРХа», 1966, т. 14, с. 207—211.
14. Кузьмичева В. И. Первичная продукция планктона при использовании минеральных удобрений в рыбоводных прудах. Автореферат кандидатской диссертации. М., 1970. 22 с.
15. Предварительные итоги биологических исследований в 19-м рейсе НИС «Михаил Ломоносов». — «Исследования в северо-западной части Индийского океана». Севастополь, Изд-во МГИ АН УССР, 1967, с. 83—89. Авт.: В. Е. Заика, А. Д. Гордина, Т. М. Ковалева, Л. В. Кузьменко.
16. Семина Г. И. Фитопланктон. — В кн.: Тихий океан. М., 1967, с. 27—85.
17. Семина Г. И. Распределение планктона в юго-восточной части Тихого океана. — «Труды ИОАН», 1971, т. 89, с. 43—59.
18. Сорокин Ю. И. Первичная продукция морей и океанов. — В кн.: Общая экология. Биоценология. Гидробиология. Сер. Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР. М., 1973, т. I, с. 7—46.
19. Спекторова Л. В. Реутилизация питательной среды, приготовленной на морской воде при выращивании водорослей *Platimonas viridis* rouch sp. Nov. — «ДАН СССР», 1971, т. 201, № 2, с. 497—499.
20. Федоров В. Д., Белая Т. И., Максимов В. Н. Потребление биогенных элементов фитопланктонным сообществом в зависимости от их концентрации в водоеме и условий освещения. — «Известия АН СССР. Сер. биол.», 1970, № 3, с. 398—414.

21. Colvert S. E., Price N. B.—Upwelling and nutrient regeneration in the Benguela Current in October, „Deep—Sea Res.“, 18, № 5, p. 505—523, 1971.
22. Ketchum B. H. The absorption of phosphate and nitrate by illuminated cultures of *Nitzschia Closterium* Amer. Journ. Botany, 26, 6, 1939, p. 399—407.
23. Parsons T. R. A general description of some factors governing primary production in the Strait of Georgia, Hecate Strait and Queen Charlotte Sound and the N. E. Pacific Ocean. Fish. Res. Bd., Canada, 1965, 193, p. 1—34.
24. Thomas William H. Surface inorganic nutrients and phytoplankton in the northeastern Tropical Pacific ocean. Limnology and Oceanography, 1966. 11, 3, p. 393—400.
25. Thomas William H.—On nitrogen deficiency in tropical Pacific oceanic phytoplankton. Photosynthetic parameters in poor and rich water. Limnol. and Oceanogr., 1970a. vol. 15, № 3, p. 380—386.
26. Thomas William H.—Effect of ammonium and nitrate concentration on chlorophyll increases in natural tropical Pacific phytoplankton populations. Limnol. and Oceanogr., 1970 b, vol. 15, № 3, p. 386—393.

Criteria of estimates of availability of nutrients for phytoplankton

M. P. Maximova

SUMMARY

Diversified materials obtained in the expeditional and experimental investigations are analysed to find criteria allowing for estimation of the availability of nutrients for phytoplankton. The optimum limits of concentrations of biogenic elements for natural populations of phytoplankton in the ocean is very likely to be the limits of maximum concentrations occurring in the deep oceanic waters where the ratio of mineral components Si: N:P is equal to 22: 16:1 which is similar to the same ratio in the cells of phytoplankton. Based on the experimental data and as a result of observations it is possible to conclude that the optimum concentrations of biogenic elements which secure the maximum yield of natural populations of phytoplankton range from 1,5 to 3,5 mkg P/l and from 15 to 40 mkg N/l with regard to species and temperature.

УДК (577.472+551.465.7) : (31 : 639.2) (261)

**О НЕКОТОРЫХ СТАТИСТИЧЕСКИХ СВЯЗЯХ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
ХАРАКТЕРИСТИК В ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНАХ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АТЛАНТИКИ**

Елизаров А. А., Люшвин П. Н., Суслов А. В.

Цель нашего исследования — вопросы прогнозирования гидрологических условий в районах интенсивного рыбного промысла.

В прибрежных водах и в районах банок Западной Гренландии, Лабрадора и Ньюфаундленда постоянно ведется промысел рыб. Гидрологические условия влияют на условия существования, локализацию и пополнение рыбных запасов, а следовательно, и на производительность лова. Гидрологические условия зависят от изменений интенсивности постоянных течений, действующих в этом районе. В советской и зарубежной литературе уже рассматривалась межгодовая и сезонная изменчивость Лабрадорского и Западно-Гренландского течений [2, 3, 5].

При изучении гидрологических характеристик, главным образом интенсивности течений и влияния на них характера атмосферной циркуляции над Северо-Западной Атлантикой, нами установлены статистические зависимости параметров геострофических течений от предшествующей барической обстановки над районом.

За характеристику интенсивности течений принимались расход и средняя температура верхнего 200-метрового слоя вод на стандартных гидрологических разрезах через Лабрадорское и Западно-Гренландское течения 2-А, 3-А, 4-А, 5-А и 8-А (см. рисунок). Из параметров атмосферы использовалось для расчетов давление воздуха на прибрежных метеорологических станциях и кораблях погоды в северо-западной части Атлантического океана. Поля атмосферного давления над исследуемой областью были разложены в ряд по полиномам Чебышева, вычислялись первые коэффициенты разложения, соответствующие элементарным воздушным переносам. Локальными показателями воздействия атмосферной циркуляции на интенсивность морских течений служили разности давления между отдельными станциями. Были обработаны данные весенних наблюдений (март—май).

Для района Западной Гренландии при разложении полей давления по полиномам Чебышева были взяты данные следующих станций: канадских — Clyde, Frobisher, Resolution Island, Fort Chimo, Hopedale, Goose, Belle Isle, гренландских — Egedesminde, Sound Stromfiord, Jacobshavn, Godthab, Ivigtut, Prince Christians Sund, а также данные корабля погоды В (см. рисунок). Давление в узлах сетки 53°30' с. ш., 50° з. д.; 56°30' с. ш., 50° з. д.; 53°30' с. ш., 55° з. д.; 68°30' с. ш., 60° з. д. аппроксимировалось давлением на станциях Prince Christians Sund, Ivigtut, корабле погоды В, Clyde соответственно. Из-за недостаточно густой сети метеостанций аппроксимированные значения давления в

узлах несколько отличались от реальных. При этом наибольшие отклонения от реальных полей давления пришлось на северо-запад и юго-восток района.

Полученные в результате расчетов данные по элементарным воздушным переносам (коэффициенты разложения A_{00} , A_{01} , A_{10} , A_{02} , A_{20} , A_{03} , A_{30}) и разности атмосферного давления между отдельными метеостанциями, выбранными по нормали к течениям, коррелировались с расходами на стандартных гидрологических разрезах.

В Ньюфаундлендском районе при разложении полей атмосферного давления были использованы данные следующих станций: Gander, Goose, Shearwater, Sydney, Sable Island, Hopedale, Charlottentown, Cape Race, Belle Isle, Torbay, Resolution Island, Prince Christians Sund, а также данные кораблей погоды В, С, Д, Е. Расчетная сетка охватила район с 60° с. ш. до 35° с. ш. и с 60° з. д. до 35° з. д., шаг сетки 5° .

Давление в узлах сетки снималось с построенных нами карт среднемесячного давления. В связи с частичными несовпадениями узлов сетки со станциями, а также с недостаточным числом станций в юго-восточной части выбранного полигона возможны некоторые искажения поля атмосферного давления.

Западно-Гренландское течение включает в себя два потока генетически разнородных вод: полярные воды Восточно-Гренландского течения и атлантические воды течения Ирмингера. В расчетах были использованы данные о величинах расходов по всему течению и его компонентам за 1950—1963 гг., полученные силами Us Coast Guard.

Расходы Лабрадорского течения в исследуемом районе принимались по стандартным разрезам 2-А, 3-А, 4-А (см. рисунок), пересекающим течение по нормали в районе восточного склона Большой Ньюфаундлендской банки. Для расчетов были взяты величины расходов Лабрадорского течения за 1951—1967 гг. Наиболее репрезентативным представляется разрез 3-А [2].

Для Западно-Гренландского района подсчет коэффициентов корреляции расходов течений с коэффициентами A_{01} , A_{02} , A_{10} , A_{00} дал низкие показатели тесноты связи ($r < 0,3$). Возможно, что условия формирования и изменения скоростей течения находятся вне существенной зависимости от локальной барической ситуации над акваторией Лабрадорского моря. Видимо, для получения более тесных связей необходимо увеличить район, охватываемый расчетной барической сеткой. Для того чтобы косвенно учесть изменения интенсивности и положения центров действия атмосферы, расходы Западно-Гренландского те-

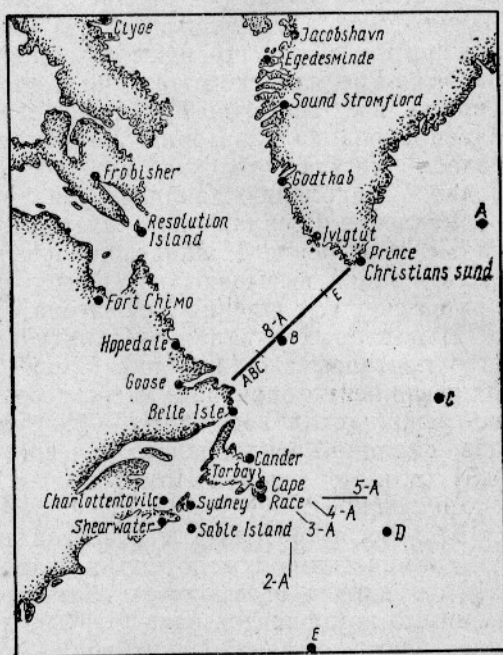


Рис. 1. Положение метеостанций, кораблей погоды и стандартных гидрологических разрезов Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ПИНРО):
А, В, С, D, Е — корабли погоды; 2-А, 3-А, 4-А, 5-А, 8-А — стандартные разрезы.

чения в целом и его составляющие коррелировались с разностями атмосферного давления за предшествующий месяц между выбранными станциями (корабль погоды В — станция Prince Christians Sund, станция Prince Christians Sund — корабль погоды А). Значения коэффициентов корреляции приведены в таблице.

Метеостанции	Западно-Гренландское течение (0—2000)м	Ирмингеровская составляющая течения (0—2000м)	Восточно-Гренландская составляющая течения (0—150 м)
Корабль погоды В — Prince Christians Sund	$-0,68 \pm 0,12$	$< -0,30$	$-0,40 \pm 0,20$
Prince Christians Sund — корабль погоды А	$0,42 \pm 0,20$	$0,50 \pm 0,19$	$< 0,30$

Таким образом, уменьшение градиента давления между станциями корабля погоды В — Prince Christians Sund — за предшествующий месяц способствует усилению Западно-Гренландского течения.

В общем случае повышение давления над Южной Гренландией при одновременной стабилизации или уменьшении его над бассейном Лабрадорского моря, по-видимому, приводит к последующему усилению Западно-Гренландского течения и способствует увеличению притока полярных вод Восточно-Гренландского течения. Смещение Канадского антициклона на акваторию Лабрадорского моря при одновременном ослаблении Гренландского антициклона над Южной Гренландией приводит к ослаблению Западно-Гренландского течения.

Усиление Гренландского антициклона над Южной Гренландией, а также обострение Исландского центра низкого давления и смещение его на запад вызывают интенсификацию Западно-Гренландского течения за счет вод течения Ирмингера.

В полярных и атлантических водах интенсивность течений изменяется противозапно [2 и др.]. Наши вычисления подтверждают это. Коэффициент корреляции между расходами ирмингеровских и восточно-гренландских вод равен $-0,45$. Коэффициенты корреляции расходов Западно-Гренландского течения с расходами его частей равны: $0,51$ (для вод течения Ирмингера) и $0,40$ (для вод Восточно-Гренландского течения).

Интересны результаты сопоставления изменений температуры воды с динамическими показателями гидросферы и атмосферы. Коэффициенты корреляции температуры Западно-Гренландского течения с расходами его компонентов равны: $+0,90$ (для ирмингеровских вод) и $-0,97$ (для восточно-гренландских вод). Эта связь достаточно очевидна, так как усиление потока полярных вод увеличивает их долю в общем потоке, а следовательно, понижает среднюю температуру течения, и наоборот. Прогностические связи температуры воды с градиентами давления между станцией Prince Christians Sund и кораблем погоды А выявлены не были. Коэффициент корреляции температуры 2000-метрового слоя с градиентом давления корабль погоды В — станция Prince Christians Sund также невелик ($0,26$).

По Ньюфаундлендскому району корреляции первых коэффициентов разложения поля атмосферного давления в ряды по полиномам Чебышева с расходами на стандартных разрезах показала, что наибольшие величины получены тогда, когда первые коэффициенты разложения опережают на 1—2 мес расходы на разрезах. Расход Лабрадорского течения на разрезе 2-А в мае, по-видимому, можно рассчитывать по коэффициенту A_{20} в марте (коэффициент корреляции $r = 0,65 \pm 0,12$, уравнение регрессии $y = 7,92x + 2,62$). Коэффициент A_{20} характеризует меридиональный перенос и учитывает широтную неоднородность меридиональных движений масс воздуха. По коэффициенту A_{00} за март

можно предварительно вычислять расходы на разрезе 3-А для апреля (коэффициент корреляции $r = -0,75 \pm 0,07$, уравнение регрессии $y = -0,28x \pm 4,26$ и мая ($r = -0,84 \pm 0,05$, $y = -0,30x + 4,44$).

Наиболее тесные связи получены для расходов на разрезе 3-А и коэффициента A_{00} , который характеризует среднее давление на полигоне. Уменьшение данного коэффициента соответствует усилению циклонической, а увеличение — антициклонической деятельности. В первом случае интенсивность циркуляции вод в районе избранного полигона возрастает, а во втором уменьшается.

Выводы

1. В районе Западной Гренландии связь гидрологических характеристик с выбранными разностями давления между метеостанциями, расположенными по нормали к постоянным течениям, теснее, чем с коэффициентами разложения поля атмосферного давления по полиномам Чебышева. Видимо, сказалась некоторая случайность при построении расчетной сетки и неадекватность коэффициентов разложения реальным природным полям. Для получения более тесных связей, вероятно, необходимо расширить район, охватываемый расчетной барической сеткой.

2. По району Ньюфаундленда уровень связей первых коэффициентов разложения поля атмосферного давления с гидрологическими характеристиками заметно выше, чем в Западно-Гренландском районе, что, вероятно, можно объяснить несколько более удачным выбором расчетной сетки.

3. Самая тесная связь, имеющая практическое значение, получена для коэффициента A_{00} , который в наиболее общей форме характеризует изменчивость поля давления. По-видимому, колебания интенсивности постоянных течений более всего определяются общими изменениями барической обстановки над исследуемым районом.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глаголева М. Г., Скриптунова Л. И. Методическое письмо № 2 ЦИП. М., Гидрометеиздат, 1964.
2. Елизаров А. А. О межгодовых колебаниях интенсивности Лабрадорского и Западно-Гренландского течений и возможности прогноза температурных условий в промысловых районах северо-западной части Атлантического океана. — «Океанология», 1962, № 5, с. 796—809.
3. Светлов И. И. О сезонных изменениях температуры воды в районе Западной Гренландии. — «Труды ПИНРО». 1972, вып. 28, с. 72—94.
4. Hachev H., Hermann F., Bailey W. The waters of the ICNAF Convention Area. Ann. Proc. 1954, vol. 4, p. 67—102.
5. Smith E. H., Soule F. M., Mosby O. The Marion and General Greene Expedition to Davis Strait and Labrador Sea. Scientific results. US Coast Guard Bulletin, 1937, N 19 (2).

On some statistical relationship between hydrological and meteorological characteristics in the fishing areas of the North-West Atlantic

A. A. Elizarov, P. N. Lushvin, A. V. Suslov

! SUMMARY

An attempt is made to understand the relationship between the intensity of the West-Greenland and Labrador currents and the character of atmospheric circulation over certain areas in the West-Atlantic-West Greenland and off Labrador. The statistical relationship between the flow rate of currents and coefficients of expansion of the atmospheric pressure field into Chebyshev's components is revealed to be low. The relationship between differences in pressure at the meteorologic stations situated in perpendicular to the stable currents proves to be more close. Off Newfoundland the relationship between the first expansion coefficients of the atmospheric pressure field (shifted to 1—2 months) and flow rate of the Labrador current is much higher on standard transects than in the West-Greenland area.

УДК 551.465.7 : 551.463.6(265)

**РОЛЬ МЕСТНЫХ И АДВЕКТИВНЫХ ФАКТОРОВ
В ФОРМИРОВАНИИ ТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА**

Черный Э. И.

Взаимосвязь процессов в океане и атмосфере определяется единством источников получаемой ими энергии, общностью физических законов, управляющих этими процессами и, главное, непосредственным обменом теплом, кинетической энергией и веществами между океаном и атмосферой. Без достаточного знания процессов обмена теплом на разделе океан — атмосфера трудно понять причины, определяющие термическую структуру вод, разобраться в механизме формирования тех или иных аномалий.

Расчет теплового баланса для залива Аляска выполнен на основе общепринятых уравнений теплового баланса. В упрощенном виде это уравнение может быть представлено:

$$Q = Q_{\odot} - R - Q_n \pm Q_{\tau o}, \quad (1)$$

где $Q_{\odot}$ — суммарная солнечная радиация;

R — эффективное излучение;

Q_n — теплоотдача при испарении;

$Q_{\tau o}$ — турбулентный теплообмен между морем и атмосферой.

В расчетном виде уравнение можно записать:

$$Q = (-0,13 E - 0,8) (t_w - t_a) + 0,50 Q_{\odot}^M, \quad (2)$$

где E — максимальная упругость водяного пара, мбар;

t_w — среднемесячная температура воздуха, °C;

t_a — среднемесячная температура воды, °C;

Q_M — максимальная суммарная радиация при безоблачном небе, ккал/см² в месяц.

По уравнению (2) выполнены расчеты теплового баланса поверхности залива для четырех сезонов. Все исходные данные интерполированы для сетки одноградусных квадратов. Результаты расчетов представлены в виде карт (рис. 1). Основные черты в распределении тепла (баланса тепла) между атмосферой и водной поверхностью — это хорошо выраженная зональность и увеличение потерь тепла с увеличением широты. Некоторое нарушение зональности можно заметить лишь летом. Ход изолиний во все сезоны в целом повторяет линии тока в системе Аляскинского течения [2].

Как показывают приводимые карты, тепловой баланс поверхности положителен на всей акватории залива только летом (до 10 ккал/см² в месяц в западной части залива). Весной (май) тепловой баланс поверхности положителен в южной и западной частях залива (до 9 ккал/см² в месяц). Зимой тепловой баланс залива отрицателен на

всей акватории (до 12 ккал/см² в месяц на севере залива), за исключением крайнего юга залива. Аналогичная картина наблюдается осенью. Итак, зимой и осенью с поверхности залива идет весьма интенсивная отдача тепла, а поступление тепла (положительный тепловой баланс) характерно только для лета и весны, причем оно не компенсирует тепловых потерь осенью и зимой.

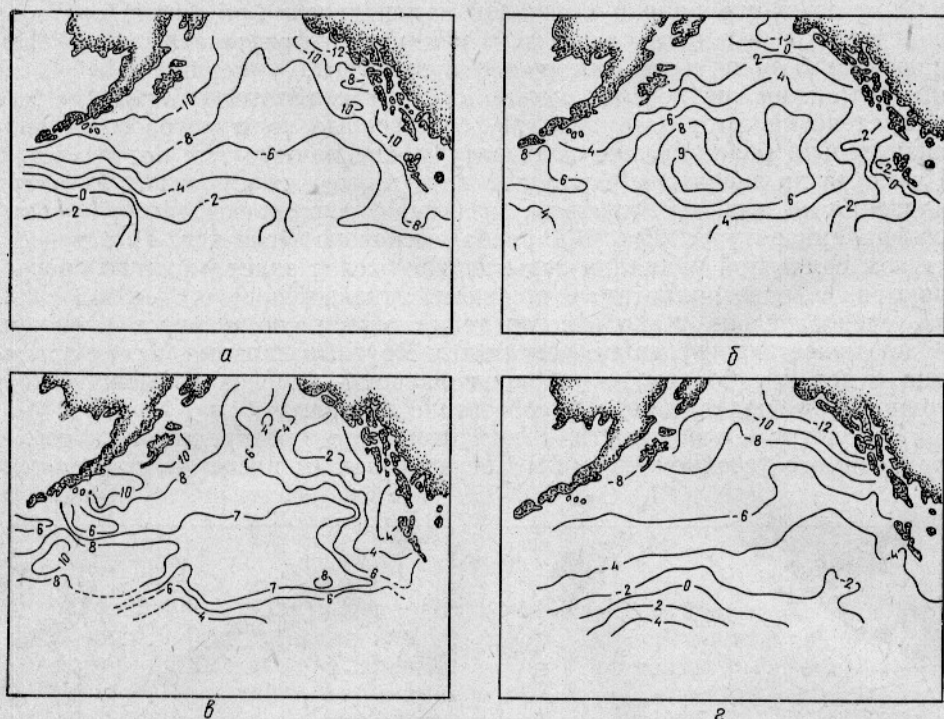


Рис. 1. Тепловой баланс поверхности (в ккал/см² в месяц):
а — зимой; б — весной; в — летом; г — осенью.

Если принимать во внимание только физические процессы, связанные с притоком тепла из атмосферы, и теплообмен поверхности моря с атмосферой, то, учитывая большую теплоотдачу зимой и осенью, можно было бы ожидать весьма значительное охлаждение поверхности. Однако фактически мы имеем довольно высокие значения температур на поверхности во все сезоны, что заставляет искать причины этого явления вне процессов, происходящих непосредственно в заливе [1].

В связи с тем что оценка адвективных факторов на основе решений уравнений гидромеханики представляется задачей весьма сложной и трудоемкой, в данной работе предлагается довольно простой и достаточно надежный способ расчета адвекции тепла. Так как теплосодержание отражает фактическое тепловое состояние вод, сформированное за счет как местных факторов, так и за счет адвекции, а влияние местных факторов может быть учтено на основе расчета теплового баланса для данного района, следовательно, можно довольно легко получить адвективную составляющую:

$$A = Q_T - Q_6, \quad (3)$$

где A — адвективная составляющая;
 Q_T — теплосодержание;
 Q_6 — тепловой баланс.

Данные о теплосодержании заимствованы из работы, выполненной ранее [1]. Все расчеты сделаны для сетки одноградусных квадратов.

Максимальная адвекция в заливе характерна для зимы и осени (18—20 ккал/см² в месяц), минимальная, не превышающая 10—12 ккал/см² в месяц, — для весны и лета.

Этот результат может показаться несколько неожиданным, но более детальное рассмотрение позволяет его объяснить. Удастся объяснить и основную причину сезонной изменчивости адвекции, которая определяется в общем случае тем, каким является течение по отношению к акватории, через которую оно проходит, — теплым или холодным. Аляскинское течение можно отнести к теплым. Зимой теплые воды течения, вторгаясь в залив, собственные воды которого имеют значительно более низкую температуру, восполняют там потери тепла. Несмотря на значительную теплоотдачу в высоких широтах, благодаря адвекции на всей акватории залива зимой удерживаются довольно высокие температуры. Летом картина несколько меняется. Под воздействием солнечной радиации воды верхнего слоя залива хорошо прогреваются, а воды, приносимые течением, лишь немного теплее вод залива, следовательно, и количество тепла, вносимого в залив течением, будет менее значительным, чем зимой. Другими словами, вклад адвекции будет тем больше, чем больше разность температур между вторгающимися водами и водами собственно залива.

Рассмотрим особенности географического распределения тепла, приносимого течением (рис. 2). Согласно нашим расчетам, отдача теп-

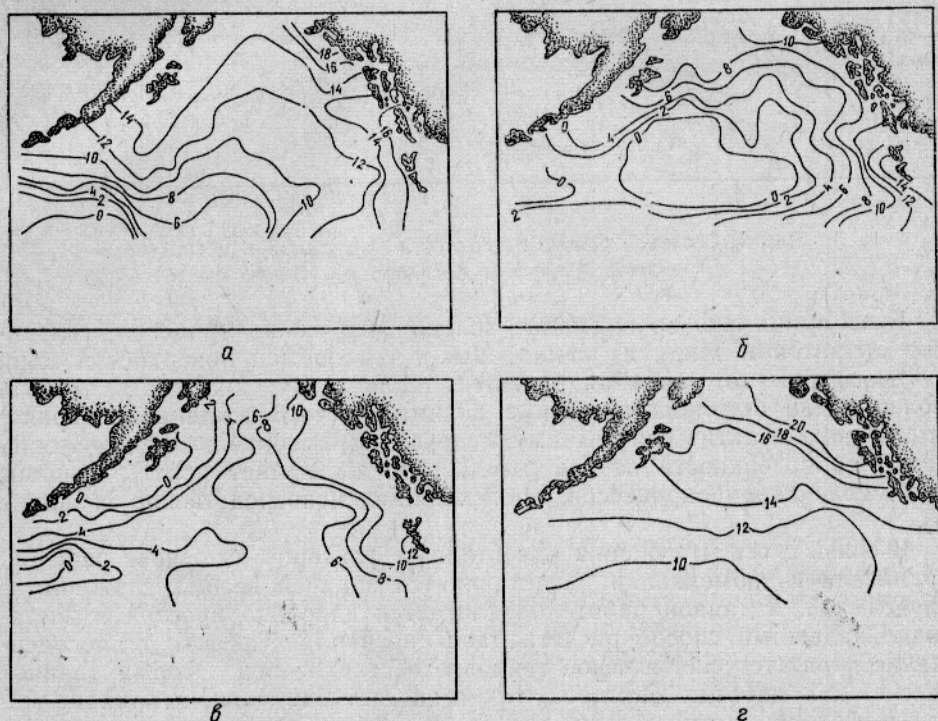


Рис. 2. Адвекция тепла на поверхности (в ккал/см² в месяц):
а — зимой; б — весной; в — летом; г — осенью.

ла водами течения (на примере зимы) идет следующим образом (см. рис. 2, а). Течение входит в залив с юго-востока, т. е., как мы указывали выше, в наиболее теплую его часть (температуры до 8°С). Контраст между водами юго-восточной части и водами течения незначи-

телен, следовательно, и отдача тепла, приносимого течением, идет медленно. По мере движения вод на север, вдоль берегов Америки, где окружающие воды имеют более низкую температуру, отдача тепла усиливается и достигает максимума на севере залива — до 18 ккал/см² в месяц, причем значительная его доля поступает в атмосферу (до 13 ккал/см² в месяц). Охлажденные воды Аляскинского течения при движении на юго-запад отдают несколько меньше тепла, и разность между температурами вод течения и окружающими водами уменьшается. Южнее островов Уника и Унилашка, где собственные воды залива имеют весьма низкие температуры, снова наблюдается интенсивная отдача тепла течением, однако сюда поступает уже только 8—10 ккал/см² в месяц.

Совершенно аналогичная в качественном отношении картина переноса тепла течением характерна и для других сезонов. Изменяются лишь абсолютные значения тепла, приносимого течением в те или иные районы. Зимой на 50° с. ш. в районе 160—165° з. д. можно выделить область, где воды течения не отдают, а отбирают тепло от окружающих вод. В этом небольшом районе отмечается зимой положительный тепловой баланс, превышающий адвекцию тепла течением. Подобная картина, но на несколько большей площади, прослеживается и весной. Это связано, как уже было сказано, с положительным тепловым балансом и с тем, что воды, приносимые течением, попадают в западную часть залива, отдав почти полностью весь запас тепла. Летом отрицательная адвекция тепла объясняется относительно высоким положительным тепловым балансом.

Выводы

1. Основную роль в тепловом состоянии вод залива Аляски играет адвекция тепла Аляскинским течением. Во все сезоны года адвекция тепла в несколько раз превышает поступление его за счет местных факторов. Так, даже летом принос тепла течением в 2—3 раза превышает поступление его за счет солнечной радиации.

2. Есть все основания считать, что особенности термического режима вод залива в первую очередь связаны с динамическим состоянием Аляскинского течения и его изменчивость (внутригодовая или межгодовая) практически однозначно определяет изменчивость термических условий в заливе.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черный Э. И. Сезонная изменчивость тепло- и солевого содержания деятельного слоя вод залива Аляска. — «Известия Тинро», 1967, т. 60, с. 163—173.
2. Черный Э. И. Сезонная изменчивость течений в заливе Аляска. Особенности распределения кислорода и фосфатов в заливе Аляска. Владивосток, Дальиздат, 1968. 34 с.

The role of local and advective factors in formation of thermal conditions in the North-West Pacific

E. I. Cherny

SUMMARY

Thermal conditions are an important factor affecting the distribution of commercial species and biological productivity of waters. In order to understand peculiarities of the thermal field it is necessary to ascertain roles of local and advective factors affecting it. Seasonal calculations of the thermal balance in the Gulf of Alaska and estimated values of the advective component obtained as a difference between the actual heat content of waters and thermal balance are given. Some conclusions are made on the decisive role of the intensity of the Alaska current, its seasonal and annual variability in formation of principle characteristics of the thermal regime in the Gulf.

УДК 551.46.072 : 551.465.5

ЧИСЛЕННЫЙ РАСЧЕТ УСТАНОВИВШИХСЯ ТЕЧЕНИЙ ОХОТСКОГО МОРЯ (ПРОГНОСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ)

Зырянов В. Н.

При расчете течений Охотского моря возникают две основные проблемы: первая, связанная с заданием расходов в Курильских проливах; вторая — с полем плотности морской воды. Положение в Охотском море несколько облегчается ввиду того, что изменение плотности воды по вертикали в Охотском море довольно однообразно и позволяет смоделировать изменение плотности по вертикали аналитической зависимостью. Плотность воды по вертикали в Охотском море хорошо описывается однопараметрической моделью Йошида [16], которую мы и используем для построения бароклинной модели Охотского моря.

Модель Йошида задается следующей аналитической зависимостью:

$$\rho(x, y, z) = \rho_n - \delta(x, y) \left(1 + \frac{z}{h(x, y)} \right) \exp \left(- \frac{z}{h(x, y)} \right), \quad (1)$$

где функция $h(x, y)$ должна определяться в процессе решения;

$\delta(x, y)$ — возмущение плотности на поверхности моря по отношению к ее постоянному значению ρ_n на больших глубинах.

Функции $\delta(x, y)$ предполагается заданной из наблюдений. Величина $h(x, y)$ равна глубине залегания горизонта с максимальным градиентом плотности, определяя тем самым положение сезонного термоклина.

