

ТРУДЫ ВНИРО

ТОМ СХХХV

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

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

PROCEEDINGS

VOLUME CXXXVI

OCEANOGRAPHIC
INVESTIGATIONS
OF FISHING AREAS
OF THE WORLD OCEAN

Issue 1

MOSCOW
PISHCHEVAYA PROMYSHLENNOST
1979

639
ТТ
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МОРСКОГО РЫБНОГО ХОЗЯЙСТВА И ОКЕАНОГРАФИИ
(ВНИРО)

ТРУДЫ

ТОМ СХХХVI

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНОВ
МИРОВОГО ОКЕАНА

Выпуск 1

888888
МОСКВА
ПИЩЕВАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ
1979

РЕДКОЛЛЕГИЯ

Д. Е. ГЕРШАНОВИЧ (ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР), М. А. БОГДАНОВ,
Б. Н. КОТЕНЕВ, М. П. МАКСИМОВА, Е. С. ХЛАТИНА

EDITORIAL BOARD

D. E. GERSHANOVICH (EDITOR — IN CHIEF), M. A. BOGDANOV,
B. N. KOTENEV, M. P. MAXIMOVA, E. S. KHLATINA

О 31705—149 без объявл. 4002020000
044(01)—79

© Всесоюзный научно-исследователь-
ский институт морского рыбного хозяй-
ства и океанографии (ВНИРО), 1979 г.

Труды ВНИРО, том 136, выпуск 1

ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ РАЙОНОВ
МИРОВОГО ОКЕАНА

Редактор В. В. Чернавина

Художественный редактор В. В. Водзинский

Технический редактор Г. С. Пронченкова

Корректор З. В. Коршунова

Сдано в набор 26.10.78.	Т-18208	Подписано к печати 18.01.79.
Формат бумаги 70×108 ¹ / ₁₆ .	Бумага множ. аппаратов.	Литературная гарнитура.
Высокая печать.	Объем 8,5 п. л.	Усл. п. л. 11,90.
Заказное издание.	Тираж 600 экз.	Уч.-изд. л. 12,06.
		Цена 1 р. 80 к.

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

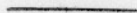
Московская типография № 19 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва, Б-78, Каланчевский тупик, дом 3/5

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Е. В. Солянкин. О долговременных детерминированных составляющих многолетних колебаний гидрологических показателей различных природных систем северного полушария	7
А. А. Елизаров, А. Д. Щербинин. Об океанологических основах пространственного распределения планктона (на примере Северной Атлантики)	24
А. М. Муромцев. Аномалии теплосодержания вод северной части Тихого океана	36
Б. Р. Зарилов, Д. Г. Ржеплинский. Расчеты вертикальной составляющей течений в граничных районах Атлантического и Северного Ледовитого океанов	43
В. В. Масленников. Особенности многолетней изменчивости гидрометеорологических характеристик в юго-западной части атлантического сектора Антарктики	50
В. В. Масленников, С. С. Парфенович. Некоторые черты динамики вод в районе Фолклендских островов	57
Г. П. Ванюшин, В. Л. Зубаревич, В. А. Мокрушин. Некоторые зависимости оптической плотности космических изображений водной среды от океанологических условий (по материалам советско-американского эксперимента)	60
М. П. Максимова. Роль скачка плотности в вертикальном распределении биогенных элементов в океане (на примере Индийского океана)	66
Н. М. Андреева, Е. М. Заславский, В. Л. Климова. Взаимосвязь концентрации органического вещества в осадках и распределения бентоса залива Петра Великого	82
И. А. Налегова. Роль аминокислот в синтрофии морской экосистемы	87
Н. В. Аржанова. О соотношении между верхним перемешанным слоем и эвфотической зоной в море Скотия	94
Б. Н. Варечкин. Распределение взвешенных веществ в зоне Канарского течения	102
В. В. Федоров, В. В. Бадулин, И. В. Данилов, И. П. Зарихин. Ландшафтные наблюдения на подводных горах Центрально-Восточной Атлантики	109
Б. Н. Котенев, И. П. Зарихин. Типы подводных гор Атлантического океана	117
Е. М. Заславский. О содержании органического вещества в натуральных донных осадках (на примере Берингова моря и Рижского залива)	125
Рефераты	132

CONTENTS

Preface	5
Solankin E. V. On long-term determinative components of long-term fluctuations in the hydrologic characteristics of various natural systems in the North-hemisphere	5
Elizarov A. A., Shcherbinin A. D. Some oceanologic basis of the spatial distribution of plankton with special reference to the North Atlantic	24
Muromtsev A. M. Anomalies in the heat content in the North Pacific waters	36
Zaripov B. R., Rzhaplinsky D. G. Calculation of the vertical component of currents in the boundary areas of the Atlantic and Polar Oceans	43
Maslennikov V. V. Long-term variability in hydrometeorologic characteristics in the Southwest Antarctic Atlantic Ocean	50
Maslennikov V. V., Parfenovich S. S. Some features of water-dynamics off Folkland Islands	57
Vanyushin G. P., Zubarevich V. L., Mokrushin V. A. Some relationships of the value of optical density of space representation of aquatic environment and oceanographic conditions	60
Maximova M. P. The role of the pycnocline in the vertical distribution of biogenic elements in the ocean (with special reference to the Indian Ocean)	66
Andreeva N. M., Zaslavsky E. M., Klimova V. L. The interrelation of the content of organic matter in the sediments and distribution of benthos in the Peter the Great Bay	82
Naletova I. A. The role of amino acids in syntrophism of the marine ecosystem	87
Arzhanova N. V. On the ratio of the upper mixed layer and euphotic zone in the Sea of Scotia	94
Varechkin B. N. The distribution of suspended matter in the Canary current zone	102
Fedorov V. V., Badulin V. V., Danilov I. V., Zarikhin I. P. Landscape observations on underwater mounts of the Central East Atlantic Ocean	109
Koteney B. N., Zarikhin I. P. Types of underwater mounts in the Atlantic Ocean	117
Zaslavsky E. M. On the content of organic matter in natural bottom sediments	125
Abstracts	132



ПРЕДИСЛОВИЕ

Океанографические исследования в научно-промысловых экспедициях ВНИРО выполнялись в различных областях Мирового океана. Наряду с работами в море Скотия и прилегающих водах Антарктики сбор океанографической информации как составной части научно-промыслового и поискового исследовательского комплекса проводился в Атлантическом, частично в Тихом и Индийском океанах, а также в дальневосточных морях.

Систематически велось обобщение гидрометеорологических данных для получения фоновых характеристик отдельных районов, представляющих интерес для рыболовства. Исследовались абиотические факторы, определяющие или влияющие на процессы биологической продуктивности, изучалась пространственная и временная изменчивость абиотических условий.

В предлагаемом томе трудов (выпуск 1) помещены статьи сотрудников ВНИРО, освещающих результаты океанографических исследований последних лет. Том продолжает серию публикаций об абиотических факторах биопродуктивности в глубоководных районах Мирового океана (труды ВНИРО, том 112 и 119), а также содержит материалы по проблемам промысловой океанографии.

Ряд статей относится к промысловым аспектам морской гидрохимии и геологии.

В статье Е. В. Солянкина сделана попытка наметить статистические связи между космогеофизическими факторами и некоторыми гидрологическими данными, позволяющими судить о состоянии и изменении океанологического фона в отдельных районах океана, важных для рыболовства.

В статье А. А. Елизарова и А. Д. Щербинина на примерах Северной Атлантики показана зависимость распределения планктона от интенсивности перемешивания вод, уровня их стратификации, скорости поступления биогенных веществ в слой фотосинтеза и др. Подчеркивается, что наиболее продуктивные районы приходятся на области, где наблюдаются повышенные значения максимальных градиентов плотности.

Вопросы термики и динамики вод в различных районах рассматриваются в статьях А. М. Муромцева, В. В. Масленникова, В. В. Масленникова и С. С. Парфеновича. Б. Р. Зарипов и Д. Г. Ржеплинский приводят результаты расчета вертикальных движений в граничных районах Атлантического и Северного Ледовитого океанов, используя гидродинамическую модель такого расчета.

Статья Г. П. Ванюшина, В. Л. Зубаревича и В. А. Мокрушина является одной из первых работ по сопоставлению многозональных космических снимков с данными подспутниковых океанографических наблюдений на научно-промысловых судах. Приводятся результаты машинной обработки изображений.

В статье М. П. Максимовой показана существенная роль скачка плотности и вертикальных градиентов плотности на вертикальное распределение биогенных элементов в поверхностном слое Индийского океана. Н. В. Аржанова приводит новые данные о соотношениях между верхним перемешанным слоем, эвфотической зоной и слоем оптимальной освещенности при оценке степени продуцирования фитопланктона. И. А. Налетовой разобраны соотношения между концентрацией связанных аминокислот и продукцией фитопланктона. Установлено, что величина отношения связанных и свободных аминокислот может служить условным показателем фотосинтетической активности фитопланктона.

В статьях Н. М. Андреевой, Е. М. Заславского, В. Л. Климовой и Е. М. Заславского даны некоторые характеристики органического вещества в донных осадках в связи с распределением бентоса, рассматриваются некоторые методические вопросы. Взвесям в Канарском районе Атлантического океана посвящена статья В. Н. Варечкина. Подводные горы Атлантического океана описываются в статьях В. В. Федорова и соавторов и Б. Н. Котенева и И. П. Зарихина.

Сборник статей представляет интерес для океанологов, гидробиологов, ихтиологов, специалистов по поиску и промыслу рыбы, географов, ландшафтоведов.

PREFACE

The issue embraces papers describing the results of investigations of fishery oceanography made by VNIRO workers in various research expeditions in recent years. Besides, some papers summarize long-term hydrometeorologic information collected in some sea areas to obtain certain characteristics referring to fishery forecasts. Problems of the interaction between atmosphere and hydrosphere as well as its impact on the biological and commercial productivity are discussed. Applied aspects of marine hydrochemistry and geology are also described.

The issue may interest oceanographers, hydrobiologists, ichthyologists, physical geographers and other experts engaged in the study of the distribution of biological productivity in the World Ocean with regard to abiotic conditions.

О ДОЛГОВРЕМЕННЫХ ДЕТЕРМИНИРОВАННЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ МНОГОЛЕТНИХ КОЛЕБАНИЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ РАЗЛИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ СИСТЕМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Е. В. Солянкин

Задачи перспективного прогноза состояния океанических сырьевых запасов требуют от океанографов быстрого и качественного решения проблемы научного предвидения тенденции развития гидрологических условий в различных районах Мирового океана и морских водоемах. Первым шагом на этом пути может быть попытка создания сверхдолгосрочного фонового прогноза состояния гидрологических условий, т. е. оценка среднего уровня и направленности изменений тех или иных показателей этих условий. Сама постановка задачи свидетельствует о важности познания структуры многолетних колебаний гидрологических характеристик и, прежде всего, долгосременных составляющих многолетних изменений. Наличие таких составляющих подтверждают результаты довольно многочисленных исследований спектра колебаний гидрологических характеристик в различных районах Мирового океана (Максимов, 1970; Монин и др., 1974; Потайчук, 1972 и др.), а также результаты многочисленных исследований структуры различных гидрометеорологических характеристик морских водоемов и суши (речной сток, температура воздуха, индексы атмосферной циркуляции и т. п.). В качестве примеров выделенных долгосременных скрытых периодичностей в многолетних колебаниях гидрометеорологических характеристик укажем на 2—3, 4—6 и 10—12-летние циклы колебаний температуры поверхностного слоя вод Северной Атлантики (Потайчук, 1972), 2—3, 5—7 и 10—12-летние циклы в колебаниях стока различных рек северного полушария (Калинин, 1968), подобные же циклы колебаний в многолетних изменениях показателей интенсивности и положения исландского минимума (Абрамов, 1967).

Выделяются теми или иными приемами статистического и графического анализа также колебания большей продолжительности, например 30—35 лет в флуктуациях поверхностной температуры вод Северной Атлантики (Потайчук, 1972), от 20 до 50 лет в колебаниях речного стока, уровня озер и других показателей водности (Калинин, 1968; Шнитников, 1969).

Таким образом, можно сделать вывод о наличии довольно широко-го спектра колебаний различных природных характеристик, в том числе колебаний весьма большой временной продолжительности.

Современные представления о многолетних колебаниях большей части гидрометеорологических характеристик сводятся к стохастическому процессу, в котором случайные колебания сочетаются с детерминированными изменениями. Представляет интерес поиск детерминированных изменений, поскольку решение проблемы их прогноза воз-

можно с использованием законов классической физики без привлечения сложного математического аппарата. Однако выявление детерминированных изменений, познание физических причин изменчивости гидрометеорологических явлений — сложная задача. Пока нет бесспорных теорий о физических корнях изменчивости. К сожалению, преобладают довольно многочисленные попытки объяснения возможных физических причин изменчивости, исходя из простого подобия спектров колебаний той или иной гидрометеорологической характеристики и частот колебаний тех или иных физических факторов, часто даже без учета их фазовых состояний.

Разумеется, анализ спектрального состава колебаний может способствовать началу поиска возможной физической природы тех или иных колебаний, но не более того. Следует также иметь в виду, что выявление скрытых периодичностей и расчет их основных параметров (в том числе амплитуды колебаний) не всегда помогают правильно оценить вклад этих гармоник в реальные многолетние изменения гидрометеорологических характеристик, так как дают представление о средней для исследуемого временного ряда амплитуде колебаний. В то же время известно, что так называемые циклы (периоды и т. п.) являются большей частью мнимоциклическими колебаниями с изменяющимися продолжительностью, амплитудой (вплоть до ничтожно малых значений) и в отдельных случаях фазой колебаний (Максимов, 1970; Пармузина, 1968; Потайчук, 1972 и др.). Мнимоциклическостью большей части колебаний и объясняется огромное число выделенных циклов различной продолжительности в связи с увлеченностью формальной стороной статистического их воспроизводства при использовании различных по продолжительности временных рядов гидрометеорологических характеристик. Этим же, видимо, можно объяснить сомнения некоторых исследователей относительно возможности познания физической природы всякого рода циклов (Алехин, 1975). Следует, конечно, иметь в виду то обстоятельство, что даже индуцированные какими-либо физическими факторами (с относительной циклическостью колебаний) флуктуации природных характеристик в отдельных случаях могут быть ослаблены или даже затушеваны в результате наложения других колебаний. Все это свидетельствует о необходимости строжайшего отбора выявленных циклов, статистическую достоверность которых во многих случаях трудно определить.

На наш взгляд, необходима разработка рабочих гипотез с возможно более строгой физической интерпретацией тех или иных компонентов многолетних колебаний гидрометеорологических характеристик и последующей их экспериментальной проверкой для решения проблемы изменчивости.

Появившиеся в последние годы серьезно аргументированные рабочие гипотезы, к которым, на наш взгляд, относятся известные гипотезы И. В. Максимова и его последователей (1970) о воздействии космогеофизических сил на уровенную поверхность океанов и циркуляцию их вод, а также на барико-циркуляционное поле Земли, не могут не привлекать внимания исследователей. Эти гипотезы, разработанные главным образом применительно к океану, рассматривают изменения средней уровенной поверхности океана, а следовательно, циркуляцию его вод как результат деформирующего воздействия долгопериодной части потенциала многолетнего лунного прилива, сил деформации, возникающих из-за свободных и вынужденных колебаний оси вращения Земли (нутационных сил), и многолетних изменений уровня солнечной активности. И. В. Максимов (1970) в вопросе о воздействии солнечной активности склонен более подчеркивать морскую природу солнечнообусловленных флуктуаций океанических течений, но именно гипотеза о

деформирующем эффекте солнечной активности менее всего обоснована.