По обобщенной модели Экмана динамика движения вод описывается следующей системой дифференциальных уравнений:

$$\left. \begin{aligned} A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + f v &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho'}{\partial x} dz; \\ A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} - f u &= -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{g}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho'}{\partial y} dz; \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0; \quad (3)$$

$$u \frac{\partial \rho'}{\partial x} + v \frac{\partial \rho'}{\partial y} + w \frac{\partial \rho'}{\partial z} = K_p \Delta \rho' + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{pz} \frac{\partial \rho'}{\partial z} \right), \quad (4)$$

где A_z — кинематический коэффициент вертикального турбулентного обмена количеством движения;

$\rho_0 = \text{const}$ — среднее значение плотности морской воды;

ρ' — отклонение плотности от значения ρ_n ;

g — ускорение силы тяжести;

ξ — возвышение динамического уровня моря;
 f — параметр Кориолиса;
 u, v, w — проекции вектора скорости соответственно на осях X, Y, Z ;
 K_p — коэффициент горизонтальной турбулентной плотностной диффузии;
 Δ — горизонтальный оператор Лапласа;
 K_{pz} — коэффициент вертикальной диффузии плотности.

Оси координат направлены соответственно X — на восток, Y — на север, Z — вертикально вниз. Начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря. При выводе системы (2) — (4) уравнения диффузии тепла и соли заменены одним уравнением (4) диффузии плотности по П. С. Линейкину [6].

Граничные условия:

$$\text{при } z = 0: A_z \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{T_x}{\rho_0}, \quad A_z \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{T_y}{\rho_0}, \quad \rho' = -\delta(x, y), \quad (5)$$

где T_x, T_y — компоненты тангенциального напряжения ветра на поверхности моря;

$$\text{при } z = H: u = v = w = 0; \quad \rho' = 0, \quad (6)$$

на контуре моря — на твердых участках границы

$$S_n \rightarrow = \chi_1 S_x + \chi_2 S_y = 0, \quad (7)$$

где χ_1, χ_2 — направляющие косинусы внешней нормали к контуру моря;

$S_x = \int_0^h u dz, S_y = \int_0^h v dz$ — составляющие вектора полного потока.

В Курильских проливах

$$S_n \rightarrow = S(x, y). \quad (8)$$

Система уравнений (2) — (4) с граничными условиями (5) — (8) интегрированием от поверхности до дна сводится к следующей нелинейной системе двух эллиптических уравнений относительно функции полных потоков ψ и параметра h модели (1):

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{f}{2aH^2} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{f}{2aH^2} \cdot \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) - \frac{g\delta}{\rho_0 a H} \Delta h + I \left(\psi, \frac{f}{H} \right) + \\ + \frac{2g}{\rho_0 H} I(H, \delta h) = \frac{1}{\rho_0} \text{rot}_z \frac{\vec{T}}{H} \end{aligned} \quad (9)$$

$$K_p \Delta (\delta h) - I \left(\psi, \frac{\delta h}{H} \right) = 0, \quad (10)$$

где I — якобиан двух функций;
 $a = \sqrt{f/2A_z}$ — число Экмана;
 H — глубина моря;

$\text{rot}_z \frac{\vec{T}}{H}$ — вертикальная компонента вихря векторного поля $\frac{\vec{T}}{H}$,

с граничными условиями:

$$\begin{aligned} \psi = 0 \text{ по береговой черте } L_1; \\ \psi = g(x, y) \text{ вдоль Курильской гряды } L_2; \end{aligned} \quad (11)$$

$$h/L_1 U L_2 = d(x, y).$$

Из проливов Курильской гряды учитываются наиболее важные в динамическом отношении: 1-й Курильский, 4-й Курильский, Крузенштерна, Буссоль, Фриза и Екатерины. Острова между этими проливами объединяются в один, который моделируется при расчетах конеч-

ным разрезом. Проливы Невельского и Лаперуза не учитываются. Расходы воды в Курильских проливах приняты равными: 1-й Курильский — $1,2 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$, 4-й Курильский — $6,2 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$, Крузенштерна — $1,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, Буссоль — минус $3,4 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$, Фриза — минус $1,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$, Екатерины — $5,0 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$. Знак минус означает, что перенос вод происходит из пределов моря. Функция $g(x, y)$ в уравнении (11) задается на основании перечисленных расходов. Расходы воды для проливов северной части Курильской гряды приведены на основании работы [2]. Однако путем интегрирования уравнения квазигеострофического приближения вдоль характеристик аналогично можно оценить расходы в рамках однородной модели и в проливах южной части Курильской гряды.

Что касается граничного условия для h , то задать глубину залегания сезонного термоклина по контуру моря несколько сложнее, в литературе на этот счет нет никаких сведений, кроме некоторых качественных замечаний [3, 5, 8]. Нами было принято следующее поведение функции $d(x, y)$. Вдоль Курильской гряды, начиная от Камчатки, $d(x, y)$ увеличивается линейно от 30 до 43 м у о-ва Хоккайдо. Такое поведение принято на основании анализа карт плотности в районе Курильской гряды. Далее $d(x, y)$ уменьшается вновь до 30 м у южной оконечности о-ва Сахалин, на оставшейся части контура h полагается равным 30 м (такое значение для глубины залегания сезонного термоклина в Охотском по всему контуру моря было принято при расчетах В. Ф. Козловым [3]).

Система уравнений (9)–(10) решается сеточным методом на полуградусной сетке с общим числом внутренних и граничных узлов свыше 700. Сетка выбирается с учетом наилучшего приближения контура моря. Задача решается в приближении «глубокого моря», поэтому границей моря для нас служит 100-метровая изобата. Глубина моря снималась с карты Удинцева [12] с последующей линейной интерполяцией в узлы сетки. Поверхностное распределение плотности получено на основании работы [1], в которой приведены многолетние распределения средних месячных температур поверхностного слоя воды Охотского моря для всех месяцев. При расчетах были приняты следующие числовые значения входящих параметров: $\omega = 7,2921 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (угловая скорость вращения Земли), $K_p = 10^8 \text{ см}^2/\text{с}$, $T_y = -0,7 \cdot 10^{-5} \text{ н/см}^2$, $T_x = 0,7 \cdot 10^{-5} \text{ н/см}^2$, $f_0 = 1,46 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$, $\rho_0 = 1,028 \text{ г/см}^3$. Расчет проводили для двух случаев: северо-западного ветра; отсутствие ветра. Поверхностное распределение плотности вычислялось по температуре t в приближении Буссинеска [13]:

$$\rho = 1,02541 \left[1,00266 - 0,00317 \frac{t}{17,5^\circ\text{C}} \right].$$

Расчет производился для августа месяца.

Система уравнений (9)–(10) решалась последовательно: сначала нелинейный член в уравнении (10) приравняется к нулю и находится h^0 , которое затем подставляется в уравнение (9) и определяется ψ , затем по h^0 и ψ из уравнения (10) находится h^1 и т. д. На каждом шаге приближения уравнение (9) аппроксимируется схемой в направленных разностях [4], аппроксимация уравнения Пуассона (10) обычная [10]. Соответствующие системы алгебраических уравнений решаются методом минимальных невязок [7, 10]. Выход из внешних и внутренних циклов решения уравнений (9) и (10) на каждом шаге приближения осуществляется по относительным ошибкам (меньше 1%).

При аппроксимации уравнения (9) схемой в направленных разностях появляется так называемая «схемная вязкость», которая превышает при нашем шаге сетки физическую вязкость. Уменьшить шаг

сетки нам не представлялось возможным из-за ограничения памяти вычислительной машины.

Результаты расчетов.

Результаты численных расчетов приведены на рис. 1—3. Из рис. 1 видно, что поведение функции полных потоков подобно рельефу дна [12]. Схема интегрального переноса вод Охотского моря при отсутствии ветра принципиально не отличается от схемы, приведенной на рис. 1, поэтому нами не приводится. Единственное отличие заключается в интенсивности круговых течений над котловинами моря: северо-западный ветер усиливает циркуляции над котловинами, северо-восточный ослабляет, но характер циркуляции не меняется. Отсюда можно сделать вывод, что определяющим фактором в формировании интегральной циркуляции в летнее время в Охотском море является совместный эффект бароклинности воды и рельефа дна (СЭБИР). Ветер играет второстепенную роль и важен только в поверхностном слое. При вычислении скоростей на отдельных горизонтах мы ограничились построением карты поверхностных течений для одного наиболее характерного для августа типа ветра — северо-западного, равномерного; остальные карты течений построены без учета ветра.

На рис. 2 показана поверхность $Z=h(x, y)$, которая, как уже отмечалось раньше, может быть отождествлена с глубиной залегания сезонного термоклина Охотского моря. Интересно



Рис. 1. Изолинии безразмерной функции полных потоков Φ . Размерный множитель равен $10^6 \text{ м}^3/\text{с}$.

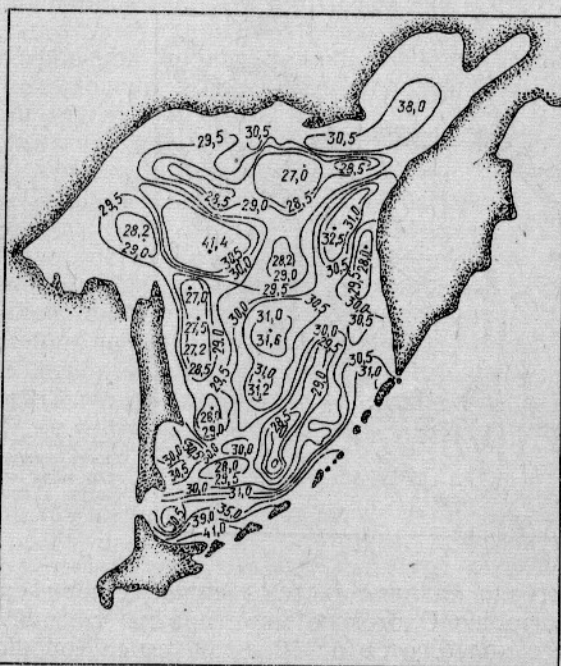


Рис. 2. Карта глубины залегания сезонного термоклина (поверхность $z=h(x, y)$) для августа месяца.

сравнить рис. 2 с положением ядра холодных промежуточных вод Охотского моря, приводимым в работе [11]. Качественно обе схемы содержат одни и те же особенности, что служит подтверждением правильности полученных нами результатов. Особенности поведения поверхности $Z=h$, лежащие приблизительно на 57-й параллели, связаны с гидрологическим фронтом северной части Охотского моря [14].

Сравнивая схемы поверхностных течений при северо-западном ветре и при отсутствии ветра (рис. 3, а, б) видно, что ветер упорядочивает течения, «гонит» воду в южном направлении. Для схемы поверхностных течений (см. рис. 3, б) и для схемы К. В. Морошкина [9] ха-

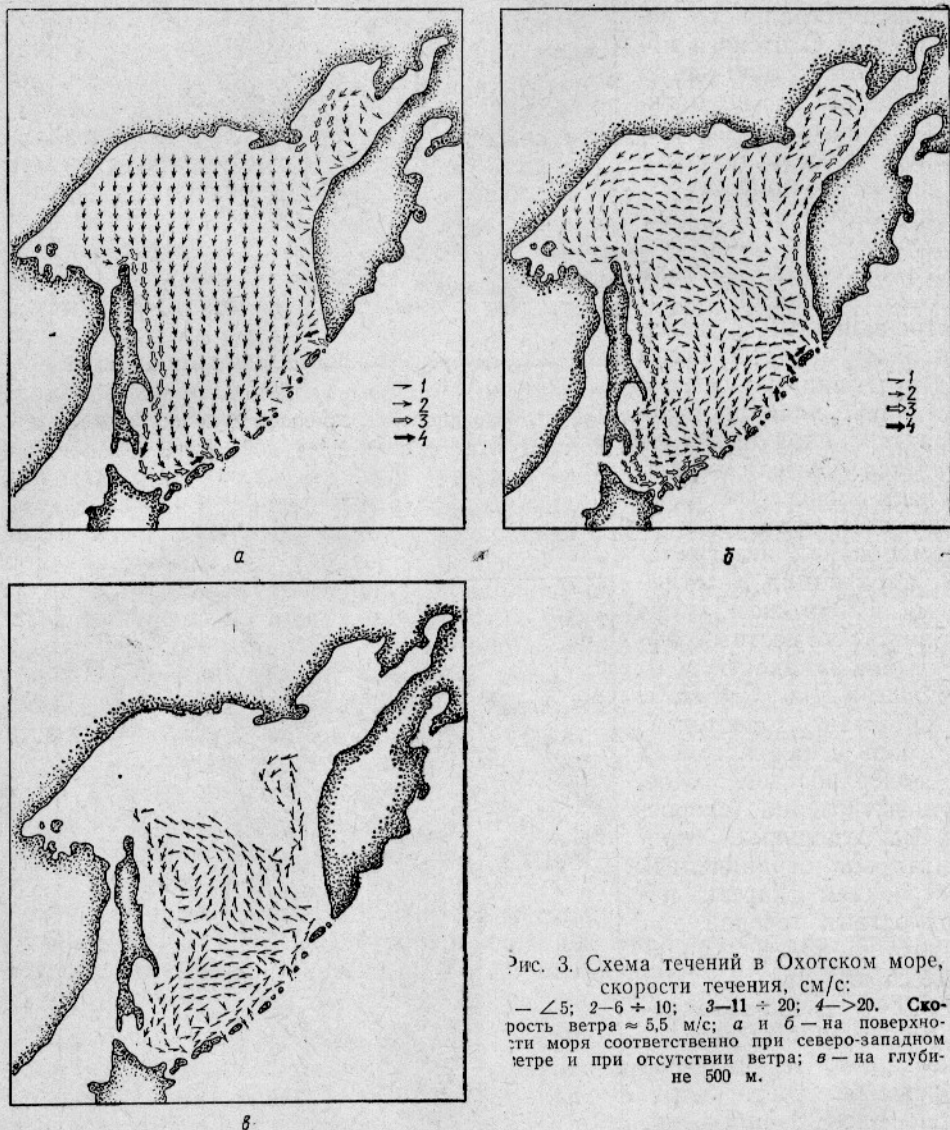


Рис. 3. Схема течений в Охотском море, скорости течения, см/с: — < 5 ; 2—6 $\div$ 10; 3—11 $\div$ 20; 4— > 20 . Скорость ветра $\approx 5,5$ м/с; а и б — на поверхности моря соответственно при северо-западном ветре и при отсутствии ветра; в — на глубине 500 м.

рактерно наличие системы сильных периферийных течений, обходящих акваторию Охотского моря против часовой стрелки. Скорости течения здесь колеблются от 10 до 30 см/с. Хорошо прослеживаются Камчатское течение, Сахалинское течение и течение Соя (вдоль северного побережья о-ва Хоккайдо). Сравнение рис. 3, б и схемы Морошкина [9] убеждает нас в том, что над впадиной ТИНРО имеется циклонический круговорот, а антициклонический круговорот, который Морошкин

относит к впадине ТИНРО, лежит несколько западнее — над областью изгиба изобат (координаты примерно 57° с. ш. и 153° в. д.).

Отчетливо прослеживаются (см. рис. 3, б) циклонические круговороты в заливе Шелихова, над Северной и Южной котловинами и антициклонические круговороты с координатами 53° с. ш. — 15° в. д. и 52° с. ш. — 147° в. д.

Во время экспедиции ВНИРО—ТИНРО на РТ «Адлер», проходившей с 27 июля по 27 октября 1973 г., в районе с координатами приблизительно 52° с. ш. и 146° в. д. был зарегистрирован поток северного направления, что как раз совпадает с западной периферией одного из перечисленных выше антициклонических круговоротов. На схеме же Морошкина в этом районе имеется круговорот обратной циклональности. Есть отличия нашей схемы и схемы Морошкина и в других районах Охотского моря — в северо-западной части и в районе Южной котловины. Преимущества нашей схемы заключаются в том, что она получена в результате решения системы уравнений с учетом бароклинности воды, рельефа дна, поверхностного распределения температуры и расходов воды через Курильские проливы. Недостатки схемы Морошкина связаны с динамическим методом расчета течений, с его традиционной нулевой поверхностью, которой, как показали проведенные расчеты в Охотском море, нет.

Характер циркуляции с глубиной не меняется (рис. 3, в), не появляется никаких глубинных противотечений. Единственное следует отметить, что антициклонический круговорот с центром 52° с. ш. и 147° в. д. на горизонте 500 м исчезает. Система течений становится более упорядоченной в центральной части Охотского моря.

Выводы

1. Определяющим фактором в динамике вод Охотского моря является совместный эффект бароклинности воды и рельефа дна (СЭБИР). Сравнение полученных результатов с данными других авторов говорит о хорошем соответствии построенной модели реальному переносу вод Охотского моря. Приведенная модель может быть использована при расчетах полей течений и для других сезонов.

2. В предложенной модели есть один недостаток, связанный с заданием граничного условия для глубины залегания сезонного термоклина [параметр h в модели Йошида (1)]. Вернее было бы задать на контуре моря не значение h , как было сделано нами, а интегральное условие отсутствия потока плотности через твердую границу моря и поток плотности через Курильские проливы, тогда значение параметра h на контуре моря определилось бы в процессе решения задачи. Однако численный расчет циркуляции вод Охотского моря резко бы усложнился. При достаточной же информации о положении сезонного термоклина на границе моря задание значения параметра h на контуре моря намного предпочтительнее интегрального условия с точки зрения простоты численного расчета.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веселова Л. Е. Пространственное распределение температуры поверхностного слоя воды Охотского моря. — «Труды ДВНИГМИ», 1972, вып. 37, с. 13—28.
2. Зырянов В. Н. К вопросу о водообмене через северные Курильские проливы. — «Океанология», 1974, № 1, с. 16—21.
3. Козлов В. Ф. Расчет уровенной поверхности в Охотском море. — «Труды ДВНИГМИ», 1972, вып. 37, с. 37—43.
4. Кочергин В. П., Щербаков А. В. Исследование разностных схем для эллиптического уравнения с малым параметром при старшей производной. — В кн.: Численные модели океанических циркуляций, Новосибирск, 1972, с. 7—17.

5. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. I. Л., Гидрометеиздат, 1960 764 с.
6. Линейкин П. С. Основные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря. Л., Гидрометеиздат, 1957. 165 с.
7. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л., Гидрометеиздат, 1974. 303 с.
8. Морошкин К. В. Водные массы Охотского моря. М., «Наука», 1966. 56 с.
9. Морошкин К. В. Новая схема поверхностных течений Охотского моря. — «Океанология», 1964, т. 4, вып. 4, с. 641—643.
10. Самарский А. А. Введение в теорию разностных схем. М., «Наука», 1971. 505 с.
11. Тюряков Б. И. Расчетная схема изменений структуры деятельного слоя Охотского моря от сезона к сезону. — «Труды Ленинградского гидрометинститута», 1970, вып. 32, с. 17—25.
12. Удинцев Г. Б. Рельеф дна Охотского моря. — «Труды ИО АН СССР», 1957, т. XXII, с. 70—87.
13. Фельзенбаум А. И., Васильев А. С. К теории установившейся циркуляции в бароклинном океане. — «Морские гидрофизические исследования», 1972, № 2, с. 10—23.
14. Чернявский В. И. Гидрологический фронт северной части Охотского моря. — «Известия ТИНРО», 1970, т. 71, с. 3—11.
15. Ioshida K. A theoretical model of wind-driven induced density field in oceans. 1. J. Ocean, Japan, 1965, vol. 21, N 4, p. 25—37.

*Numerical calculations of steady currents in the Sea of Okhotsk
(prognostic model)*

V. N. Zyryanov

SUMMARY

The results of calculations of currents in the Sea of Okhotsk in the framework of the baroclinic oceanic model and with the use of Ioshida's density model are shown. Maps showing the depth of a seasonal thermocline, integral transport of waters, velocities of currents in the 0- and 500 m layers are compiled. All the calculations are made for August. The comparison of the results obtained with data of other authors has supported the evidence that the model is suitable for estimates of steady circulations of waters in the Sea of Okhotsk.

ПРОМЕЖУТОЧНЫЕ ВОДЫ МИРОВОГО ОКЕАНА

Бурков В. А., Кукса В. И.

Мировой океан заполнен неоднородной водой, характеристики которой изменяются в его толще непрерывно. Для удобства исследования такую неоднородную океанскую среду обычно подразделяют на характерные части, что можно делать по любому выбранному параметру, например: температуре, солености, содержанию кислорода, элементам циркуляции и т. д. Совокупность таких характерных особенностей приводит к понятию структуры вод — вертикальной и горизонтальной, т. е. в Мировом океане можно рассматривать термическую, соленостную, кинематическую и другие структуры. Однако в ходе изучения было установлено, что для многих областей Мирового океана характерны особенности распределения не только одного параметра, а целого их комплекса. Таким образом, в результате развития океанологии сложилось представление о трехмерной структуре Мирового океана.

По вертикали структура вод состоит из следующих важнейших компонентов: 1) поверхностных и подповерхностных вод; 2) подповерхностных промежуточных; 3) промежуточных; 4) глубинных и 5) придонных. К этим определениям вод, как правило, присоединяются еще дополнительные, освещающие либо их географическую принадлежность, либо их отличительную особенность, например район формирования, либо то и другое вместе, и в таком случае среди этих вод выделяются водные массы.

Каждая из названных вод изменяется еще и по горизонтали под воздействием различных факторов. Особенно заметно изменяются поверхностные и подповерхностные воды в основном по зональному закону. Поверхностные и подповерхностные воды подразделяются на следующие важнейшие типы: 1) экваториальные; 2) тропические; 3) субтропические; 4) субарктические (субполярные) и субантарктические; 5) арктические (полярные) и антарктические.

Области распространения названных вод разделяются океанскими фронтами, т. е. сравнительно узкими полосами, где на коротком расстоянии одни воды сменяются другими.

Циркуляция поверхностных и подповерхностных вод возбуждается главным образом ветром, что в условиях расчленения Мирового океана материками приводит к отклонениям характеристик этих вод от зонального закона или к аномалиям относительно средних зональных значений. Особенно ярко выражены эти аномалии в областях апвеллинга или поднятия холодных глубинных вод: в тропических и субтропических широтах западных побережий материков, а также вдоль экватора.

Поверхностные и подповерхностные воды условно определяют и трехмерные регионы с теми же названиями, т. е. эти воды вместе с лежащими ниже подповерхностными промежуточными, промежуточными, глубинными и придонными водными массами составляют уже

экваториальные, тропические, субтропические, субарктические (субполярные) и субантарктические, арктические (полярные) и антарктические структуры вод. С глубиной различия по горизонтали между этими структурами становятся все меньше и меньше. На глубинах воды Мирового океана почти однородны.

Ниже приводится краткая характеристика промежуточных вод, как одного из структурных элементов Мирового океана. Прежде всего наметим основные водные массы или слои, которые следует отнести к подповерхностным промежуточным и промежуточным водам, выделяя их по крупномасштабным, квазистационарным особенностям трехмерного распределения температуры и солености или термохалинного поля Мирового океана*:

1) промежуточные воды (слои) пониженной солености в субантарктической, субтропической, тропической и экваториальной структурах открытой части Мирового океана: антарктические, северотихоокеанские и североатлантические;

2) промежуточные воды (слои) повышенной солености от источников в средиземных морях Мирового океана: средиземноморская в Атлантическом океане и красноморская в Индийском;

3) промежуточные воды повышенной температуры (теплый промежуточный слой) субполярной и антарктической структур; атлантическая водная масса повышенной температуры и солености в Северном Ледовитом океане;

4) подповерхностные промежуточные водные массы (слои) повышенной солености в субтропической, тропической и экваториальной структурах открытой части Мирового океана;

5) подповерхностные промежуточные водные массы (слои) пониженной солености в отдельных регионах Мирового океана: в перуанско-чилийской и калифорнийской структурах;

6) подповерхностные промежуточные водные массы пониженной температуры (холодный промежуточный слой) в субполярной и антарктических структурах.

Антарктическая и северотихоокеанская промежуточные водные массы пониженной солености — одни из крупнейших по объему водных масс Мирового океана (и в этой связи их удобнее называть промежуточными водами), которые прослеживаются на огромной акватории субантарктической, субтропической, тропической и экваториальной структур. Характерный признак этих промежуточных вод — стационарный или, во всяком случае, квазистационарный минимум солености в вертикальном распределении. Считается, что они формируются на южном (антарктическая конвергенция) и северном полярном фронтах соответственно.

Сверху на всей площади их распространения продуцируется вода высокой солености благодаря интенсивному испарению поверхностных вод. Значит, сверху по вертикали потока распресненной воды быть не может и, следовательно, оттуда существующий в толще воды стационарный минимум солености поддерживаться не может. На дне тоже не существует источника и потока снизу воды пониженной солености. Остается только допустить, что промежуточные воды теплых широт приходят туда из других холодных широт, где существует вода соответствующей солености.

На полярных фронтах эти воды опускаются как более тяжелые (хотя механизм опускания все еще в достаточной мере не установлен), а также благодаря конвергенции дрейфовых течений под поверхностные и подповерхностные воды и затем растекаются, по-видимому, изопикнически по направлению к экватору [6, 9, 19]. Антарктическая вод-

* Более подробный перечень промежуточных водных масс (слоев) приведен в работе [12].

ная масса пересекает экватор в Атлантическом океане, достигая 20° с. ш., переходит экватор в Тихом (рис. 1) [9], а в Индийском океане доходит только до $10-15^\circ$ ю. ш.

Поверхностные и подповерхностные воды и отчасти подповерхностные промежуточные водные массы по характеру временных изменений можно определить как слой, в котором существует годовой ход. Некоторые авторы называют этот находящийся под непосредственным воздействием атмосферы слой тропосферой [11]. Поэтому распространение этих вод по вертикали можно ограничить снизу глубиной затухания сезонных колебаний. Для разных широт и долгот и для разных структур эта глубина может быть различной. Однако нижняя граница поверхностных и подповерхностных промежуточных вод и верхняя граница промежуточных, как правило, не совпадают. Эти границы раздвинуты средним слоем главного пикноклина.

Для обозначения нижней границы антарктических и северотихоокеанских (субарктических) промежуточных вод определенных критериев нет в полях самых различных океанологических характеристик. Эта граница должна разделять промежуточные и глубинные воды; ее положение, определенное методом T, S -кривых [10] по среднемноголетним данным в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах, примерно совпадает с глубиной залегания изопикны $\sigma_t = 27,6$ [9].

Глубинные и тем более придонные воды формируются на поверхности в самых высоких антарктических и арктических широтах в холодную половину года и опускаются в результате конвективного перемешивания и оседания на большие глубины. Затем эти воды в виде глубинных и придонных распространяются по всему Мировому океану, представляя стратосферу Мирового океана [11]. Во время зимнего вертикального перемешивания эти воды обогащаются кислородом, и, действительно, в глубинных и придонных водах содержание кислорода возрастает с глубиной. Вместе с тем поверхностные и подповерхностные воды тоже обогащены кислородом в результате контакта с атмосферой, и от поверхности вниз содержание кислорода падает. Таким образом, внутри толщи океанских вод формируется глобальный минимум кислорода.

Совпадает ли положение минимума кислорода с ядром промежуточных вод?

Промежуточные воды, как и все остальные воды Мирового океана, формируются тоже в поверхностных и подповерхностных слоях и тоже не должны быть бедны кислородом. Однако, погружаясь на полярных фронтах на промежуточные глубины, они уже не имеют дополнительного контакта с источником кислорода при своем распространении к экватору. Возможно также, что запас кислорода в промежуточных водах расходуется на окисление падающего сверху органического вещества. В результате в слое промежуточных вод содержание кислорода с глубиной уменьшается, но не настолько сильно, чтобы глобальный минимум кислорода совпадал бы с ядром этих вод. Действительно, минимум кислорода лежит глубже ядра промежуточных вод, и этот минимум можно принять в качестве их нижней границы [17].

Нижняя граница промежуточных вод может быть также определена и по особенностям структуры общей циркуляции Мирового океана. Недавние исследования [2] показывают, что для многих регионов Мирового океана характерна двухслойная по вертикали циркуляция. Граница, разделяющая две системы циркуляции (верхнюю и нижнюю), грубо совпадает с положением минимума кислорода и лежит в слое $1000-1500$ м. Как будет показано ниже, антарктические и северотихоокеанские промежуточные воды включены в верхнюю систему циркуляции, и поэтому резонно считать, что и структурная нижняя граница этих промежуточных вод должна в принципе совпадать с положением

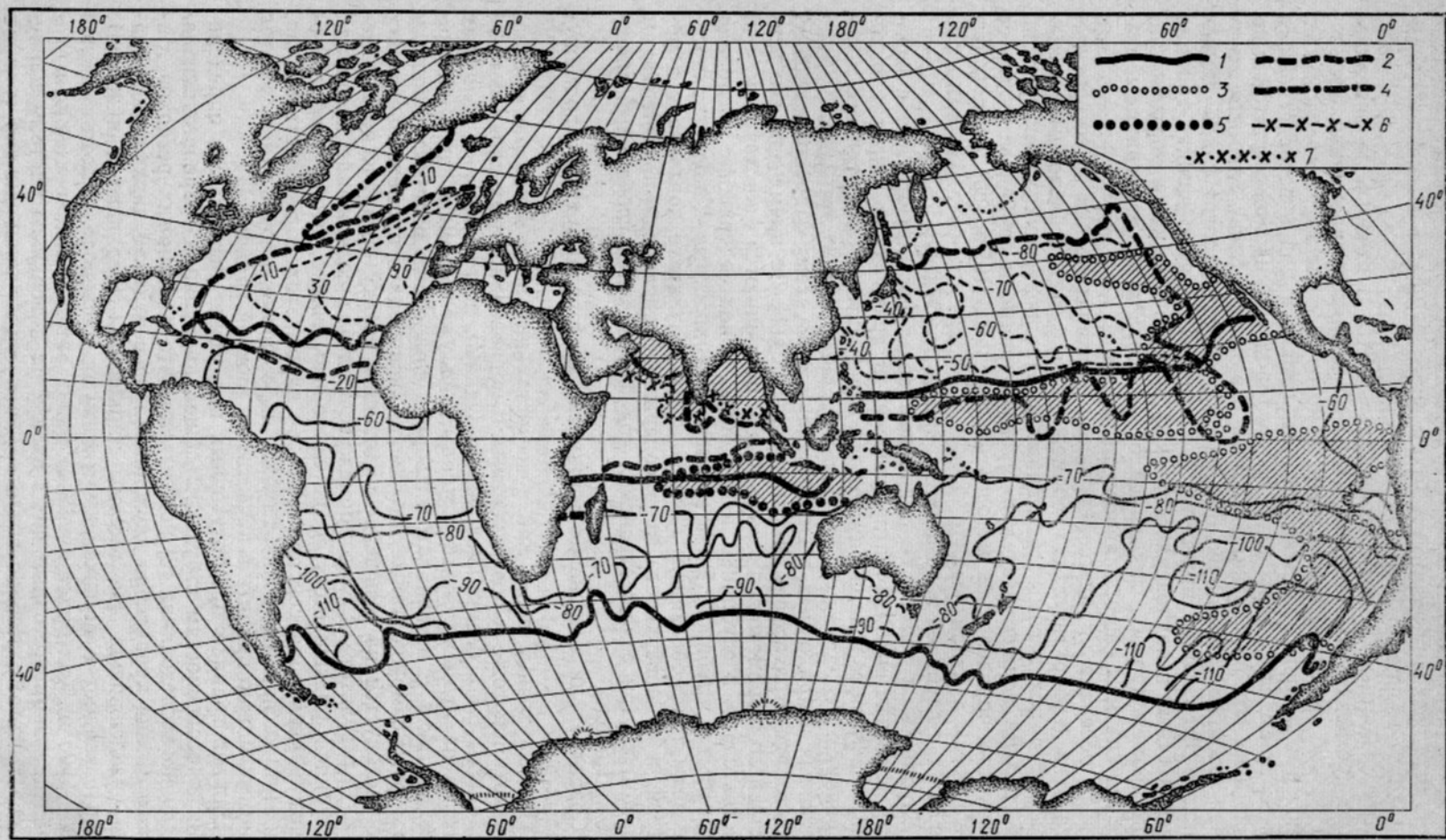


Рис. 1. Границы распространения промежуточных и подповерхностных промежуточных масс в Тихом (1 — антарктическая, 2 — северотихоокеанская, 3 — калифорнийская и перуанско-чилийская воды пониженной солености), Атлантическом (1 — антарктическая, 2 — средиземноморская вода повышенной солености, 4 — североатлантическая вода пониженной солености) и Индийском (1 — антарктическая, 2 — красноморская, 5 — экваториальная воды пониженной солености, 6 — персидская, 7 — бенгальская воды повышенной солености) океанах по средним многолетним значениям солености, отнесенным к центрам пятиградусных трапеций.