В соответствии с современными представлениями о солнечно-земных связях (Покровская, 1969; Сазонов, Логинов, 1969; Мустель, 1971 и др.) мы, прежде всего, видим роль солнечной активности в ее воздействии непосредственно на атмосферную циркуляцию, изменения форм и интенсивности которой отражаются на циркуляции океанических вод и соответствующих гидрометеорологических характеристиках. Изменения в переносе вод и тепла основными океаническими течениями и, прежде всего, системой течений Гольфстрим в северной части Атлантического океана, а также системой течений Куроисио в северо-западной части Тихого океана можно рассматривать в качестве основного фактора формирования термических аномалий в океане и последовательно аномалий барико-циркуляционного поля не только над океаном, но и над Евразийским континентом (Lamb, 1973). Это позволяет использовать гипотезу о космогеофизическом фоне реальных колебаний уровня и циркуляции вод в океане не только в исследованиях многолетних изменений океанологических параметров (циркуляционных и термических), но и в определении некоторых гидрологических характеристик стока на суше, в частности долговременных колебаний стока Волги — интегрального показателя климатических флуктуаций.

В настоящей работе на основе указанной выше гипотезы сделана попытка выделить долговременные детерминированные составляющие многолетних колебаний некоторых косвенных показателей интенсивности течений системы Гольфстрим, Лабрадорского течения в Северной Атлантике, системы течений Куроисио, а также стока Волги (отражающего опосредованно циркуляционные и термические изменения в Атлантике) с целью определения значения детерминированных изменений в формировании реальных многолетних колебаний гидрологических характеристик. Исходя из априорных представлений о детерминированных составляющих, которые уже по природе сил, их вызывающих, должны быть мнимоциклическими, мы положили в основу их экспериментального исследования выявление связей между космогеофизическими факторами и выделенными в результате предварительной фильтрации временных рядов гидрологических характеристик соответствующими долговременными составляющими. Но при этом возникла проблема учета начальных условий, отражающих конкретные особенности барико-циркуляционного поля, на фоне которых различно должны проявляться эффект солнечной активности и воздействие изменившейся под влиянием деформирующих внешних сил интенсивности океанической циркуляции на состояние теплозапаса поверхностного слоя океана и, следовательно, состояние атмосферы, равно как и обратный ее отклик, обратное ее воздействие на океан.

Таким образом, даже при однозначности механизма воздействия деформирующих сил на океан (или атмосферу) в результате взаимодействия системы океан—атмосфера (на фоне последовательной смены различных типов атмосферной циркуляции) конечное проявление космогеофизических сил может быть далеко не одинаковым в тех или иных временных интервалах с различным состоянием атмосферы, в некоторых случаях оно может вообще маскироваться. Поэтому нам представляется принципиально неверным искать статистические связи космогеофизических сил с гипотетическими детерминированными колебаниями гидрологических характеристик без дифференциации временных рядов, т. е. без учета начальных условий, как это выполнено в ряде работ (Максимов, Смирнов, 1967; Саруханян, Смирнов, 1970, 1971).

Не претендуя на глубокое рассмотрение механизма взаимодействия океана и атмосферы, мы полагаем, что основные различия этого взаи-

модействия могут быть опосредованно учтены путем ввода начальных условий в виде тех или иных превалирующих состояний атмосферы. Для данных целей, на наш взгляд, наиболее эффективно использовать выделенные А. А. Гирсом (1971, 1974) атмосферные циркуляционные эпохи, характеризующиеся аномальной повторяемостью в том или ином интервале лет (эпохах) одного или двух типов атмосферной циркуляции. Напомним, что последовательность эпох в атлантико-евразийском секторе северного полушария такова: эпоха западной циркуляции *W* охватывает период с 1900 по 1928 г., эпоха восточной циркуляции *E* — 1929—1939 гг., эпоха меридиональной циркуляции *C* — 1900—1948 гг., эпоха комбинированной циркуляции *E+C* — 1949—1972(73) гг. Эти интервалы лет были взяты нами в качестве выборок для испытания статистических связей долговременных составляющих некоторых гидрологических характеристик с космогеофизическими факторами; выборка для комбинированной эпохи ограничена 1968 г. из-за уменьшения временных рядов гидрологических характеристик в процессе подготовки данных (их фильтрации) для сопоставления с показателями космогеофизических сил. Поскольку в настоящем случае временные выборки для выполнения линейной корреляции нельзя рассматривать как случайные, то применение обычной статистической теории к полученным для относительно коротких интервалов времени коэффициентам корреляции может привести к неправильным выводам. Несомненную помощь в оценке реальности полученных зависимостей может оказать сравнительный географический (региональный) анализ аналогично полученных результатов для разных гидрологических характеристик, учитывая планетарный характер проявления космогеофизических сил.

Нами для экспериментального исследования взяты разнообразные океанологические характеристики, которые можно рассматривать как опосредованные показатели напряженности основных океанических течений Северной Атлантики и северо-западной части Тихого океана, а также, в качестве гидрологической характеристики, сток Волги, тесно связанный с состоянием океана и атмосферы в Северной Атлантике. Рассматриваемые океанологические показатели следующие: 1) средняя годовая температура слоя 0—200 м на разрезе Кольский меридиан ($33^{\circ}30'$ в. д., $70^{\circ}30'$ — $72^{\circ}30'$ с. ш.); 2) общее число айсбергов, выносимых Лабрадорским течением южнее 48° с. ш.; 3) положение оси Куроиси южнее острова Хонсю (Япония).

Расчеты теплового баланса в Северной Атлантике (Архипова, 1960) и юго-западной части Баренцева моря (Серяков, 1968) показали, что решающим фактором формирования температурного режима вод в рассматриваемых районах можно считать адвекцию тепла течениями системы Гольфстрим. Поскольку наблюдения за температурой вод регулярны, то естественно обращение исследователей при статистическом анализе флуктуаций течений к термическим характеристикам, отражающим косвенно эти изменения.

Косвенной характеристикой межгодовых колебаний интенсивности Лабрадорского течения может служить общее число айсбергов, достигающих Большой Ньюфаундлендской банки (Dinsmore, 1972). В цитируемой работе показано, что изменения в количестве айсбергов, выносимых южнее 48° с. ш., обусловлены прежде всего флуктуациями расходов вод Лабрадорского течения.

Положение оси Куроиси к югу от Японии, видимо, также может рассматриваться в качестве косвенного показателя напряженности Куроиси. Смещения положения оси Куроиси в значительной степени связаны с развитием или ослаблением квазистационарного, циклонического вида, меандра Куроиси южнее берегов Японии. По результатам послевоенных наблюдений над характеристиками Куроиси и теоретическим расчетом волн Россби и пр. (Hideo, 1975), наличие крупных ме-

андров течения в районе мористее Энсю-нада сопровождается низкой скоростью Куросио; с ослаблением интенсивности Куросио появляется тенденция смещения оси течения от берега.

И наконец, годовой сток Волги также опосредованно связан с процессами усиления или ослабления переноса атлантических вод и тепла в северные широты Атлантики.

Выбор именно этих гидрологических характеристик помимо указанного факта их связи и зависимости от океанических и атмосферных циркуляционных процессов (а рабочие гипотезы акцентируют именно циркуляционную сторону космогеофизического воздействия) был обусловлен также тем обстоятельством, что эти характеристики могут рассматриваться как индикаторы гидрологических и биологических процессов в так называемых природных системах северного полушария. Ранее был установлен факт сопряженности многолетних изменений гидрологических характеристик природных систем северного полушария (Ижевский, 1961, 1964; Богданов и др., 1975). Это позволяет с большей объективностью посредством сравнительного геофизического анализа оценивать реальность статистических связей космогеофизических сил с гидрологическими показателями.

Временные ряды исследуемых гидрологических характеристик различны по своей продолжительности. Конечным годом во всех случаях является 1974 г. Наиболее продолжителен (с 1879 г.) ряд наблюдений над стоком Волги, наименее продолжительны ряды наблюдений на Кольском разрезе и в районе Куросио (соответственно с 1921 и 1924 гг.). Естественно, что в двух последних случаях совершенно выпадает из рассмотрения эпоха *W*.

Средние годовые значения температуры атлантических вод в слое 0—200 м на Кольском разрезе получены на основе ежемесячных данных стандартных наблюдений (в предвоенные годы наблюдениями были охвачены не все месяцы года и поэтому использовались месячные значения температуры, восстановленные сотрудником ААНИИ А. А. Зверевым). Данные за военные годы восстановлены по связям с температурами поверхности моря в прибрежном норвежском пункте Инге. Среднее годовое многолетнее значение (норма) температуры воды слоя 0—200 м на Кольском разрезе за 1921—1970 гг. составляет $4,02^{\circ}\text{C}$. В дальнейшем все расчеты велись с аномалиями относительно указанной нормы. Анализ изменчивости аномалий применялся и в отношении других гидрологических характеристик.

При определении положения оси Куросио у южного побережья острова Хонсю для февраля, мая, августа и ноября каждого года учитывалось положение динамической оси основного потока Куросио (по динамическим расчетам поля течений) либо положение изотермы 15°C на горизонте 200 м, примерно совпадающей с динамической осью течения на поверхности. В исходном материале преобладали данные температурных наблюдений. Источниками исходных данных явились работы японских авторов, ежемесячные отчеты по океанографическим съемкам японскими судами промысловых районов у побережья Японии, данные ТИНРО по программе Международных исследований Куросио. Обработанные данные в виде многолетнего хода аномалий положения оси Куросио для указанных выше реперных месяцев отдельных сезонов (среднее многолетнее положение примерно 32° с. ш.) были любезно представлены нам научным сотрудником ТИНРО В. П. Павлычевым. Отдельные пропуски данных в военные годы восстановлены интерполяцией. Значения средних годовых аномалий положения оси Куросио получены в виде средних арифметических величин аномалий для указанных 4 мес. Положительные аномалии, в нашем случае, указывают на сдвиг положения оси Куросио к северу от 32° с. ш., отрицательные — на сдвиг к югу.

Сведения за 1900—1970 гг. об общем числе айсбергов, выносимых ежегодно (в основном с марта по июнь) Лабрадорским течением в район Большой Ньюфаундлендской банки (южнее 48° с. ш.), приведены в работе Динсмора (Dinsmore, 1972). Данные о наблюдениях за айсбергами в 70-е годы заимствованы из материалов специальной службы Международного ледового патруля (МЛП) (Safety Sea Int., 1976). В связи с неясностью степени репрезентативности материалов наблюдений за айсбергами до начала функционирования МЛП мы сочли целесообразным начало временного ряда наблюдений за айсбергами отнести к 1913 г. Среднее годовое многолетнее число айсбергов, выносимых южнее 48° с. ш., за 1913—1970 гг. составляет около 340.

За основу временного ряда значений годового стока Волги были приняты наблюдения водомерного поста у Волгограда. Данные о расходах воды взяты из справочника «Водные ресурсы поверхностных вод СССР» и гидрологических ежегодников. Эти данные в ряде случаев несколько модифицированы вследствие смены постов. Для 1935 г. использовались данные наблюдений у Волгограда, для 1936—1937 гг. расходы брались по Горно-Водяному; с 1938 по 1952 г., в связи с переносом поста в Дубовку, где расходы воды более высокие, чем у Волгограда из-за оттока вод в Ахтубу, принимались в расчет наблюдения в вершине дельты у Верхнего Лебяжьего с коррекцией на естественные потери стока при обегании вод до дельты (Рыбак, 1973); с 1953 г. использовались данные у Волгограда. С 1937 г. данные по стоку подвергались ретрансформации вследствие нарушения естественного режима стока. Величины безвозвратных отъемов воды на промышленные и сельскохозяйственные нужды, заполнение водохранилищ взяты по данным Гидропроекта; расчетные значения испарения с поверхности водохранилищ — по данным местных отделений Гидрометеослужбы СССР. В связи с сезонным перераспределением стока представляется более корректным оценивать величину годового стока не за календарный год, а с апреля текущего года по март включительно последующего года, так как изъятые из оборота весной воды, как правило, сбрасываются к апрелю следующего года. С целью сохранения однородности временного ряда годовой сток Волги для более ранних лет оценивался также с апреля по март следующего года (при среднем квадратическом отклонении от календарного года для 1881—1940 гг. около 7 км^3). За норму годового стока Волги принято среднее многолетнее значение для 1900—1970 гг., равное 250 км^3 .

Используемые материалы, к сожалению, нельзя считать во всех случаях безукоризненными. Уже при качественной их оценке, исходя из методов наблюдений и их обработки, более корректными представляются температурные данные по Кольскому разрезу и данные по стоку Волги. Большая уязвимость данных наблюдений за айсбергами в Северо-Западной Атлантике и расчетных положений оси Куроиси связана: 1) с известными трудностями обсчета айсбергов в тяжелых метеорологических условиях рассматриваемого района, 2) с разнородностью исходного материала при определении положения оси Куроиси и относительно небольшим числом наблюдений над гидрологическими характеристиками, явившимися основой для определения средних месячных положений оси Куроиси.

Для статистических сопоставлений с гидрологическими характеристиками использовались показатели космогеофизических сил.

В качестве показателя солнечной активности использовались относительные числа солнечных пятен, так называемые числа Вольфа, их годичные сглаженные значения, опубликованные в работах Ю. И. Витинского (1963, 1973).

Для характеристики многолетнего (со средним периодом около 19 лет) лунного деклинационного прилива использовались значения

долгопериодной составляющей потенциала приливообразующей силы Луны, рассчитанные для 70° с. ш. по формуле

$$W = -0,03276 G_0 (1 - 3 \sin^2 \varphi) \cos N',$$

где $N' = -N$ и обозначает долготу восходящего узла орбиты Луны, изменяющейся с периодом 18,613 лет;

G_0 — гравитационный коэффициент, равный $26\,160 \text{ см}^2/\text{с}^2$.

В качестве индекса нутационных явлений использована прямоугольная координата x полюса Земли на 1 июля каждого года. Эта характеристика репрезентативна и для года в целом, о чем свидетельствует очень высокая степень связи ее с разностью значений x на 1 июля и 1 января, характеризующей размах сезонных смещений полюса Земли. К сопоставлениям привлекались значения координаты x , вычисленные А. Я. Орловым (цитируются по Куликову, 1962), и для последних лет — данные ежемесячных бюллетеней Международной службы широты (значения координаты x представлены в сотых долях секунд дуги).

Предваряя выявление связей между указанными выше показателями космогеофизических сил и возможными, обусловленными ими изменениями гидрологических характеристик, мы попытались выделить в исследуемых рядах более длительные колебания типа вековых или трендов значительной протяженности с целью их предварительной фильтрации. Идея выявления вековых колебаний возникла в связи с акцентированием И. В. Максимовым и его последователями (1970) среди возможных солнечнообусловленных колебаний так называемого векового цикла (в среднем 80—90 лет). По Максиму, вековой ритм солнечной активности — «самое крупное из всех известных климатообразующих явлений». Но этот тезис не подкрепляется автором строгими доказательствами. Среди гипотез о деформационной природе колебаний природных характеристик именно гипотеза о проявлении векового ритма солнечной активности менее всего обоснована. Тем не менее нельзя отбрасывать идею о возможности того или иного проявления вековых изменений среднего уровня солнечной активности. Необходимо, видимо, проводить экспериментальные проверки даже на первый взгляд несостоятельных гипотез. В ряде работ почти безоговорочно, без каких-либо серьезных проверок, авторы склонны не только видеть наличие векового хода (отдельных его стадий) в многолетних колебаниях различных гидрологических характеристик (термика атлантических вод, речной сток и т. д.), но и их якобы четкую связь с соответствующим вековым циклом солнечной активности (Дружинин и др., 1966; Саруханян, Смирнов, 1970, 1971 и др.). Мы не могли не учесть высказываемые положения о значительности проявления векового цикла и не попытаться на имеющемся у нас материале проверить возможное проявление векового колебания. Лучшие возможности (хотя, конечно, ограниченные) представляют в этом аспекте среди рассматриваемых нами природных характеристик наиболее продолжительные ряды наблюдений над стоком Волги. При скользящем осреднении аномалий годового стока Волги по 11-летиям (результаты осреднения отнесены к середине избранных интервалов) и последующем графическом сглаживании не было выявлено какой-либо тенденции к вековому ходу, но довольно четко обнаружилось колебание со средней продолжительностью для данного конкретного временного ряда около 35 лет. Продолжительность этих колебаний (по экстремумам разных знаков) в пределах исследуемого временного ряда варьирует от 30 до 43 лет, существенно изменяется и амплитуда колебаний. Колебания с подоб-

ным временным масштабом, но с различными фазовыми сдвигами (различие физико-географических районов) намечаются и для других гидрологических характеристик (рис. 1, а, б). Естественно, возникает вопрос о реальности этих колебаний, о возможности их проявления в будущем, а следовательно, и возможности учета наметившихся трендов этих колебаний в сверхдолгосрочном прогнозе. Нам представляется, что ответ должен быть положительным, принимая во внимание широкое распространение подобного рода внутривековых колебаний (от 20

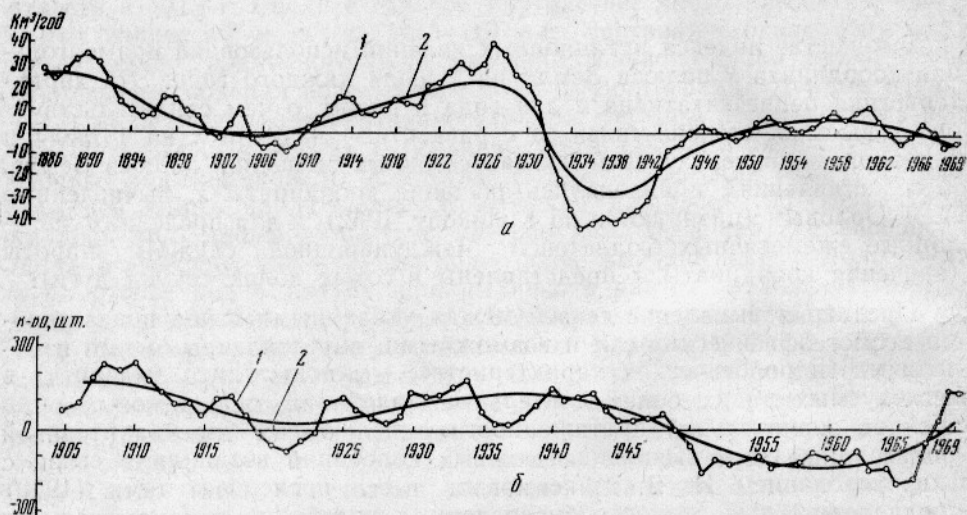


Рис. 1. Многолетние изменения водности Волги (а) и общего числа айсбергов, выносимых Лабрадорским течением южнее 48° с. ш. (б):

1 — значения, полученные скользящим осреднением по 11-летиям; 2 — графическое осреднение.

до 50 лет со средней продолжительностью 35 лет) различных показателей водности в различных географических районах Евразийского материка, как это показано (в ряде случаев — с привлечением исторических сведений) в работах А. В. Шнитникова (1969). Эти колебания пока не идентифицируются с какими-либо физическими факторами. А. В. Шнитников связывает их с климатическими флуктуациями, аналогичными выделенным Брикнером колебаниям климатических элементов (температуры, воздуха, осадков) в северном полушарии. Наличие заметно выраженных внутривековых колебаний гидрологических характеристик следует учитывать при поиске предполагаемых детерминированных колебаний стока и других гидрологических характеристик.

Если же говорить о вековом ритме солнечной деятельности как климатообразующем факторе, то, видимо, более приемлема гипотеза А. А. Гирса (1971) о роли изменений среднего уровня солнечной активности в формировании атмосферных циркуляционных эпох, своеобразии которых должно сказываться в эффекте проявления космогеофизических сил в океане и атмосфере.

Разумеется, при сопоставлениях гидрологических характеристик с космогеофизическими факторами требуется предварительно освободить исходные ряды не только от длительных трендов (отдельных ветвей 35-летнего колебания), но и от колебаний, порожденных иными геофизическими факторами или свойственными самой рассматриваемой физической среде. При этом в каждом отдельном случае мы ориентировались на факт реальных колебаний рассматриваемых нами космогеофизических сил как гипотетических факторов формирования соответствующих составляющих многолетних колебаний гидрологических харак-

теристик: изменений солнечной активности со средней продолжительностью колебаний 11 лет, многолетнего лунного прилива — около 19 лет и нутаций полюса Земли (вследствие биения 14-месячной и годовой волн) порядка 6—7 лет.

Предполагаемые солнечнообусловленные составляющие многолетних колебаний гидрологических характеристик выделялись следующим образом: из аномалий средних годовых значений вычитались 11-летние скользящие средние значения, т. е. исключались флуктуации и тренды большой продолжительности (свыше 11 лет), далее исключались выявленные методом периодограммного анализа в остаточном ряду значений те или иные доминантные гармоники, и, наконец, последняя операция

сглаживания по формуле $\frac{y_1 + 2y_2 + y_3}{4}$ с целью подавления возможных

квазидвухлетних и случайных колебаний.

Несколько замечаний следует сказать о доминантных гармониках, выявленных периодограммным анализом Шустера. Известно, что большинство скрытых периодичностей принадлежит по сути к мнимоциклическим колебаниям; поэтому с целью учета возможных изменений продолжительности колебаний и главное — их амплитуды периодограммный анализ выполняется отдельно для двух-трех интервалов исследуемых рядов. Выявленные скрытые периодичности несколько отличны для временных рядов различных гидрологических характеристик. Для изменений термичности атлантических вод и стока Волги характерны 4—5-летние гармоники, и в обоих случаях их учет и фильтрация не влияют существенно на конечный результат — коэффициенты корреляции и уравнения регрессии. При анализе временного ряда наблюдений над айсбергами наряду с указанными выше колебаниями выявляются циклы 7—8 лет. В изменениях положения оси Күросио обнаруживаются только циклические колебания 6—8 лет. Циклические колебания такого порядка не исключались при выделении нутационных составляющих колебаний, поскольку многолетний цикл нутаций близок к 6—7 годам.

При некоторых различиях групп периодичностей для рядов различных гидрологических характеристик общим является тот факт, что в целом фильтрация указанных гармоник не изменяет принципиально конечных результатов — характера и величины связей космогеофизических сил с обусловленными ими изменениями гидрологических характеристик. В некоторых случаях предварительная фильтрация способствовала увеличению тесноты связей.

Предварительно отфильтрованные ряды гидрологических характеристик сопоставлялись в пределах временных интервалов-эпох с показателями солнечной активности при различных временных сдвигах. Во всех случаях наиболее тесная связь наблюдалась при сдвиге показателей солнечной активности на 3 года назад. Этот сдвиг можно связать в известной степени с перестройкой общей циркуляции атмосферы и глобальной системы океанических течений. Статистические оценки связей в виде коэффициентов корреляции и соответствующие уравнения регрессии для расчета солнечнообусловленных (равно, как и других детерминированных) колебаний аномалий различных гидрологических характеристик приведены в табл. 1. Очевидна значительная изменчивость тесноты и даже знака связи в зависимости от характера атмосферной циркуляционной эпохи. Наиболее четко выражена связь (обратного характера) в эпоху западной циркуляции ($r = -0,75$) и в эпоху меридиональной циркуляции С почти для всех гидрологических характеристик за исключением стока Волги. В эпоху западной циркуляции обратная связь изменений стока Волги с солнечной активностью обусловлена, видимо, нарушениями зонального переноса масс воздуха с Атлантики при

Статистические связи космогеофизических сил с обусловленными ими составляющими различных гидрологических характеристик

Эпоха, годы	Гидрологические показатели	Солнечная активность	Многолетний лунный прилив	Нутации полюса Земли
W, 1900—1928	Сток Волги	$r=-0,75$ $y=-0,96x+36,7$	$r=-0,03$	$r=-0,03$
	Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике (южнее 48° с. ш.)	$r=0,58$ $y=3,7x-182$	$r=-0,31$	$r=0,70$ $y=13,1x-84$
E, 1929—1939	Сток Волги	$r=0,28$	$r=-0,76$ $y=-1,27 \cdot 10^{-2}x-2,2$	$r=-0,11$
	Средняя годовая t_w° слоя 0—200 м на Кольском разрезе	$r=-0,15$	$r=0,71$ $y=7,3 \cdot 10^{-5}x$	$r=0,32$
	Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике (южнее 48° с. ш.)	$r=-0,37$	$r=0,04$	$r=0,40$
	Положение оси Курсио	$r=0,70$ $y=1,9 \cdot 10^{-2}x-0,84$	$r=0,30$	$r=-0,54$
C, 1940—1948	Сток Волги	$r=-0,36$	$r=-0,58$	$r=-0,78$ $y=-1,29x+15$
	Средняя годовая t_w° слоя 0—200 м на Кольском разрезе	$r=-0,71$ $y=-4,7 \cdot 10^{-3}x+0,1$	$r=-0,38$	$r=0,89$ $y=9 \cdot 10^{-3}x-0,12$
	Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике (южнее 48° с. ш.)	$r=-0,83$ $y=-5,9x+366$	$r=-0,45$	$r=0,65$ $y=7,2x-31,2$
	Положение оси Курсио	$r=-0,86$ $y=-8 \cdot 10^{-3}x+0,38$	$r=-0,42$	$r=0,84$ $y=1,4 \cdot 10^{-2}x-0,01$
E+C, 1949—1968	Сток Волги	$r=-0,63$ $y=-1,84 \cdot 10^{-1}x+15,2$	$r=-0,32$	$r=0,28$
	Средняя годовая t_w° слоя 0—200 м на Кольском разрезе	$r=0,69$ $y=2,6 \cdot 10^{-3}x-0,22$	$r=0,32$	$r=0,06$
	Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике (южнее 48° с. ш.)	$r=-0,24$	$r=-0,20$	$r=0,19$
	Положение оси Курсио	$r=-0,65$ $y=-6 \cdot 10^{-3}x+0,52$	$r=-0,24$	$r=0,56$

усилении солнечной активности. Именно для данной эпохи расчетные солнечно-обусловленные вариации водности Волги являются наибольшими. Видимо, в эпоху *W* при общем пониженном среднем уровне солнечной активности даже сравнительно невеликие возмущения солнечной активности нарушают зональный перенос воздушных масс в тропосфере и приводят к заметно выраженным отрицательным аномалиям водности Волги. Можно предположить, что в эпоху западной циркуляции межгодовые изменения солнечной активности вызывали однозначные колебания интенсивности притока теплых атлантических вод в северные широты. В эпоху же меридиональной циркуляции *C* обратный знак связи изменений большинства гидрологических характеристик с колебаниями солнечной активности можно объяснить следующим: усиление солнечной активности способствует повышенной устойчивости характерных для этой эпохи форм барического поля, при которых ветровая циркуляция ослабляет перенос как атлантических вод к северу, так и вод полярного происхождения к югу. Одинаковый (в сравнении с Атлантикой) знак связи солнечной активности с изменениями положения оси Куроисио, вероятно, обусловлен специфическими особенностями барико-циркуляционного поля над северо-западной частью Тихого океана. Невысокую степень связи солнечной активности со стоком Волги можно объяснить повышенной повторяемостью в эту эпоху выхода средиземноморских циклонов на юг Европейской территории Союза (ЕТС), способствующих увеличению осадков; этот процесс должен уменьшить негативный эффект ослабления зонального переноса воздушных масс с Атлантики.

Связь изменений гидрологических характеристик с солнечной активностью (в отличие от других геофизических сил планетарного характера) проявляется в той или иной степени чуть ли не во все эпохи (см. табл. 1). Можно предположить, что вклад солнечной активности (ее среднего уровня) является основным в формировании повышенной повторяемости определенных форм атмосферной циркуляции в больших интервалах времени — эпохах. Не противоречит этому положению и отсутствие значимой связи с солнечной активностью гидрологических характеристик атлантико-европейского сектора северного полушария в эпоху *E*. В этот интервал времени, когда средний уровень солнечной активности мало отличался от предыдущей эпохи *W*, основной вклад в формирование повышенной повторяемости циркуляционных процессов, характерных для эпохи *E*, могли внести положительные изменения интенсивности переноса вод и тепла в северные широты, обусловленные долгопериодными вариациями приливообразующей силы Луны (см. табл. 1).

Следует отметить, что методика выделения во временных рядах гидрологических характеристик гипотетических приливообусловленных колебаний в основном сходна с описанной ранее методикой выделения солнечнообусловленных вариаций. Из аномалий средних годовых значений гидрологических характеристик вычитались значения 35-летних составляющих колебаний и расчетные солнечнообусловленные колебания, далее по указанной выше схеме отфильтровались относительно короткопериодические колебания. В случаях невыраженной связи с солнечной активностью предполагаемая приливная компонента определялась как разность 11-летних сглаженных средних величин и значений 35-летней составляющей колебаний.

Что касается характера связей выделенных составляющих с долгопериодной частью потенциала приливообразующей силы Луны, то в большинстве случаев (см. табл. 1) эта связь не прослеживается. Видимо, вызываемые многолетним лунным приливом изменения в интенсивности основных океанических течений недостаточно велики и затухают или обратным эффектом атмосферных циркуляционных усло-

вий, или вследствие интерференции с другими колебаниями океанической системы. В трактовке роли долговременных приливных колебаний мы заметно расходимся с И. В. Максимовым (1970), а также с Г. К. Ижевским (1961), выделявшими приливные колебания как одни из основных в формировании общего фона многолетних колебаний гидрологических (и биологических) характеристик различных природных систем северного полушария. Значимая статистическая связь приливных долговременных изменений термики атлантических вод и стока Волги ($r=0,76$ и $r=-0,71$ соответственно) имела место только в эпоху восточной циркуляции *E*. Ранее мы уже высказали предположение, что формирование характерных для эпохи *E* особенностей барико-циркуляционного поля в атлантико-европейском секторе северного полушария связано с положительным импульсом долгопериодного лунного прилива, выразившимся в усилении адвекции вод и тепла в северные широты. С повышенным тепловым фоном поверхностных вод Северной Атлантики в свою очередь связывается образование блокирующего западный перенос стационарного высотного гребня над Европой и преобладание над ЕТС антициклонального характера погоды, приводящего к дефициту атмосферных осадков и уменьшению водности Волги.

Отсутствие значимой связи долговременных изменений выноса айсбергов Лабрадорским течением в эпоху *E* с долгопериодным лунным приливом становится понятным, если учесть сопряженный в общем характер изменений напряженности выноса атлантических вод в северные широты и компенсирующего потока полярных вод из Арктического бассейна. Таким образом, при усилении потока атлантических вод на север должен усилиться и поток полярных вод к югу, но сам приливный эффект в это же время в области Лабрадорского течения должен приводить к его ослаблению. В результате подобных противоположно направленных процессов и маскируется в данном конкретном случае приливная компонента многолетних колебаний интенсивности Лабрадорского течения (и выноса им айсбергов южнее 48° с. ш.).