Заштрихованы области распространения калифорнийской, перуанско-чилийской, персидской, бенгальской водных масс и водной массы моря Банда. Тонкие сплошные линии — изомалы солености ($10^2 \cdot 0,01\%$) в ядрах промежуточных водных масс.

раздела циркуляционных систем. Таким образом, можно считать, что толщина антарктической и северотихоокеанской промежуточных вод сверху ограничена горизонтами в среднем 300—400, а снизу — 1000—1500 м.

Несколько иного происхождения промежуточные воды антарктических и субполярных широт. В этих широтах промежуточные воды квазистационарного типа представлены теплым промежуточным слоем, отличительным признаком которого служит максимум температуры в вертикальном распределении.

Теплый промежуточный слой в тех районах Мирового океана, где он существует, будучи перекрытым сверху более холодными водами, отделен от возможных источников тепла на поверхности, из которых этот слой мог бы поддерживаться. Снизу, так как температура там падает с глубиной, тоже не может быть потока тепла для пополнения им теплого промежуточного слоя. Остается единственная возможность, состоящая в том, что тепло поступает в теплый промежуточный слой со сравнительно более теплыми водами, текущими в соответствующих изопикнических слоях из низких широт к полюсам. Там, в низких широтах, в вертикальном распределении температуры экстремумов не наблюдается и, только перейдя полярные фронты и распространяясь тоже изопикнически в пределах субполярной и субантарктической структур, эти воды, как бы теплые, формируют максимум на вертикальных профилях температуры.

В высоких широтах к северу и югу от соответствующих полярных фронтов верхняя граница теплых промежуточных слоев может быть определена по конвективному максимуму вертикального градиента солености зимой, а летом также и по максимальному градиенту температуры между холодным и теплым промежуточными слоями. Нижняя граница теплых промежуточных слоев идентифицируется более расплывчато, чем в случае слоев пониженной солености. Во всяком случае, в северных широтах эти слои сравнительно тонкие, примерно от 100—150 до 400—500 м, а в южных хотя и толще — от 100—150 до 1500 м, но в общем объеме уступают промежуточным водам пониженной солености.

Итак, промежуточные воды, образующиеся при переходе через полярные фронты, как в низких широтах, представленные минимумом солености, так и в высоких, представленные максимумом температуры, распространяются преимущественно вдоль изопикнических поверхностей и имеют главным образом адвективное происхождение. Определенную роль в их происхождении играет и горизонтальный турбулентный обмен во фронтальных зонах [4]. Перемешивание по вертикали в районах распространения этих промежуточных вод направлено к тому, чтобы размыть экстремумы, однако если они стационарные (что представляет собой неоспоримый экспериментальный факт), то в рас-

смотренных промежуточных водах следует допустить баланс между адвекцией и диффузией.

Как было сказано выше, наиболее примечательная черта промежуточных вод пониженной солености и повышенной температуры — это соответствующие экстремальные значения в их толще солености и температуры. На первый взгляд, казалось бы, что вертикальная устойчивость промежуточных вод должна быть на грани нейтральной, если не отрицательной. Но в среднем эти слои стратифицированы устойчиво. Оказывается, это тоже примечательный экспериментальный факт, что в высоких широтах максимум температуры совпадает по вертикали с нижней частью галоклина, а в низких широтах минимум солености — с нижней частью основного термоклина. В результате отрицательные вклады от повышения температуры и от понижения солености в вертикальный градиент плотности с лихвой перекрываются положительными вкладами от повышения солености и понижения температуры соответственно и стратификация остается устойчивой.

Охарактеризуем теперь особый тип промежуточных вод, которые по нескольким признакам можно отнести к промежуточным подповерхностным водам (водным массам). В субтропических и тропических широтах они представлены водной массой повышенной солености и, следовательно, идентифицируются промежуточным по вертикали максимумом солености. Считается [11], что эти воды формируются в районах субтропических конвергенций, где испарение заметно преобладает над осадками, опускаются, правда, до незначительных глубин вместе с нисходящими экмановскими потоками, присущими конвергенциям. Затем по соответствующим изопикническим поверхностям эти воды растекаются в верхних слоях основного пикноклина [5, 15], нижняя их граница редко превышает 150 м. Подповерхностные промежуточные водные массы повышенной солености имеют хотя и слабый, сезонный ход, но в холодную половину года они могут вступать в контакт с атмосферой.

В широтах к северу и югу от полярных фронтов в качестве промежуточной подповерхностной водной массы можно выделить холодный промежуточный слой. Его нижняя граница совпадает с верхней границей теплого промежуточного слоя. Слой с минимумом температуры существует только в теплую половину года, когда холодная однородная вода, сформированная в результате зимней вертикальной конвекции, перекрывается нагретой весной и летом поверхностной водой. В холодную половину года этот слой сливается с поверхностными водами.

Некоторые признаки: сравнительно небольшая глубина залегания (сразу под поверхностью, под сезонным слоем скачка); нестационарность промежуточной формы даже с небольшим сезонным ходом ее характеристик; формирование и циркуляция ее вод в пределах одних и тех же структур без перехода через полярные фронты — позволяют объединить промежуточные слои повышенной солености и пониженной температуры в отдельную группу промежуточных подповерхностных вод. Четыре промежуточные водные массы, которые были охарактеризованы выше, имеют глобальные масштабы и относятся к открытым частям Мирового океана.

В результате особенностей общей циркуляции в отдельных регионах Мирового океана встречаются воды разного происхождения и различных характеристик, что приводит к образованию промежуточных структур. Так, например, в тропических и субтропических широтах вдоль Западного побережья Южной Америки формируются вертикальные структуры из нескольких промежуточных слоев [7, 18]. Особенно интересна структура в районе самого южного тропика, где сравнительно высокосоленные и бедные кислородом экваториальные воды,

переносимые к южному полюсу Перуанско-Чилийским глубинным противотечением, вклиниваются в субантарктическую структуру, переносимую к экватору Перуанским течением.

В результате по солености формируются три промежуточных слоя: верхний с минимумом солености в ядре, который ближе всего подходит к промежуточным подповерхностным водам; нижний — тоже с минимумом в ядре, который представляет глобальную низкосоленую прослойку вод, опускающихся на южном полярном фронте; средний — с максимумом солености в ядре, который по происхождению относится к промежуточным подповерхностным водам повышенной солености, а в Перуанско-Чилийской области средний слой погружается под поверхностные и подповерхностные субантарктические воды. Аналогичная структура формируется в результате взаимодействия идущего на юг Калифорнийского течения и текущего на север Калифорнийского глубинного противотечения.

Интересен дальнейший путь верхнего подповерхностного слоя пониженной солености. Он оказывается довольно «живучим» и в северной половине Тихого океана вместе с Северным пассатным течением доходит почти до Филиппинских островов, а в южной половине — только до 160° з. д. вместе с Южным пассатным течением (см. рис. 1), [9, 18].

Промежуточные воды Северного Ледовитого океана представляют собой яркую интрузию теплых и соленых атлантических вод, переходящих Фареро-Шетландский порог. В Норвежском и Гренландском морях они переносятся в подповерхностных слоях (глубина ядра около 50—100 м) теплым течением, а в Северном Ледовитом океане распространяются в интервале 200—500 м. Атлантические промежуточные воды в Северном Ледовитом океане представляют собой классический пример изопикничности в распространении свойств промежуточных вод [16].

Рассмотрим теперь еще один класс промежуточных вод, которые формируются в специфических условиях средиземных морей и которые изливаются в соседние океанские акватории и распространяются там в виде промежуточных вод.

Обстоятельный анализ средиземноморской промежуточной водной массы в Атлантическом океане проделал Бубнов [1]. Высокосоленая и теплая вода формируется в Средиземном море в аридных условиях, где испарение существенно превышает осадки. Эта вода вытекает из моря в океан с выходным течением через Гибралтарский пролив в его нижних слоях. В Атлантическом океане сохраняется основной отличительный признак средиземноморской промежуточной водной массы — максимум солености.

Эта вода распространяется строго вдоль изопикнических поверхностей [1, 12] по большой площади северной Атлантики: на юг до 15° с. ш., на север до 55° с. ш., а на запад приблизительно до линии островов Гаити—Ирландия. В зависимости от удаления от источника и от взаимодействия с соседними водными массами верхняя граница средиземноморских вод колеблется от 500 до 900 м, а нижняя — от 1100 до 1700 м.

Бубнов выдвигает интересные соображения по поводу формирования минимума солености, лежащего над средиземноморским максимумом. Поскольку минимум, характерный для антарктической промежуточной водной массы в северной Атлантике, рассасывается уже к 20° с. ш., то севернее этой широты наблюдаемый минимум солености Бубнов определяет как «вынужденный» или «индуцированный» из-за вторжения средиземноморского максимума в толщу вод северной Атлантики, в которой соленость уменьшается с глубиной.

Несмотря на муссонную изменчивость циркуляции поверхностных вод в северной части Индийского океана, красноморская промежуточ-

ная водная масса повышенной солености также отличается квазистационарным распределением солености [6, 13]. Это распределение, по крайней мере, в Аравийском море поддерживается главным образом горизонтальным турбулентным обменом вдоль изопикнических поверхностей [13].

Высказанные общие соображения о структуре и происхождении промежуточных вод иллюстрируются схемой водных масс в меридиональной циркуляции на разрезе вдоль $62^{\circ}5'$ в. д. в Индийском океане (рис. 2). На рис. 3—5 приведено распределение на том же разрезе со-

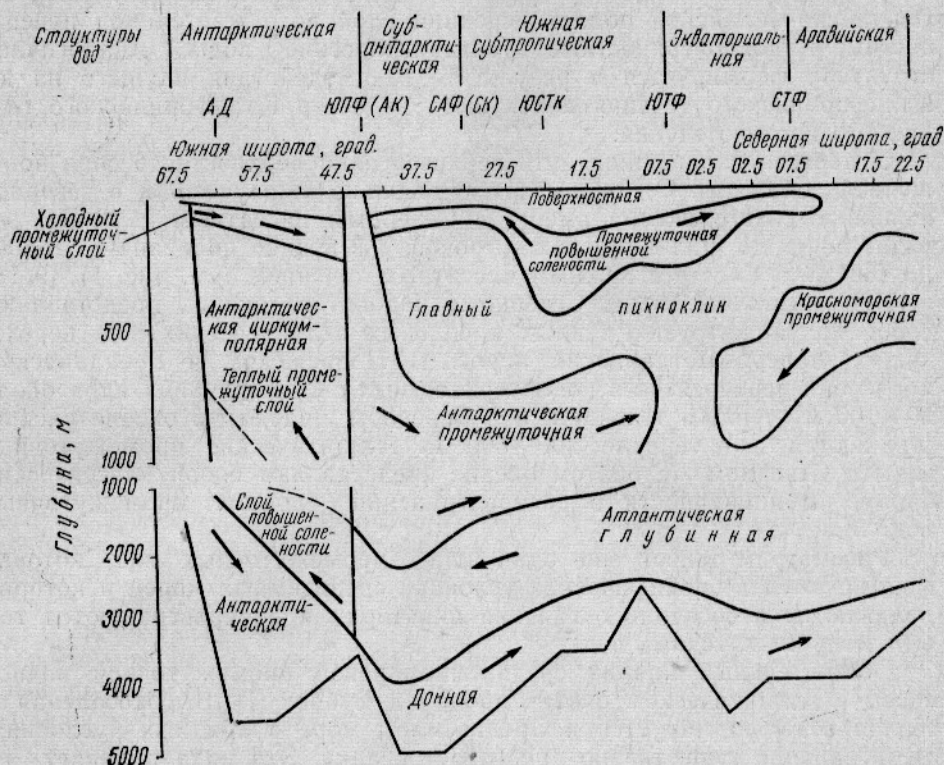


Рис. 2. Структуры вод, водные массы и элементы предлагаемой меридиональной циркуляции (стрелки) на разрезе вдоль $62^{\circ}5'$ в. д. в Индийском океане. (ЮПФ (АК) — южный полярный фронт (антарктическая конвергенция); САФ (СК) — субантарктический фронт (субтропическая конвергенция); ЮТФ — южный тропический фронт; СТФ — северный тропический фронт; АД — антарктическая дивергенция); ЮСТК — южная субтропическая конвергенция.

ответственно температуры, солености и кислорода, на основе которых построена эта схема. Все исходные данные представляют собой средние годовые многолетние значения, отнесенные к центрам пятиградусных трапеций. Для построения схемы был применен комплексный метод анализа водных масс, включающий, в частности, метод T , S -кривых и метод «ядра».

На разрезе (см. рис. 2) представлены глобальные (распространенные во всех океанах) структуры водных масс: антарктическая, субантарктическая, южная субтропическая и экваториальная и одна локальная структура — аравийская. На поверхности они разделяются океанскими фронтами: южным полярным (антарктической конвергенцией), субантарктическим (субтропической конвергенцией), южным и северным тропическими фронтами.

Для всех структур вод выделяются две общие водные массы: поверхностная с характеристиками, свойственными каждой структуре, и

антарктическая донная, почти однородная для всех структур по сравнению с поверхностными водными массами, но малым ростом температуры от высоких широт к низким (см. рис. 3, 4).

Глубинные воды представлены на разрезе атлантической глубинной водной массой во всех структурах внеантарктических широт. Эта водная масса в средних широтах идентифицируется глубинным максимумом солёности, хотя и очень слабым.

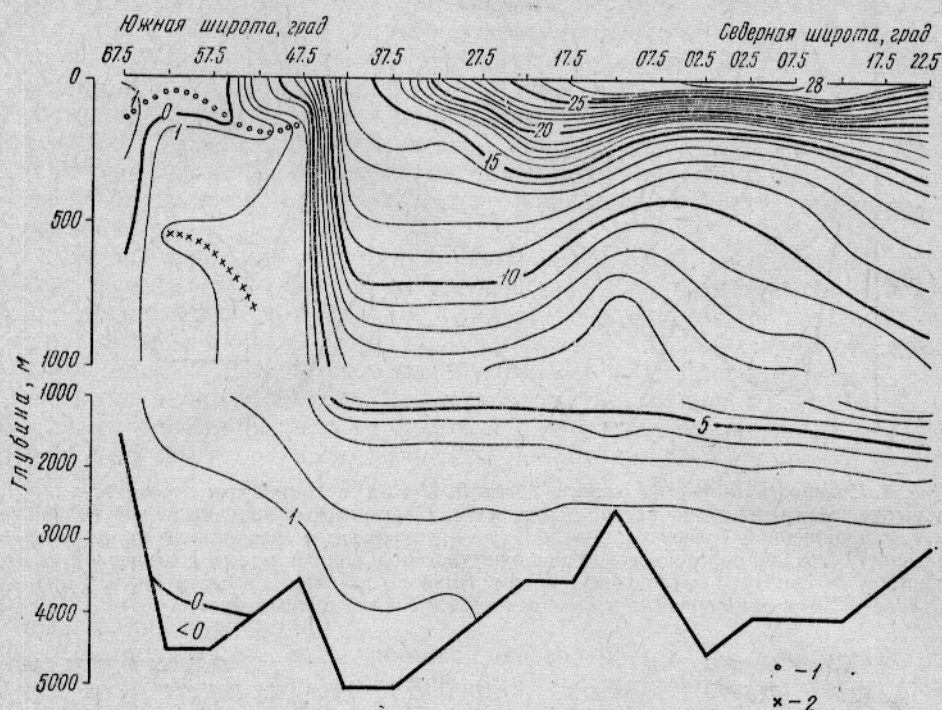


Рис. 3. Температура ($^{\circ}\text{C}$) на разрезе вдоль $62^{\circ}5'$ в. д. в Индийском океане:

1 — положение минимальной по глубине температуры холодного промежуточного слоя; 2 — положение максимальной по глубине температуры теплого промежуточного слоя.

В антарктической структуре вод принято выделять антарктическую циркумполярную водную массу с характеристиками, свойственными для всего кольца антарктических вод. Она разделяется на нижнюю и верхнюю части, причем нижняя часть тяготеет к атлантической глубинной водной массе, а верхняя — уже к промежуточным водам Мирового океана, выраженным в антарктических широтах в виде теплого промежуточного слоя (см. рис. 3, 4).

Остальные воды на разрезе представляют собой промежуточные воды, подповерхностные промежуточные воды и промежуточные воды от источников в средиземных морях.

Антарктическая промежуточная водная масса пониженной солёности формируется на южном полярном фронте (см. рис. 3), опускается и затем распространяется по направлению к экватору как промежуточная в субантарктических и субтропических широтах. В Индийском океане антарктические воды пониженной солёности в явном виде доходят только до южного тропического фронта и экватор не пересекают. Под экватором в Индийском океане они настолько трансформируются в результате взаимодействия с красноморской промежуточной водной массой, что полностью теряют свои отличительные признаки.

Теплый промежуточный слой в антарктической циркумполярной водной массе поддерживается теплом, поступающим с водами из бо-

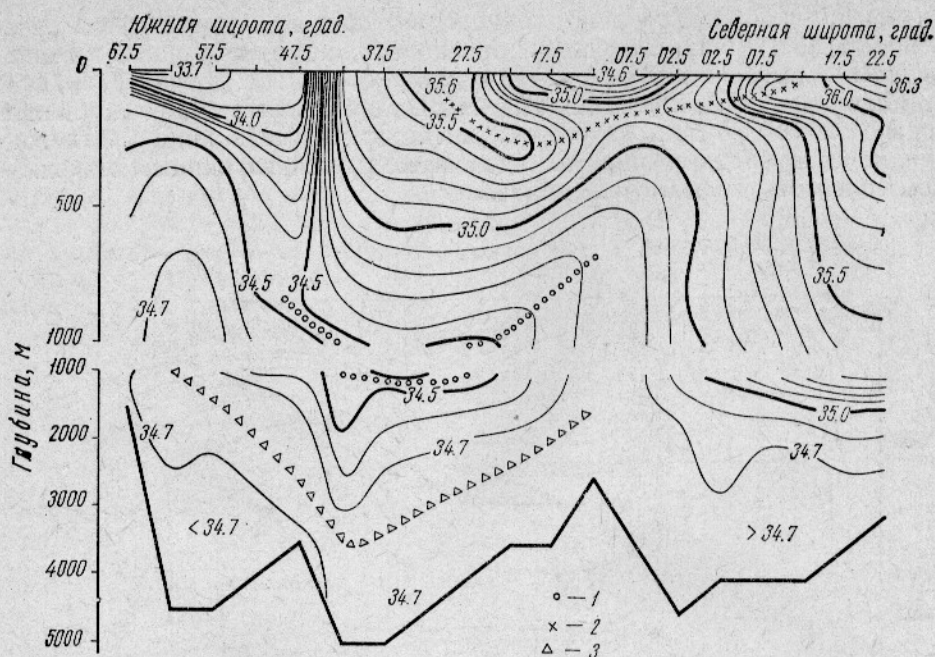


Рис. 4. Соленость (в ‰) на разрезе вдоль 62°5' в. д. в Индийском океане (1 — положение минимальной по глубине солености антарктической промежуточной водной массы пониженной солености; 2 — вверху — положение максимальной по глубине солености южной субтропической подповерхностной водной массы повышенной солености; 3 — внизу — положение максимальной по глубине солености нижней циркулярной и атлантической глубинной водных масс).

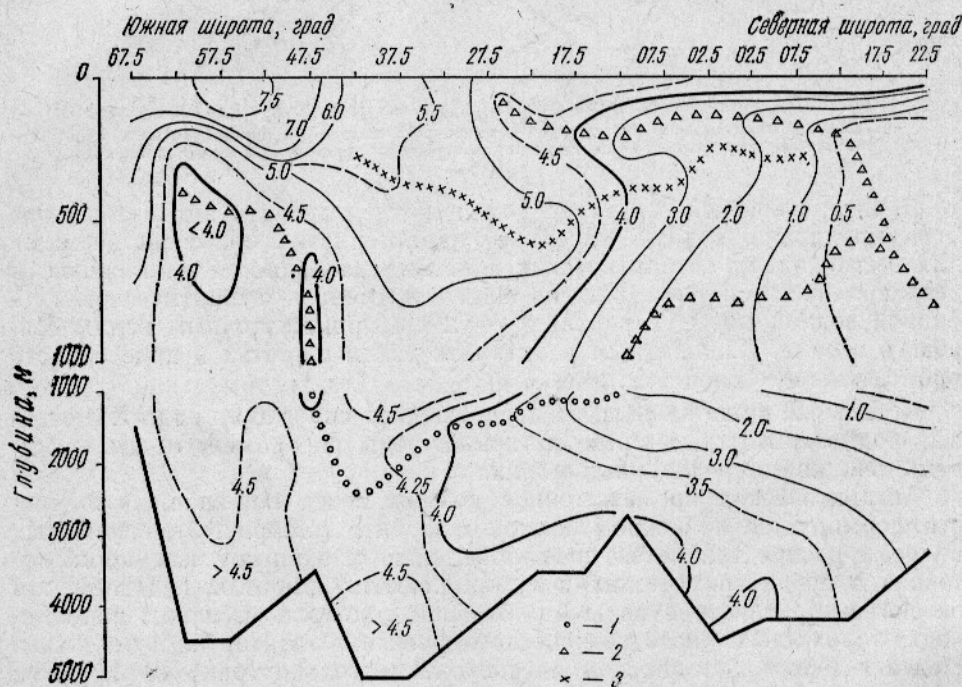


Рис. 5. Содержание кислорода (мл/л) на разрезе вдоль 62°5' в. д. в Индийском океане. (1 — положение глобального минимума кислорода по глубине; 2 — положение подповерхностного минимума кислорода в тропических водах; 3 — положение максимального по глубине содержания кислорода в срединной части главного пикноклина).

лее низких широт. Механизм этого движения и адвекции тепла не совсем ясен.

Подповерхностная промежуточная водная масса повышенной солености хорошо выражена в южной субтропической структуре, особенно в очаге своего формирования в южной субтропической конвергенции. Следы этой водной массы заметны также в субантарктической и экваториальной структурах вод (см. рис. 4).

В антарктической структуре подповерхностная промежуточная водная масса выражена в виде холодного промежуточного слоя. Границы по вертикали между промежуточными водными массами — весьма тонкий вопрос. Всесторонний анализ показывает, что между подповерхностными промежуточными водами повышенной солености и антарктическими промежуточными водами пониженной солености во внеантарктических широтах лежит не тонкий переходный слой, а сильно стратифицированная водная масса — срединная часть главного пикноклина.

Воды пикноклина формируются на северном фланге южного полярного фронта (в то время как антарктическая промежуточная водная масса формируется в южном фланге этого фронта) и затем распространяются к экватору [19]. Примечательно, что воды главного пикноклина идентифицируются экстремумом, но не температуры и не солености, а максимумом содержания кислорода (см. рис. 5). Источник высокого содержания кислорода может находиться только на поверхности и по рисунку изооксиген — где-то в районе южного полярного фронта, что поддерживает гипотезу о формировании стратифицированных вод пикноклина на этом фронте. Таким образом, в теплых широтах подповерхностные воды повышенной солености лежат в верхней части пикноклина, промежуточные воды пониженной солености — в его нижней части, а в его центральной части лежат воды повышенного содержания кислорода.

Промежуточные воды пониженной солености, как уже отмечалось выше, несколько беднее кислородом, чем слои воды, лежащие выше. Однако и в Индийском океане язык малосоленых вод не совпадает с глобальным минимумом кислорода (см. рис. 5), который, скорее, подстилает минимум солености. Воды, характерные минимальным по глубине содержанием кислорода, в районе фронта поднимаются и связаны с теплым промежуточным слоем, что указывает на общность их происхождения.

В аравийской и частично экваториальной структурах вод выделяется красноморская промежуточная водная масса. На разрезе вдоль 62°5' в. д. она уже достаточно трансформирована в результате перемешивания с окружающими водами во время своей циркуляции в Аравийском море.

Укажем еще один пример промежуточных вод от источников в средиземных морях — это небольшой язык персидских промежуточных вод, которые можно опознать по очень высокой солености в подповерхностных слоях северной части разреза (см. рис. 4).

Важнейшей особенностью промежуточных вод самого различного характера является их циркуляция. Для внутрискруктурных промежуточных слоев повышенной солености в тропических и субтропических широтах и холодного промежуточного слоя в широтах к северу и югу от соответствующих полярных фронтов циркуляция может быть аппроксимирована картиной движения подповерхностных вод, и в частности на горизонте 100 м. Она почти целиком совпадает с циркуляцией поверхностных вод Мирового океана, которая показана на известных схемах геострофических течений Мирового океана [9]. Воды повышенной солености циркулируют в пределах северных и южных субтропических антициклонических круговоротов всех трех океанов, ис-

ключая круговорот в северной Атлантике, а воды холодной прослойки — в субполярных циклонических круговоротах северной Атлантики и северной части Тихого океана и вокруг Антарктиды в Антарктическом круговом течении, южнее антарктической конвергенции (южного полярного фронта).

Характер циркуляции вод теплого промежуточного слоя остается таким же, что и холодного слоя, с тем только отличием, что горизонты теплых вод лежат глубже и скорость их перемещения уменьшается.

Гораздо труднее подобрать подходящую из известных аппроксимаций для циркуляции вод пониженной солености между полярными океанскими фронтами. Для этих вод следовало бы показывать циркуляцию не на изобарической поверхности, а на криволинейной, соответствующей положению ядра промежуточных вод пониженной солености, которое колеблется весьма заметно. Ввиду близости этого ядра к обычно принимаемой, например, для построения динамических карт отсчетной поверхности 1500 дб, возникают опасения по поводу определенности получаемых схем. Однако если в качестве представительного горизонта выбрать горизонт 500 м (в субтропических конвергенциях он лежит выше ядра промежуточных вод, а в тропических широтах — ниже), то картину циркуляции промежуточных вод пониженной солености можно проанализировать по карте динамической топографии поверхности 500 дб Мирового океана относительно 1500 дб [3].

Линии тока (рис. 6) по всей северной периферии Антарктического кругового течения во всех трех океанах: Атлантическом, Индийском и Тихом отклоняются к северу, переходя в юго-восточные звенья трех соответствующих южных субтропических круговоротов. Вместе с потоком этих вод в низкие широты может переходить и вода пониженной солености, которая затем распространяется как промежуточная. Это одна из возможных гипотез пополнения промежуточных вод пониженной солености в субтропических и тропических широтах. Эта гипотеза не исключает и негеострофического механизма перехода этих вод поперек фронта, в том числе и путем мезомасштабных интрузий, вызванных неустойчивостью среднего потока.

В северной части Тихого океана линии тока Северо-Тихоокеанского течения тоже отклоняются к экватору в северо-восточном звене северного субтропического круговорота и тоже могут нести воду пониженной солености из высоких широт в низкие. Северотихоокеанская водная масса пониженной солености, по-видимому, не пересекает экватора.

В Северной Атлантике, как уже было отмечено, хорошо выраженного слоя пониженной солености субполярного (субарктического) происхождения не прослеживается. Об этом же свидетельствует и характер циркуляции вод северной Атлантики на горизонте 500 м. Действительно, там нет линий тока, проходящих из широт севернее полярного фронта в широты южнее этого фронта.

Экваториальные воды повышенной солености и малого содержания кислорода приходят в Перуанско-Чилийский район благодаря их движению в северо-восточном звене южного тропического циклонического круговорота, что хорошо можно проследить на карте абсолютной топографии поверхности 200 дб [2]. Аналогичным образом подобные экваториальные воды приходят в Калифорнийский район, но только уже благодаря движению их в северо-восточном звене северного тропического циклонического круговорота [2].