Полученные выше статистические связи колебаний гидрологических характеристик с долгопериодными вариациями приливообразующей силы Луны имеют место при сдвиге в 3 года. Столь значительный фазовый сдвиг довольно часто проявляется при сопоставлениях изменений различных макромасштабных явлений. Подобные запаздывания можно предположительно связать с перестройкой механизма атмосферной циркуляции в планетарном масштабе, а также с перестройкой и приспособлением поля масс и океанических течений к новым, изменившимся условиям баланса сил.

Ранее уже высказывалось предположение о существовании составляющих многолетних колебаний гидрологических характеристик, связанных опосредованно с движениями полюса Земли (нутациями). Поскольку многолетний цикл колебаний полюса Земли (6—7 лет) создается биением 14-месячной и годовой нутационных волн, то, очевидно, колебания нутационных показателей прежде всего должны характеризовать изменчивость сезонных амплитуд гидрометеорологических характеристик, и в выявлении возможных связей нутаций полюса Земли с вызванными ими колебаниями гидрологических характеристик следует исходить из нулевого временного сдвига.

Техника выделения нутационной компоненты многолетних колебаний гидрологических характеристик принципиально сходна с описанными ранее методиками выделения других детерминированных колебаний и сводится к вычитанию из аномалий средних годовых значений гидрологических характеристик значений 35-летней составляющей, расчетных солнечно- и приливообусловленных колебаний, далее к отфильтровыванию относительно короткопериодичных колебаний.

Значимая связь для всех гидрологических показателей в рассматриваемом случае наблюдалась только в эпоху меридиональной циркуляции С. Весьма показателен обратный характер связи нутационных сил с термикой атлантических вод и стоком Волги. Однозначный эффект проявления нутационных сил в Северной Атлантике и северо-западной части Тихого океана, в районах, отстоящих один от другого примерно на 180° широты, может показаться странным в связи с противоположностью фаз планетарной нутационной волны, созданной силой деформации в океане. Объяснить эту кажущуюся неувязку можно наличием в атмосфере нутационной барической волны, впервые обнаруженной И. В. Максимовым (1970). Нутационные по происхождению колебания атмосферного давления должны иметь противоположный знак в рассматриваемых географических районах (например, барические гребень и ложбина соответственно). Но при этих формах барического рельефа соответствующий характер циркуляции атмосферы должен приводить к однозначному эффекту воздействия на поток атлантических вод в Северо-Восточной Атлантике и Норвежском море, с одной стороны, и на поток теплых вод, движущихся из субтропиков на север в западной части Тихого океана, с другой. Следует полагать, что эффект атмосферного воздействия, обусловленного нутационными силами, превосходит в данном случае последствия деформационного изменения уровенной поверхности океана.

Уравнения регрессии, приведенные в табл. 1, использовались для расчета детерминированных составляющих аномалий годовых величин указанных выше гидрологических характеристик в пределах временных интервалов, идентифицируемых с атмосферными циркуляционными эпохами. Видимо, эти уравнения можно использовать для прогностических расчетов и за пределами эпох, явившихся основой для их построения, но для временных интервалов с аналогичным барико-циркуляционным фоном. Интересно, что даже их применение (на примере стока Волги) к отдельным стадиям других эпох (по работе А. А. Гирса, 1974), а именно к стадиям с формой циркуляции, совпадающей по знаку с эпохой, для которой выведено уравнение, способствовало определенному уточнению общей суммарной оценки расчетных колебаний.

Расчетные оценки детерминированных составляющих многолетних колебаний гидрологических характеристик (табл. 2) свидетельствуют о значительной изменчивости вклада каждой из них в формирование реальных колебаний этих характеристик. Наибольший вклад вносят составляющие колебаний всех рассмотренных гидрологических характеристик, связанных с эффектом солнечной активности. Интересно отметить, что относительный вклад солнечнообусловленных колебаний (как, впрочем, и других детерминированных составляющих) в пределах конкретных эпох оказывается весьма близок для гидрологических характеристик различных физико-географических районов северного полушария. Менее всего количественно выражено влияние приливообусловленных колебаний, но их проявление связано с эпохой *E* (1929—1939), когда действие других детерминированных колебаний было вовсе затушевано.

Анализ реального многолетнего хода указанных гидрологических характеристик и многолетних изменений суммарных значений расчетных детерминированных колебаний с учетом колебаний так называемого 35-летнего цикла (рис. 2) приводит к выводу о том, что детерминированные долговременные составляющие вкупе с 35-летним колебанием определяют фон (средний уровень и длительную тенденцию изменений) многолетних колебаний различных гидрологических характеристик. Этот вывод, на наш взгляд, свидетельствует о возможности использования выявленных космогеофизических составляющих многолет-

них колебаний гидрологических характеристик при разработке сверх-долгосрочных прогнозов гидрологических условий в различных районах Мирового океана.

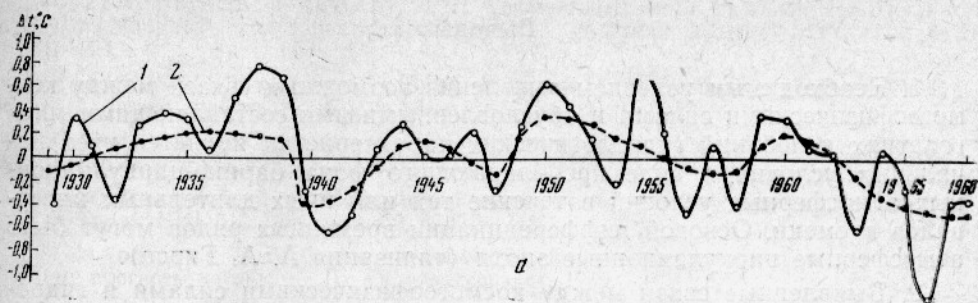
Таблица 2

Оценка вклада солнечнообусловленных (1), приливообусловленных (2) и нутационных (3) составляющих в формирование многолетних колебаний гидрологических характеристик ($A/A_{абс}$ в % для каждой эпохи)

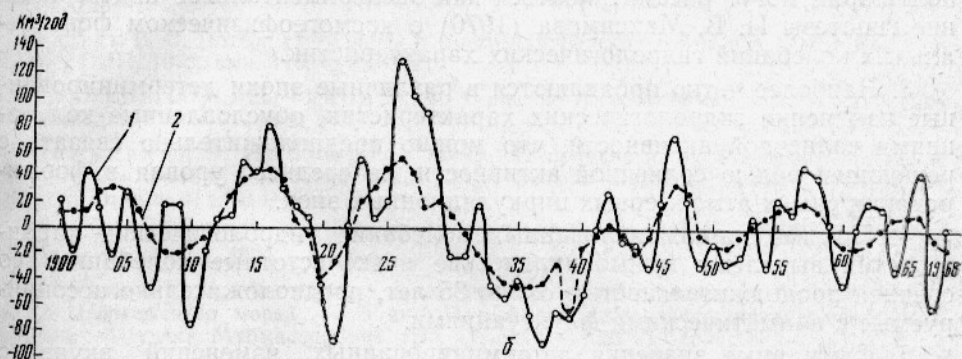
Эпоха, годы	Гидрологические показатели	$A_{абс}$	1	2	3
W, 1900—1928	Сток Волги (км³/год)	217	42	—	—
	Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике (южнее 48° с. ш.) *	690	—	50	75
E, 1929—1939	Сток Волги	129	—	18	—
	Средняя годовая t_w° слоя 0—200 м на Кольском разрезе	1,18	—	11	—
	Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике (южнее 48° с. ш.)	1250	—	—	—
	Положение оси Куроисио	1,8	77	—	—
C, 1940—1948	Сток Волги	122	—	—	40
	Средняя годовая t_w° слоя 0—200 м на Кольском разрезе	0,92	50	—	37
	Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике (южнее 48° с. ш.)	1100	55	—	25
	Положение оси Куроисио	1,5	53	—	33
E+C, 1949—1968	Сток Волги	109	31	—	—
	Средняя годовая t_w° слоя 0—200 м на Кольском разрезе **	1,92 (1,35)	24 (35)	—	—
	Число айсбергов в Северо-Западной Атлантике (южнее 48° с. ш.)	910	—	—	—
	Положение оси Куроисио	1,0	100	—	—

* Для 1914—1928 гг.

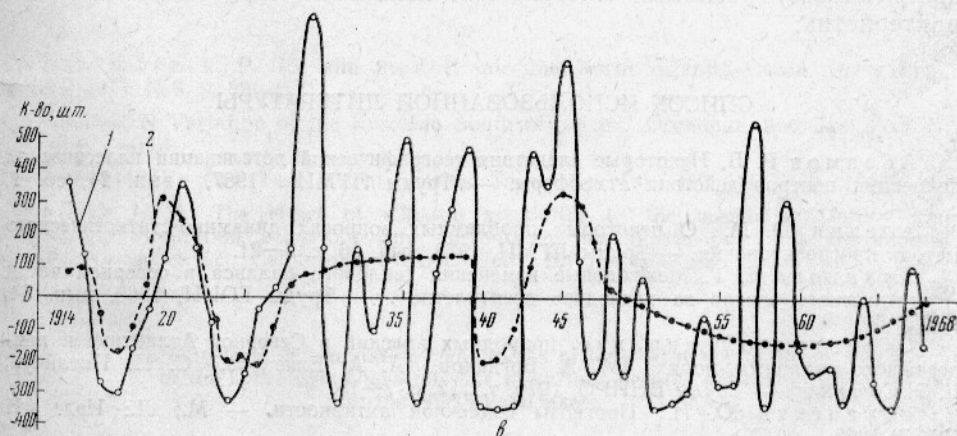
** Без исключительно экстремального 1966 г.



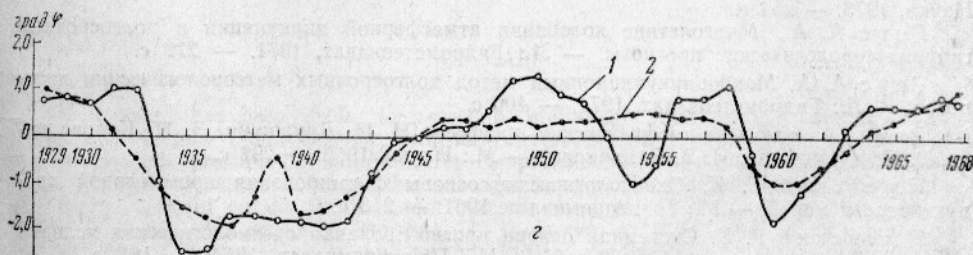
а



б



в



г

Рис. 2. Многолетний ход аномалий средней годовой температуры воды слоя 0—200 м на Кольском разрезе (а), аномалий годового стока Волги (б), общего числа айсбергов в Северо-Западной Атлантике южнее 48° с. ш. (в), положения оси Канарского течения южнее острова Хонсю (г):

1 — по наблюдениям; 2 — расчетные данные.

Выводы

1. Необходимым условием выявления возможных связей между космогеофизическими силами и обусловленными ими составляющими многолетних колебаний гидрологических характеристик является учет начальных условий в виде преобладающего фона барико-циркуляционных атмосферных условий в течение тех или иных длительных интервалов времени. Основой дифференциации временных рядов могут быть атмосферные циркуляционные эпохи (типизация А. А. Гирса).

2. Выявленные связи между космогеофизическими силами и гидрологическими характеристиками различных природных систем северного полушария могут рассматриваться как экспериментальное подтверждение гипотезы И. В. Максимова (1970) о космогеофизическом фоне реальных колебаний гидрологических характеристик.

3. Наиболее четко проявляются в различные эпохи детерминированные изменения гидрологических характеристик, обусловленные колебаниями солнечной активности, что можно предположительно связать с решающей ролью солнечной активности, ее среднего уровня в формировании самих атмосферных циркуляционных эпох.

4. Помимо детерминированных колебаний гидрологических характеристик выявлены минимоклические низкочастотные колебания со средней продолжительностью около 35 лет, предположительно ассоциируемые с климатическими флуктуациями.

5. Суммарные значения детерминированных изменений вкупе с 35-летним колебанием хорошо отражают фон (средний уровень и направленность) реальных многолетних колебаний гидрологических характеристик.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Р. В. Некоторые следствия географической детализации классической концепции центров действия атмосферы. — Труды ЛГМИ, 1967, вып. 24, сб. 1, с. 22—30.

Алехин Ю. М. О некоторых проблемных вопросах динамико-статистического метода прогнозирования. — Труды ЛГМИ, 1975, вып. 56, с. 3—21.

Архипова Е. Г. Межгодовые изменения теплового баланса в северной части Атлантического океана за последнее десятилетие. — Труды ГОИН, 1960, вып. 54, с. 35—60.

О системном анализе природных явлений в Северной Атлантике и прилегающих полярных морях [М. А. Богданов, А. А. Елизаров, С. И. Потайчук, Е. В. Солянкин]. — Труды ВНИРО, 1975, т. 112, с. 7—15.

Витинский Ю. И. Прогнозы солнечной активности. — М.; Л.: Изд. АН СССР, 1963. — 149 с.

Витинский Ю. И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. — Л.: Наука, 1973. — 254 с.

Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 277 с.

Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 400 с.

Речной сток и геофизические процессы [И. П. Дружинин, З. П. Коноваленко, В. П. Кукушкина, Н. В. Хамьянова]. — М.: Наука, 1966. — 292 с.

Ижевский Г. К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. — М.; Пищепромиздат, 1961. — 213 с.

Ижевский Г. К. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. — М.: Пищепромиздат, 1964. — 165 с.

Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 377 с.

Куликов К. А. Изменяемость широт и долгот. — М.: Физматгиз, 1962. — 400 с.

Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 400 с.

Максимов И. В., Смирнов Н. П. Генетический метод прогноза многолетних колебаний климатических характеристик в океане. — Труды ПИНРО, 1967, вып. 20, с. 323—335.

Монин А. С., Каменкович В. М., Корт В. Г. Изменчивость Мирового океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 261 с.

Мустель Э. Р. Солнечная активность и тропосфера. В кн.: Влияние солнечной активности на атмосферу и биосферу Земли. М., 1971, с. 32—56.

Пармузина Т. А. Атмосферные ритмы и их изучение в морской климатологии. — Труды НИИАК, 1968, вып. 50, с. 113—119.

Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 254 с.

Потайчук С. И. Некоторые результаты статистического анализа долгопериодной изменчивости температуры воды в Северной Атлантике. — Труды ВНИРО, 1972, т. 75, с. 125—134.

Рыбак В. С. Потери стока воды в Волго-Ахтубинской пойме и в дельте Волги. — Труды ГОИН, 1973, вып. 116, с. 82—96.

Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 113 с.

Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. О применении генетического метода к прогнозу многолетних колебаний температуры воды в Баренцевом море. — Океанология, 1970, вып. 4, с. 614—621.

Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Многолетние колебания стока Волги. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 165 с.

Серяков Е. И. Многолетние колебания компонентов теплового баланса Баренцева и Норвежского морей. — В кн.: Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. Мурманск, 1968, вып. 11, с. 121—132.

Шинтиков А. В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. — Л.: Наука, 1969. — 243 с.

Dinsmore, R. P. Ice and its drift into the North Atlantic Ocean. Spec. Publ. ICNAF, 1972, N 8, p. 89—127.

Hideo, N. Variation of the Kuroshio South of Japan. J. Oceanogr. Soc. Jap., 1975, 31, N 4, p. 154—173.

International Ice Patrol Service. Safety Sea Int., 1976, N 87, p. 18—20.

Lamb, H. H. The effect of climatic anomalies in the oceans on long-term atmospheric circulation behaviour and currents in the North Sea and surrounding regions. North Sea Sci., Cambridge, Massachusetts, 1973, p. 153—182.

**On long-term determinative components of long-term fluctuations
in the hydrologic characteristics of various natural systems
in the North hemisphere**

SOLANKIN E. V.

SUMMARY

An attempt has been made to ascertain statistical relationships *between* among space-geophysical factors (solar activity, long-term lunar tide, nutations of the earth poles) and appropriate presumably determinative components of long-term fluctuations in various hydrographic characteristics (thermal conditions of the Atlantic waters, the number of icebergs brought out by the Labrador current, flood of the Volga River, the position of the Kuroshio axis south of Honshu). It is shown that in order to ascertain such relationships it is necessary to understand initial conditions, that is dominating trends of the baric-circulation conditions within long periods of time (or circulation epochs described by Girs). The statistical characteristics of the relationships revealed (correlation factors for various epochs, regression equations) are presented. The estimates of determinative components of fluctuations in the hydrographic characteristics indicate a wide variability in the contribution of each characteristic to the formation of actual fluctuations.

ОБ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ОСНОВАХ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАНКТОНА (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ)

А. А. Елизаров, А. Д. Щербинин

Изучение океанологических факторов, которые определяют пространственное распределение планктона, весьма важно как для практических целей выявления продуктивных и непродуктивных районов моря, так и для решения кардинальных вопросов движения живой и неживой материи.

Исследования океанологических, главным образом абиотических, основ пространственной неравномерности первичной продукции, по-видимому, следует начинать с изучения наиболее важных факторов и явлений, от которых зависят величина чистой массы фитопланктона, общий рост продуктивности и т. п.

Важной в аспекте промысловой океанографии характеристикой является температура воды. Однако если зависимость географического распределения фитопланктона от температуры воды очевидна (см. ниже), то рост и величина первичной продукции связаны с температурой воды лишь косвенно. В общем случае повышение температуры воды способствует росту продуктивности, так как регенерация солей идет быстрее (S. Nielsen, 1959). Но это явление характерно в основном для прибрежных районов, где снабжение биогенами слоя фотосинтеза происходит за счет распада органических соединений. В открытых же районах океана биогены поступают в слой фотосинтеза в результате циркуляции вод (S. Nielsen, 1959) и поэтому снабжение ими не зависит от распада органики и, следовательно, температуры воды. Содержание в воде биогенных веществ и некоторых растворенных газов является важнейшей реальной основой образования первичной продукции и роста планктона в море.

Харвей (1948) подчеркивал, что одним из факторов, определяющим растительную жизнь в море, является снабжение биогенами и, прежде всего, фосфатами и нитратами той зоны, куда свет подходящей длины волны проникает с интенсивностью, достаточной для того, чтобы образование углеводов в процессе фотосинтеза превосходило сгорание углеводов в процессе дыхания.

Последующие исследования подтвердили главенствующее значение солей фосфора и азота для развития фитопланктона. Так, по Волковинскому (1967), для холодноводных и тепловодных видов фитопланктона лимитирующие концентрации фосфора равны соответственно 0,5 и 0,3 мг-атом/м³, нитратов — 7,5 и 4,8, а кремния — 10,0 и 6,6 мг-атом/м³. Такие низкие концентрации минерального кремния почти не встречаются в пределах фотосинтетического слоя Мирового океана, тогда как концентрации фосфора и азота нередко бывают и меньше. Лимитирующее влияние последних на рост первичной продукции представляется очевидным.

Тесная связь роста фитопланктона с содержанием в морской воде биологически активных элементов С, О, Р и N позволила обосновать метод расчета первичной продукции по изменчивости во времени этих гидрохимических показателей (Волковинский, 1967).

Интенсивность фотосинтеза, скорость образования первичной продукции и в конечном итоге количество фитопланктона определяются также условиями освещенности и глубиной фотосинтетического слоя. Условия освещенности являются функцией широты и для определенных

широтных зон и ярко выраженных климатических областей более или менее постоянны. Более переменной величиной является глубина фотосинтетической зоны.

При прочих равных условиях закономерна обратная зависимость между продуктивностью и глубиной распространения фотосинтеза (Винберг, 1960; Харвей, 1948). Хорошо известен классический пример сравнения продуктивности в Саргассовом море и бухте Уолфиш-Бей. В Саргассовом море толщина зоны фотосинтеза выражается в десятках метров, в бухте Уолфиш-Бей — в дециметрах, соответственно продуктивность последней на два-три порядка выше.

Продуктивность морских вод в сильнейшей степени зависит от уровня стратификации вод, общепринятым показателем которой является вертикальная устойчивость водных слоев ($E \cdot 10^8$ или $E \cdot 10^5$).

При наличии слоя скачка плотности ρ , в котором наблюдается максимум $E \cdot 10^8$, наибольшую биомассу фитопланктона находят над этим слоем, а под ним биомасса резко снижается (Семина, 1957; Сорокин, 1959). Это положение справедливо лишь в том случае, если поверхностный слой, образующий зону интенсивного фотосинтеза, в достаточной мере насыщается биогенами. В противном случае высокий уровень стратификации вод, препятствующий обогащению поверхностного слоя биогенами, оказывает затормаживающее воздействие на рост фитопланктона. При обедненном биогенами поверхностном слое максимум фитопланктона часто располагается глубже слоя скачка плотности (Семина, 1957).

Перечисленные выше важные океанологические характеристики — температура воды, содержание биогенных веществ, глубина фотосинтетического слоя и вертикальная устойчивость водных слоев, связь которых с первичной продуктивностью морских вод очевидна, являются функцией динамики вод в целом и отдельных ее феноменов, таких как условия перемешивания, горизонтальный и вертикальный обмен вод, наличие апвеллинга и т. п.

Условия перемешивания, зависящие от суровости зимы, ветровой деятельности, топографии района, степени стратификации вод, общей циркуляции вод и многих других факторов, часто оказывают альтернативное влияние на развитие первичной продукции. Усиление перемешивания и вертикального обмена приводит к обновлению запасов биогенных веществ в поверхностном слое моря, но одновременно ускоряет вынос фитопланктона за пределы зоны фотосинтеза.

Участок выхода глубинных вод в поверхностные слои далеко не всегда выделяется высокой продуктивностью. Сложный характер зависимости продуктивности вод от абиотических факторов хорошо виден на примере шельфовой зоны у Юго-Западной Африки (Елизаров, 1967). Высокая продуктивность района Уолфиш-Бей ($22-23^\circ$ ю. ш.) обеспечивается постоянным притоком с юга, из зоны подъема, расположенной приблизительно на $25^\circ 30'$ ю. ш., богатых биогенными веществами вод и высокой степенью стратификации фотического слоя. Севернее Уолфиш-Бея высокий уровень стратификации вод не подкрепляется высокими величинами содержания биогенов, а южнее при очевидном богатстве вод питательными солями уровень стратификации сравнительно невысок.

Приведенный пример показывает, что в конкретных случаях может отсутствовать прямая связь между подъемом глубинных вод и продуктивностью. Однако в качестве общей закономерности такая связь, по-видимому, неоспорима.

С. Нильсен (S. Nielsen, 1959) различает по продуктивности четыре класса вод (в г С/сут): 0,5—3,0 — в местах апвеллинга, 0,2—0,5 — в местах постоянного смешения с глубинными водами, 0,1—0,2 — при от-

сутствии смещения с глубинными водами и 0,05 — в наиболее «старых» водах.

Не менее показательно сравнение общей картины распределения вертикальных скоростей движения вод $W_0 \cdot 10^5$ см/с, фосфатов и общей биомассы планктона в Атлантическом океане (Латун, 1962; Hentschel and Wattenberg, 1930).

Участки интенсивного подъема вод, высокого содержания фосфатов и биомассы планктона совпадают с динамически активными областями, районами мощных горизонтальных течений: Лабрадорского и Северо-Атлантического, Канарского, Северного и Южного Пассатных, Бенгельского и Антарктического кругового.

Исследование общих закономерностей распределения биомассы фитопланктона в зависимости от характера горизонтального и вертикального движения вод проводилось на примере Лабрадорского течения (Елизаров, Мовчан, 1973).

Оказалось, что повышенное (максимальное) содержание фитопланктона в течение почти всего года и в разные годы приходится на всю область движения вод, в проекции на вертикальную плоскость, совпадая большей частью с фронтальной зоной взаимодействия вод различного происхождения, которая выражена максимальными скоростями геострофических течений. В этом смысле благоприятные условия для развития фитопланктона не ограничиваются участком подъема глубинных вод, а захватывают полосу их распространения (растекания) в слое фотосинтеза и смежный участок их погружения.

Таким образом, к необходимым условиям интенсивного развития первичной продукции относятся оптимальная стратификация водных слоев, существенно ограничивающая глубину фотосинтетического слоя, и постоянное снабжение слоя фотосинтеза биогенными веществами. Такие условия соблюдаются преимущественно в районах интенсивных горизонтальных и вертикальных движений, часто связанных либо с характером рельефа дна моря, либо с взаимодействием водных масс различного происхождения.

Физическими и динамическими характеристиками океанических вод в вертикальной и горизонтальной плоскостях, которые сравнительно легко определить и рассчитать, могут служить горизонтальные и вертикальные (особенно для слоя фотосинтеза) градиенты поля плотности, температуры воды и морфологии дна моря.

Последняя характеристика, жестко закрепленная во времени, может быть рассчитана заранее, ее распределение в горизонтальной плоскости дает необходимый фон при поиске закономерных связей абиотических и биотических условий в море.

Географическое разделение районов с различной биомассой фитопланктона, пространственная неравномерность первичной продукции теснейшим образом связаны с теми же характеристиками среды и природными явлениями, которые определяют рост и биомассу продукции. Однако смысл и степень влияния тех же факторов нередко меняются.

Температура воды определяет пределы обитания тех или иных массовых и немассовых видов фитопланктона. На примере Северо-Западной Атлантики хорошо видно, что минимальное количество видов и минимальная биомасса фитопланктона приходится на экстремальные по температуре генетически однородные воды — арктические, к которым весной 1958 г. относилось лишь 3% всех видов, и тропические — 4% (Мовчан, 1970). Следовательно, абсолютные величины температуры воды могут иметь лимитирующее значение для продуктивности вод вблизи крайних пределов существования массовых видов.

Содержание биогенных веществ является одним из основных определяющих факторов пространственной (географической) неравномерности

первичной продукции. Подробные съемки весной и осенью 1959 г. в районе Норвежского и Гренландского морей показали, что количество фитопланктона почти строго идентично содержанию фосфора в воде (Тимохина, 1960). Наблюдения на ЛП «Обь» в Атлантическом океане в районе от 25° с. ш. до 55° ю. ш. в 1958—1960 гг. также подтвердили по совпадению зон минимума тезис об общем соответствии содержания фосфатов величинам первичной продукции (Кляшторин, 1964).

Поскольку содержание минеральных солей фосфора, азота и кремния во многом определяет пространственную неравномерность продуктивности вод, весьма важно выделить географически выраженные источники биогенов. Помимо зон и участков интенсивного подъема вод гидродинамического характера выделяются прибрежные районы с большим объемом речного стока, области, расположенные между экстремумными положениями кромки льда и, наконец, отмельные части Мирового океана, целиком расположенные в пределах зоны фотосинтеза.

Реки как источник снабжения биогенами прибрежных вод неравноценны. По Алекину (1966), средняя величина минерализации речной воды для всех рек Земли равняется 63,6 мл/л (с CO_2 — 87 мл/л). Отклонения от средней величины весьма существенны (например, минерализация Гудзона равна 118 мл/л, а Делавэра — 70 мл/л).

Однако значение речного стока для продуктивности вод состоит не только в выносе минеральных солей. Реки с ярко выраженным сезонным стоком с начала половодья существенно изменяют стратификацию вод в прибрежных районах. Так, большие величины устойчивости водных слоев в 1960 г. вблизи берегов Ньюфаундленда и вдоль основной струи Лабрадорского течения появились в результате усиления речного стока и соответственного увеличения составляющей устойчивости по солености (Елизаров, 1962).

С удалением от источников континентального стока величина $E \cdot 10^8$ быстро уменьшается, достигая минимальных значений на расстоянии 150—200 миль от берега. Наиболее продуктивные промысловые районы Северо-Западной Атлантики (Флемиш-Кап, северо-восточный склон Большой Ньюфаундлендской банки и др.) отличаются наибольшими горизонтальными градиентами вертикальной устойчивости водных слоев Γ_E (рис. 1).

Высокий уровень первичной продукции в этих районах, так хорошо коррелирующийся с уровнем стратификации вод, по-видимому, мало зависит от скоростей геострофических течений, которые на северо-восточном склоне Большой Ньюфаундлендской банки превышают 0,6 узла, а на Флемиш-Кап лишь изредка достигают 0,2 узла (Буздалин, Елизаров, 1962).

В то же время наличие постоянного (устойчивого) геострофического течения является, по-видимому, основой образования зон повышенной биологической продуктивности. Так, в экваториальной части Атлантического океана наиболее продуктивной оказывается зона в пределах 10° с. ш. — 10° ю. ш., где взаимодействуют экваториальные течения и противотечения. Соответственно простирацию течений широтно располагаются участки повышенного содержания фито- и зоопланктона. Весьма продуктивный район интенсивного подъема вод у берегов Африки также сформировался вдоль прибрежного течения (Гордеева, 1970).

Анализ данных наблюдений, приведенных Стриклендом (Strickland, 1960), подтверждает положение о важной роли течений в формировании продуктивных районов. Так, среднее содержание органического вещества (C мг/м³) для фотической зоны летом для района Западно-Гренландского течения составляло 550 мг, для открытой части Ирмингера моря — 150—250, для шельфа Северо-Западной Атлантики — выше

500, а для отбрежных районов Новой Англии — 100 мг. Аналогичные данные имеются по многим районам Мирового океана.

Безусловно доказанным можно считать, что на продуктивность вод оказывает влияние не только наличие течения, но и особенности формы трехмерной циркуляции вод.

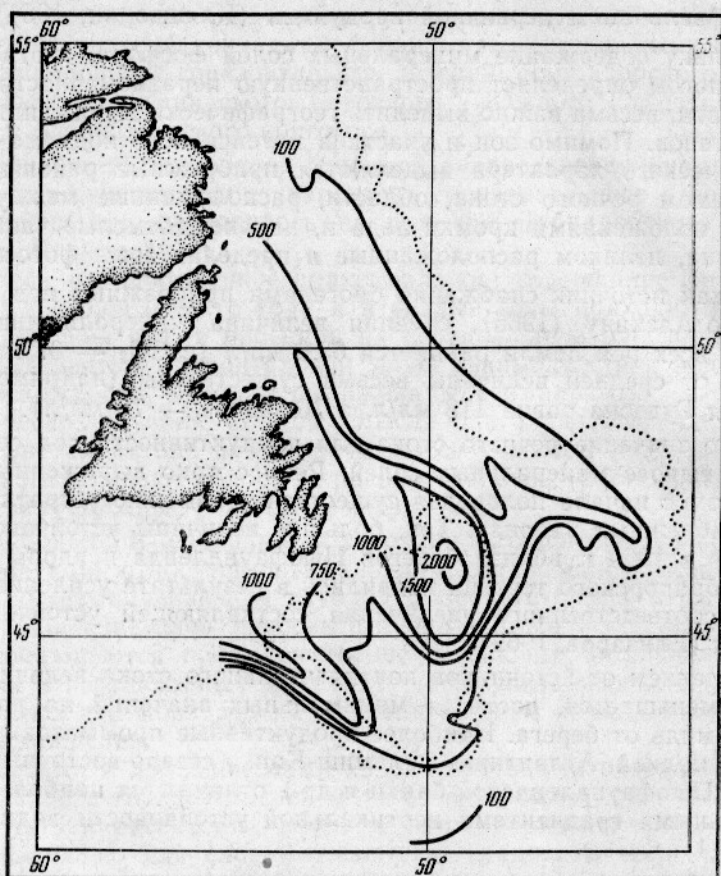


Рис. 1. Распределение вертикальной устойчивости водных слоев ($E \cdot 10^8$) у дна моря в районе Ньюфаундлендских банок летом 1960 г.