Циркуляцию средиземноморских промежуточных вод хорошо иллюстрирует карта течений на глубине средиземноморского максимума солености, построенная в работе [1] и воспроизводимая здесь (рис. 7). Заметим определенное качественное сходство между структурами промежуточных вод в восточных тропических и субтропических широтах

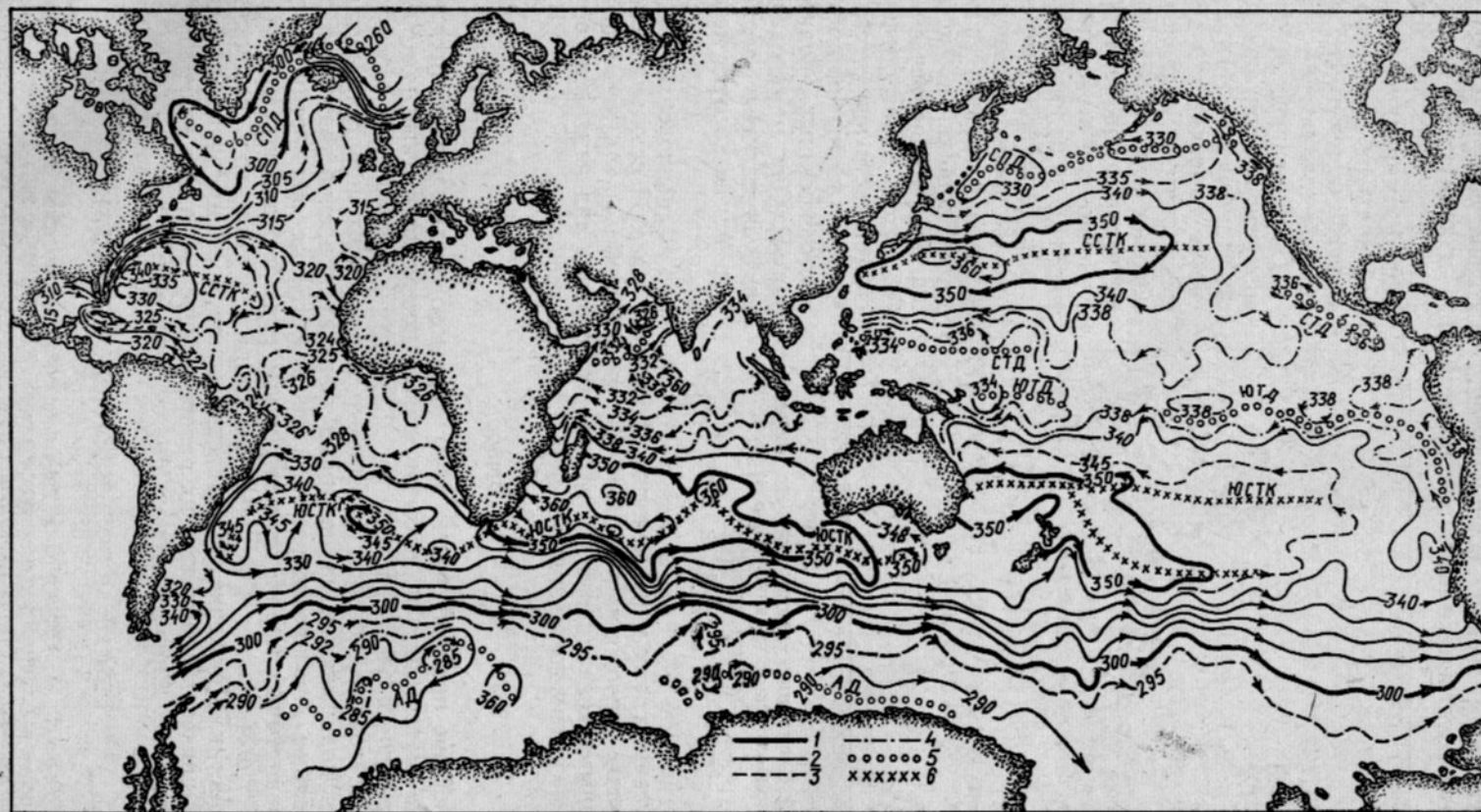


Рис. 6. Динамическая топография поверхности 500 м Мирового океана относительно 1500 дб [5]:

1, 2, 3, 4 — динамические горизонты, кратные соответственно 50; 5 — дивергенции; 6 — конвергенции; СПД — субполярная дивергенция; ССТК — северная субтропическая конвергенция; СТД — северная тропическая дивергенция; ЮТД — южная тропическая дивергенция; ЮСТК — южная субтропическая конвергенция; АД — антарктическая дивергенция.

Тихого океана и на площади распространения средиземноморской промежуточной водной массы в Северной Атлантике. Как в Тихом, так и в Атлантическом океанах верхний минимум солёности образуется в результате сочетания адвективно принесённого максимума из независимого источника и условий формирования солёной воды на поверхности и диффузионного его потока на глубины.

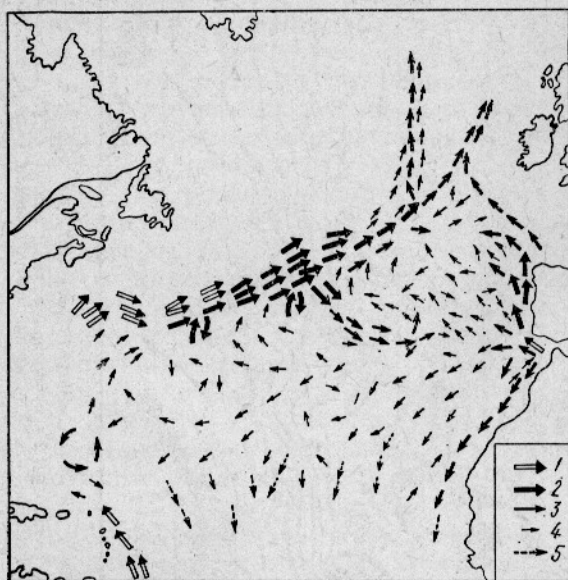


Рис. 7. Схема циркуляции вод на глубине средиземноморского максимума солёности [2].

Скорость (в см/с):

1 — >10; 2 — до 10; 3 — от 2 до 4; 4 — от 1 до 2; 5 — <1.

Об изменчивости промежуточных вод еще мало что известно. Что касается изменчивости промежуточных подповерхностных вод, то они имеют годовой ход [5, 14, 20]. Конечно, для этой категории вод немаловажны и мезомасштабные временные и пространственные изменения, главные из которых приливные, инерционные и синоптические. Об этом красноречиво свидетельствуют современные исследования на долговременных полигонах [8]. Они показывают на существенную волновую или вихревую мезомасштабную структуру как подповерхностных

промежуточных, так и промежуточных водных масс. И если в изменениях первых господствует годовой ход с наложенными на него мезомасштабными колебаниями, то во вторых основной вид изменений обусловлен недетерминированными случайными процессами.

Выводы

Важнейшие промежуточные воды Мирового океана разделяются на несколько категорий: на промежуточные подповерхностные, которые характеризуются непосредственным контактом с атмосферой; собственно промежуточные, которые формируются в высоких широтах, опускаются или поднимаются на полярных фронтах и распространяются за их пределами как промежуточные; промежуточные воды от источников в средиземных морях; промежуточные воды в отдельных регионах, которые формируются в результате взаимодействия вод различных характеристик. Движение большинства типов промежуточных вод носит изопикнический характер; их распределение связано с особенностями планетарной циркуляции вод Мирового океана.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бубнов В. А. Структура и динамика средиземноморских вод в Атлантическом океане. — «Океанологические исследования», 1971, № 22, с. 220—278.
2. Бурков В. А. Общая циркуляция вод Тихого океана. — В кн.: Тихий океан. М., 1972, 196 с.
3. Бурков В. А., Булатов Р. П., Нейман В. Г. Крупномасштабные черты циркуляции вод Мирового океана. — «Океанология», 1973, т. XIII, вып. 3, с. 395—403.

4. Кукса В. И., Филюшкин Б. Н. Перемешивание вод. — В кн.: Тихий океан. М., 1968, с. 167—205.
5. Кукса В. И. О формировании промежуточного слоя повышенной солености в северной половине Тихого океана. — «Океанология», 1971, т. XI, вып. 3, с. 390—401.
6. Кукса В. И. Об особенностях формирования и распространения промежуточных слоев Индийского океана. — «Океанология», 1972, т. XII, вып. 1, с. 26—37.
7. Кукса В. И., Михайличенко Ю. Г. О крупномасштабных особенностях распространения промежуточных вод Мирового океана. — «ДАН СССР», 1975, т. 223, № 6, с. 1459—1462.
8. Течения и водные массы юго-восточной части Тихого океана. — «Труды ИОАН СССР», 1971, т. 89, с. 9—32. Авт.: В. А. Бурков, С. Г. Панфилов, Л. К. Монсеев, А. Б. Зубин.
9. Физика атмосферы и океана. Некоторые результаты гидрофизического эксперимента на полигоне в тропической Атлантике. — «Известия АН СССР», т. 7, № 5, с. 511—528. Авт.: Л. М. Бреховских, Г. Н. Иванов-Францевич, М. Н. Кошляков, К. Н. Федоров, Л. М. Фомин, А. Д. Ямпольский.
10. Штокман В. Б. Основы теории *T*, *S*-кривых как метода изучения перемешивания и трансформации вод моря. — «Проблемы Арктики», 1943, № 1, с. 18—63.
11. Defant A., Physical Oceanography. Pergamon Press, New York, 1961, vol. 1. p. 745.
12. Cooksa V. I. On classification of the ocean intermediate layers. „The 2nd International ocean development conference“. Preprints Tokyo v. 1, 1972, p. 255—269.
13. Düing W. und Schwill W. D. Ausbreitung und Vermischung des salzreichen Wassers aus dem Roten Meer und aus dem Persischen Golf. „Meteor Forschung“, A, 1967, N 3, p. 67—83.
14. Fofonoff N. P. and Tabata S. Variability of Oceanographic conditions between Ocean station P and Swiftsure Bank off the Pacific Coast of Canada. J. Fish. Res. Bd. Canada, 1966, 23 (6), p. 825—868.
15. Montgomery R. B. Circulation in upper layers of southern North Atlantic deduced with use of isentropic analysis. Papers in Physical Oceanography and Meteorology. 1938, v. 1, N 2, p. 55.
16. Neshyba S., Neal V. T., Denner W. W. Temperature and conductivity measurements under Ice Island T—3. J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 33, p. 8107—8110.
17. Reid J. L., Intermediate Waters of the Pacific Ocean. The Johns Hopkins Press: Baltimore, 1965, p. 85.
18. Reid J. L. The shallow salinity minima of the Pacific Ocean. Deep—See Res., 1973, v. 20, N 1, p. 51—68.
19. Sverdrup H. U., Johnson M. W., Fleming R. H. The oceans, their physics, chemistry, and general biology. New York, Prentice—Hall, 1942, p. 1087.
20. Tabata S. Temporal changes of salinity, temperature, and dissolved oxygen content of the water at station „P“ in the northeast Pacific Ocean, and some of their determining factors. J. Fish. Res. Board of Canada, 1961, v. 18, N 6, p. 1073—1124.

Intermediate waters of the World Ocean

V. A. Burkov, V. I. Kuksa

SUMMARY

The definition and description of the mechanism of formation of principle intermediate waters of the World Ocean are given. They may be grouped into the following categories: intermediate subsurface waters contacting directly with the atmosphere; intermediate waters proper which are formed in high latitudes and rise or drop at polar fronts and are distributed beyond the fronts as intermediate; intermediate waters from sources in mediterranean seas and intermediate waters in some regions formed as a result of interaction of the different characters. The isopycnic character is observed in most types of intermediate waters. A continuous relationship between the distribution of intermediate waters and the character of a large-scale circulation of waters in the World Ocean in corresponding layers is stressed. The conclusions are illustrated with a new summary map of the distribution of intermediate waters in the World Ocean and with sections showing characteristics of intermediate waters in the west part of the Indian Ocean and projection of their circulation on the meridional plane.

УДК 551.465.4

**ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ВОД МИРОВОГО ОКЕАНА
НИЖЕ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ**

Муромцев А. М.

Вертикальная структура вод океана представляет собой объективную характеристику среды обитания живых организмов, т. е. является отражением основных факторов, которые влияют на живые организмы и определяют биологическую продуктивность вод на различных глубинах океана. К таким факторам относятся прежде всего физико-химические характеристики, основными из которых являются температурно-соленостные показатели, а также показатели содержания кислорода в различных слоях океана. Распределение последних определяется процессами непосредственного обмена веществом и энергией между океаном и атмосферой; процессами адвекции и внутримассовой трансформацией; глубинным перемешиванием двух масс вод различного происхождения. В первом случае в океане формируются первичные массы вод, во втором — вторичные.

К первичным водам относятся все поверхностные воды, охватывающие слой глубиной до 100—150 м, а в отдельных случаях — до 200 м. Характерной чертой динамики поверхностного слоя является развитие фронтальных процессов на стыке двух течений, несущих воды с различными температурно-соленостными показателями. Эти процессы проявляются тем резче, чем резче различия между встречающимися водами, т. е. чем резче горизонтальные градиенты температуры и солености во фронтальной зоне. От величины горизонтальных градиентов зависят степень уплотнения воды при перемешивании и соответственно глубина погружения сформированных во фронтальных зонах вод, которые также относятся к первичным, поскольку их формирование протекает под непосредственным воздействием процессов обмена веществом и энергией между океаном и атмосферой.

В соответствии с основной закономерностью распределения температуры и плотности воды на поверхности океана — зональностью и уменьшением первой и увеличением второй от экватора к полюсам — чем в более высоких широтах происходит фронтальное перемешивание вод, тем большая плотность смеси и тем большие глубины в океане занимает вода, погружающаяся во фронтальной зоне или в районах интенсивной конвекции и последующего уплотнения вод при перемешивании с нижележащими водами.

В соответствии со сказанным вертикальная структура Мирового океана складывается четко выраженными слоями вод различного (по географическим признакам) происхождения. В обобщенном виде она состоит из поверхностных (о которых говорилось выше), подповерхностных (от 100—150 до 300—400 м, в отдельных районах до 500—600 м), промежуточных (от 300—400 или 500—600 м до 800—1000 м, в отдельных районах до 1500 м), глубинных (от 1000—1500 до 4000—

4500 м), придонных (ниже глубинных вод до ложа океана) вод, а также вод глубоководных впадин [1—3].

Воды поверхностного слоя формируются и распределяются в полном соответствии с общей географической закономерностью — зональностью, которая нарушается лишь в отдельных районах особенностями циркуляции поверхностных вод (в субтропических и северных умеренных широтах).

Подповерхностные воды формируются в субтропических фронтальных зонах, характеризующихся относительно небольшими горизонтальными градиентами температуры и солености и высокими значениями последней, при участии конвекции или в процессе перемешивания двух различных типов подповерхностных вод на соответствующих глубинах. В первом случае образуются первичные, во втором — вторичные воды.

В зависимости от особенностей формирования первичные подповерхностные воды, погружившиеся непосредственно с поверхности океана, характеризуются полугодовыми колебаниями температуры и солености, последняя из которых в субтропических широтах отличается подповерхностным максимумом. Во вторичных подповерхностных водах колебания океанографических показателей, по-видимому, не подчинены какой-либо периодичности, связанной с изменениями в течение года теплового и водного баланса на поверхности океана.

Промежуточные воды формируются так же, как и подповерхностные, главным образом во фронтальных зонах, но расположенных в умеренных широтах, а также в процессе перемешивания на соответствующих глубинах двух и более типов вод. Промежуточные воды, погружившиеся с поверхности, являются первичными и характеризуются небольшими изменениями своих показателей в течение года. Изменения показателей уменьшаются по мере погружения и удаления от районов формирования этих вод. В водах, сформированных в процессе перемешивания на промежуточных глубинах и являющихся вторичными водами, таких колебаний не отмечается.

Формирование глубинных вод происходит за счет развития интенсивной соленостной конвекции в средиземных морях субтропических и тропических широт, а также за счет глубинного перемешивания. В Мировом океане имеется два крупных естественных испарителя — Средиземное море в Атлантическом океане и Красное море в Индийском океане. В последнем определенную роль играет также Персидское море (или Персидский залив, как его чаще называют). В этих морях формируются в результате зимней конвекции огромные массы глубинных вод, которые поступают в прилегающие океаны, перемешиваются с собственно океанскими водами и образуют слой глубинных вод, характеризующихся глубинным максимумом солености. В Тихом океане глубинные воды формируются в результате глубинного перемешивания атлантических, индоокеанских и собственно тихоокеанских глубинных вод. В результате особенностей формирования глубинные воды отличаются большой однородностью своих показателей.

Придонные воды формируются, как правило, в высоких северных и южных широтах в результате зимней конвекции и последующего перемешивания опускающихся по материковому склону Гренландии, Азии, Северо-Канадского архипелага и Антарктиды поверхностных вод.

Подповерхностные воды. Структура подповерхностных вод в северных субтропических широтах и в южных частях Атлантического, Индийского и Тихого океанов (рис. 1), включая антарктические широты идентична. В северных умеренных широтах Атлантического и Тихого океанов и в тропических широтах Индийского океана отмечаются наряду с общими чертами и некоторые отличия, связанные с локальными особенностями формирования здесь подповерхностных вод. Как указы-

валось, формирование подповерхностных вод связано с двумя основными процессами: с фронтальным перемешиванием двух типов вод и глубинным перемешиванием. При этом перемешивание различных типов вод происходит в одном случае под непосредственным влиянием атмосферы, в другом случае без него.

В первом случае в формировании подповерхностной воды участвуют два типа поверхностных вод и характеристики подповерхностной

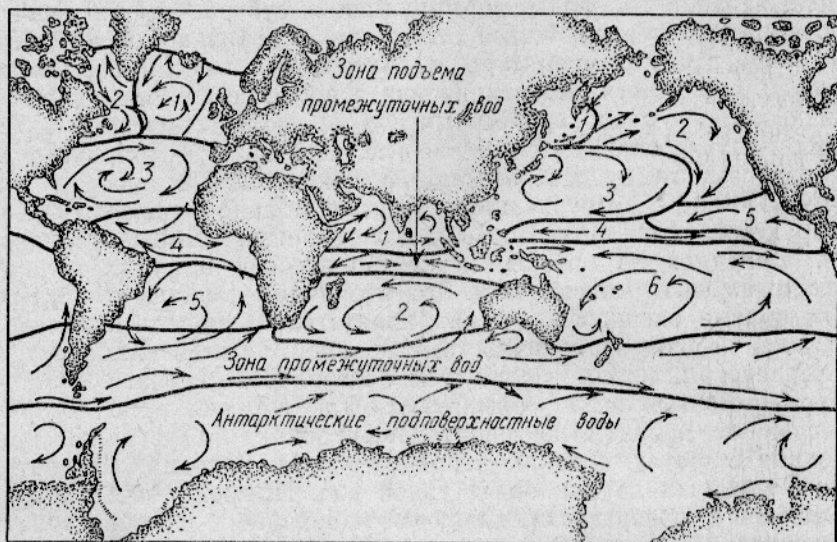


Рис. 1. Подповерхностные воды Атлантического (1—северо-восточная, 2—северо-западная, 3—северная субтропическая, 4—экваториальная, 5—южная субтропическая), Индийского (1—Аравийского моря, 2—южная субтропическая) и Тихого (1—курильская, 2—северная, 3—северная субтропическая, 4—западная экваториальная, 5—восточная экваториальная, 6—южная субтропическая) океанов.

воды соответствуют переходным значениям между этими двумя типами. Во втором случае в формировании подповерхностных вод участвуют два или несколько типов первичных подповерхностных вод и характеристики новой подповерхностной воды приобретают большую однородность. Процесс конвекции также имеет два значения. В одном случае он является основным процессом формирования подповерхностных вод, в другом играет дополнительную роль и сказывается только у верхней границы этих вод. Особенностью вод чисто конвективного происхождения являются их малая глубина залегания и сезонный характер.

В Атлантическом океане выделяется пять следующих собственно атлантических типа подповерхностных вод.

Северо-восточная подповерхностная вода простирается к северу от 40—43° с. ш. и к востоку от 143° з. д., занимая слой от 150 до 500 м. Она характеризуется температурой 5—11°C, соленостью 35,0—35,5‰ и содержанием кислорода 5,0—5,9 мл/л (80—92% насыщения). Этот тип воды формируется в результате значительной трансформации поступающей сюда с юга субтропической подповерхностной воды при ее перемешивании с окружающими водами. Эта вода относится к вторичным. Она отличается большой однородностью характеристик по вертикали. Все ее изменения происходят в горизонтальном направлении. Температура и соленость имеют наименьшие величины в северной и западной частях занимаемого ею района, где уменьшаются под влиянием перемешивания с погружающимися в северо-атлантической фронтальной зоне полярными водами.

Северо-западная подповерхностная вода занимает слой от 150 до 300 м в Лабрадорском районе Атлантики. Ее температура 0—4°C, соленость 34,0—34,9‰, содержание кислорода 5,0—7,2 мл/л (80—90% насыщения). Она формируется в результате смешения вод, которые погружаются в ньюфаундлендской зоне сходимости, поступающей из Бафинова моря (Бафинова залива) и северо-восточной подповерхностной воды. Это также вторичный тип воды с очень однородными по вертикали характеристиками. Участие полярных вод в формировании этого типа воды определяет ее низкую температуру и высокое содержание кислорода в северо-западной части района.

Северная субтропическая подповерхностная вода занимает центральную часть Северной Атлантики и охватывает слой от 150 до 500 м. Но по мере увеличения глубины залегания район ее распространения сокращается и на глубинах 400—500 м прослеживается лишь в западной субтропической части океана. Этот тип воды характеризуется температурой 19—21°C, соленостью 36,0—36,9‰ и содержанием кислорода 3,0—4,7 мл/л (60—82% насыщения). Она формируется в северной субтропической фронтальной зоне при попружении центральной поверхностной воды, так же как формируется аналогичный тип воды в северной части Тихого океана, и является первичной водой. В зимние месяцы при охлаждении воды на поверхности океана ее формирование протекает более интенсивно, чем летом.

Экваториальная подповерхностная вода расположена в низких тропических и экваториальных широтах, охватывая слой от 50—75 до 200 м. Ее температура 10—22°C, соленость 35,1—35,5‰, содержание кислорода 1,0—1,5 мл/л (20—60% насыщения). Эта вода формируется в результате перемешивания на соответствующих глубинах северной и южной субтропических подповерхностных вод. Относится к вторичным водам. Наименьшие температуры и содержание кислорода отмечаются на востоке, у материкового склона Африки, где к ней примешивается поднимающаяся с больших глубин промежуточная вода.

Южная субтропическая подповерхностная вода занимает центральную часть Южной Атлантики на глубинах от 150 до 500 м, на востоке — до 600 м. Формируется в южной субтропической фронтальной зоне в результате перемешивания теплых и соленых вод, поступающих с севера с относительно холодными и распресненными водами южных умеренных широт. В результате ее температурно-солёностные характеристики изменяются шире, чем у северной субтропической воды. Ее температура 10—19°C, соленость 34,8—36,0‰, содержание кислорода 4,0—5,5 мл/л (40—90% насыщения).

В Индийском океане наблюдаются два следующих основных типа подповерхностных вод.

Подповерхностная вода Аравийского моря распространяется по северной части Индийского океана, в Аравийском море и Бенгальском заливе и, очевидно, прослеживается в Андаманском море, занимая слой от 150 до 400—500 м. Ее температура 10—19°C, соленость 35,0—36,0‰, содержание кислорода 0,2—2,1 мл/л (4—30% насыщения). Формируется в Аденском заливе при перемешивании глубинных вод, поступающих из Красного моря и Персидского залива, с поверхностной водой Аравийского моря, погружающейся зимой в антициклональном круговороте вод, и частично в результате зимней конвекции. Распространение этой воды ограничивается у экватора зоной подъема южной индоокеанской промежуточной воды. Последняя, проникая через экватор в западной части океана, заметно влияет на солёность подповерхностной воды Аравийского моря. При ее выходе в океан и по мере распространения характеристики этой во-

ды несколько изменяются при перемешивании с окружающими водами.

Южная субтропическая подповерхностная вода занимает южную центральную часть Индийского океана, заполняя слой от 150 до 400 м, на западе в антициклональной циркуляции погружается до 500—600 м. Ее температура 10—18°, соленость 35,0—35,7‰, содержание кислорода от 2,17 до 4,97—5,30 мл/л (23—90% насыщения). Формируется в южной индоокеанской фронтальной зоне, так же как соответствующая вода в южной части Атлантики, т. е. при смешении южной центральной поверхностной воды и поверхностной воды умеренных широт. Относится к первичным типам вод. Субтропическая подповерхностная вода распространяется по всей ширине океана приблизительно между 35—40° и 12° ю. ш.

В Тихом океане структура подповерхностных вод несколько сложнее, чем в других океанах, и складывается следующими типами вод.

Курильская подповерхностная вода распространяется на глубинах 50—150 м в районе, заключенном между Курильскими островами и Камчаткой и приблизительно 165—170° в. д., постепенно сужаясь в южном направлении к 42° с. ш. Здесь она ограничивается зоной фронта Куро-сио. Достигает наибольшего распространения на глубине 100 м. Ее температура от 1 и менее до 2°С, соленость колеблется около 33,3‰, содержание кислорода 6,8—7,2 мл/л (80—90% насыщения). Этот тип воды является результатом зимней конвекции главным образом в Охотском и Беринговом морях и последующего выноса вод из этих морей в открытый океан. Частичное участие в ее формировании принимает также процесс зимней вертикальной циркуляции в прикурильском районе океана. Относится к первичным водам. Это самая холодная вода в верхних слоях северной части Тихого океана. Наиболее отчетливо она выражена в летние месяцы. Зимой эта вода в западной части района, где она прослеживается узкой полосой вдоль Курильских островов до глубины 400 м, частично сливается с поверхностной водой, чему способствует развивающаяся здесь конвекция. Но в восточной части района своего распространения она отчетливо выделяется в течение круглого года.

Северо-тихоокеанская подповерхностная вода располагается на глубинах от 100—150 до 400 м севернее 40° с. ш., проникая в восточной части океана до 22° с. ш. Ее температура 3,5—3,8°С, соленость 33,65—33,95‰, содержание кислорода 1,8—4,3 мл/л (25—65% насыщения) при уменьшении с глубиной и по мере распространения в восточном направлении. Она формируется, по-видимому, в зоне фронта Куро-сио и представляет собой северный поток погружающихся здесь вод. В ее формировании принимают участие Курильская и субтропическая подповерхностные воды, а также частично промежуточные воды. В результате северо-тихоокеанская подповерхностная вода обладает большой однородностью температурно-солёностных характеристик. Относится к вторичным водам. На возможность ее формирования именно в зоне фронта Куро-сио указывает величина содержания кислорода в различных частях района распространения при общем уменьшении от зоны фронта на север и восток.

Северная субтропическая подповерхностная вода распространяется на глубинах от 100 до 300—400 м в северной центральной части Тихого океана. Ее температура 15—20°С, соленость 34,70—35,33‰, содержание кислорода 4,5—4,8 мл/л (от 75—85 до 30—60% насыщения) при уменьшении по мере удаления от зоны погружения. Формируется в зоне субтропического фронта при погружении центральной поверхностной воды. Зимой при понижении температуры и повышении солёности на поверхности этого района процесс ее формирования протекает более интенсивно, чем летом. Относится к первичным водам. По мере увеличения глубины район ее распространения

сокращается и на глубинах 300—400 м она сосредоточивается между южными подводными склонами Японии и 20° с. ш. В верхней части слоя характеризуется подповерхностным максимумом солености.

Западная экваториальная подповерхностная вода формируется в зонах экваториального и тропического фронтов в результате смещения тропической и экваториальной поверхностных вод и последующего перемешивания с субтропической подповерхностной водой. Распространяется на глубинах от 50—75 до 150 м примерно между 2 и 8—10° с. ш. от восточной окраины Малайского архипелага до 120° з. д. Ее температура 20—25°С, соленость 34,8—34,9‰, содержание кислорода 2—3,5 мл/л (60—65% насыщения). Относится к вторичным водам.

Восточная экваториальная подповерхностная вода образуется в зоне сходимости экваториальной и перуанской поверхностных вод при последующем перемешивании с южной субтропической подповерхностной водой. Распространяется на глубинах от 50—75 до 200 м между восточной окраиной океана до 170° з. д. На востоке она отделена от поверхностной воды резким слоем скачка плотности, который сильно затрудняет вертикальный обмен между ними. Ее температура 12—15°С, соленость 34,7—34,9‰, содержание кислорода 0,0—1,9 мл/л (0,0—40% насыщения) при уменьшении в восточном направлении. Относится к вторичным водам.

Южная субтропическая подповерхностная вода располагается между зоной субтропического фронта (от 40° ю. ш.) и 2—3° с. ш., занимая слой от 100 до 500 м. По мере увеличения глубины район распространения этой воды сокращается и сосредоточивается в западной части океана. Ее температура 10—20°С, соленость 34,8—36,3‰, содержание кислорода 0,4—4,5 мл/л при наиболее низком значении в восточной части океана. Степень насыщения кислородом от 3,5 до 55—65%, на юге повышается до 75—80%. Формируется двумя путями: в результате погружения поверхностных вод в зоне субтропического фронта и при опускании с поверхности в центре антициклональной циркуляции в Тасмановом море. Кроме того, в ее формировании принимает участие зимняя конвекция, которая определяет максимум солености у верхней границы слоя этой воды. Относится к первичным водам.

Антарктические подповерхностные воды Атлантического, Индийского и Тихого океанов формируются в результате единого процесса зимнего вертикального перемешивания, но в каждом из океанов имеют свои отличительные черты. Они формируются главным образом за счет зимней конвекции и распространяются южнее 50—60° ю. ш. на глубинах от 50 до 200 м в Атлантике и до 150 м в других океанах. Этот тип первичной воды имеет отчетливый сезонный характер: зимой сливается с поверхностным слоем, летом выделяется низкими температурами и относительно высокой соленостью (в Атлантическом океане —1,3, +0,5°С и 34,4—34,6‰, в Индийском океане —1,86, —0,10°С и 34,2—34,7‰, в Тихом океане 1,87, —0,45°С и 34,0—34,6‰). Содержание кислорода 5,0—7,6 мл/л (75—95% насыщения) при наименьших величинах в антарктической подповерхностной воде Атлантического океана.

Циркуляция подповерхностных вод в общих чертах идентична циркуляции поверхностного слоя воды океанов. Она складывается из обширных субтропических антициклональных круговоротов, разделенных подповерхностными противотечениями, и циклональных круговоротов в северных умеренных и антарктических широтах.

Промежуточные воды. Структура промежуточных вод (рис. 2 и 3) в северных частях Атлантического, Индийского и Тихого океанов от-

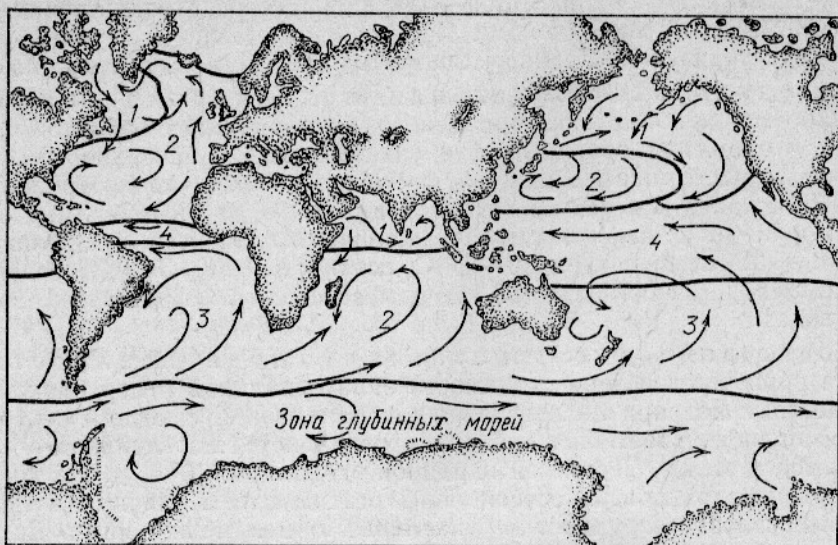


Рис. 2. Промежуточные воды Атлантического (1 — северо-западная, 2 — северная, 3 — южная, 4 — экваториальная), Индийского (1 — Аравийского моря, 2 — южная) и Тихого (1 — курило-аляскинская, 2 — северная, 3 — южная, 4 — экваториальная) океанов.