Районы интенсивного вихреобразования, относящиеся к зонам смещения вод различного происхождения, характеризуются высокой биологической продуктивностью. Области цветения фитопланктона отмечаются в местах циклонических круговоротов, близ фронтальных зон и границ водных масс (Aruga Yusho и др., 1968). В то же время поверхностные воды Саргассова моря, представляющие собой естественный гигантский антициклонический круговорот, чрезвычайно бедны первичной продукцией. Одна из основных причин — низкий уровень стратификации вод. В процессе зимнего охлаждения, достигающего близ поверхности моря 18°C , образуется однородный слой до глубины 350 м (Wortington, 1960).

Первенствующее значение циклонических областей для формирования высоких биомасс всего планктона, а не только фитопланктона тропических районов Южной Атлантики постулировано группой авторов (Богоров и др., 1973). Однако приведенные ими иллюстрации, на наш взгляд, не подтверждают это положение. Наиболее беден планктоном

циклонический вихрь, расположенный в районе приблизительно между $0-7^\circ$ в. д. и $11-13^\circ$ ю. ш.

Богатые планктоном области располагаются вдоль зон повышенных горизонтальных и вертикальных градиентов океанологических характеристик. Здесь снова следует обратить внимание на географический аспект такой важной для продуктивности вод характеристики, как стратификация фотосинтетического слоя (Елизаров, 1967). На наш взгляд, уровень стратификации поверхностных вод для большинства районов Мирового океана может быть выражен такой общей и легко рассчитываемой характеристикой, как вертикальный градиент условной плотности слоя $0-200$ м.

Распределение этой плотностной характеристики так же, как и $E \cdot 10^8$, для района Северо-Западной Атлантики, наложенное на распределение биомассы фитопланктона, обнаруживает сходство по максимумам и минимумам (рис. 2). В дальнейшем мы используем плотностные характеристики при анализе пространственной неравномерности биологической продуктивности.

Важным фактором формирования районов повышенной продуктивности в умеренных широтах океана является вынос полярных льдов. Особенности первичного продуцирования органического вещества в зоне льдов заключаются в том, что фотосинтез вблизи кромки льда по ряду причин проходит значительно интенсивнее, чем в близлежащих районах. Это явление во многом определяется богатством биогенных веществ у льда. В то же время летом и в начале осени кромка льда постоянно меняет свое положение, постепенно отодвигаясь к истокам выноса льдов. В результате формируется обширная область, в которой в различное время вегетационного периода создаются весьма благоприятные условия для расцвета первичной продукции. Расположение такой области между линиями минимального и максимального распространения кромки льдов хорошо согласуется с положением большой группы районов высокой биологической и промысловой продуктивности (рис. 3).

Географическое разделение районов с различной биопродуктивностью определяется важными факторами — температурой воды и содержанием биогенных веществ, формой циркуляции вод и уровнем стратификации фотосинтетического слоя, речным стоком и выносом льда. Некоторые из этих факторов имеют определяющее значение главным образом в прибрежных районах, другие — носят универсальный характер. Особо велико значение горизонтальных и вертикальных градиентов некоторых физических характеристик, тесно связанных с полем плотности.

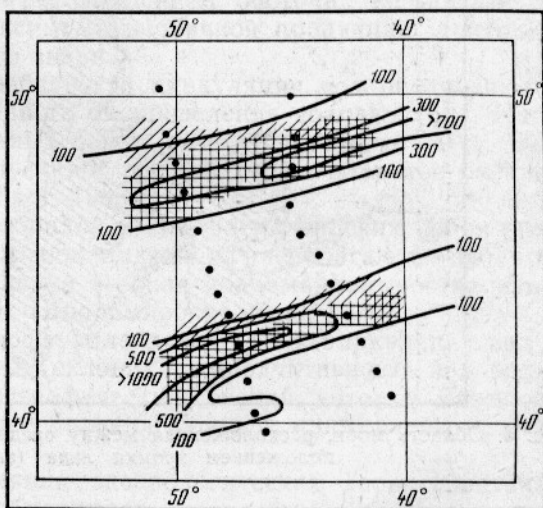


Рис. 2. Распределение максимумов вертикальной устойчивости водных слоев ($E \cdot 10^8$) в зоне фотосинтеза (двойной штрих) и наибольшие биомассы фито- и зоопланктона (простая штриховка) по О. А. Мовчан (1970) и Е. В. Владимирской (1972).

Совершенно очевидно, что распределение зоопланктона является функцией не только внешней среды, но и в значительной степени распределения фитопланктона.

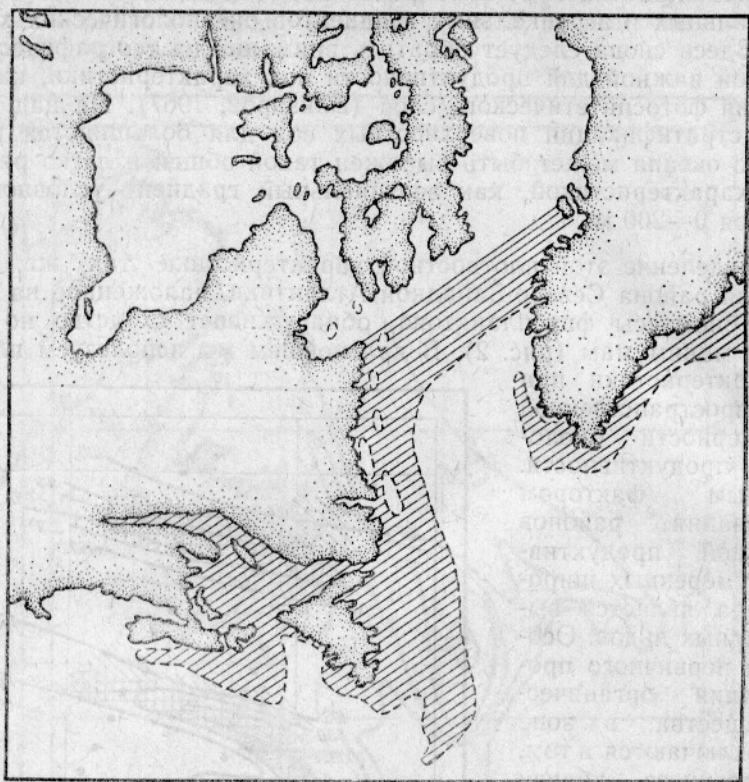


Рис. 3. Область моря, расположенная между средним минимальным и максимальным положением кромки льда (заштриховано).

В масштабах океанов и отдельных океанических бассейнов районы, богатые или бедные фито- и зоопланктоном, практически совпадают. Постоянно наблюдается низкое содержание фито- и зоопланктона в открытых районах тропиков Атлантического океана (Сущеня и др., 1964). Высоким содержанием планктона отличаются Северо-Западная Атлантика, район Канарского течения, приэкваториальный район и др.

Даже в масштабах сравнительно небольших океанических районов близость расположения экстремумов фито- и зоопланктона несомненна.

На схеме, построенной для зоны дивергенции экваториальных течений, максимум фитопланктона приходится на область подъема вод, зона зоопланктона располагается по соседству, далее следует полоса макропланктона, совпадающая с областью погружения вод (Виноградов и др., 1965).

Некоторое несовпадение во времени и в пространстве основных концентраций фито- и зоопланктона, наблюдаемое в отдельных районах Атлантики, привело к возникновению гипотезы инверсии фито- и зоопланктона (Riley, 1946). Однако большинство собранных данных убедительно свидетельствует о том, что прямая зависимость зоо- и фитопланктона характерна для моря. По мнению Стимана Нильсена (1958), гипотеза инверсии основана на недостатках измерений. Подтверждение этому мы находим в том, что районы моря, богатые зоопланктоном, связаны, как правило, с теми же условиями среды, что и области, богатые фитопланктоном.

В богатых фитопланктоном продуктивных зонах экваториальных течений, приблизительно в районе от 1 до 5° с. ш., биомасса зоопланктона колеблется от 200 до 1000 мг/м³, продукции С — от 20 до 1100 мг/сут. Продуктивные зоны практически совпадают с областями смешения экваториальных вод с водами Гвинейского и Южного Пассатного течений (Берников и др., 1966).

Максимум биомассы кормового зоопланктона наблюдался также в зонах смешения теплых вод Гольфстрима, холодных вод Лабрадорского течения и подтоков из залива Святого Лаврентия, минимум — в водах собственно Гольфстрима (Лука и др., 1961).

Богатые зоопланктоном воды приурочены к районам моря с интенсивным вихреобразованием. Так, в районе банки Джорджес максимум биомассы до 1000 мг/м³ наблюдался в центре вихря антициклонического характера (Клименков и др., 1961). Пятна высокой биомассы зоопланктона отмечались и в участках циклонических завихрений (Павштик, 1964). Более сложный характер этих пятен связан, на наш взгляд, с некоторым пространственным смещением биотопа кормового зоопланктона относительно максимума первичной продукции, приходящегося на центр циклонического вихря.

В целом характерные особенности циркуляции вод определяют неравномерность пространственного распределения зоопланктона. Например, при наличии параллельных берегу полос шириной от 30 до 80 км попеременного подъема и опускания вод биогены и планктон распределяются также полосами (Дюинг, 1966).

В районе полуострова Лабрадор и Ньюфаундлендских банок участки, наиболее богатые фито- и зоопланктоном, располагаются вдоль ветвей наиболее устойчивых течений в зонах подъема, распространения и погружения поднявшихся вод (Владимирская и др., 1974).

На северных склонах Ньюфаундлендских банок циркуляция вод более устойчива, чем на южных склонах, и продуктивность вод больше независимо от скоростей геострофических течений, которые максимальны на северо-восточном склоне Большой банки и минимальны на банке Флемиш-Кап.

Результаты анализа влияния океанологических характеристик на биосферу указывают на необходимость привлечения различных параметров поля плотности для объяснения неравномерности био- и промысловой продуктивности вод.

При этом очевидно, что особое внимание мы должны уделить вертикальным и горизонтальным градиентам поля плотности в пределах всего диапазона глубин (горизонтов), охватывающих фотосинтетический слой.

Нам представляется, что исследования надо вести по двум главным направлениям: по пути расчета осредненных величин поля плотности и по пути фиксации конкретных, полученных по непосредственным наблюдениям плотностных параметров. Каждое направление имеет свои преимущества и недостатки.

Осреднение по квадратам и времени дает более абстрактные величины, легче улавливающие общие закономерности распределения характеристик. Однако сопоставление с биосферой в данном случае менее надежно, так как сравнительно немногочисленные характеристики биотических условий пока еще далеки от возможных осреднений.

С другой стороны, сопоставление конкретных величин абиотических и биотических условий, например, по результатам какого-либо рейса, часто позволяет получить хорошие связи, но не дает ответа на вопрос, насколько они закономерны.

Поэтому с целью предварительного качественного определения закономерных связей пространственной изменчивости поля плотности в океанах и распределения планктона мы пошли по пути использования

в качестве аргумента абстрактных, осредненных по 5-градусным квадратам плотностных характеристик.

Заметим, что все исследование проводится в пределах верхних 200 м, т. е. ограничивается так называемым деятельным слоем моря. Карты-схемы характеристик поля плотности для всей площади Северной Атлантики были рассчитаны по всему массиву наблюдений, созданному в ИОАН СССР. На карты-схемы наносились осредненные величины за все годы и сезоны, приведенные к центрам 5-градусных квадратов.

Для анализа нами использовались карты-схемы распределения средних максимальных вертикальных градиентов плотности и распределения максимальных градиентов плотности за весь срок наблюдения, карта-схема стандартных отклонений на поверхности максимальных градиентов плотности, карты-схемы топографии поверхности максимальных градиентов плотности в средних величинах и за весь срок наблюдений.

В качестве материалов по биотическим условиям в Северной Атлантике были использованы классические данные Шотта (Schott, 1942), данные Е. В. Владимирской (1972), В. В. Зерновой (1974) и результаты комплексной экспедиции «Norwestlant» (1968).

Максимальные связи параметры биологической продуктивности обнаруживают с распределением максимальных градиентов плотности за весь срок наблюдений и их топографией.

На рис. 4 и 5 характеристики поля плотности Северной Атлантики сопоставлены с данными по распределению фито- и зоопланктона.

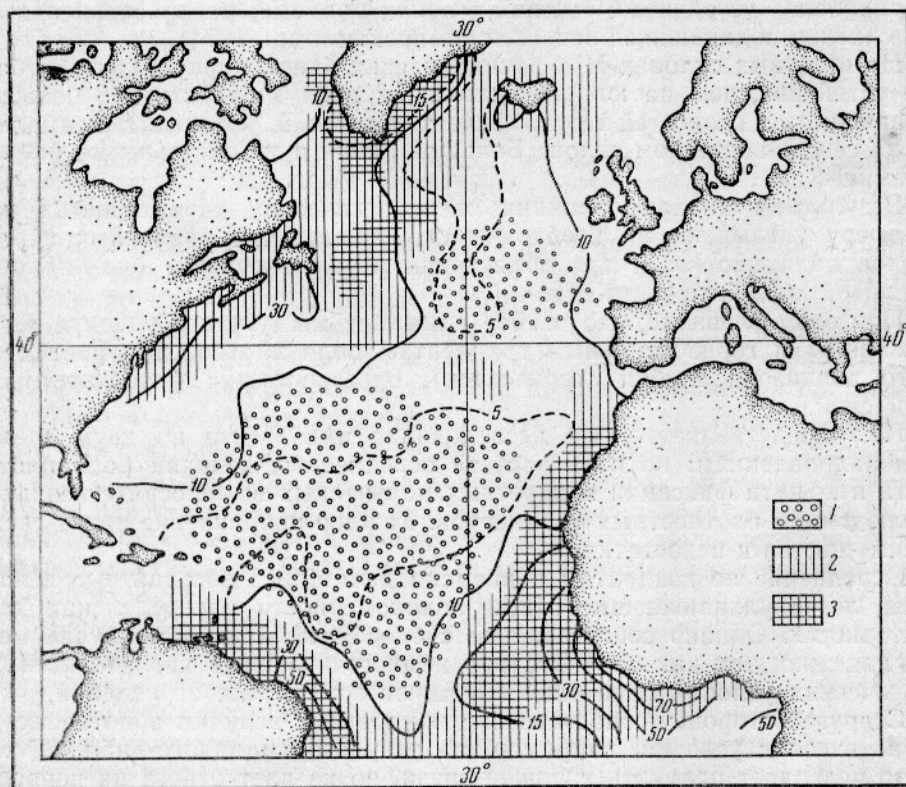


Рис. 4. Величины максимальных градиентов плотности и районы минимальной 1 и максимальной 2 биопродуктивности по Г. Шотту (1942), результатам экспедиции «Норвестлант» (1968), Е. В. Владимирской (1972) и В. В. Зерновой (1974). 3 — районы высокой продуктивности, наиболее обеспеченные наблюдениями.