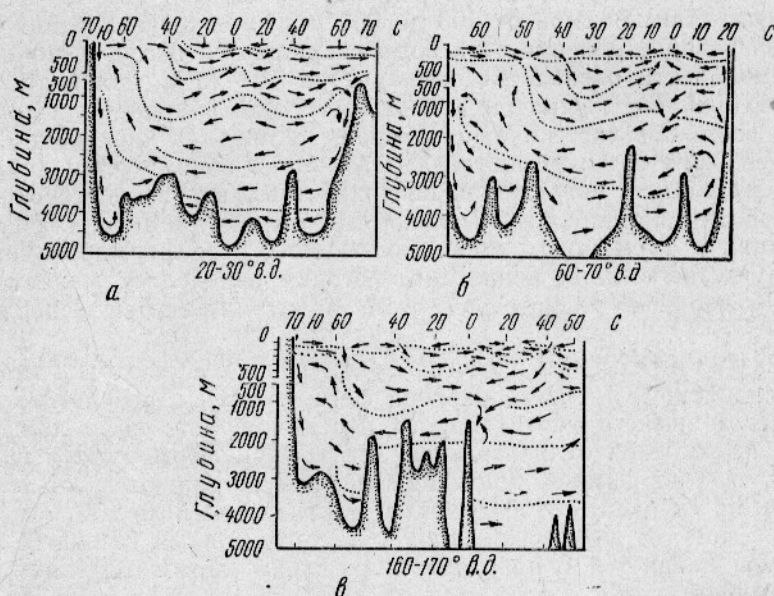


Рис. 3. Схемы вертикальной структуры и течений на меридиональных разрезах в Атлантическом (а), Индийском (б) и Тихом (в) океанах.

личается специфическими для каждого из океанов чертами, но в южных частях имеет много общего и отличается главным образом районами распространения отдельных типов вод.

В Атлантическом океане в структуре промежуточных вод выделяются следующие типы вод.

Северо-западная атлантическая промежуточная вода занимает слой от 300 до 1000 м в Лабрадорском районе океана. Ее температура $3,5-4,5^{\circ}\text{C}$, соленость $34,87-34,98\text{‰}$, содержание кис-

лорода 5,1—6,2 мл/л (80—90 % насыщения). Формируется в результате глубинного перемешивания воды, оттекающей к северу после попружения от зоны фронта Гольфстрима с уже значительно трансформированной полярной водой, погружающейся в северной части района и определяющей здесь высокое содержание кислорода. Температурно-соленостные характеристики этой воды отличаются большой однородностью по горизонтали и по вертикали. Она относится к вторичным типам.

Северная атлантическая промежуточная вода занимает слой от 500 до 1500 м и распространяется по большей части Северной Атлантики. Ее температура от 5 до 14°С, соленость 35,0—35,9‰ и содержание кислорода 4,0—5,5 мл/л (60—92 % насыщения). Образуется в результате смешения трех основных типов вод: погружающейся в зоне фронта Гольфстрима, средиземноморской глубинной воды, поступающей в океан через Гибралтарский пролив, и северной субтропической подповерхностной воды. В результате эта вода имеет относительно высокие температурно-соленостные показатели. В северной части района ее распространения сказывается влияние перемешивания с водами, поступающими из Гренландского моря, что сказывается в повышении здесь содержания кислорода. Относится к вторичным водам.

Южная атлантическая промежуточная вода распространяется на глубинах от 500 до 1500 м по южной части океана примерно от 1—3° с. ш. до 50—55° ю. ш. и несколько южнее. На юге соединяется с промежуточными водами прилегающих Индийского и Тихого океанов. Ее температура 2,5—6°С (с наименьшим значением на юге, в зоне погружения), соленость на юге 33,8—34,2‰, на севере 34,3—34,7‰, содержание кислорода 3,0—5,5 мл/л, а у материкового склона Африки 1,0—2,5 мл/л (15—30 и 40—76 % насыщения). Формируется, как и другие аналогичные типы вод других океанов, в зоне антарктического фронта при перемешивании антарктической поверхностной и подповерхностной вод с водами умеренных широт. Ее показатели медленно уменьшаются в северном направлении, одновременно с уменьшением глубины залегания. Относится к первичным водам.

Экваториальная промежуточная вода образуется так же, как и другие промежуточные воды в северной части Атлантического океана в результате глубинного перемешивания, в котором участвуют главным образом северные и южные атлантические промежуточные воды. Она располагается на глубинах 200—400 м между 1—3° и 10—12° с. ш. Отличается большой однородностью своих показателей. Ее температура 7—9°С, соленость 34,8—34,9‰, содержание кислорода 1,0—3,5 мл/л с наименьшим значением у материкового склона Африки (насыщение 40—60 %). Относится к вторичным водам.

В структуре промежуточных вод Индийского океана выделяются лишь два типа.

Промежуточная вода Аравийского моря распространяется по всей северной части океана, включая Бенгальский залив, на глубинах от 400—500 до 1000—1500 м. Ее температура 4—13°С, соленость 34,85—36,0‰, содержание кислорода 1,41—4,40 мл/л (25—60 % насыщения). Формируется в результате перемешивания нижней, наиболее плотной части глубинной воды Красного моря, поступающей в Аденский залив, с водами Аравийского моря. Благодаря особенностям формирования отличается наиболее высокой соленостью по сравнению с другими промежуточными водами открытых океанов. На юге ограничивается поступающей к экватору южной Индоокеанской промежуточной водой, при встрече с которой происходит ее интенсивное перемешивание, особенно в восточной части океана. Относится к вторичным водам, несмотря на заметный диапазон изменений ее показателей.

Южная индоокеанская промежуточная вода образуется также в зоне антарктического фронта и распространяется на глубинах от 400—600 до 1000—1500 м приблизительно между 50—55° ю. ш. и экватором, соединяясь на юге с такими же водами Атлантического и Тихого океанов. По мере продвижения к экватору эта вода постепенно выклинивается и часть ее поднимается в южных тропических широтах к поверхностному слою, другая часть проникает севернее экватора, где перемешивается с промежуточной водой Аравийского моря и поднимающимися здесь придонными водами, в результате чего образуется новый тип глубинной воды. Ее температура 3—9°С, соленость 34,2—34,8‰, содержание кислорода 1,41—4,40 мл/л (25—60% насыщения).

Структура промежуточных вод Тихого океана отличается главным образом в его северной части от других океанов и складывается следующим образом.

Курило-аляскинская промежуточная вода распространяется на глубинах от 400 до 800 м в умеренных широтах, а в восточной части океана проникает до 20° с. ш. (приблизительно восточнее 150-го меридиана западной долготы). Ее температура 3,1—3,5°С, соленость 34,0—34,26‰, содержание кислорода 0,8—1,5 мл/л (5—35% насыщения) при его уменьшении от зоны погружения в северном и восточном направлениях. Эта вода образуется, по-видимому, в тыловой части зоны фронта Куро-сио, где при смешении создаются в смеси более однородные температурно-соленостные характеристики по сравнению с расположенной к югу водой. Относится к вторичным водам.

Северная тихоокеанская промежуточная вода располагается на глубинах от 300—400 до 1000—1500 м между 42 и 20° с. ш. к западу приблизительно от 150° з. д. Эта вода формируется в зоне фронта Куро-сио, но на ее южной периферии при участии большой массы субтропических поверхностной и подповерхностной вод. В результате ее температура (3—5°С) несколько выше, чем Курило-Аляскинской воды, соленость 33,9—34,3‰, содержание кислорода 0,3—4,3 мл/л (4—50% насыщения) при быстром уменьшении с глубиной и более медленном уменьшении на тех же глубинах по мере удаления от зоны погружения. Относится к первичным водам.

Южная тихоокеанская промежуточная вода формируется в антарктической фронтальной зоне и занимает слой на глубинах от 500 до 1000—1500 м между приблизительно 55—60° ю. ш. и 15—18° ю. ш. Она прослеживается также несколько южнее 60° ю. ш., но на более высоких горизонтах (200—500 м). Ее температура 3—6°С, соленость 34,1—34,5‰, содержание кислорода 0,3—5,8 мл/л (10—55% насыщения) при крайних низких значениях на востоке океана и крайних высоких значениях близ зоны погружения. Относится к первичным водам.

Экваториальная промежуточная вода располагается на глубинах от 400—500 до 1000 м, севернее экватора поднимается до 150—200 м. Она прослеживается по всей широте океана между приблизительно 15—18° ю. ш. и 20° с. ш. Ее температура 4,5—6,5°С, соленость 34,55—34,65‰, содержание кислорода 0,0—2,5 мл/л (0,0—25% насыщения) при крайних низких значениях в восточной части океана. Формируется в результате смешения северной и южной тихоокеанских промежуточных вод на соответствующих глубинах в низких широтах океана, но при участии в смешении экваториальных и субтропических подповерхностных вод и глубинных вод Тихого океана. Относится к вторичным водам.

Циркуляция промежуточных вод в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах подобна циркуляции поверхностных и подповерхностных вод. В северных и южных частях океанов развиваются обширные

антициклональные круговороты, центры которых по мере увеличения глубины смещаются к западу в субтропических широтах. Эти круговороты в приэкваториальных широтах разделены широкой зоной смещения, в которой, очевидно, господствуют неустойчивые горизонтальные течения и вертикальные потоки.

Глубинные воды (см. рис. 3). Формирование, а следовательно, и структура глубинных вод в каждом из океанов отличаются своими специфическими чертами. Вместе с тем все они относятся к вторичным типам вод.

В Атлантическом океане глубинные воды делятся на верхнюю и нижнюю.

Верхняя глубинная вода формируется при непосредственном участии глубинной воды Средиземного моря, характеризующейся высокими температурой и соленостью. Поступая в океан, она частично участвует в формировании северной промежуточной воды, большей же массой погружается по материковому склону на большие глубины и участвует в образовании верхней глубинной воды и определяет наличие в Атлантическом океане глубинного максимума солености, который наиболее четко прослеживается в южной части океана. Эта вода располагается на глубинах от 1000—1500 до 2500 м, в отдельных районах в северной части океана прослеживается до 3000 м, а в антарктических широтах поднимается до 1000—1200 м. Ее температура 2,2—3,6°С, на юге уменьшается, соленость 34,91—34,99‰, на юге уменьшается до 34,84—34,88‰, в Антарктике до 34,71—34,74‰, содержание кислорода 5,0—5,9 мл/л, на юге — менее 4,5 мл/л (60—85% насыщения). С этими показателями верхняя глубинная вода распространяется по всему океану и на юге на соответствующих глубинах проникает в Индийский и Тихий океаны.

Нижняя глубинная вода распространяется по всему океану на глубинах от 2000—2500 до 4500 м. В антарктических широтах глубинные воды Атлантического океана поднимаются в циклональном круговороте к поверхностному слою, образуя в Антарктике относительно теплый и соленый слой на глубинах от 200 до 600—800 м. Эта вода формируется в крайней северной части океана в результате перемешивания поступающих сюда полярных вод с атлантическими водами. Этот процесс протекает в зоне Гренландского фронта, а также при перетекании полярных вод через пороги Девисова и Датского проливов и между Исландией и Шотландскими островами. Ее температура 2,29—2,89°С; соленость 34,82—34,89‰, на юге 34,71—34,75‰; содержание кислорода 5,2—6,4 мл/л, на юге 4,56—4,98 мл/л (60—70% насыщения).

В Индийском океане структура глубинных вод наиболее проста и представлена одним типом — северноиндоокеанской глубинной водой. Она формируется в результате глубинного перемешивания красноморской глубинной воды с промежуточными водами океана севернее экватора и распространяется на глубины от 1000—1500 до 3500 м на юг до антарктических широт, заходя частично в Тихий океан. Ее температура 1,6—2,8°С, соленость 34,68—34,78‰, содержание кислорода 3,18—4,17 мл/л (35—58% насыщения) при увеличении с севера на юг.

В Тихом океане структура глубинных вод более сложная. Она характеризуется следующими тремя типами глубинных вод.

Нижняя глубинная вода распространяется в общем северном направлении по всему Тихому океану на глубинах от 2000—2500 до 3500—4500 м. Формируется эта вода в высоких южных широтах, где поступающие из Атлантического и Индийского океанов глубинные воды перемешиваются с собственно тихоокеанскими водами, которые опускаются по материковому склону Антарктиды и проникают сюда с

севера. Участие антарктических вод в формировании нижней глубинной воды определяет относительно высокое содержание в ней кислорода. Ее температура $1,7-2,0^{\circ}\text{C}$, соленость $34,63-34,73\text{‰}$. При уменьшении в северном направлении содержание кислорода на юге $3,5-4,2$ мл/л, на севере $3,0-3,5$ мл/л ($48-57$ и $39-44\%$ насыщения соответственно).

Южная тихоокеанская верхняя глубинная вода формируется в северных тропических широтах при смешении экваториальной промежуточной воды с нижележащими водами и распространяется в южном направлении на глубинах от $1000-1500$ до $2000-2500$ м приблизительно до 65° ю. ш., где постепенно выклинивается на $200-400$ м. Ее температура $2,0-2,5^{\circ}\text{C}$, соленость $34,61-34,66\text{‰}$, содержание кислорода $2,81-3,84$ мл/л ($42-48\%$ насыщения).

Северная тихоокеанская верхняя глубинная вода образуется при опрокидывании южной глубинной воды, поднимающейся по подводному склону Алеутского хребта. Она распространяется в южном направлении приблизительно на тех же глубинах, что и южная верхняя глубинная вода, до района формирования последней и перемешивается с ней. Ее температура $2,0-2,5^{\circ}\text{C}$, соленость $34,61-34,66\text{‰}$, содержание кислорода $1,6-2,6$ мл/л ($25-35\%$ насыщения).

Движения глубинных вод уже были рассмотрены в общих чертах при характеристиках их структурных особенностей в отдельных океанах. При их сравнении можно лишь добавить, что в Атлантическом и Индийском океанах преобладает южный перенос, а в Тихом океане отмечается меридиональный взаимообмен на соответствующих глубинах, между южными и северными широтами.

Придонные воды (см. рис. 3). В структуре придонных вод рассматриваемых океанов отмечаются общие черты в высоких южных широтах, где формируются антарктические придонные воды. Они образуются как результат зимнего охлаждения и осолонения при льдообразовании поверхностных вод Антарктики, их последующего погружения по материковому склону и перемешивания в процессе погружения с поднимающимися здесь глубинными водами океанов. Соответственно в каждом из океанов эти воды несколько отличаются своими показателями.

В Атлантическом океане антарктические придонные воды формируются главным образом в море Уэдделла и заполняют собой Африкано-Антарктическую котловину. Ее температура $-0,14, +0,5^{\circ}\text{C}$, соленость $34,64-34,68\text{‰}$, содержание кислорода $5,1-5,3$ мл/л ($60-64\%$ насыщения). По мере продвижения к северу по западной части океана эти воды быстро трансформируются и переходят в западную атлантическую придонную воду.

Западная атлантическая придонная вода формируется в Аргентинской котловине при перемешивании антарктической придонной воды с нижней глубинной водой и сохраняет здесь черты, близкие к антарктическим. Ее температура на юге указанной котловины $0,12-0,79^{\circ}\text{C}$, соленость $34,64-34,72\text{‰}$, содержание кислорода $4,56-4,92$ мл/л. По мере продвижения к северу эти черты быстро сглаживаются и в придонном слое западнее Северо-Атлантического подводного хребта сменяются типичными признаками нижней глубинной воды. Здесь ее температура $2,10-2,35^{\circ}\text{C}$, соленость $34,85-34,89\text{‰}$, содержание кислорода $5,2-5,9$ мл/л ($67-78\%$ насыщения). Очевидно, в северной части океана к ней примешиваются арктические воды.

Восточная атлантическая придонная вода образуется из глубинной воды, сохраняя все ее отличительные признаки. Ее температура $2,31-2,49^{\circ}\text{C}$, соленость $34,87-34,89\text{‰}$, содержание кислорода $4,4$ мл/л (около 70% насыщения). В Капской котловине, где сказывается влияние антарктической воды, ее показатели несколько меняются и характеризуются температурой $1,03-1,14^{\circ}\text{C}$, солено-

стью 34,72—34,74‰, содержанием кислорода около 4,5 мл/л (более 50% насыщения).

В Индийском океане антарктическая придонная вода образуется также в результате охлаждения поверхностной воды, ее погружения по материковому склону и перемешиванию с глубинной водой. Она заполняет южные котловины и имеет температуру $-0,07$, $+0,24^{\circ}\text{C}$, соленость 34,67—34,69‰ и содержание кислорода 4,70—5,27 мл/л (55—65% насыщения). Перемешиваясь с глубинной водой по мере продвижения к северу, она переходит в придонную воду Индийского океана.

Придонная вода Индийского океана формируется на подводных поднятиях, ограничивающих с севера антарктические котловины при перетекании через них антарктической придонной воды. Здесь в процессе перемешивания с поступающими с севера водами она приобретает свои основные показатели. Ее температура $0,2$ — $1,47^{\circ}\text{C}$, соленость 34,69—34,77‰, содержание кислорода 4,03—4,68 мл/л (50—58% насыщения). Придонная вода Индийского океана распространяется к северу по обе стороны Центрального Индийского подводного хребта и проникает в южные глубоководные части Аравийского моря и Бенгальского залива, где поднимается на более высокие горизонты.

В Тихом океане структура придонных вод подобна Индийскому океану.

Антарктическая придонная вода здесь также присуща только высоким южным широтам. Она формируется в результате погружения по материковому склону поверхностной и подповерхностной вод главным образом в районе моря Беллинсгаузена и заполняет котловину того же наименования. Ее температура $0,24$ — $0,85^{\circ}\text{C}$, соленость 34,70—34,72‰, содержание кислорода 4,6—4,7 мл/л (55—60% насыщения). Первые два показателя несколько превышают температуру и соленость антарктических придонных вод Атлантического и Индийского океанов. Так же как в последнем, при перетекании этой воды через Южно-Тихоокеанский хребет она переходит в другой тип придонной воды.

Тихоокеанская придонная вода формируется на северных склонах Южно-Тихоокеанского хребта при перемешивании антарктической придонной воды и нижней глубинной. Отсюда она распространяется по всему океану. Ее температура $1,0$ — $1,6^{\circ}\text{C}$, соленость 34,64—34,71‰, содержание кислорода 3,7—4,5 мл/л (42—48% насыщения).

Воды глубоководных впадин. Эта структурная форма отмечается ниже придонных вод в вертикальной структуре Мирового океана. Они представляют собой самостоятельный тип воды, характерные черты которого определяются особенностями процессов, развивающихся на больших глубинах. Эти особенности заключаются прежде всего в адиабатическом изменении температуры воды, обуславливающим развитие вертикальной циркуляции. В результате постоянного вертикального обмена глубоководных впадин с прилегающими придонными водами они характеризуются большой однородностью солености, относительно высоким содержанием кислорода и повышением температуры с глубиной, связанным с адиабатическими процессами. В целом они характеризуются температурой до 2°C и более, соленостью 34,69—34,73‰, близкой к солености придонных вод в данном районе, и содержанием кислорода 3,1—4,5 мл/л (41—57% насыщения).

Выводы

Рассмотренные выше особенности вертикального строения и структуры отдельных слоев океанов показывают, что каждый из них отли-

чается своими специфическими чертами. Это объясняется прежде всего различием теплового и водного балансов поверхности отдельных океанов, особенностью водообмена с прилегающими океанами и влиянием таких испарителей, как Средиземное и Красное моря. Под совокупным влиянием этих факторов наиболее сложная структура в Атлантическом океане, главным образом в его северной части. Несколько подобна ей структура северной части Тихого океана, но изолированность ее от влияния вод Северного Ледовитого океана и отсутствие такого испарителя, как Средиземное море, несколько упрощают ее по сравнению с Атлантическим океаном. Наиболее простой структурой отличается Индийский океан. Роль Красного моря в нем сказывается при формировании огромной массы глубинной воды океана.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Тихого океана. Л., Гимиз, 1958. 632 с.
2. Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Индийского океана. Л., Гимиз, 1959. 438 с.
3. Основные черты гидрологии Атлантического океана. Л., Гимиз, 1963. 838 с

Vertical structure of waters in the World Ocean below the surface layer

A. M. Muromtsev

SUMMARY

The analysis of the horizontal and vertical distribution of temperature, salinity and oxygen content has revealed some regularities of formation of waters in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans. The scheme of horizontal and vertical circulation is give .

УДК 551.462.267;551.435.551.336

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КРАЕВЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ШЕЛЬФОВ

Матишов Г. Г.

Гляциальные шельфы, распространенные в областях, подвергшихся воздействию современных и четвертичных ледников, выделяются своеобразной геоморфологией дна. Прежде всего обращают внимание глубоководность (200—500 м и более) шельфа и расчленение его поверхности глубокими продольными и поперечными желобами — долинами, обработанными материковыми ледниками. Особенно характерными и важными представляются краевые (продольные) желоба, простирающиеся параллельно или под углом к берегу и лежащие на границе внутренней и внешней частей шельфа. На шельфе они выражены асимметричными внутришельфовыми долинами, реже системой кулисообразных уступов, долин и депрессий, общая протяженность которых на шельфе Северной Атлантики, Гренландского, Норвежского и Баренцева морей достигает 9 тыс. миль (рис. 1). Глубины в желобах закономерно возрастают от 70—150 до 500—1000 м в направлении поперечных желобов и впадин шельфа. Их ширина в среднем 5—20 миль. Внутренний склон краевых желобов обычно более крутой, чем внешний.

В последние годы изучение особенностей распространения и строения краевых желобов вызывает определенный интерес у исследователей [1,3-12, 14—20], так как это позволяет яснее представить гляциальный морфо- и литогенез на шельфе. Связь краевых желобов с поперечными желобами, выход краевых желобов на материковый склон в районах Юго-Восточной и Юго-Западной Гренландии, Центрального Лабрадора создают благоприятные условия для проникновения склоновых водных масс далеко в глубь шельфа.

Проблема генезиса краевых желобов обсуждается уже не одно десятилетие. Существует две точки зрения. До последних лет наиболее популярной была тектоническая гипотеза, предложенная норвежцами У. Хольтедалем и Х. Хольтедалем и получившая развитие в работах советских ученых [3, 4—6, 9, 11]. На основе анализа геоморфологии дна и геологического строения побережий предполагалось, что внутришельфовые желоба отражают в рельефе дна краевые разломы (сбросы), вдоль которых происходили дифференцированные гляциоизостатические движения двух частей шельфа. Так как краевые желоба находятся у побережий, испытавших оледенение, то, вероятно, ледники заполняли уже существовавшие депрессии, подвергавшиеся субаэральной эрозии. Однако ледники играют определенную, но не существенную роль в формировании краевых желобов. Вопрос о механизме экзогенной обработки краевых депрессий сторонниками тектонической гипотезы обычно рассматривался в общих чертах.

Ф. Шепард считает, что для образования краевых желобов было вполне достаточно ледниковой денудации [12]. Однако в отдельных случаях не исключается возможность тектонической обусловленности внутришельфовых желобов. В последнее время благодаря детальному сейсмопрофилированию на шельфе Восточной Канады, Норвегии, Гренландии эрозионная гипотеза получила дальнейшее развитие [8, 14—17].

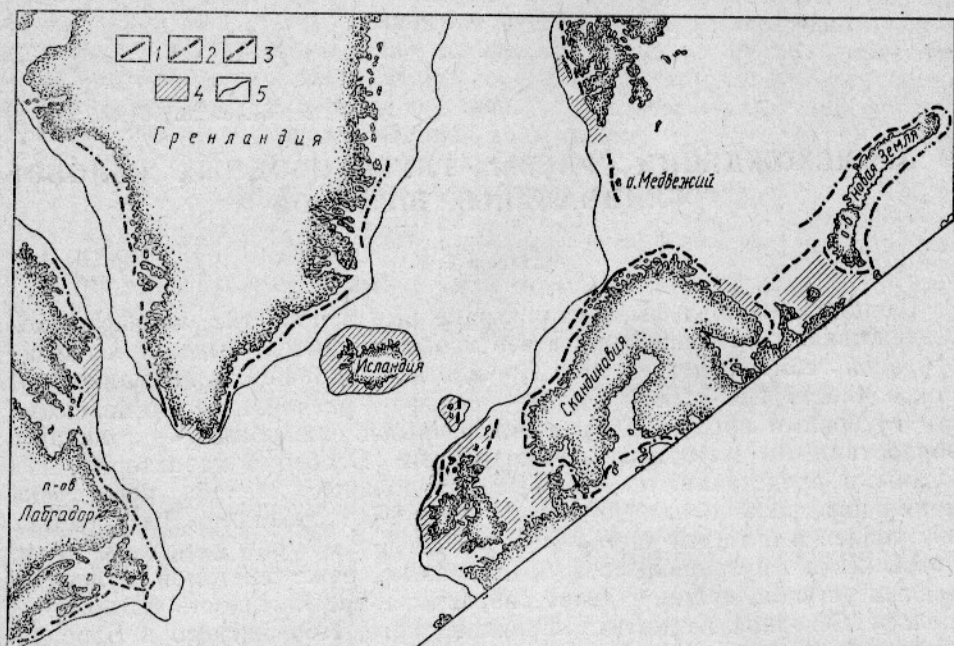


Рис. 1. Распределение геоморфологических типов краевых желобов в Северной Атлантике, Гренландском, Норвежском и Баренцевом морях:

1, 2, 3 — типы краевых желобов; 4 — гляциальные шельфы без краевых желобов; 5 — внешний край шельфа.

В настоящее время установлено, что краевые внутришельфовые желоба являются составной частью пояса краевых впадин, долин и заливов, развитых вдоль зоны сочленения Канадского, Гренландского, Балтийского щитов и выступов палеозойского складчатого основания Аппалачей, каледонид Норвегии и Шпицбергена, герцинид Новой Земли с молодыми и древними плитами. Поверхность пород фундамента на границе внутреннего и внешнего шельфов обычно образует флексуру, в ряде случаев осложненную разрывными дислокациями [13—15, 17—20]. Как на суше, так и на морском дне вдоль этой геологической границы наиболее характерными формами рельефа являются куэстовые уступы моноклинальных возвышенностей (банок). Так, например, в Балтийском море хорошо известный ордовикский глинт, расположенный наиболее близко к Балтийскому щиту и соответствующий выходам устойчивых известняков ордовика, четко прослеживается на морском дне [2]. В этом же море о-в Готланд представляет собой часть другой куэсты, связанной с выходами устойчивых силурийских отложений. Уступ меловой куэсты на о-ве Лонг-Айленд (Новая Англия) погружается в воду южнее мыса Кейп-Код и продолжается в виде уступов северного склона банки Джорджес [13, 16]. Местами на суше и шельфе прослеживается несколько рядов куэстовых уступов.

Куэстовые уступы на суше имеют длительную (начиная с мезозоя) историю развития, которая завершилась деятельностью четвертичного

оледенения. Материалы сейсмопрофилирования [13—20] также указывают на длительное (в третичное время) формирование куэстовых уступов краевых внутришельфовых желобов в условиях субаэральной денудации. В плейстоцене ледники обрабатывали и углубили уже существовавшие краевые депрессии шельфа. В период максимального оледенения в среднем плейстоцене материковые ледниковые покровы и потоки перекрывали древние куэстовые уступы и в основном достигали внешнего края шельфа Северной Атлантики и прилегающих морей Северного Ледовитого океана. Верхнеплейстоценовые ледниковые покровы и языки спускались не далее 3—25 миль от берега на внутренний шельф, и лишь узкие шельфы (20—30 миль) почти полностью перекрывались ледником.

Механизм гляциальной обработки краевых желобов во многом неясен. А. Грант, рассматривая формирование различных типов внутришельфовых желобов Лабрадора, справедливо отмечает, что краевые желоба, являясь притоками поперечных желобов, вынуждали ледники двигаться не только поперек, но и вдоль шельфа. В. И. Мысливец [8] предполагал, что наиболее интенсивное разрушение уступа древней куэсты и образование желоба происходило в начальной и конечной стадиях оледенения, когда край ледника располагался непосредственно перед уступом, и стекавшие с ледника талые воды оказывались в узкой теснине, между уступом и краем ледника. Большую роль играли под- и внутриледниковые воды, находившиеся под сильным гидростатическим давлением. Краевые желоба часто называют маргинальными, подчеркивая тем самым их генетическую связь с маргинальными долинами в районах материковых оледенений.

Анализ материалов эхолотирования и сейсмопрофилирования по району Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского бассейна, Баренцева моря, а также детальных батиметрических карт, составленных за последние годы в ПИНРО, позволяет нам представить основные типы краевых желобов, особенности распространения и основные геоморфологические ситуации, в которых происходило их верхнеплейстоценовое развитие (см. рис. 1, 2).

1. Глубокие (300—800 м), узкие (3—8 миль) краевые желоба нешироких (20—50 миль) шельфов Северо-Западной Норвегии, Юго-Восточной и Юго-Западной Гренландии и Центрального Лабрадора возникли в зонах резкого погружения и дробления фундамента по краевым неотектоническим сбросам (см. рис. 2, а). Внутренний склон желоба является сбросовым уступом (до 8—12°), а внешний его склон — пологий (2—3°) куэстой, ограничивающей мелководные (20—150 м) банки. В формировании этих желобов в равной мере проявились себя тектонические и гляциальные процессы. По всей видимости, в верхнем плейстоцене активные выводные ледники, используя густую сеть глубоких древних долин внутреннего шельфа, проникали в краевой желоб. На уступах происходило дробление ледников — ледопад. По мере заполнения желоба льдом, ледники, упираясь в куэстовые уступы, изменяли направление движения и продвигались в соответствии с уклоном дна к поперечным желобам. С экзарацией ледниковых потоков, двигавшихся вдоль внутришельфового желоба и неотектоническими деформациями по краевым разломам, связано образование висячих устьев долин внутреннего шельфа.

В местах перекрещивания краевых и поперечных желобов, где фундамент наиболее сильно раздроблен и погружен, происходило слияние двух разнонаправленных внутришельфовых ледниковых потоков и накопление большой массы льда. В этих условиях ледниковое выпахивание в сочетании с эрозией циркулирующих ледниковых вод создали на шельфе крупнейшие переуглубления (500—1000 м) — впадины, у которых часто отмечаются 100-метровые вертикальные стенки. Видимо,

в их формировании ведущими были подледниковые потоки, которые, как известно, с большой скоростью текут в своих ограниченных руслах, наталкиваются на донную морену и приводят ее составные части во вращение. По поперечным желобам осуществлялся выход массы льда на материковый склон.