Хорошо различаются четыре района высоких величин максимальных градиентов плотности: гренландский, северо-западный, южноамериканский и западноафриканский. Два последних соединяются вблизи экватора.

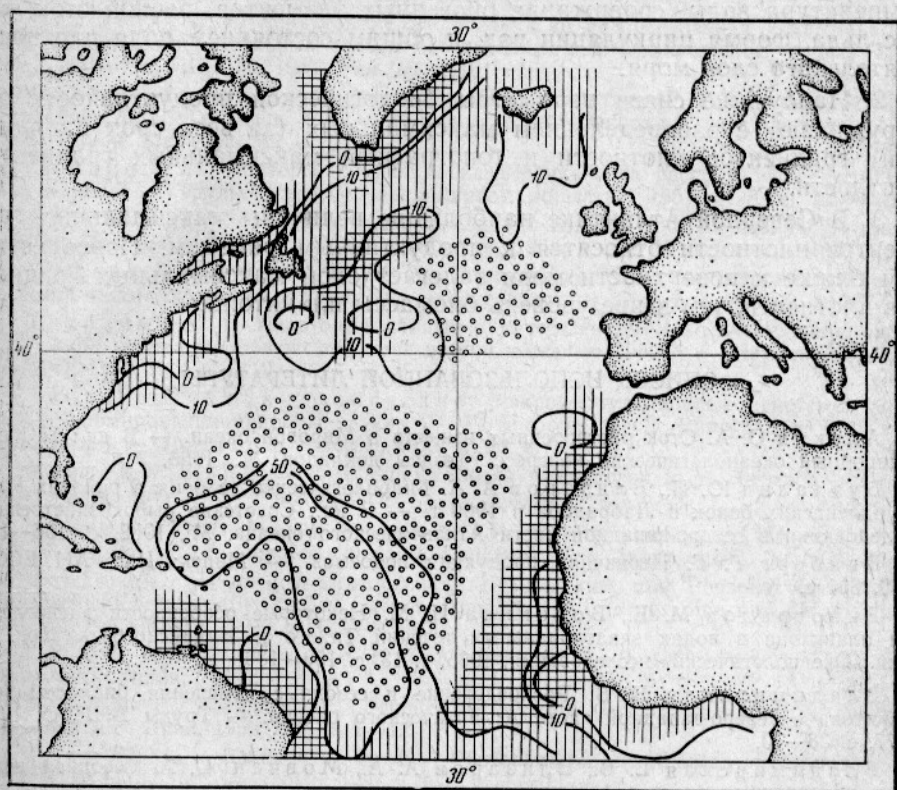


Рис. 5. Топография поверхности максимальных градиентов плотности и районы минимальной и максимальной продуктивности. (Обозначения те же, что и на рис. 4.)

Наименьшие величины максимальных градиентов плотности прослеживаются в меридиональном направлении приблизительно вдоль 30° з. д. севернее 40° с. ш., а также в обширной области океана приблизительно между 20 и 60° з. д. и 15 и 35° с. ш.

Соответствие этих акваторий районам минимальных биомасс планктона хорошо подтверждают уже упомянутые биологические материалы. По данным Владимирской (1972), в южной части района наименьших градиентов плотности, расположенного вдоль 30° з. д., наблюдается абсолютный минимум биомассы зоопланктона — ниже 20 мг/м³.

Область минимума биомассы фитопланктона на карте В. В. Зерновой (1974) хорошо совпадает с южной частью района наименьших величин максимальных градиентов плотности.

Комплексный анализ топографии поверхности максимальных градиентов плотности и распределения биомассы планктона также показывает наличие закономерных связей между ними. В подавляющем большинстве случаев, чем выше к поверхности моря залегает слой максимальных градиентов плотности, тем выше уровень биомассы планктона, и, наоборот, чем глубже располагается максимальный градиент плотности, тем беднее и непродуктивнее океанские воды.

Выводы

1. Географическое разделение районов различной биопродуктивности вод определяется такими разнородными факторами внешней среды, как температура воды, содержание биогенных элементов, речной сток, вынос льда, форма циркуляции вод, и общим состоянием поля плотности деятельного слоя моря.

2. Наилучшие связи параметры биологической продуктивности обнаруживают с распределением максимальных (за весь срок наблюдений) градиентов плотности и топографией максимальных градиентов плотности.

3. В Северной Атлантике наибольшие величины максимальных градиентов плотности относятся к продуктивным районам. Повсеместно, чем ближе к поверхности моря залегает слой максимальных градиентов плотности, тем выше уровень биомассы планктона.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Алекин О. А. Сток растворенных веществ в Мировой океан. — В кн.: II Международный океанологический конгресс. Тезисы докладов. М., 1966, 7 с.

Буздалин Ю. И., Елизаров А. А. Гидрологические условия в районах Ньюфаундлендских банок и Лабрадора в 1960 г. — В кн.: Советские рыбохозяйственные исследования в северо-западной части Атлантического океана. М., 1962, с. 155—171.

Винберг Г. Г. Первичная продукция водоемов. — Минск: Изд. АН БССР, 1960, 601 с.

Виноградов М. Е., Воронина Н. М. Некоторые особенности распределения планктона в водах экваториальных течений Тихого и Индийского океанов. — В кн.: Океанологические исследования, 1965, т. 13, с. 128—136.

Владимирская Е. В. Распределение и сезонные изменения биомассы зоопланктона в северо-западной части Атлантического океана. — Труды ВНИРО, 1972, т. 77, с. 38—70.

Владимирская Е. В., Елизаров А. А., Мовчан О. А. Сезонная динамика планктонных экосистем Ньюфаундлендской банки. — В кн.: Гидробиология и биогеография шельфов холодных и умеренных вод Мирового океана. Тезисы докладов. Л., 1974, с. 105—106.

Волковинский В. В. Применение двухслойной системы для расчета первичной продукции морских вод. — Океанология, 1967, т. 7, вып. 6, с. 1037—1052.

Гордеева К. Т. Количественное развитие зоопланктона в восточной части экваториальной Атлантики. — Труды АтлантНИРО, 1970, вып. 27, с. 199—215.

Дюинг В. Поле вертикальных скоростей у границ Аравийского моря в период северо-восточного муссона. — В кн.: II Международный океанологический конгресс. Тезисы докладов. М., 1966, с. 154.

Елизаров А. А. О вертикальной устойчивости водных слоев в промысловых районах Ньюфаундлендских банок. — В кн.: Советские рыбохозяйственные исследования в северо-западной части Атлантического океана. Рыбное хозяйство. М., 1962, с. 173—187.

Елизаров А. А. Некоторые результаты океанологических исследований в промысловых районах у Юго-Западной Африки. — Океанология, 1967, т. 7, вып. 3, с. 445—449.

Елизаров А. А., Мовчан О. А. Особенности вертикальной циркуляции вод и распределение фитопланктона в северо-западной части Атлантического океана (район Большой Ньюфаундлендской банки). — Океанология, 1973, т. 13, вып. 4, с. 662—668.

Зернова В. В. Распределение биомассы фитопланктона в тропических водах Атлантического океана. — Океанология, 1974, т. 14, вып. 6, с. 1070—1076.

Клименков А. И., Пахоруков В. И. Новый район сельдяного промысла в Западной Атлантике. — Научно-техн. бюлл. ПИНРО, 1961, 4(18), с. 9—13.

Кляшторин Л. Б. Первичная продукция и фосфаты в Атлантическом океане. — Океанология, 1964, т. 4, вып. 2, с. 311—312.

Латун В. С. Вертикальные движения на глубине нулевой поверхности в Атлантическом океане. — Океанология, 1962, т. 2, вып. 2, с. 206—212.

Лука Г. И., Павелко А. И. Краткая характеристика планктона северо-западной части Атлантики в летние месяцы 1960 г. — Научно-техн. бюлл. ПИНРО, 1961, 1(15), с. 36—38.

Мовчан О. А. Качественный состав фитопланктона в районе Ньюфаундленда. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 3, с. 496—504.

Павштикс Е. А. Многолетние наблюдения за распределением планктона в период весенне-летнего откорма сельди в Норвежском и Гренландском морях (1951—1962). — Труды ПИНРО, 1964, вып. 16, с. 151—164.

Продуктивные зоны экваториальной Атлантики [Р. Г. Берников, Л. А. Виноградова, Л. Н. Грузов и др.]. — В кн.: II Международный океанологический конгресс. Тезисы докладов. М., 1966, 39 с.

Семина Г. И. Факторы, влияющие на вертикальное распределение фитопланктона в море. — Труды Всесоюз. гидробиолог. общества, 1957, т. 8, с. 119—129.

Сорокин Ю. И. О влиянии стратификации водных масс на первичную продукцию фотосинтеза в море. — Общая биология, 1959, т. 20, № 6, с. 455—463.

Сушеня Л. М., Финенко З. З. К изучению продуктивности планктона тропической части Атлантического океана. — Океанология, 1964, т. 4, вып. 5, с. 866—872.

Тихохина А. Ф. Некоторые данные о качественном и количественном распределении планктона в Норвежском море весной и осенью 1959 г. — Научно-техн. бюлл. ПИНРО, 1960, 2(12), с. 19—23.

Тропические циклонические макроциркуляционные системы и их роль в формировании природы океана [В. Г. Богоров, М. Е. Виноградов, В. Н. Степанов и др.]. — Труды ИОАН СССР, 1973, т. 95, с. 7—13.

Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря: перевод с английского. — М.: ИЛ, 1948. — 164 с.

Aruga Yusho, Monsi Masami. Primary production in the northwestern part of the Pacific off Honshu, Japan. J. Oceanogr. Soc. Japan, 1968, 18, N 2, 85—94.

Hentschel E. und Wattenberg H. Plankton und Phosphat in der Oberflächenschicht des Sudatlantischen Ozeans. Annalen der Hydrographie und der Maritimen Meteorologie. 58 Jarg., 1930, s. 177—273.

ICNAF, Special publication N 7, Norwestlant 1—3, 1963, Part 2. Atlas, 1968, Dartmouth, Canada, 286 p.

Steemann, Nielsen E. Primary production in tropical marine areas. J. Mar. Biol. Ass. India, 1959, 1, N 1, 7—12.

Riley G. A., Bumpus D. F. Phytoplankton-zooplankton relationship on Georges Bank. J. Mar. Res., 1946, Vol. 6, N 1, p. 3—27.

Steemann Nielsen E. The balance between phytoplankton and zooplankton in the sea. J. du Cons., Vol. 23, N 2, Cop. p. 1—34. 1958.

Schott G. Geographie des Atlantischen Ozeans. 3 Aufl., 1942, Hamburg, 368 s.

Strickland J. D. Measuring the production of marine phytoplankton, Bull. Fish. Res. Bd., 1960, 122, Canada, p. 1—172.

Wortington L. V. The 18° Water in the Sargasso Sea. Coll. Rep. Woods Hall Instit., 1960, N 1015, p. 104—146.

Some oceanologic basis of the spatial distribution of plankton with special reference to the North Atlantic

ELIZAROV A. A., SHCHERBININ A. D.

SUMMARY

The patchy pattern of the distribution of phyto- and zooplankton is caused by irregular structures of the fields of major oceanographic characteristics. The distribution of plankton is closely associated with such factors as the intensity of mixing and stratification of waters, rate of entry of biogenic elements into the photosynthetic layer and other characteristics and phenomena referred to the water dynamics.

The temperature of water also affects the distribution of plankton near the extremities of the habitats of most abundant species.

In the North Atlantic the areas with higher values of the maximum density gradients estimated by 5° squares are observed to be most productive. The observations have indicated a direct relationship between the topography of the maximum density gradients and the biomass of plankton.

АНОМАЛИИ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ ВОД СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА

А. М. Муромцев

Характеристика теплосодержания вод океана является выражением содержащегося в нем запаса тепловой энергии. Она дает возможность установить распределение энергетических ресурсов в океане и выявить области наиболее интенсивного взаимодействия океана и атмосферы, а также области наиболее интенсивного влияния тепловой энергии различных слоев океана на развитие физических, химических и биологических процессов. Важным показателем таких областей служат квазистационарные аномалии теплосодержания.

Вертикальное распределение тепла в океане далеко не так равномерно, как это представляется при рассмотрении вертикального распределения температуры воды (Муромцев, Борисов, Грузинов, 1970; Муромцев и др., 1972). Различные условия формирования вод, заполняющих толщу океана, и различная мощность занимаемых этими водами слоев определяют весьма различные количества тепла, содержащегося в них. В вертикальном распределении тепла отмечается правильное чередование слоев воды с большим и меньшим теплосодержанием, обусловленным различным географическим положением зон формирования и погружения масс воды, заполняющих отдельные слои океана. Чем в более высоких широтах погружаются воды, тем более низкие слои они занимают и, естественно, тем меньше их теплосодержание. Наибольший запас тепла сосредоточен в слое 150—500 м, заполненном субтропической подповерхностной водой, погружающейся в субтропической фронтальной зоне, несмотря на то что поверхностный слой поглощает максимальное количество солнечной энергии. Это связано, как указывалось выше, с большей мощностью слоя подповерхностной субтропической воды, получающей большое количество солнечного тепла в зоне погружения.

Перераспределение тепловой энергии в океане определяется главным образом циркуляционными факторами, обуславливающими горизонтальный и вертикальный обмен. Взаимосвязь тепловых и динамических процессов позволяет использовать показатель теплосодержания не только в качестве характеристик энергозапаса различных слоев воды, но и как показатель их динамического состояния (Муромцев, 1958; Muromtsev, 1970). Это подтверждается анализом известных уравнений.

Теплосодержание рассчитывалось по формуле

$$Q = C_{\rho_{ts}} \int \bar{\rho} T(z) dz, \quad (1)$$

где $T(z)$ — температура воды как функция глубины (z);

$C_{\rho_{ts}}$ — удельная плотность воды в слое.

Учет теплоемкости воды различной температуры и солености позволил получить более точные величины по сравнению с рассчитанными при принятии теплоемкости воды за единицу. Расхождения достигали 10%, что при больших величинах теплосодержания в отдельных районах и слоях воды имеет существенное значение. Средние многолетние месячные величины теплосодержания рассчитывались по трапециям с величиной стороны в 1° по меридиану и параллели для слоев 0—150, 150—500 м и нижележащих. Для рассмотрения распределения аномалий приняты два первых слоя, для которых были рассчитаны средние

величины теплосодержания по 5-градусным широтным зонам и отклонения от них полученных показателей распределения теплосодержания. Ранее было рассчитано теплосодержание слоев воды 0—200, 200—2000 м, 2000 м — дно и 0 м — дно (Степанов, 1960). Однако эти величины не могли быть использованы из-за слишком большой толщины слоев, по которым они рассчитаны.

Связь между теплосодержанием и циркуляцией вод подтверждается анализом уравнения (1) и уравнением

$$P_H = \int_0^H q \rho dz, \quad (2)$$

где P_H — давление на глубине H ;

ρ — плотность, зависящая в общем случае от глубины.

$$\rho \cong \rho_0 + \alpha T + \beta S, \quad (3)$$

где T и S — температура и соленость;

α и β — размерные постоянные;

ρ_0 — плотность воды при температуре и солености, принятых за условные начала отсчетов.