2. Наиболее распространенными являются широкие (10—20 миль), слегка асимметричные, краевые желоба с глубиной вреза 150—300 м, которые образовались в зонах омыкания складчатого фундамента с платформенным осадочным чехлом посредством крутой флексуры (см. рис. 2, б). Характерно, что чем круче флексура, тем более асимметри-

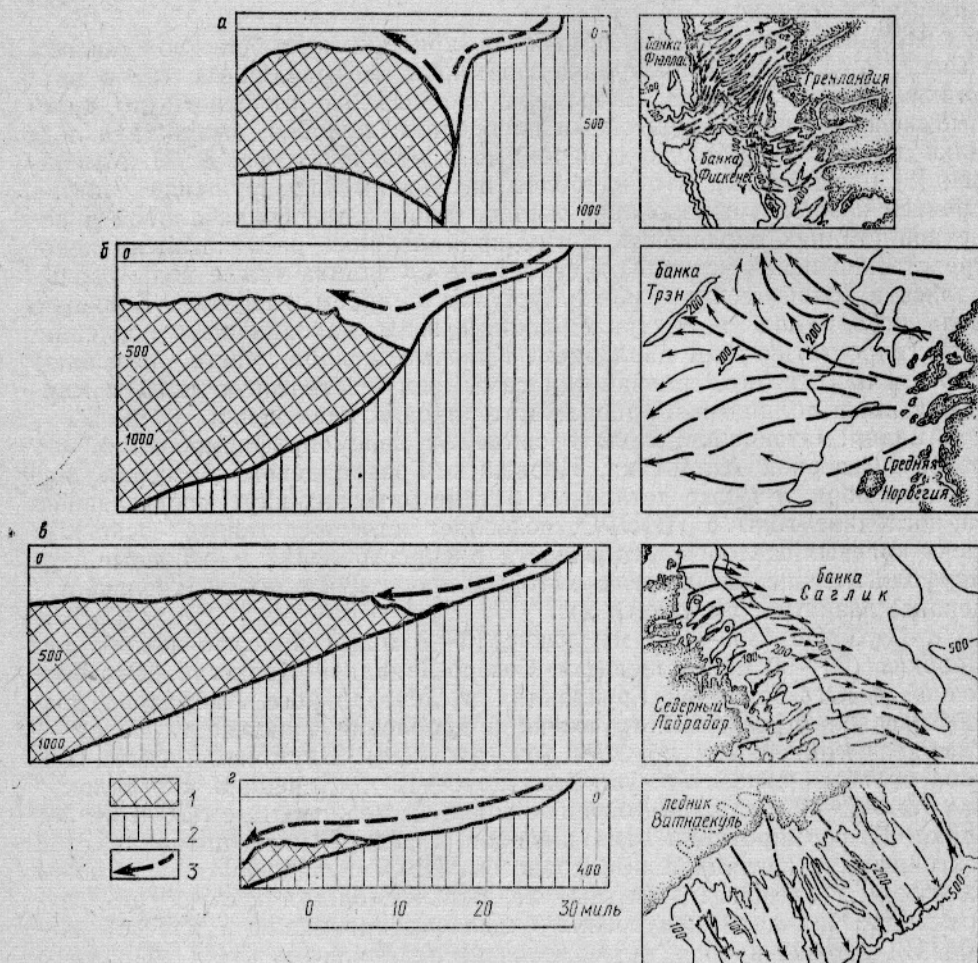


Рис. 2. Морфогенетические типы краевых желобов шельфа:
1 — осадочный чехол; 2 — складчатый фундамент; 3 — направление движения ледников.

чен и глубок желоб, который иногда имеет систему кулисообразных долин и впадин. Не исключено, что их распространение и развитие контролируется литологией и условиями залегания осадочных пластов. Гляциальные процессы были доминирующими при формировании этих желобов (районы Новой Земли, Северной, Средней и Южной Норвегии, Северной части Балтийского моря, Фарер, Восточной Гренландии, Южного Лабрадора, Северо-Восточного Ньюфаундленда, Новой Шотландии и Новой Англии). Верхнеплейстоценовые ледники в максимальную стадию развития достигали краевого желоба и оставили на куэ-

стовых уступах напорные моренные гряды длиной до 50—80 миль. Проникая во внутришельфовый желоб, ледниковые потоки испытывали некоторое движение вдоль шельфа, в сторону поперечных желобов и впадин с глубины 300—450 м. Здесь вследствие резкого увеличения массы льда при слиянии ледниковых потоков возникали заторы, что усиливало экзарацию и переуглубление подледного ложа. Сильное разрушение куэстового уступа было в тот момент, когда одним бортом маргинальных долин был ледник, а другим — куэстовый уступ. Необходимым условием образования маргинальных долин должен быть плотный лед. В противном случае вода стала бы поглощаться и не происходило образование концентрированного потока, который мог бы вырабатывать такие долины.

3. Мелкие краевые желоба с относительной глубиной 50—120 м и шириной 4—10 миль распространены в районах шельфа Шпицбергена, Медвежьего, Лофотен, Весторолен, Ирландии, Мерё-Ромсдален (Норвегия), Северного Лабрадора, Восточного Ньюфаундленда (см. рис. 1). Эти желоба возникли на границе фундамента и осадочного чехла, смыкающихся посредством пологих флексур (моноклиналей). Не исключена литогическая предопределенность куэстовых уступов в зоне продольного по отношению к шельфу контакта консолидированных и рыхлых осадочных пород. Неглубокие краевые долины и куэстовые уступы Гусиной, Северо- и Южно-Канинских банок приурочены к линиям глубинных разломов северо-восточного простирания, дробящие мощный (4—8 км) платформенный чехол в юго-восточной части Баренцева моря. В четвертичное время древние эрозионные краевые депрессии были расширены и углублены льдами и талыми водами. Сравнительно слабая выраженность этих краевых желобов в морфологии дна может быть связана с тем, что их в основном разрабатывали талые ледниковые воды вдоль подвижного края ледника, не имевшего движение вдоль шельфа.

Важно подчеркнуть, что краевые желоба развиты не повсеместно на гляциальных шельфах. Их нет на протяжении 4 тыс. миль на шельфе в районах Шпицбергена, Британии, Баффиновой Земли, Южной Гренландии, Исландии, что, видимо, связано с региональными чертами геологического строения и характером оледенения. Так, например, в районе Исландии краевые желоба, вероятно, не образовались из-за того, что ледниковые покровы перекрывали весь шельф, сложенный плато-базальтами (см. рис. 2, г). Представляется невозможным возникновение краевых желобов на гляциальных шельфах, целиком сложенных породами фундамента или на поверхности которых от берега до края шельфа залегают однородные осадочные пласты (Мурманский берег Кольского полуострова, Исландия).

Выводы

Пока еще трудно отчетливо представить значение всех факторов: тектоники, литологии, субаэральной денудации, гляциоизостазии, ледникового выпавивания и эрозии талых вод в происхождении и развитии краевых желобов в целом и каждого геоморфологического типа в отдельности. У. Хольтедаль и Х. Хольтедаль были существенно правы, подчеркивая нетектоническую (геологическую) предопределенность внутришельфовых желобов. Их предположение о связи желобов со сбросами справедливо только для отдельных участков дна Северо-Западной Норвегии, Юго-Восточной и Юго-Западной Гренландии. В основном же краевые желоба образовались в зоне резких, продольных по отношению к шельфу, геологических контактов (границ), таких, как: щит — древняя плита, выступ основания — молодая плита, консолидированные осадочные пласты — рыхлые (мягкие) осадочные поро-

ды и формировались под воздействием субаэральной эрозии и в значительной мере — гляциальных процессов четвертичного периода. Ледники расширили и углубили эрозионные врезы. В противном случае древние краевые депрессии были бы захоронены кайнозойской седиментацией. Возраст внутрیشельфовой морфоструктурной границы предположительно совпадает с началом рифообразования (юра—мел) и последующего спрединга Северной Атлантики. Возраст куэстовых уступов — мезозойский и третичный.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геоморфология Лабрадорского моря и Норвежско-Гренландского бассейна. — «Труды ПИНРО», 1973, вып. 34, с. 37—61. Авт.: Б. Н. Котенев, В. Д. Рвачев, Т. Е. Васильева, Г. Г. Матишов, В. В. Назимов.
2. Гуделис В. К. Рельеф и четвертичные отложения Восточной Прибалтики. Автореферат докторской диссертации. М., 1968, с. 48.
3. Дибнер В. Д. Классификация морфоструктур шельфовых зон. — В кн.: Шельфы, состояние, проблемы и перспективы изучения. Л., 1969, с. 19—24.
4. Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического склона. — В кн.: Условия седиментации в Атлантическом океане. М., 1971, с. 107—247.
5. Литвин В. М. Геоморфология дна Норвежско-Гренландского бассейна. — «Проблемы Арктики и Антарктики», 1973, вып. 42, с. 12—22.
6. Матишов Г. Г. Геоморфология подводной окраины Западной Гренландии. — «Труды ПИНРО», 1972, вып. 28, с. 48—57.
7. Матишов Г. Г. Основные черты геолого-геоморфологического строения подводной окраины материков Северо-Западной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна. — В кн.: Проблемы изучения и освоения природных ресурсов Севера. Апатиты, 1973, с. 5—11.
8. Мысливец В. И. Типы рельефа внешнего шельфа и проблемы их происхождения (на примере Восточной Канады). Автореферат кандидатской диссертации. М., 1973. 35 с.
9. Рвачев В. Д. Геоморфология шельфа Северо-Западной Атлантики. — «Труды ПИНРО», 1973, вып. 28, с. 28—47.
10. Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., ИЛ, 1973, т. II. 396 с.
11. Хольтедаль Х. Некоторые вопросы геологии и геоморфологии гляциальных шельфов. — В кн.: Рельеф и геология дна океана. М., 1964, с. 171—185.
12. Шепард Ф. П. Морская геология. Л., «Недра», 1969. 462 с.
13. Austin G. A., Howie R. D. Regional geology of offshore eastern Canada. „Pak. Geol. Surv. Can.“, 1973, N 71—23, p. 73—107.
14. Grant A. C. Recent crustal movements on the Labrador shelf. „Canad. J. Earth Sci.“, v. 7, N 2, part 2. 1970, p. 42—68.
15. Grant A. C. The continental margin off Labrador and eastern Newfoundland—morphology and geology. „Can. J. Earth Sci.“, 1972, 9, N 11, p. 1394—1430.
16. King Lewis H., Mac Lean Brian, Fader Gordon B. Unconformities on the Scotian Shelf. „Canad. J. Earth Sci.“, 1974, 11, N 1, p. 89—100.
17. McMillan N. Y. Surficial geology of Labrador and Baffin Island shelves. „Pap. Geol. Surv. Canad.“, 1973, N 71—23, p. 451—469.
18. Sellevol M. A., Yundvor E. The origin of the Norwegian Channel: a discussion based on seismic measurements. „Canad. Journ. Earth Sci.“, N 11, 1974, p. 224—231.
19. Taiwani Manik, Eldholm Olav. Boundary between continental and oceanic crust as the margin of rifted continents „Nature“, 1973, 241, N 5388, p. 325—330.
20. Sudvor E. Seismic refraction and reflection measurements in the Southern Barents Sea „Marine Geology“, v 16, N 15, 1974, 255—273.

On the origin of marginal deep-water trenches of glacial shelves

G. G. Matishov

SUMMARY

On the basis of the analysis of recent geological and geomorphological data the origin of marginal shelf trenches are discussed. They are developed in the zone of joints (flexure, monocline and fault) on the shelf of the pre-Cambrian shields and ledges of the Palaeozoic fold base with ancient and recent platforms as well as in places where dense and soft sedimentary rocks contact each other. In the Tertiary period trenches were formed under effect of subaeral denudation. During the Pleistocene shelf glaciation they were formed under the influence of glacial processes, such as glacial denudation when glaciers moved far and wide the shelf, erosion of pluvial-glacial flows. Several morphogenetic types of marginal trenches are ascertained and situations are shown for their possible development.

УДК 551.462. (265)

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ ИМПЕРАТОРСКОГО
И ГАВАЙСКОГО ХРЕБТОВ

Гершанович Д. Е., Конохов А. И., Лисицын А. П.

Подводные горы Мирового океана — один из интереснейших объектов исследования. Подобно островным шельфам и атоллам вершины подводных гор и их склоны, пожалуй, один из немногих участков в открытом океане, сравнимые по биологической продуктивности с континентальными подводными окраинами. Локальный подъем глубинных вод и связанное с ним увеличение содержания питательных веществ, проникновение света на большие глубины из-за большой прозрачности морской воды, постоянный приток кислорода в результате перемешивания поверхностных и подповерхностных вод, наличие твердого субстрата — все это приводит к тому, что многие вершины подводных гор, особенно расположенные ближе к поверхности моря, оказываются своеобразными оазисами жизни в удаленных и нередко малопродуктивных районах океана. Здесь могут быть скопления рыб, представляющие промысловый интерес.

Цепи вулканических гор, порой образующие крупные подводные хребты, влияют на направление и структуру подводных течений, создают участки подъема и опускания вод, местные циркуляции, изменяют распределение температуры, кислорода и других химических элементов, взвесей, планктона.

Условия обитания организмов, которые создаются на подводных горах, в окружающих их водах и на других поднятиях океанского дна, в Тихом океане особенно интересны [2]. По количеству подводных гор Тихий занимает первое место среди океанов (по Менарду [5] — около 10 тыс., по Удинцеву [6]) — около 5—6 тыс.). Распределены горы неравномерно: в восточной части океана дно в пределах океанических котловин характеризуется относительно небольшим числом подводных гор, но изобилует многочисленными абиссальными холмами; в западной части сосредоточена основная часть островов и крупных подводных гор. Новые подводные горы на дне Тихого океана океанографические и гидрографические экспедиции обнаруживают и в настоящее время.

По особенностям размещения, связям с тектоническими структурами океанского дна подводные горы делятся на шесть групп: первая — в системах краевых вулканических дуг (Марианская, Идзу-Бонинская, Курильская, Алеутская и др.); вторая — в системах центральноокеанических поднятий сводового типа (хребты Императорский, Гавайский, Лайн, Туамоту и др.); третья — в зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия и связанных с ним подводных хребтов; четвертая — в системах поднятий сводового типа (хребты Наска, Западно-Чилийский); пятая — в зонах широтных разломов на востоке Тихого океана (Мендосино,

Пайонир, Меррей, Молокаи, Клариион и др.); шестая — отдельно стоящие горы и группы гор.

Для подводных гор и островов, входящих в каждую из выделенных групп, как правило, характерны некоторые специфические черты морфологии, строения, состава пород и истории формирования [3]. Многие подводные горы расположены в асейсмичных районах Тихого океана, что позволяет предполагать, что формирование вулканических гор здесь закончено. В то же время в зонах краевых островных дуг, в хребтах с развивающейся рифтовой зоной и, по-видимому, в зонах широтных разломов этот процесс продолжается.

Рельеф и структура дна северной части Тихого океана достаточно сложны (рис. 1). Гавайский и Императорский хребты занимают здесь

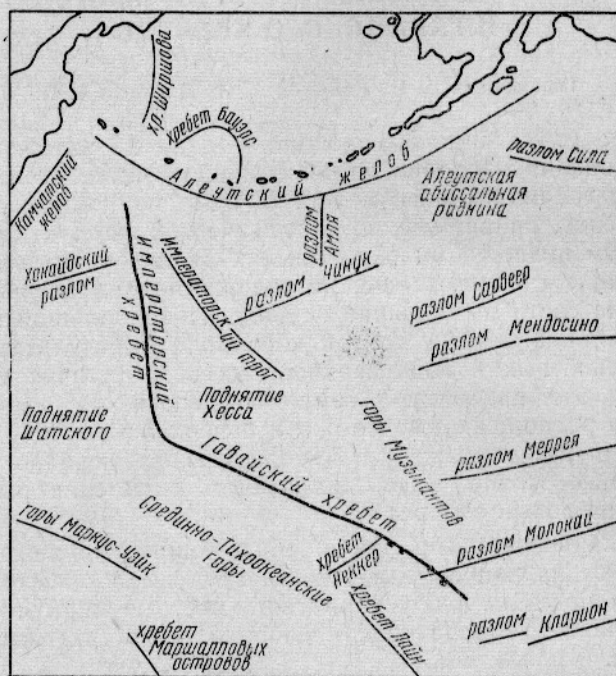


Рис. 1. Принципиальная схема основных структурных линий в северо-восточной и центральной частях Тихого океана (по Менарду, 1967).

одно из важнейших мест, разделяя две основные глубоководные котловины севера Тихого океана — Северо-Восточную и Северо-Западную. К югу и юго-западу от Гавайского хребта находится Центральная глубоководная котловина. Многие вопросы геоморфологии и геологии этих хребтов освещались неоднократно. Решение целого ряда ключевых проблем глубинного строения центральных областей Тихого океана требовали привлечения океанографических, геофизических и других данных по району Гавайского хребта [5, 6, 8, 12, 13, 17, 26, 28 и др.]. Несмотря на это, геоморфологическая изученность Гавайского и Императорского хребтов и прилежащих к ним участков абиссального дна все еще недостаточна. Исследования последних лет, систематически проводившиеся в этой части Тихого океана, дали много новых данных [9, 15, 16, 18, 20, 23]. Плодотворными были и исследования ТИНРО [3].

Общая характеристика Гавайского и Императорского хребтов. Гавайский и Императорский (иногда называемый Северо-Западным)

хребты удалены от материков и являются центральноокеаническими поднятиями сводового типа [6]. Их общая протяженность достигает почти 6000 км. На севере Императорский хребет подходит к возвышенности Обручева, которая в свою очередь расположена на стыке двух океанических валов: широкого вала Зенкевича, возвышающегося над ложем океана на несколько сот метров, и Алеутского вала. Глубинным сейсмическим зондированием установлено, что толща осадочных образований на поднятии Обручева достигает 1,5—2 тыс. м, что нехарактерно для типичных океанических поднятий. Далее располагается обычный для океанической коры базальтовый слой.

К востоку от Императорского хребта сравнительно недавно [15] была открыта крупная отрицательная структура — Императорский ров. Это — асейсмичная разломная зона шириной от 150 до 200 км, которая тянется в юго-восточном направлении почти на 3 тыс. км, а ее ось лежит на 1000—1500 м ниже уровня дна окружающего ложа океана. С запада на восток ров ограничен пологими, слабовыраженными поднятиями шириной до 100 км.

Между Гавайским и Императорским хребтами и Императорским рвом находится участок океанского ложа, имеющий форму равнобедренного треугольника, основание которого обращено на северо-восток. В центральной части этого участка находится поднятие Хесса, или Меллиш со сложным рельефом, обусловленным, видимо, разломной тектоникой и наличием разновысотных вулканических образований. Вершина одной из расположенных здесь подводных гор (банка Меллиш) находится на глубине 117 м. На юго-западе поднятие Хесса почти примыкает к стыку Гавайского и Императорского хребтов.

К востоку от Императорского рва и к северу от Гавайского хребта лежит слабо наклоненная к северу абиссальная равнина, в пределах которой часто встречаются невысокие (не более 500 м) с пологими склонами и уплощенными вершинами абиссальные холмы. На юго-востоке эта абиссальная холмистая равнина граничит с зоной разлома Молокаи, который вплотную подходит к структурам Гавайского хребта и, возможно, его пересекает. Зона разлома достигает в ширину 200 км и представляет собой систему чередующихся асимметричных хребтов и узких депрессий, направление которых параллельно разломной зоне. Абиссальная равнина простирается также к востоку и югу от Гавайского хребта, где ее пересекает зона разлома Кларин. По данным Менарда [5], восточнее Гавайских островов расположена линия ветвления трансформных широтных разломов.

Данные по геоморфологии подводных гор Гавайского архипелага и Императорского хребта приведены в работах Дитца и Менарда [12], Эмери [13], Гамильтона [17], Менарда [5], Малахова и Вулларда [23], Чейза и Менарда [9], Удинцева [6], Ларсона и Чейза [20], Джексона и др. [18], Конюхова [3]. В нашей работе сделана попытка рассмотреть некоторые общие геоморфологические характеристики Гавайского и Императорского хребтов как крупнейших элементов макрорельефа дна севера Тихого океана.

Гавайский хребет. Подводный рельеф в районе Гавайского хребта сравнительно хорошо изучен американскими экспедициями. Хребет простирается почти на 4 тыс. км от о-ва Гавайи до точки с координатами $\varphi=32,5^\circ$ с. ш., $\lambda=171,5^\circ$ в. д. Общее направление хребта — с востока-юго-востока на запад-северо-запад приблизительно под углом 60° к меридиану. В рассматриваемых границах хребет — линейно вытянутая структура, представляющая собой цепь вулканических гор со слившимися основаниями, наложенными на осевую зону Гавайского свода [8]. Сам Гавайский свод имеет ширину до 600 миль (1100 км). Если пренебречь мелкими неровностями рельефа, для свода характер-

на удивительно простая и симметричная форма, близкая к форме мало-амплитудной волны (амплитуда не превышает 900 м).

Там, где свод осложнен массивными вулканическими конусами, наблюдается проседание его отдельных участков под весом вулканических сооружений. При этом крылья свода, которые испытывают значительно меньшее воздействие со стороны хребта, отделены от последнего депрессией. Такая картина особенно хорошо выражена на юго-востоке Гавайского поднятия, где отчетливо выделяются ров и краевой вал (рис. 2). Собственно же Гавайский свод лучше всего прослеживается на северо-западной оконечности хребта, в районе сильной разреженности подводных гор.

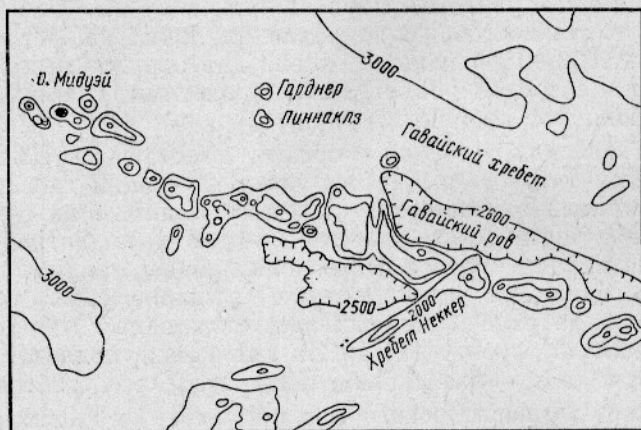


Рис. 2. Гавайский хребет, Гавайский ров и хребет Неккер в районе 165° з. д. (по Дитцу и Менарду, 1953).

Рельеф Гавайского рва и обращенного к нему склона краевого вала сравнительно спокойный. По данным Менарда [5], осадочного материала, который мог быть вынесен при абразии островов и гайотов, явно недостаточно для погребения неровностей рельефа от подножия хребта до гребня вала. По его мнению, эти неровности рельефа обусловлены трещинными излияниями жидкой магмы во время формирования хребта.

Среди вулканических сооружений Тихого океана Гавайский хребет самый крупный. Высота наиболее мощного вулканического образования в составе о-ва Гавайи достигает 9770 м (от дна Гавайского рва до вершины вулкана Мауна-Лоа). На основании сопоставления положения вершин гор в пределах хребта исследователи уже давно установили, что с продвижением на запад-северо-запад вершины понижаются: крупные острова сменяются невысокими небольшими островками, затем подводными банками, глубина которых постепенно возрастает.

Морфологическая выраженность Гавайского хребта крайне неравнозначна (см. рис. 2). Крайняя западная группа подводных гор, известная под названием банки Милуоки, представлена тремя крупными гайотами с единым цокольным основанием. Удинцев [6] относит ее к Императорскому хребту. Ось, соединяющая вершины этих гайотов, почти прямолинейна и направлена с запада-северо-запада на восток-юго-восток, т. е. в генеральном направлении Гавайского хребта, а не в субмеридиональном, которое характерно для Императорского хребта. Размеры всех трех гайотов близки. Один из них шириной около 75 км поднимается с глубины 5300 м. Вершинная поверхность гайотов расположена на глубинах 500—700 м. В отличие от вершин гайотов других групп, которые похожи на столообразные плато, рельеф этих

поверхностей сложнее. Для них характерны пологие склоны и несколько площадок шириной до 3 км, вероятно, древних абразионных террас. В западном направлении наблюдается увеличение глубины расположения вершин гайотов этой группы. Вершина крайней западной подводной гряды находится на 100—110 м глубже, чем восточной.

На востоке рассматриваемый участок хребта граничит с крупным узлом подводных гор, центром которого являются атоллы Куре и Мидуэй. Вокруг этих северных атоллов Тихого океана группируется много рифов, мелких гайотов и подводных гор. Куре и Мидуэй представляют собой низменные острова, остатки разрушенных эруптивных сооружений, которые в кайнозое были покрыты мощными шапками рифогенных известняков. Вулканические породы на их поверхности неизвестны. Атоллы имеют округлые замкнутые лагуны диаметром около 10 км. Их окружают крупные кольцевые рифы, покоящиеся на широких абразионных платформах, увенчанных отдельными выступающими пиками. Подводные горы в этой части хребта уже не сливаются, а располагаются на определенном расстоянии друг от друга, разделяясь проходами глубиной 4000—5400 м. Всего здесь насчитывается до 35 крупных подводных гор. Западнее атоллов Куре и Мидуэй известны лишь гайоты с относительно неглубоко залегающими вершинами. Большинство их было открыто сравнительно недавно. На некоторых из этих гайотов взяты образцы коренных пород [3].

Типичный гайот в этой части хребта представляет собой массивный вулканический конус высотой до 5000—5500 м с широкой, срезанной абразией вершиной, как правило, плоской и ровной. Амплитуда мелких неровностей рельефа обычно не более 10—15 м. Вершины имеют овальный или эллипсоидальный контур, длинные оси их чаще всего вытянуты либо с северо-запада на юго-восток, либо с северо-востока на юго-запад. Переход к склонам резкий, крутизна склонов до 15—17°, на склонах наблюдаются своего рода мелкие хребты, возможно, связанные со слившимися паразитическими вулканами в местных участках повышенной проницаемости или разломов. Подобные образования были отмечены Эмери [3] среди других мелких вулканических форм на склонах о-ва Гавайи.

Восточнее 176° з. д. находится другой крупный узел, отделяемый проходом с глубиной более 5100 м. Он простирается примерно до 165° з. д. Центром этого узла можно считать банку Гарднер Пиннаклз. Здесь сгруппированы небольшие острова, рифы и подводные банки — сглаженные вершины крупных подводных вулканов, находящиеся близко от водной поверхности. Узел сменяется частью хребта, где подводные горы разрезаны. Местами они выходят на поверхность океана (о-в Нихоа) или расположены вблизи нее.

В строении центрального сектора Гавайского хребта большую роль играет разломная тектоника. Ряд подводных банок (Брукса, Лаперуза и др.) лежат на отрезке прямой, образуя единую платформу. Положение этих банок, по-видимому, связано с извержениями по одному разлому, несколько секущему хребет. К Гавайскому поднятию в этой его части подходят несколько небольших хребтов северо-восточного простираения, являющихся, возможно, южными ветвями Композиторских гор (или гор Музыкантов), которые расположены в районе ветвления и затухания субширотных трансформных разломов севера Тихого океана. Самый интересный из таких хребтов — хребет Неккер шириной около 30 км с крутыми склонами (до 22°) и сильно погруженными вершинами (до 1600 м).

Еще далее к востоку располагается самый крупный узел подводных и надводных гор, составляющих собственно Гавайский архипелаг. Он включает девять островов и подводные горы, расходящиеся веером от о-ва Гавайи (наиболее значительного из Гавайских островов) на

восток, юг и юго-запад. Сам о-в Гавайи образован конусами слившихся пяти щитовых вулканов, из которых Мауна-Лоа поднимается на высоту 4170 м над уровнем океана. Размеры и высота островов убывают на северо-запад от о-ва Гавайи.

Со стороны более древних эруптивных сооружений острова опоясаны террасами, со стороны же молодых вулканов террасы либо отсутствуют, либо замаскированы обильным вулканическим материалом, поступавшим на склоны при извержениях. Террасы расположены на глубинах 350—530 м и отражают размах проседания сооружений при их формировании.

Императорский хребет. К северо-западу от Гавайского хребта расположен субмеридиональный Императорский хребет длиной 1850 км. Это широкое сводовое поднятие, осложненное крупными вулканическими конусами. От 33° с. ш. до 50° с. ш. вдоль подножия хребта протягиваются прогибы, аналогичные Гавайскому рву. Глубина их, по Удинцеву [6], превышает 5500 м, а в некоторых районах — даже 6000—6500 м. Максимальная глубина в прогибе зафиксирована с восточной стороны хребта (6830 м). Глубина западного рва 6520 м (рис. 3).

Ширина прогиба у подводной горы Кинмей достигает 50 км, а максимальная его глубина в этом районе 5920 м. Ширина краевого вала, окаймляющего ров со стороны абиссальной равнины, — до 200 км с относительным превышением над ложем океана 350 м. На гребне вала фиксируется разломная зона, по которой произошло проседание внутренней части вала. Можно выделить пологую внешнюю и крутую внутреннюю части вала. Рельеф внешней — неровный, осложненный холмами, высота которых постепенно возрастает в сторону абиссальной равнины до 150 м; рельеф внутренней — спокойный. Подводных гор и холмов здесь нет.

Профиль, выполненный через Императорский хребет в районе горы Джимму, показывает, что вдоль ее основания проходит прогиб шириной до 100 км и глубиной относительно вала до 900 м. У основания Императорского хребта прослеживается на всех профилях узкая депрессия глубиной до 200 м с абсолютной отметкой 6242 м.

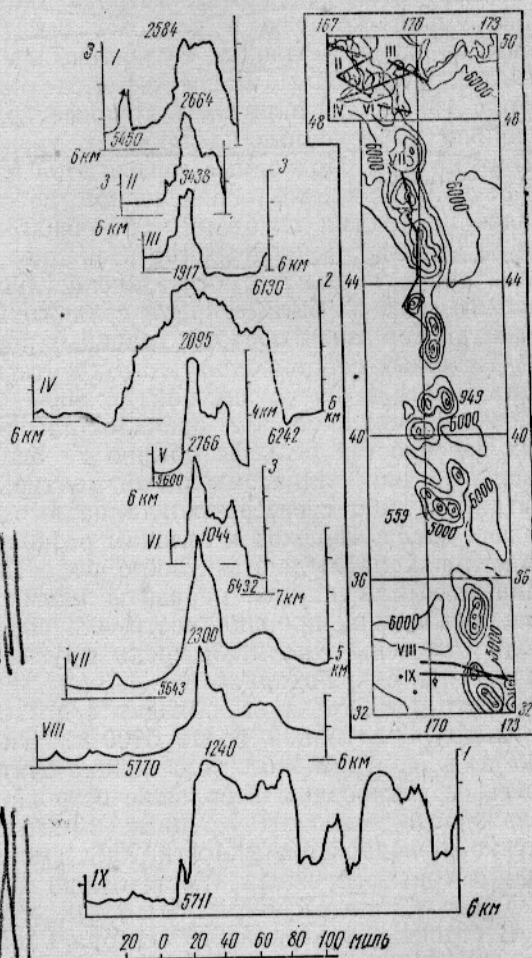


Рис. 3. Профили дна в районе Императорского хребта (по Удинцеву, 1972).

Профиль, проходящий между подводными горами Оджин и Кинмей, позволяет судить о характере Императорского свода [11]. На разрезе он вырисовывается в виде пологой симметричной волны, поднимающейся с глубины 6000 м. Ширина свода около 450 км, высота до 900 м. Краевые прогибы и валы в этом районе не фиксируются. Подводные горы, осложняющие свод, здесь невысоки, не более 1500 м. Естественно, их небольшая масса не привела к оседанию свода. Поэтому вокруг него отмечаются лишь локальные впадины оседания.

Императорский хребет составлен относительно небольшим числом крупных изолированных подводных гор. Наиболее значительные вулканические конусы — Тенчи, Джимму, Суйко, Нинтоку, Джингу, Оджин и Кинмей, вокруг которых группируются более мелкие горы. Глубины залегания вершин подводных гор самые различные: от 300—500 м (гора Кинмей) до 1857 м (гора Тенчи). Общая тенденция — возрастание глубин в северном направлении. Большинство гор изучено пока довольно слабо и только про некоторые из них, например про гору Тенчи, известно с достаточной определенностью, что это гайоты. Ее вершинная поверхность имеет вид широкой платформы, осложненной множеством небольших пиков, возможно, конусами небольших паразитических вулканов. Плоская вершинная поверхность на глубине 1340 м обнаружена и у горы Джимму.

Гора Нинтоку имеет минимальную глубину 930 м, а высоту над основанием — 4600 м. Вершинная поверхность опускается до глубины 1500 м, ниже которой начинается крутой склон. Предполагают, что это также гайот, так как на глубине 960 м была встречена выровненная площадка.

Самый крупный гайот Императорского хребта — гора Кинмей, ^{Кинма} простирающаяся с севера на юг до 240 км. Этот вулканический массив возник, по-видимому, в результате слияния нескольких подводных гор. Строение его вершинной поверхности, находящейся на глубинах 300—500 м, сложное. Здесь нередки высокие острые пики и глубокие с крутыми бортами ложбины. Эта гора отличается пологим южным склоном (уклон примерно $0^{\circ}20'$); крутизна остальных склонов колеблется от 8 до 10° . В южной части здесь так же, как на горе Милуоки, отмечена глубокая впадина, окруженная грядой.

Гайот Лира имеет две вершины, южная по форме близка к остроконечному пику [3].

Некоторые вопросы глубинного строения хребтов. По морфологии и происхождению Императорский хребет подобен Гавайскому и, по-видимому, они являются продолжением один другого. Морфологически это выражено, в частности, в том, что ни один из них не переходит за точку встречи в характерном для него направлении (рис. 4). Кроме того, глубины погружения вулканических гор постепенно возрастают — от о-ва Гавайи на крайнем юго-востоке системы до горы Тенчи — на крайнем севере. Правда, Удинцев [6] склонен рассматривать Императорский хребет как самостоятельную структуру.

Если глубину погружения вершин гайотов условно брать в качестве критерия возраста этих вулканических сооружений, то, приняв скорость погружения вулканов в океане равной 0,02 мм в год [4], можно определить возраст горы Тенчи, равный примерно 90 млн. лет, горы Джимму — 60 млн., горы Суйко — 55 млн., горы Нинтоку — 46 млн., горы Джингу — 40 млн. и горы Лира — 23 млн. лет.

Однако при расчетах возраста следует учитывать мощность карбонатной шапки, покрывающей большинство подводных гор. Поэтому возраст гор рассчитан очень приблизительно и, по-видимому, в наибольшей степени соответствует действительному лишь в северной группе гайотов Императорского хребта, которые не покрыты значительным слоем карбонатных отложений. К тому же гора с мощным

основанием будет оседать быстрее, чем одиночная островершинная, поэтому ориентировочная скорость 0,02 мм в год не отражает всего многообразия тектонической жизни подводных гор.

О глубинном строении вулканических хребтов в северо-западной части Тихого океана можно судить на основании данных сейсмических,

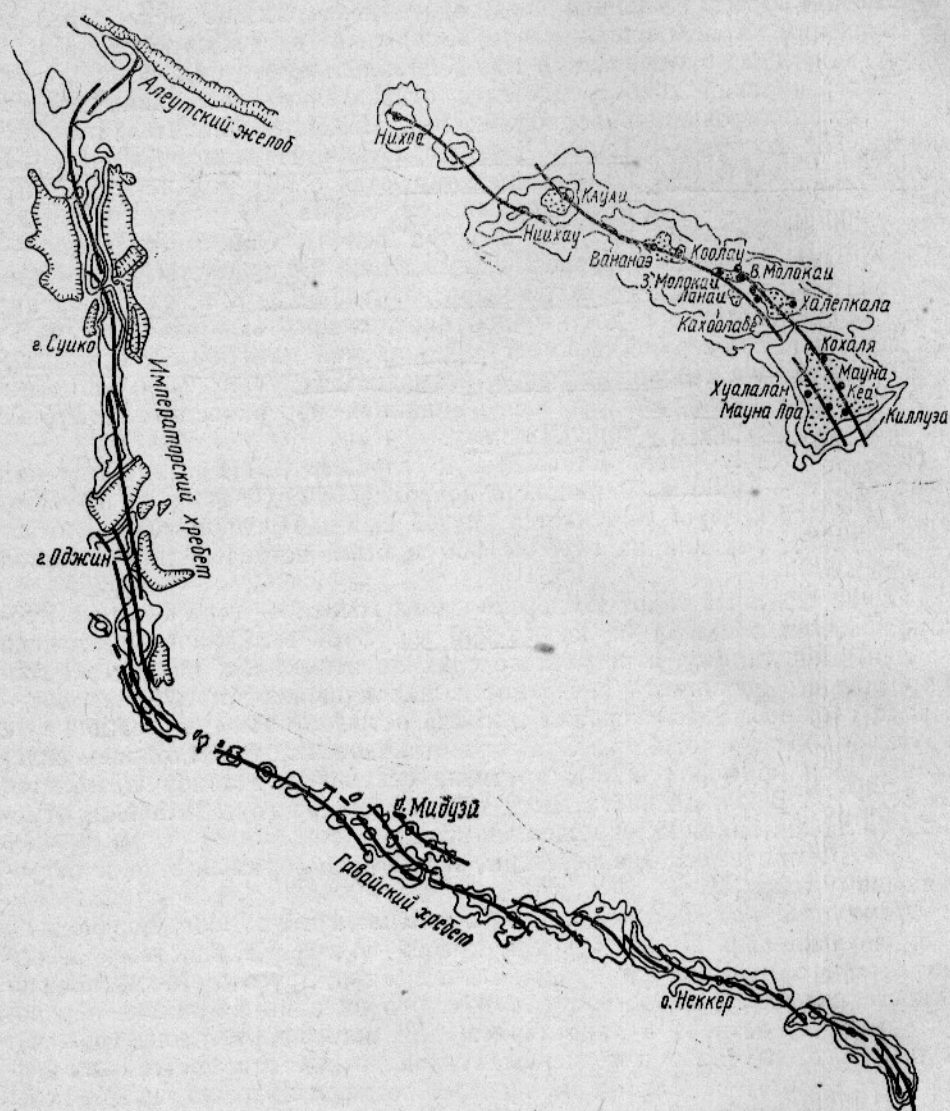


Рис. 4. Схема основных структурных линий в Гавайском и Императорском хребтах (По Джексону и др., 1972).

гравиметрических и магнитометрических исследований. Данные глубинного сейсмического зондирования [25] к северу от банки Гарднер Пиннаклз по профилю через склон, ров и вал Гавайского поднятия говорят о трехслойном строении коры в этом районе. Скорости прохождения сейсмических волн в поверхностном слое составляют 2,6—3 км/с. Вертикальные и горизонтальные скорости в этом слое в области Гавайского рва одинаковы, что свидетельствует о недостаточной уплотненности выполняющих его отложений.

Ниже залегает слой со скоростью 4,7 км/с, под которым находится маломощный слой, характеризующийся скоростями 5,5 км/с. Полага-

ют, что этот слой составлен вулканогенным материалом, так как он становится гораздо толще под хребтом (до 8 км) и тоньше к его периферии. Подошва слоя погружается к центру хребта. Скорости нижнего слоя океанической коры 6,7—6,9 км/с. Его средняя мощность, несколько увеличивающаяся к центру хребта, достигает 5—6 км. Поверхность Мохоровичича быстро погружается по направлению к центру хребта от 9 до 15—17 км. Сейсмические исследования регистрируют резкие изменения глубины верхней мантии: от 20 км под горой Мауна Кеа до 5—7 км под вулканом Коолау (о-в Оаху). Скорости прохождения сейсмических волн здесь субнормальные — 7,7—7,8 км/с, что связано с существованием древних интрузивных мантийных тел [16]. Подобные явления были встречены также при изучении хребта Тонга и о-ов Сообщества.

Средняя мощность коры вдоль оси Гавайского вала не превышает 5—6 км, а глубина залегания поверхности Мохоровичича равна 10,5 км. Непосредственно под хребтом эта поверхность проходит на разных глубинах, что связано, по-видимому, с существованием столбобразных тел, выполненных мантийноподобным материалом, распространенным под кальдерами древних вулканов на глубинах от 4,5 до 7 км от поверхности океана. На интрузивную природу этих тел указывают высокие значения плотности слагающих их пород — 3,25 г/см³, полученные на основании гравиметрических данных [26]. Широкие магнитометрические работы, проведенные в районе Гавайских островов, между 155 и 170° з. д., показали, что зоны разломов Мереей и Молокаи, не прерываясь, проходят через Гавайский свод в направлении на юго-запад [23], хотя на самом своде они никак не выражены.

Геофизических работ в районе Императорского хребта было значительно меньше. Разрез земной коры у гайота Лира [11] начинается слоем с малыми скоростями сейсмических волн — около 2 км/с. Внутри этого акустически прозрачного слоя имеются прослойки, акустически непрозрачные. Второй слой в верхней своей части характеризуется скоростью около 3,7 км/с, а в нижней — до 6,2 км/с. Мощность этого слоя резко ундулирует: от 1,5 км на периферии свода до нескольких километров в осевой его части, местами слой погружается на глубину 10 км. Мощность третьего слоя со скоростями 6,9 км/с — до 4 км. Кровля мантии ундулирует очень сильно в пределах самого свода: от 1 км в краевой части до 17 км в центральной. Скорость продольных волн в этом слое равна 8,2—8,3 км/с. По-видимому, разрез такого типа характерен в целом для свода, будь то Императорский или Гавайский, в том случае, когда он не осложнен структурами, вызывавшими оседание в коре.

Величина теплового потока в районе гор Джингу и Нинтоку [27] равна 1,0—1,5·10⁻⁶ кал/(с·см²), т. е. находится в пределах значений, характерных для северо-западной части океана в целом. Таким образом, Императорский хребет является асейсмичной, в геотермальном плане — невыраженной структурой.

Породы, встреченные на подводных горах Гавайского и Императорского хребтов. Вулканы на крупных островах Гавайского архипелага сложены покровами базальтовой лавы, образовавшимися в результате многократных и обширных извержений на стадии щитового вулкана, через которую прошли все вулканические горы. Лава, изливавшаяся на этой начальной стадии, была очень жидкой и представляла собой толеитовый и оливиновый базальт.

Верхняя часть щитов многих вулканов сложена лавовыми потоками, разделенными прослоями пепла, а местами — и погребенными почвами. Выброс пирокластического материала становится во времени все более значительным, а промежутки между извержениями постепенно возрастают. В заключительной стадии происходили изверже-

ния щелочных базальтов, тонким покровом лежащих на породах основной фазы формирования щита.

В последнее время подтвердилось, что обширные области океанического дна сложены своеобразными толеитовыми базальтами, отличающимися от континентальных более низким содержанием K_2O [14]. Океанические толеиты формируют пьедесталы большинства внутриокеанических островов, а серия «щелочной базальт — трахит» образует только «шапку», не превышающую 3—5% от всего объема острова [21].

Мак-Дугал [22] на основании определения возраста древнейших лав Гавайских островов, а также на основании увеличения эродированности вулканов в северо-западном направлении установил, что время затухания Гавайских вулканов возрастает вдоль островной гряды в направлении на северо-запад. Средняя скорость продвижения вулканизма, т. е. образования хребта, составляла 10—15 см в год. Суммированные данные о возрасте вулканизма в районе Гавайского и Императорского хребтов приводят Клиго и Джаррард [10]. Максимальный возраст в Гавайском хребте составляет по атоллу Мидуэй 22,5 млн. лет, в Императорском хребте на гайоте Мейфин — 67—70 млн. лет, гайотах Коко и Суйко — свыше 40 млн. лет.

В рейсе «Витязя» в северо-западной части Тихого океана с вершины гайота Суйко был поднят образец щелочного оливинового базальта со свежим сколом (содержание щелочей 5,78%) [7]. У основания горы Джимму с глубины 4650—5100 м было поднято 55 обломков пород [19]. Эти обломки — либо скатившиеся по склону продукты абразии вершины горы, либо они занесены сюда айсбергами в плейстоценовое время. Чернышева [7], сравнив химический состав базальтов с гор Джимму и Суйко, а также с Гавайских островов, показала, что первые скорее всего были снесены с вершины горы. Таким образом, породы гавайского комплекса оказались типичными и для подводных гор Императорского хребта.

При драгировании на вершине гайота Нинтоку были подняты, помимо образцов базальтов, обломки пород среднего и кислого состава (андезитов и липаритов), вулканогенно-осадочных пород и кремнистых известняков. При драгировании на гайоте с глубины 1000—1050 м в рейсе «Радуги» было поднято два крупных обломка коренной породы до 50 см в диаметре со следами свежего скола. Со всех сторон, кроме скола, обломок был покрыт толстой железо-марганцевой корочкой (до 5 см). По составу это толеитовый, сильно измененный базальт. Была поднята также галька вулканических пород 1—3-го класса окатанности.

С вершины горы Оджин подняли монолит массой до 15 кг, сложенный толеитовым базальтом со следами хлоритизации. В виде обломков и гальки встречены толеитовый и оливиновый базальты, туфолавы основного состава, андезит, породы метаморфического и интрузивного происхождения.

На гайоте Лира с глубин 560—580 м драгой были захвачены обломки толеитового базальта, андезита и органогенно-обломочных известняков в форме шаровидных образований с раковинами моллюсков внутри них. Образцы базальтовой лавы подняты и с вершины горы Кинмей. Здесь же встречены органогенно-обломочные известняки, фораминиферовые известняки и обломки древних ветвистых кораллов.

Базальты с подводных гор Императорского хребта по составу чаще всего оливиновые, причем оливин нередко нацело замещен хлоритоподобными минералами, обладают гиалопилитовой структурой. Встречаются разновидности с нацело иддинксированным оливином. Известно, что иддинкситы обычно образуются в наземных условиях. Для толеитовых разновидностей характерны выделения плагиоклазов в микролитах.

Пустоты в породе по стенкам выполняются опалом, иногда карбонатом.

Сравнительно редки гиалобазальты. Состав излившихся пород в целом характерен для подводных хребтов центральноокеанического типа. Интересно присутствие иддинкситов и опациitizedированной роговой обманки, свидетельствующих о сложной истории развития подводных гор. Одним из этапов такого развития, по-видимому, было существование островов — надводных вулканов. Эруптивная деятельность последних протекала долгое время в субазральных условиях. После затухания вулканической деятельности острова, снивелированные абразией, постепенно погрузились в океанские воды.

Средние и кислые изверженные породы, а также осадочные и метаморфические образования скорее всего принесены плавучими льдами с Камчатки, Курильских и Алеутских островов. Эти породы постепенно исчезают по мере продвижения на юг, кроме того, среди поднятых образцов они ни разу не были представлены сколотыми обломками.

Если количество находок средних и кислых изверженных, а также метаморфических пород сокращается к юго-востоку, то число карбонатных обломков, поднятых в тралах и драгах, напротив, быстро увеличивается. Драгирование на подводных горах Лира и Кинмей показывает, что большая часть вершин этих подводных гор, по-видимому, покрыта плащом карбонатных образований. В пределах Гавайского хребта, начиная с банки Милуоки, карбонатные породы и прежде всего органогенно-обломочные и фораминиферовые известняки становятся единственным типом пород, которые обнажаются на вершинах подводных гор.

На банках Гавайского хребта преобладают известняки кремового и буровато-желтого цвета, очень плотные, почти сливные, со слоистой текстурой. На свежем поперечном сколе можно видеть более светлые прослойки известняка, как правило, пористого или кавернозного мощностью от 0,5 до 1,5 см. Они чередуются с прослойками кремового микрозернистого сливного известняка, лишенного макроскопических пор, неоднородными по мощности, утоняющимися либо разрастающимися по простиранию. Встречаются тонкие прослойки мелоподобного, сильно крошащегося известняка. В пределах описываемых прослоев выделяются более тонкие слои с различной морфологией. Так, в кавернозном слое различаются тонкие слои с кавернами различной величины: в одних довольно крупные, в других мелкие. В сливном микрозернистом известняке также просматриваются тонкие миллиметровые слои, окрашенные с различной интенсивностью. На выветренной стороне образцов встречаются крупные каверны глубиной до 1—2 см, чаще всего в прослойках относительно мягкого, более светлого известняка. Над кавернами в виде козырьков нависают прослойки кремового известняка. Повсеместно со стороны выветренной поверхности образцы покрыты черным налетом окислов железа и марганца.

Известняки сложены в различной степени перекристаллизованными скелетными остатками разных морских организмов, больше всего раковин фораминифер и мелких моллюсков, остатков трубочек серпулид или близких к ним организмов.

Находки обызвесткованных обломков древних ветвистых кораллов на вершине горы Кинмей дают право предположить, что в не очень отдаленном прошлом вершина находилась вблизи водной поверхности. Возможно, что когда-то на Кинмее существовали крупные рифовые постройки. Некоторые особенности рельефа южной части вершины Кинмей могут свидетельствовать о существовании лагуны, защищенной барьерным рифом. Возможны, однако, и другие объяснения.

Основываясь на характере размещения и составе пород, образцы которых были подняты с вершин подводных гор Императорского и Гавайского хребтов, можно прийти к следующим выводам относительно этапов развития этих вулканических гор. На первом этапе развитие вулканов в пределах описываемых хребтов приводило к появлению вулканических островов, отличавшихся резко расчлененным рельефом. Излияния продолжались и в субазральных условиях. В этот период проседание всего сооружения под тяжестью вулканических масс отставало от темпа поступления магматических расплавов и, следовательно, от роста вулканического конуса.

На втором этапе проседание стало преобладать над ростом вулкана. В теплых широтах на абразионных площадках в периферийных частях вершин проседание сопровождалось ростом коралловых построек. Надводная часть конуса частично была разрушена эрозионными процессами, частично погребена под разросшимся рифом. На третьем этапе вулканическая часть конуса оказывалась ниже уровня океанских вод. Надводную часть горы составляли рифовые сооружения. Эта стадия рифа или атолла была необязательной для вулканических гор самой северной группы.

В результате резкого проседания дна либо какого-нибудь другого катастрофического для кораллов события атолл погибал и разрушался частично в результате действия волновой абразии. Вершина горы приобретала форму, типичную для гайота. При последующем медленном прогибании, вызванным постепенным накоплением карбонатного материала, вершина горы теряла очертания, характерные для столовой горы. Карбонаты быстрее аккумулировались в центральной части вершины, вследствие чего осадочная «шапка» здесь росла быстрее. В конце концов вершина приобретала вид сахарной головы.

В высоких широтах накопление карбонатов было в значительной степени подавлено. Если скорость проседания океанского дна была достаточно высокой, эрозионные процессы не могли разрушить надводную часть конуса, на что указывают обломки пород, образовавшихся при наземных излияниях. Такая гора не приобретала черт, типичных для классического гайота.

О происхождении подводных хребтов. Проблема происхождения Гавайского и Императорского хребтов привлекала внимание многих исследователей. В данной работе не имеется в виду дать характеристику всех точек зрения по этой проблеме и их анализ. Отметим лишь, что еще в 1942 г. было высказано предположение, что Гавайский свод является огромной линзой вулканических излияний, происшедших по линии очень длинного разлома коры. При этом вал и ров образовались при эластичном изгибании последней [8]. Идея прямолинейного, большого по протяженности разлома поддерживалась многими исследователями. Гамильтон [17] наметил стадийность в образовании гавайских структур на месте разломной зоны в осевой части свода.

Менард несколько модернизировал идею главного разлома, отметив, что линейно вытянутые группы подводных гор вулканического происхождения образуются следующим путем: вдоль части главного разлома возникают вулканы; под их давлением на океанической коре возникают периферические рвы и валы; в местах растяжения коры, особенно там, где валы пересекают главную линию разлома, появляются новые вулканы. В 1965 г. было сделано предположение, что Гавайские острова образовались на пересечении основного Гавайского разлома с линией разлома Молокаи [26].

Опираясь на сравнительно детальные геофизические и батиметрические исследования, Малахов и Вуллард [23] пришли к выводу, что основой формирования Гавайского хребта явились сдвиговые напряжения, в результате которых образовался разлом океанической коры

и началось последующее дробление ее вдоль разлома. Поверхностные излияния магмы обусловили возникновение подводных гор, а в некоторых случаях и хребтов, при интенсивном росте которых появились острова с надводными вулканическими куполами и кальдерами. При прекращении вулканизма возникшие образования погружаются, чтобы достигнуть состояния изостатического равновесия, вокруг погружающихся островов образуются рифы и атоллы.

Удинцев [6] связывает возникновение Гавайского и Императорского хребтов с пододвиганием плиты Северо-Восточной котловины под плиты Северо-Западной и Центральной котловин, которое вызывается горизонтальными перемещениями литосферы в области Восточно-Тихоокеанского поднятия как срединно-океанического хребта.

Однако в свете имеющихся данных главного Гавайского разлома на столь большом протяжении, по-видимому, не существует [23]. Кроме того, гипотезы о происхождении хребта должны дать объяснение таким важным фактам, как увеличение возраста вулканов в северо-восточном направлении от действующих вулканов о-ва Гавайи и существование Императорского хребта, связанного с Гавайским.

Еще в 1953 г. Дитц и Менард [12] обратили внимание на роль вертикальных сил в виде конвекционного потока, который, подходя к океанической коре, вызывает деформации и вулканизм и расходится в разные стороны. Идея о большом значении вертикальных сил в формировании Гавайской зоны получила дальнейшее развитие. В работах Вильсона [28, 29] она обосновывается теоретическими и практическими данными и используется для объяснения возможного происхождения Гавайских островов. Гипотеза, основанная на этой идее, получила название гипотезы «горячих точек».

Согласно Вильсону, источник тепла находится в верхней мантии. Поднимающийся тепловой поток вспучивает океаническую кору, что приводит к растрескиванию и излияниям лавы. При этом вулканический конус и океаническая кора в целом продвигаются над «горячей точкой» за счет раздвижения в срединно-океаническом хребте. В итоге, если направление движения океанической плиты не меняется, образуется длинный протяженный вулканический хребет, возраст которого увеличивается при удалении от действующего вулкана.

Хотя гипотеза Вильсона объясняла главную особенность вулканических хребтов Гавайского типа — увеличение возраста вдоль цепи вулканов, — она не давала ответа на многие другие вопросы, в частности относительно резкого разворота Гавайского хребта по отношению к Императорскому, о группировании вулканов вдоль хребта в узлы, о происхождении асейсмичных хребтов, отходящих в сторону от Гавайского и некоторых других хребтов.

При изучении магнитных аномалий в северо-западной части Тихого океана [20 и др.] выяснилось, что Гавайский и Императорский хребты — структуры, наложенные на океаническую кору. Они секут магнитные аномалии. Океанические плиты в этой части океана продвигались на север с некоторым разворотом по часовой стрелке. Вулканы, видимо, возникали при движении плиты над «горячей точкой» с диаметром около 300 км [10].

В рассматриваемом варианте гипотеза «горячей точки» хотя и объясняет в какой-то мере происхождение хребтов центральноокеанического типа, все же нуждается в существенных дополнениях. В частности, стоит отметить следующее.

1. «Горячие точки» образуют свод на поверхности ложа океана при прохождении над ней плиты за счет вспучивания океанической коры.

2. Крупные вулканы формируются в высокопроницаемых зонах, представляющих собой участки дробления коры глубинными разлома-

ми. Действительно, районы пересечения сводов центральноокеанических поднятий трансформными разломами отмечены крупными узлами вулканических гор. Так, Гавайские острова находятся в зоне разломов Молокаи, гора Гарднер Пиннаклз и группирующиеся вокруг нее вулканы — в зоне подхода к хребту разлома Меррей, меньшему по размерам разлому Пайонир соответствует скопление гор в узле Куре-Мидуэй и т. д.

3. Вулканы обычно выстраиваются в цепочки, ориентированные в том же направлении, в каком секут свод зоны разломов. Районы отсутствия на своде крупных гор находятся там, где отсутствуют разломы. Вулканическая деятельность зафиксирована при прохождении проницаемых зон над «горячей точкой». Сама по себе «точка» не приводит к образованию вулканов на своде поднятия, так как проницаемость коры достаточно слаба. Но там, где формирующийся свод накладывается на зоны трансформных или даже одиночных, но достаточно крупных разломов, проницаемость коры становится значительно выше и на гребне свода вырастают крупные подводные горы или целые вулканические узлы.

Естественно, проблема происхождения Гавайского и Императорского хребтов и связанных с ними подводных гор разработана недостаточно и нуждается в дальнейшем изучении как с общетектонических и общегеоморфологических, так и с региональных позиций.

Выводы

1. Гавайский и Императорский хребты могут рассматриваться как единая система поднятий центральноокеанического типа, разделяющих две основные глубоководные котловины на севере Тихого океана.

2. В геоморфологии хребтов имеются общие черты. Важное значение принадлежит вулканическим узлам, в которых сосредоточена большая часть подводных гор.

3. Прослеживается изменение глубинного уровня вершин подводных гор и их возраста в направлении с северо-запада на юго-восток, а также состава пород, слагающих вершины.

4. Происхождение Гавайского и Императорского хребтов может быть объяснено с привлечением гипотезы «горячих точек».

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гальперин Е. И., Косминская И. П. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1964. 306 с.
2. Гершанович Д. Е., Натаров В. В., Черный Э. И. Океанологические основы формирования повышенной продуктивности в Тихом океане. — «Труды ВНИРО», 1974, т. 98, с. 35—42.
3. Конюхов А. И. К геоморфологии подводных гор в Тихом океане. — «Труды ВНИРО», 1974, т. 98, с. 120—135.
4. Леонтьев О. К., Медведев В. С. Эволюция атоллов Тихого океана. — «Природа», 1972, № 9, с. 80—87.
5. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966. 276 с.
6. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 394 с.
7. Чернышева В. И. Оливиновый базальт в районе северного окончания подводного Гавайского хребта. — «ДАН СССР», 1963, т. 151, № 6, с. 1433—1436.
8. Betz F., Hess H. The floor of the North Pacific ocean.—Geogr. Rev., 1942, vol. 32, p. 99—116.
9. Chase T. E., Menard H. W., Mammerrick J. Topography of the North Pacific (chart TR—17). La Jolla, Inst. of Marine Resources, Univ. California at San Diego, 1971.
10. Clague D. A., Jarrad R. D. Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian—Emperor Chain.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 4, p. 1135—1154.
11. Den N., Ludwig W. J., Murauchi S., Ewing J. I., Hotta H., Edgar N. T., Yoshii T., Asanuma S., Hagiwara K., Sato S., Ando S.

Seismic—refraction measurements in the Northwest Pacific Basin.—J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 6, p. 1421—1434.

12. Dietz R. S., Menard H. W. Hawaiian swell, Deep and rach and subsidence of the Hawaiian islands.—J. Geol., 1953, vol. 61, N 2, p. 99—113.

13. Emery K. O. Submarine topography South of Hawaii.—Pacif. Sci., 1955, vol. 9, N 3, p. 286—291.

14. Engel C., Engel A. Volcanic rocks dredged southwest of the Hawaiian islands, Geol. Survey Res. Prof. Paper., 550-d, 1966, p. 104—108.

15. Erickson B. H., Nangler F. P., Lucas W. H. Emperor Fracture zone: a newly discovered feature in the Central North Pacific.—Nature, 1970, vol. 225, N 5227, p. 53—54.

16. Furumoto A. S., Wollard, G. P., Campbell J. F., Hussong D. M. Variations in the thickness of the crust in the Hawaiian Archipelago. The Crust: and Upper Mantle of the Pacific Area. Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr., 1968, N 12, p. 94—111.

17. Hamilton E. L. Marine geology of the southern Hawaiian Ridge.—Bull. Geol. Soc. America, 1957, vol. 68, N 8, p. 1011—1026.

18. Jackson E. D., Silver E. A., Dalrymple G. B. Hawaiian—Emperor chain and its relation to Cenozoic circumpacific tectonic. Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 3, p. 601—618.

19. Kuno H., Fisher R. L. and Nasu N. Rocks fragments and pebbles dredged near Jimmu Seamount, Northwestern Pacific.—Deep-Sea Res., 1955, vol. 3, N 2, p. 126—133.

20. Larson R. L., Chase C. G. Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean. Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, N 12, p. 3327—3344.

21. MacDonald G. A. and Katsura T. Chemical composition of Hawaiian-Pan lavas.—Journ. Petrology, 1964, vol. 5, p. 82—133.

22. McDougall J. Potassium—Argon ages from lavas of the Hawaiian islands. Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, vol. 75, p. 107—127.

23. Malahoff A., and Woollard G. P. Magnetic and tectonic trends over the Hawaiian ridge.—In "The Sea", vol. 4, p. 2, N. Y., Wiley, 1970, p. 241—276.

24. Menard H. W. Extension of Northeastern Pacific fracture zones. "Science", 1967, vol. 155, N 3758, p. 72—74.

25. Shor G. G. Crustal structure of the Hawaiian ridge near Gardner Pinnacles.—Bull. Seism. Soc. Amer., 1960, vol. 50, N 4, p. 563—573.

26. Strange W. E., Woollard G. P., Rose J. C. An analysis of the gravity field over the Hawaiian Islands in terms of crustal structure.—Pacif. Science, 1965, vol. 19, N 3, p. 381—389.

27. Vacquier V., Uyeda S., Yasui M., Sclater Q., Corry C., Watanabe T. Heat flow measurements in the northwestern Pacific. Bull. Earth Res. Inst. Tokyo University, 1966, vol. 44, p. 1519—1535.

28. Wilson G. I. A possible origin of the Hawaiian Islands.—Canadian Journ. of Physics, 1963, vol. 41, p. 863—870.

29. Wilson J. T. Mantle plumes and plate motions.—Tectonophysics, 1973, vol. 19, N 2, p. 149—164.

Main geomorphologic features of the Emperor and Hawaiian ridges

D. E. Gershanovich, A. I. Konyukhov, A. P. Litsin

SUMMARY

The Hawaiian and Emperor ridges are the most important structural formations dividing the Northwest Pacific from the Northeast Pacific. A great number of submerged mounts with different oceanologic regimes and biological productivity are situated within the limits of the mounts which seem to be morphologically and genetically connected with each other. A brief characteristics of typical submerged mounts is given. Some peculiarities of their geological structure are analysed. Principle hypotheses on the origin of the ridges are cited.

УДК 551.464.6(267)

**ЭЛЕМЕНТЫ БАЛАНСА БИОГЕННЫХ СОЕДИНЕНИЙ АЗОТА,
ФОСФОРА И КРЕМНИЯ В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ**

Максимова М. П.

Океан представляет динамически сбалансированную биогеохимическую систему.

В. И. Вернадский [3] рассматривает геохимическое постоянство океана как совокупность бесконечного количества самых разнообразных, непрерывно происходящих динамических, химических, физико-химических, геохимических, биогеохимических равновесий.

В океане происходит непрерывный круговорот веществ и энергии. Все химические элементы, входящие в состав океанской воды в растворенном, коллоидном, взвешенном состоянии и включенные в организмы, населяющие океан, находятся в постоянном движении, измеряемом подчас несопоставимыми единицами времени.

Одним из важнейших процессов, происходящих в океане, является круговорот органического вещества, он тесно связан с круговоротом важнейших биогенных элементов — азота, фосфора, кремниевой кислоты. Эти химические элементы включены в круговорот: минеральные соединения, растворенные и взвешенные в океанской воде — живые организмы — отмершее органическое вещество — минеральные соединения. Малый круг предопределяет прохождение всех этих фаз в фотическом слое океана и, как покажут расчеты, значение его, особенно в низких широтах, чрезвычайно велико. Но частично биогенные элементы выпадают из малого круга и включаются в большой круговорот.

Потеря биогенных элементов из малого круга происходит при гравитационном выносе их из фотического слоя с неразложившимися остатками органического вещества, при переходе на высшие уровни трофической цепи и миграции живых организмов этих звеньев в глубины, а также при физической миграции свободного восстановленного азота в атмосферу и чисто физической потери из фотического слоя в зонах опускания поверхностных вод. Наблюдающееся постоянство во времени содержания биогенных элементов в фотическом слое в масштабе всего Мирового океана в целом свидетельствует об установившемся равновесии процессов, приводящих к потере биогенных элементов фотическим слоем, и процессов, способствующих компенсации — выполнению этих потерь.

В настоящей статье нас интересует так называемый «малый круговорот» — потеря биогенных элементов фотическим слоем и их компенсационное пополнение в этом слое. К компенсационным процессам относятся: поступление биогенных элементов в фотический слой при подъеме глубинных вод и с атмосферными осадками и речным стоком.

Подъем глубинных вод является основным источником пополнения фотического слоя биогенными элементами. Приближенная оценка поступления биогенных элементов в фотический слой при подъеме глу-

бинных вод сделана для динамически активной акватории Индийского океана, расположенной к северу от зоны субтропического антициклонического круговорота (САК). Расчеты выполнены на основе данных по подъему вод в области основных апвеллингов северной муссонной области Индийского океана [18, 19, 21, 22, 23, 25] и приавстралийской области [21, 24]; а также гидрохимических материалов, полученных в результате обработки автором всех репрезентативных первичных данных химических анализов биогенных элементов советских и зарубежных экспедиционных исследований.

Согласно этим расчетам, в фотический слой к северу от зоны САК поступает из глубины ежегодно порядка 35 млн. т фосфатного фосфора, 200 млн. т нитратного азота и 400 млн. т растворенного кремния. Эти же цифры правомерно отнести и ко всей акватории Индийского океана, расположенной к северу от зоны субтропической конвергенции (СТК) (40° ю. ш.), включая зону субтропического антициклонического круговорота (САК), поскольку в этой зоне подъем вод практически отсутствует. Незначительное количество биогенных элементов в фотический слой зоны САК поступает только при адвекции из других зон, а также с атмосферными осадками и речным стоком.

Поступление биогенных элементов в фотический слой при подъеме глубинных вод для акватории Индийского океана, расположенной южнее зоны СТК, в настоящее время не поддается учету. Но это обстоятельство с гидробиологической точки зрения менее важно, так как южнее зоны СТК содержание биогенных элементов в фотическом слое круглый год достаточно высокое и не ограничивает продуктивность фитопланктона.

С материковым стоком поступление биогенных элементов в прибрежную зону Индийского океана происходит только севернее 35° ю. ш., так как южнее 35° ю. ш. в Индийский океан не впадает ни одна река. Но и южнее экватора в Индийский океан впадают только три крупные реки. Материковый сток сосредоточен в северной части Индийского океана, в основном в трех небольших предустьевых районах: в северных частях Аравийского и Андаманского морей и Бенгальском заливе. Влияние речного стока в обогащении биогенными элементами сказывается только в сравнительно небольших надшельфовых районах, примыкающих к устьям крупных рек. В Индийском океане, в районах, испытывающих непосредственное влияние стока больших рек — Инда (квадрат 102/3*), Ганга (100/2 и 99/1), Иравади и Салуина (63/4), — концентрация биогенных элементов значительно повышена — в 2—5 раз по сравнению с их содержанием в смежных квадратах.

Несмотря на усиленную механическую и химическую денудацию в областях с влажным и жарким климатом, к которым относится и большинство бассейнов рек Индийского океана, что приводит к большому выносу в океан не только твердого, но и растворенного материала, доля речного стока в пополнении запасов биогенных элементов в океане невелика. Это обстоятельство очевидно даже в результате приближенной оценки поставки биогенных элементов речным стоком в Индийский океан. Мы не располагаем материалами по химическому стоку рек, впадающих в Индийский океан, поэтому расчеты носят приближенный характер, дающий представление лишь о суммарном стоке.

Индийский океан получает ежегодно 5,1 тыс. км³ речных вод [2]: «Средний состав больших рек всех стран света, протекающих сотни верст по континентам среди меняющихся различных физико-географических условий, оказывается очень близким и почти совпадает со сред-

* $10^\circ/5^\circ$ — квадраты Марсдена.

ним составом речной воды, полученным из всех имеющихся анализов рек» [3].

Общая концентрация соединений азота в речной воде почти в 1,5 раза выше, чем в океанической. Если взять для приближенных расчетов средние цифры концентрации биогенных элементов в воде р. Миссисипи [16]*, то годовое поступление соединений азота в Индийский океан с речным стоком составит около 1,91 млн. т минерального и 1,78 млн. т органического азота. Суммарный вынос соединений азота реками достигает 3,7 млн. т.

Близкая цифра средней концентрации азота — около 0,6 мгN/л — использована для расчета выноса соединений азота реками в Тихий океан [13]. При использовании этой цифры мы получили бы суммарный сток соединений азота с речными водами в Индийский океан около 3,1 млн. т в год.

Дельвич [5] оценивает ежегодный вынос азота с суши в Мировой океан около 30 млн. т (средняя концентрация общего азота 0,8 мгN/л), на долю Индийского океана согласно этой цифре должно приходиться около 4,2 млн. т соединений азота. Дельвич считает, что $\frac{1}{3}$ азота выносится в форме нитратов и $\frac{2}{3}$ — в форме органических соединений.

Средняя цифра из трех вариантов приближенной оценки поступления соединений азота с речными водами в Индийский океан составит около 3,7 млн. т. Причем на северную часть Индийского океана, расположенную к северу от экватора, приходится около 70% речного стока и около 2,6 млн. т соединений азота, выносимых реками.

Речные воды в среднем содержат фосфора столько же, сколько его содержит океаническая вода $\sim 6 \cdot 10^{-6}\%$ [4]. В пересчете в весовую форму эта величина составит около 60 мкгP/л. При речном стоке в Индийский океан 5,1 тыс. км³ в год ежегодно в него должно поступать всего лишь 0,31 млн. т фосфора.

По Д. Хатчинсону [15], среднее содержание фосфора в речных водах земного шара составляет около 70 мкгP/л, в пересчете на объем стока рек в Индийский океан получим 0,36 млн. т фосфора. Несмотря на незначительность этих величин, следует принять во внимание, что реки являются практически единственным поставщиком фосфора в океан.

Реки приносят огромное количество кремнекислоты, причем главным образом в виде аморфной, растворенной H_4SiO_4 , взвесей глинистых частиц, осколков алюмосиликатов. При контакте с морской водой большая часть грубых взвесей выпадает. Растворимость аморфной кремнекислоты в океанической воде за счет более высокого значения pH и ионной силы выше, чем в речных водах. В реках мира среднее содержание кремнекислоты около $6 \cdot 10^{-4}\%$ [4], или около 6 мг/л. По Мэйсону [9], среднее содержание Si в речных водах также около 6 мг Si/л (13,1 мг/л SiO_2). При речном стоке 5,1 тыс. км³ и при средней концентрации Si в речных водах около 6 мг/л ежегодно в Индийский океан должно было бы выноситься около 30 млн. т кремния.

Ледниками Антарктиды поставляется весьма значительное количество кремния. Невыветренный тонкодисперсный материал горных пород, вносимый непосредственно в Южный океан, видимо, существенно влияет на баланс кремнезема в океане [10]. Если принять количество осадочного материала, ежегодно выносимого с материка Антарктиды в Индийский океан, 350 млн. т [8], при среднем содержании кремнезема около 52% [4], то общий вынос SiO_2 составит 180 млн. т.

По Данальду и др. [16], потенциально возможное количество кремнезема при ледовом антарктическом стоке составляет $1,4 \cdot 10^{15}$ г в год. Учитывая, что, по А. П. Лисицыну [8], количество материала, ежегодно

* Алекин О. А. (1966) дает близкие цифры среднего содержания минерального азота в речных водах.

сносимого в прилежащие океаны с материка Антарктиды, грубо приближенно распределяется в равных долях между Атлантическим, Тихим и Индийским, на долю Индийского сектора придется примерно 470 млн. т SiO_2 .

По данным Клауса [10], величина ежегодного выноса кремнезема с Антарктиды в Мировой океан составляет $(0,5 \div 0,8) \cdot 10^{15}$ г SiO_2 , что соответствует выносу в Индийский океан 170—270 млн. т. SiO_2 . Средняя цифра ежегодного выноса кремнезема в Индийский океан с Антарктиды близка к 350 млн. т SiO_2 . Количество кремния, переходящее в растворенную форму, нам не известно. Но, очевидно, вынос кремнезема с Антарктиды способствует обогащению антарктических вод растворенной кремнекислотой.

С атмосферными осадками в Индийский океан поступает около 74 тыс. км³ пресных вод. Максимум атмосферных осадков сосредоточен в восточной части Аравийского моря и Бенгальского залива, в Андамском море и у островов Зондского архипелага (около 300 см в год). Большое количество осадков выпадает также в экваториальной области (около 200 см в год) [12]. В атмосферных осадках находится довольно значительное количество соединений азота; фосфор и кремний практически отсутствуют. Дожди приносят ежегодно на каждый метр океанской поверхности в среднем 28 мг нитратного азота и 56—240 мг аммонийного азота [16]. Принимая во внимание эти цифры, на всю акваторию Индийского океана за год должно поступить около 2,05 млн. т нитратного азота и около 4,10—17,5 млн. т аммонийного, что составит в сумме 6,15—19,5 млн. т, а в среднем около 13 млн. т.

По сведениям, собранным Аллисоном [17], в разных точках земного шара на 1 га почвы с атмосферными осадками поступает от 2 до 20 кг азота, чаще всего 4—6 кг/га в год. Если для расчета использовать минимальную цифру (2 кг/га), мотивируя это обстоятельство тем, что над океаном атмосфера менее загрязнена промышленными выбросами, чем над сушей, что сказывается на концентрации азота в осадках, получим цифру поступления связанного азота в Индийский океан с атмосферными осадками — 14,7 млн. т, т. е. близкую первому варианту расчета, сделанному по Хорне; а при среднем значении 5 кгN/га — около 37 млн. т.

При расчете поступления связанного азота с атмосферными осадками на акваторию Тихого океана [15] среднее его содержание принималось равным 0,3 мг/л. Используя эту цифру для Индийского океана, получили бы величину поступления связанного азота с атмосферными осадками около 22 млн. т.

Очевидно, наиболее вероятная величина поступления связанного азота с атмосферными осадками на акватории Индийского океана, принимая во внимание вышеприведенные расчеты, составит около 15—20 млн. т в год.

Фиксация свободного азота производится некоторыми морскими водорослями, но количественных данных, характеризующих этот процесс, почти нет. По Е. Н. Мишустину [11], в водной среде земного шара фиксируется за год около 10 млн. т азота. Учитывая площадь Индийского океана, на его акватории возможна фиксация около 2 млн. т азота. Интенсивность азотфиксации водорослями в приповерхностных водах Черного моря, по многолетним данным, достигает 0,4 мгN/м³ в год [13]. Близкие показатели получены для озер умеренных широт — около 0,5 гN/м² [18]. При подобной интенсивности фиксации азота водорослями в Индийском океане в течение года его количество составило бы 3—4 млн. т, что не противоречит данным Е. Н. Мишустина.

На блок-схеме (рис. 1) представлены элементы баланса азота, фосфора и кремния в Индийском океане. Несмотря на ориентировочный

характер, порядок полученных величин составляющих баланса биогенных элементов, несомненно, является верным, что позволяет выявить значение этих факторов в пополнении фотического слоя Индийского океана биогенными элементами и установить их роль в обеспечении фитопланктона питательными солями.

Поступление биогенных элементов в фотический слой за счет всех основных факторов удалось приближенно учесть только для акватории

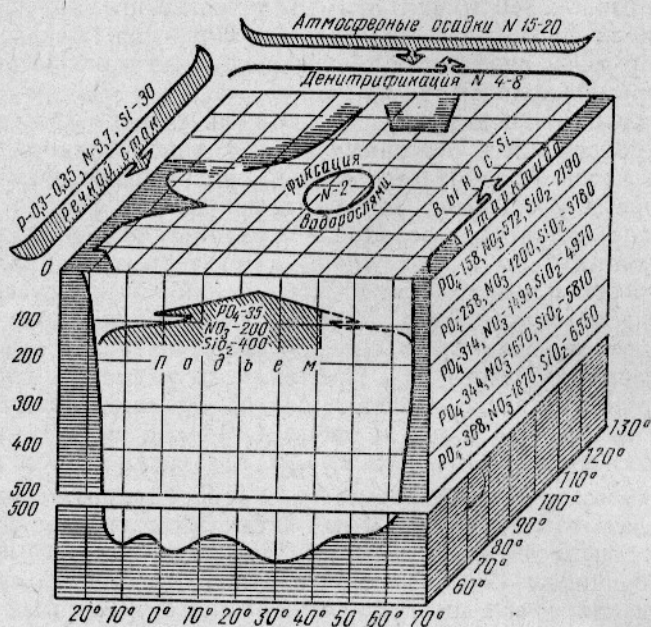


Рис. 1. Блок-схема формирования биогенной химической структуры поверхностной структурной зоны Индийского океана.
(N, P, Si в млн. т).

к северу от Антарктического водного кольца (40° ю. ш.), составляющей около 70% площади океана. Согласно сделанной оценке в фотический слой Индийского океана, исключая антарктический сектор, поступает около 430 млн. т кремния, 225 млн. т азота и 35 млн. т фосфора. Из общей суммы вносимого за год в фотический слой азота около 89% поступает в результате подъема вод, около 9% — с атмосферными осадками и около 2% — с речным стоком. Из общего количества поступающего в течение года в фотический слой фосфора 1% приходится на долю речного стока, а 99% поступает при подъеме глубинных вод. Из общего количества поступающего за год в фотический слой кремния 93% обеспечивается подъемом глубинных вод и около 7% — речным стоком. Таким образом, в обогащении фотического слоя питательными солями подъем глубинных вод резко превалирует над другими источниками поступления биогенных элементов, поставляя в слой фотосинтеза около 90% азота, 99% фосфора и 93% кремния от суммы годового прихода.

Поскольку для океана в целом и для фотического слоя является закономерностью сохранение динамического равновесия в содержании биогенных элементов, очевидно, что величины годичного поступления биогенных элементов в фотический слой будут характеризовать и годичную потерю биогенных элементов этим слоем: за счет гравитационного выноса с неразложившимися органическими остатками; в результате

миграции с животными — при переходе биогенных элементов в другие звенья трофической цепи и при опускании вод в зонах конвергенции. Кроме того, некоторое количество связанного азота теряется за счет процессов денитрификации. По данным Е. Н. Мишустина [11], за счет денитрификации водные бассейны ежегодно теряют около 40 млн. т азота, в Индийском океане потери азота могут составить около 4—8 млн. т.

Годичное поступление биогенных элементов по отношению к их общему содержанию в поверхностном 100-метровом слое океана составляет: с речным стоком фосфора 0,10—0,15%, кремния — около 3%, азота — около 0,4%; а азота с речным стоком и атмосферными осадками — около 2—3%. Годичное же поступление биогенных элементов с речным стоком и с атмосферными осадками по сравнению с их общим запасом во всей толще океана исчисляется сотыми и тысячными долями процентов, однако роль их в геохимическом отношении чрезвычайно важна.

При сопоставлении размеров поступления биогенных элементов в фотический слой с годичным потреблением их фитопланктоном представляется возможность оценить значение различных факторов в обеспечении фитопланктона питательными солями. В области тропиков и субтропиков, к северу от Антарктического водного кольца, потребности фитопланктона удовлетворяются: в азоте на 0,2—0,3% за счет речного стока, 0,6—1% — за счет атмосферных осадков, 10—15% — при подъеме глубинных вод, 85—90% — при регенерации; в фосфоре на 0,1—0,2% за счет речного стока, 12—20% — при подъеме вод, 80—90% — при регенерации; в кремнии соответственно около 1,8—14 и 85—90%. В отдельных районах океана относительная роль этих факторов в обеспечении фитопланктона питательными солями, безусловно, меняется. В динамически активной северной муссонной области с обильным речным стоком и атмосферными осадками возрастает роль этих факторов; в зоне САК, наоборот, довлеющую роль приобретает регенерация.

Выводы

1. Произведенная оценка элементов баланса биогенных соединений в Индийском океане позволила выявить роль различных факторов в пополнении фотического слоя биогенными элементами. В течение года в Индийский океан вносится с речным стоком около 3,7 млн. т связанного азота, 0,3—0,35 млн. т фосфора, 30 млн. т растворенного кремния; около 15—20 млн. т связанного азота поступает с атмосферными осадками и 2 млн. т фиксируется водорослями.

2. В фотический слой Индийского океана, исключая Антарктическое водное кольцо, при подъеме глубинных вод ежегодно поступает около 200 млн. т азота, 35 млн. т фосфора и 400 млн. т кремния. Для этой акватории из общей суммы вносимого за год в фотический слой азота, составляющего примерно 225 млн. т, около 89% приходится на поступление в результате подъема вод, около 9% — с атмосферными осадками и около 2% — с речным стоком; фосфора при общем поступлении фосфора около 35 млн. т; на долю речного стока приходится 1% и около 99% — с глубинными водами; кремния (общее поступление около 430 млн. т) соответственно 7 и 93%.

Годичное потребление фитопланктоном биогенных элементов в зоне тропиков и субтропиков за счет речного стока удовлетворяется по азоту и фосфору менее чем на 1%, по кремнию — около 1%, за счет подъема вод — на 10—20% и за счет регенерации — на 80—90%.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексин О. А. Химия Океана. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 1—246.
2. Алексин О. А., Бражникова Л. В. Солевой и биогенный сток в океан. — В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., 1961. с. 28—38.
3. Вернадский В. И. Океанография и геохимия. Избранные сочинения. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. V, с. 271—288.
4. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 212 с.
5. Дельвич К. Круговорот азота. — В кн.: Биосфера. М., 1972, с. 105—119.
6. Гусарова А. Н. Кремний. — В кн.: Химия Тихого океана. М., 1966, с. 185—209.
7. Конков В. А. Азот и его формы. — В кн.: Химия Тихого океана. М., 1966, с. 168—184.
8. Лисицын А. П. Осадкообразование в океане. М., «Наука», 1974. 438 с.
9. Мейсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971. 311 с.
10. Мери Д. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969. 440 с.
11. Мишустин Е. Н. Азот в природе и плодородие почвы. — «Известия АН СССР. Сер. биол.» 1972, № 1, с. 5—22.
12. Муромцев А. В. Основные черты гидрологии Индийского океана. Л., Гидрометеиздат, 1959. 435 с.
13. Пшенин Л. Н. Интенсивность процесса азотфиксации в приповерхностных водах Черного моря. Материалы Всесоюзного симпозиума по изучению Черного и Средиземного морей. Киев, «Наукова думка», 1973, с. 155—162.
14. Сапожников В. В., Мокиевская В. В. Неорганический и органический фосфор. — В кн.: Химия Тихого океана. М., 1966, с. 116—167.
15. Хатчинсон Д. Лимнология. М., «Прогресс», 1969. 365 с.
16. Хорн Р. Морская химия. М., «Мир», 1972. 398 с.
17. Allison F. Soil Nitrogen. Amer. Soc. of Agronomy, 1965. p. 1—50.
18. Bottero J. S. An analysis of upwelling off the southeast Arabian Coast during the summer monsoon. M. Sc. Thesis, Oregon State University, 1969, p. 9—11.
19. Currie R. I., Fisher A. E., Hargreaves P. M. Arabian Sea Upwelling. Ecological Studies, v. 3, 1973, с. 37—52.
20. Granhall U., Lundgren A. Nitrogen fixation in Lake Erken. Limnol. and Oceanography, 16, N 5, 1971, p. 1—12.
21. Smith R. L. Upwelling. Oceanogr. Marine Biol. Ann. Rev., 6, 1968, p. 11—46.
22. Swallow J. C., Bruce J. G. Current measurements off the Somali Coast during the southwest monsoon of 1964. Deep-Sea Res., 13, 1966, с. 861—888.
23. Warren B., Stommel N., Swallow J. G. Water masses and patterns of flow in the Somali Basin during the southwest monsoon of 1964. Deep-Sea Res., 13, 1966, p. 825—860.
24. Wyrtki K. The upwelling in the region between Java and Australia during the southeast monsoon. Aust. J. Mar., Fresh wat. Res., 13, 1962, p. 217—225.
25. Wyrtki K. Physical Oceanography of the Indian Ocean. Ecological Studies, v. 3, 1973, p. 18—36.

Balance Elements of Nutrient compounds of Nitrogen, Phosphorus and Silicon in the Indian Ocean

M. P. Maximova

SUMMARY

The paper describes balance elements of nutrient compounds of nitrogen, phosphorus and silicon: inflow with the river runoff and precipitation, due to fixation of free nitrogen by algae and, as regards the photic layer, through upwelling. The relative significance is shown of each of these factors in the replenishment of the photic layer with the nutrients and in meeting the requirements of phytoplankton. The upwelling is shown to play the leading role. Though the annual inflow of nutrients with the river runoff and precipitation as compared to their amount in the ocean constitutes a hundredth or a thousandth part of one per cent, its geochemical significance is tremendous.

УДК 581.526.325

Критерии оценки степени обеспеченности фитопланктона питательными солями. Максимова М. П. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана», 1977, с. 6—15.

На основе обширных разносторонних материалов экспедиционных и экспериментальных исследований разрабатываются критерии оценки обеспеченности фитопланктона питательными солями. Для природных популяций фитопланктона в океане оптимальными пределами концентраций биогенных элементов, очевидно, следует признать максимальные концентрации этих элементов, встречающиеся в глубинных океанических водах, при «нормальном» соотношении между основными компонентами минерального питания $Si:N:P = 22:16:1$, подобными стехиометрическому соотношению этих компонентов в составе клеток фитопланктона. Оптимальные концентрации биогенных элементов, обеспечивающие максимальный урожай природных популяций фитопланктона, находящегося в естественных условиях, лежат в пределах 1,5—3,5 мкг-атом Р/л и 15—40 мкг-атом N/л и варьируют в зависимости от видовой специфики и температурных условий.

Список литературы — 26 названий.

УДК (577.472+551.465.7) : (31 : 639.2) (261)

О некоторых статистических связях гидрологических и метеорологических характеристик в промысловых районах Северо-Западной Атлантики. Елизаров А. А., Люшвин П. Н., Сулов А. В. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана», 1977, с. 16—19.

Предпринята попытка выявить зависимость интенсивности Западно-Гренландского и Лабрадорского течений от характера атмосферной циркуляции над отдельными районами Северо-Западной Атлантики — Западно-Гренландским и Ньюфаундлендским. Для Западно-Гренландского района статистическая связь расходов течений с коэффициентами разложения поля атмосферного давления по компонентам Чебышева была низкой. Более тесными оказались связи с разностями давления на метеостанциях, расположенных по нормали к постоянным течениям. По району Ньюфаундленда уровень связей первых коэффициентов разложения поля атмосферного давления (при сдвиге их на 1—2 мес) с расходами Лабрадорского течения на стандартных разрезах оказался выше, чем в Западно-Гренландском районе.

Таблиц 1. Иллюстраций 1. Список литературы — 5 названий.

УДК 551.465.7 : 551.463.6 (265)

Роль местных и адвективных факторов в формировании термических условий северо-восточной части Тихого океана. Черный Э. И. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана», 1977, с. 20—23.

Термические условия представляют собой существенный фактор, воздействующий на распределение промысловых организмов и формирование биологической продуктивности вод. Для понимания особенностей температурного поля необходимо четко определить роль местных и адвективных факторов в его формировании. Расчеты теплового баланса залива Аляска и расчетные значения адвективной составляющей, полученной как разность фактического теплосодержания вод и теплового баланса, позволяют сделать вывод об определяющей роли интенсивности Аляскинского течения и его сезонной и межгодовой изменчивости в формировании основных черт термического режима залива.

Иллюстраций 2. Список литературы — 2 названия.

УДК 551.46.072 : 551.465.5

Численный расчет установившихся течений Охотского моря (прогностическая модель). Зырянов В. Н. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана», 1977, с. 24—30.

В работе приводятся результаты расчета течений Охотского моря в рамках бароклинной модели океана с использованием модели плотности Йошида. Получены карты глубины залегания сезонного термоклина, интегрального переноса вод моря, скоростей течений на горизонтах 0 и 500 м. Расчет проводился для августа. Сравнение полученных результатов с данными других авторов подтверждает пригодность предложенной модели для расчета установившейся циркуляции вод Охотского моря.

Иллюстраций 3. Список литературы — 15 названий.

УДК 551.46

Промежуточные воды Мирового океана. Бурков В. А., Кукса В. И. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана», 1977, с. 31—45.

Промежуточные воды Мирового океана разделяются на несколько категорий, которые характеризуются непосредственным контактом с атмосферой; собственно промежуточные, которые формируются в высоких широтах, опускаются или поднимаются на полярных фронтах и распространяются за их пределами как промежуточные; промежуточные воды от источников в средиземных морях; промежуточные воды в отдельных регионах, которые формируются в результате взаимодействия вод различных характеристик. Движение большинства типов промежуточных вод носит изопикнический характер. Распределение промежуточных вод неразрывно связано с особенностями циркуляции вод Мирового океана в соответствующих слоях. Сделанные обобщения иллюстрируются новой сводной картой распределения промежуточных вод в Мировом океане, а также разрезами характеристик промежуточных вод западной части Индийского океана и проекцией их циркуляции на меридиональную плоскость. Иллюстраций 7. Список литературы — 20 названий.

УДК 551.465.4

Вертикальная структура вод Мирового океана ниже поверхностного слоя. Муромцев А. М. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана», 1977, с. 46—58.

На основе анализа горизонтального и вертикального распределений температуры, солености и содержания кислорода устанавливаются закономерности формирования вод и приводится характеристика структуры вод Атлантического, Индийского и Тихого океанов, а также схема их горизонтальной и вертикальной циркуляции.

Иллюстраций 3. Список литературы — 3 названия.

УДК 551.462.267;551.435.551.336

О происхождении краевых глубоководных желобов гляциальных шельфов. Матишов Г. Г. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана», 1977, с. 59—64.

На основании анализа современных геолого-геоморфологических данных по шельфам обсуждается вопрос происхождения краевых внутришельфовых желобов. Они развиты в зоне сочленения (флексура, моноклиналь, сброс) на шельфе докембрийских щитов и выступов палеозойского складчатого основания с древними и молодыми плитами, а также на контакте плотных и мягких осадочных пород. В третичное время желоба формировались под влиянием субаэральной денудации, а во время плейстоценовых оледенений шельфа — под воздействием гляциальных процессов, таких, как ледниковая денудация при движении ледников поперек и вдоль шельфа и эрозия флювио-гляциальных потоков. Выделено несколько морфогенетических типов краевых желобов и показаны возможные ситуации их развития.

Иллюстраций 2. Список литературы — 20 названий.

УДК 551.462(265)

Основные черты геоморфологии Императорского и Гавайского хребтов. Гершанович Д. Е., Конюхов А. И., Лисицын А. П. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового Океана», 1977, с. 65—79.

Гавайский и Императорский хребты являются одними из важнейших структурных образований, разделяющих северо-западную и северо-восточную части Тихого океана. В пределах этих хребтов, по-видимому, связанных между собой морфологически и генетически, находится большое число подводных гор, выделяющихся по океанологическому режиму и биопродуктивности. Дается краткая характеристика наиболее типичных подводных гор. Рассмотрены основные черты геоморфологии Гавайского и Императорского хребтов, анализируются некоторые особенности их геологической структуры. Приводятся данные об основных гипотезах происхождения хребтов.

Иллюстраций 4. Список литературы — 29 названий.

УДК 551.464.6(267)

Элементы баланса биогенных соединений азота, фосфора и кремния в Индийском океане. Максимова М. П. Труды ВНИРО, т. СХІХ, вып. 2 «Абиотические факторы биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана», 1977, с. 80—86.

В статье приводятся элементы баланса биогенных соединений азота, фосфора, кремния: поступление их с речным стоком, с атмосферными осадками, при фиксации свободного азота водорослями, а для фотического слоя и при подъеме глубинных вод. Показана относительная роль каждого фактора составляющих приходной части баланса в пополнении фотического слоя биогенными элементами и в обеспечении потребностей фитопланктона, ведущая роль принадлежит подъему глубинных вод. Годичное поступление биогенных элементов с речным стоком и атмосферными осадками по отношению к содержанию их в объеме океана составляет сотые и тысячные доли процента, но геохимическая роль его огромна.

Иллюстраций 1. Список литературы — 25 названий.