Один из интегралов, образующих сумму после подставки уравнения (3) в уравнение (2), пропорционален величине теплосодержания с точностью до размерного слабо меняющегося множителя $\frac{\bar{C}_p, \bar{t}, \bar{s}_p}{\alpha \rho}$.

При постоянной солености теплосодержание оказывается пропорциональным давлению, и поэтому конфигурация изолиний динамических высот и теплосодержания в этом случае при соответствующем выборе толщины слоя должна быть идентичной (Муромцев, 1958; 1970; 1972). Отсюда следует, что густота изолиний теплосодержания в той или иной степени может служить показателем рассчитанной динамическим методом скорости течений. Чем однороднее поле плотности, расположенное ниже данного слоя, тем больше соответствие между градиентом теплосодержания и величиной скорости. Сказанное выше позволяет по картам распределения теплосодержания судить о распределении динамически активных и пассивных зон, которым соответствуют зоны наибольшей и наименьшей изменчивости теплосодержания. Они хорошо согласуются с положением течений различной интенсивности, рассчитанных динамическим методом.

Географическое положение этих зон отличается большим постоянством, что соответствует устойчивости общей схемы циркуляции. В пределах этой устойчивой схемы происходят существенные изменения теплосодержания. Естественно, что наиболее заметны они в динамически активных зонах и связаны главным образом с изменениями циркуляционных факторов.

Из сказанного следует, что формирование и изменение аномалий теплосодержания вызвано главным образом теми же циркуляционными факторами, при этом положительные и отрицательные аномалии являются достаточно четкими показателями в общем распределении положений активных и пассивных в тепловом и динамическом отношении зон и областей океана. Первые из них приурочены в основном к положительным аномалиям теплосодержания, вторые — к отрицательным.

На рис. 1 и 2 показаны аномалии теплосодержания в слоях 0—150 и 150—500 м для летнего и зимнего сезонов. Для характеристики сезонов приняты данные, относящиеся соответственно к августу и февралю. В отдельных случаях при отсутствии материалов для характерных месяцев сезонов по небольшим районам брались данные по соседним ме-

сяцам: преимущественно сентябрьские для лета и мартовские для зимы. Поскольку такие районы расположены в основном в широтах, отличающихся небольшой временной изменчивостью температурных условий океана, дополнительные данные хорошо согласуются с основным материалом. Это позволило расширить цифровую основу карт и более объективно подойти к построению изолиний.

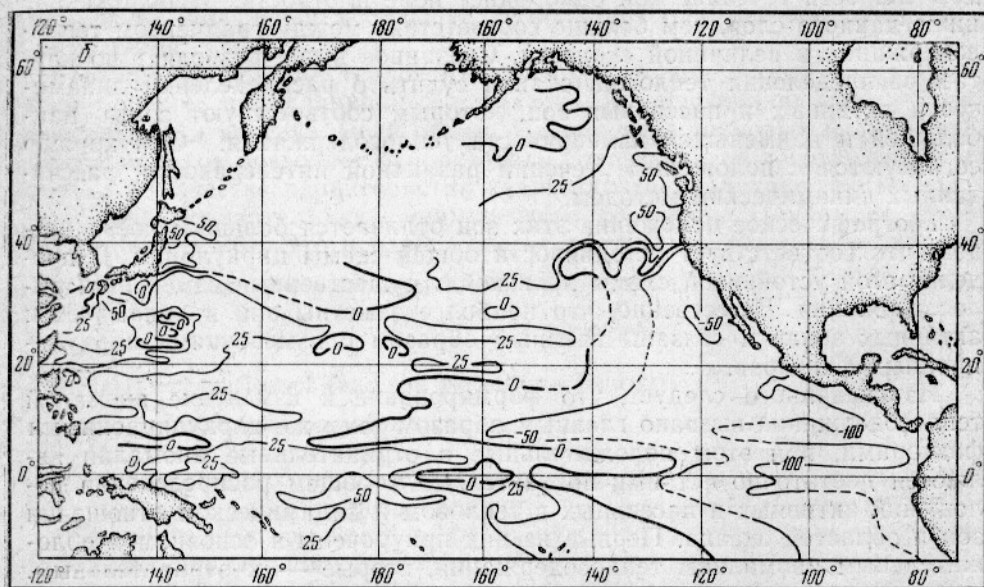
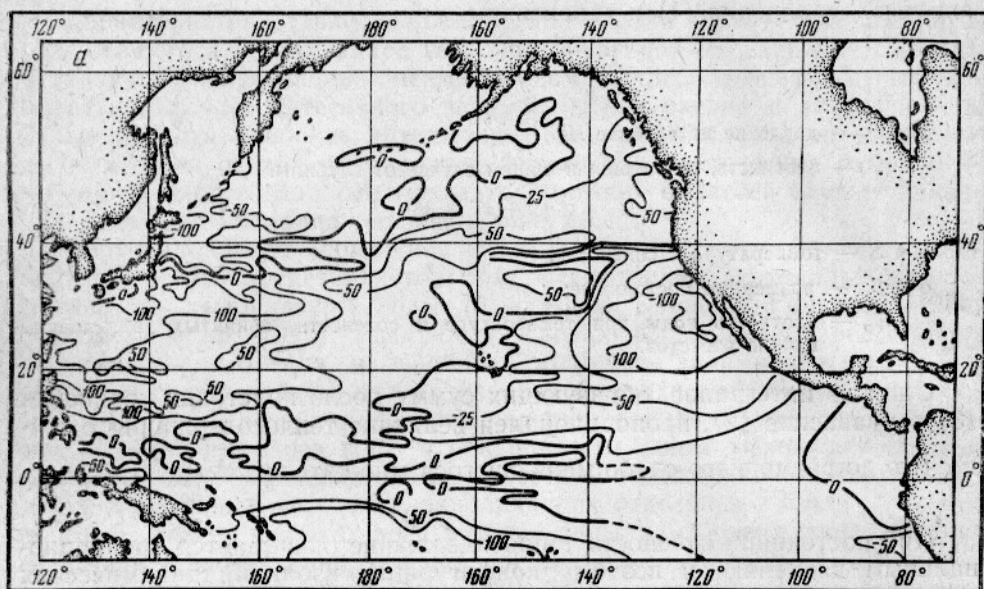


Рис. 1. Аномалии теплосодержания вод (в ккал) поверхностного слоя (0—100 м) северной части Тихого океана:

а — лето; б — зима.

Полученные материалы позволили установить ряд особенностей в термической структуре северной части Тихого океана, которые, очевидно, могут иметь аналоги в других океанах. К ним относится, прежде всего, большая согласованность распределения положительных и отрицательных аномалий теплосодержания вод в поверхностном и подповерхностном слоях при более значительных в ряде случаев величинах в последнем из них. Это является результатом общности факторов, формирующих аномалии в этих слоях, и идентичности их проявления в от-

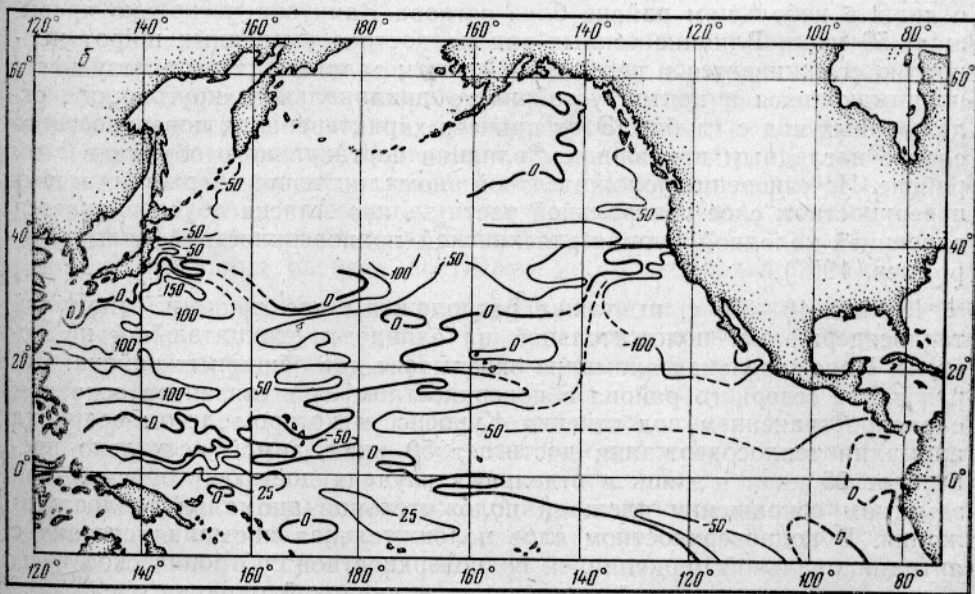
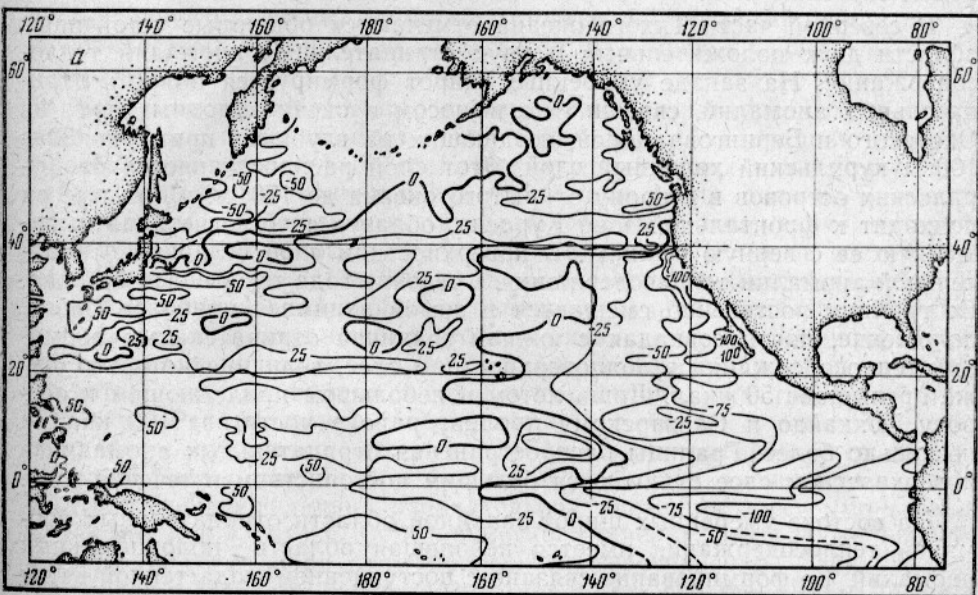


Рис. 2. Аномалии теплосодержания вод (в ккал) подповерхностного слоя (150—500 м) северной части Тихого океана:

а — лето; б — зима.

дельных областях океана. В некоторых из них отчетливо прослеживается влияние вертикального переноса тепла, который вызывает усиление или сглаживание аномалий, образующихся в результате горизонтального переноса тепла. Как правило, вертикальный обмен по сравнению с горизонтальным протекает значительно медленнее. Но при определенных условиях в развивающихся пограничных внутримассовых вихревых циркуляциях или в прибрежных зонах поднятия вод с глубин он протекает с весьма ощутимой скоростью, что и сказывается в тепловом строении слоя.

В северной части Тихого океана отмечаются обширные устойчивые области двух положительных и двух отрицательных аномалий теплосодержания. На западе умеренных широт формируется область отрицательных аномалий, связанная с выносом в океан холодных вод из Охотского и Берингова морей, создающих на глубинах примерно 50—100 м курильский холодный слой. Этот слой распространяется от Курильских островов в сторону открытого океана до 170° в. д., на юге он подходит к фронтальной зоне Кurocio, образуя здесь отчетливо выраженную ее северную границу. В поверхностном слое величина отрицательной аномалии теплосодержания в течение года превышает 50 ккал. Ее граница постепенно смещается и зимой занимает наиболее южное положение, почти совпадая с южной границей отрицательных аномалий теплосодержания в подповерхностном слое, величина которых также превышает 50 ккал. Лишь летом в небольшом прилегающем к острову Хоккайдо и Сангарскому проливу районе достигает 100 ккал и несколько более. Границы распространения отрицательных аномалий в поверхностном слое отличаются большим постоянством в течение года.

На востоке умеренных широт западной области отрицательных аномалий теплосодержания имеется небольшая область положительных аномалий. Ее формирование связано с поступлением сюда теплой ветви Северо-Тихоокеанского течения в поверхностном слое и ветви теплых субтропических вод в подповерхностном слое. И в первом, и во втором случаях величина аномалии теплосодержания составляет 25—50 ккал и лишь в небольшом районе близ острова Ванкувер несколько превышает 50 ккал. Влияние теплых вод на востоке умеренных широт полностью сглаживается в центральной части залива Аляска в результате поднимающихся в центре устойчивого циклонального круговорота охлажденных вод с глубин. Этот процесс характерен для поверхностного слоя с наглядным проявлением влияния вертикального обмена в этом районе. Исчезновение положительной аномалии теплосодержания в подповерхностном слое центральной части залива Аляска обуславливается адвекцией холодной курило-аляскинской подповерхностной воды (Муромцев, 1967).

Южнее $40\text{--}35^{\circ}$ с. ш. также расположены две области аномалий теплосодержания: положительной на западе и отрицательной на востоке. Положительная аномалия охватывает два обширных района. Образование северного района в поверхностном слое связано в основном с распространением вод течения Кurocio, в котором летом величина аномалии теплосодержания достигает 50 ккал, зимой несколько превышает 25 ккал и лишь в отдельных случаях достигает 50 ккал при заметном сокращении площади положительной аномалии теплосодержания. В подповерхностном слое положительная аномалия связана с антициклональной циркуляцией подповерхностной субтропической воды и смещением центра этой циркуляции к западной окраине океана относительно центра антициклональной циркуляции поверхностного слоя океана. При расширении района аномалии величина теплосодержания в этом слое увеличивается до 100 ккал и более, а в небольшом районе у островов Бонин превышает 150 ккал.

Южнее 20° с. ш. в поверхностном слое располагается второй обширный район положительных аномалий теплосодержания, величина которых летом составляет 25—50 ккал, а зимой уменьшается до 25 ккал и менее. Зимой район южнее 10° с. ш. в свою очередь разделяется зоной небольших отрицательных аномалий на две части. В подповерхностном слое эта зона в течение всего года является отчетливой границей между положительными аномалиями теплосодержания северной и южной частей Тихого океана западнее 180 -го меридиана. Ее происхождение связано с поднятием охлажденных промежуточных вод в северных приэкваториальных широтах и поступлением в этот район на подповерхностных глубинах холодных вод из морей Сулавеси и Молуккского.

Совершенно особое место в термической структуре Тихого океана занимает восточная отрицательная аномалия, охватывающая обширное пространство океана в субтропических, тропических и экваториальных широтах и распространяющаяся на южную часть океана. В поверхностном слое наблюдаются заметные сезонные изменения величины аномалий в этой области и ее распространения. Летом на востоке субтропических широт в зоне поднятия вод с подповерхностных глубин величина отрицательной аномалии теплосодержания превышает 100 ккал, а по мере распространения в сторону океана в потоке Калифорнийского течения понижается до 50—25 ккал. В южных приэкваториальных широтах, занятых водами Перуанского течения, она также достигает 100 ккал. Распространение отрицательной аномалии в этот сезон ограничивается примерно 160° з. д. Зимой, когда прекращается процесс поднятия вод с глубин и у берегов Калифорнии развивается теплое противотечение, величина отрицательной аномалии здесь уменьшается и так же, как в потоке Калифорнийского течения, лишь несколько превышает 50 ккал. При этом область распространения отрицательной аномалии в северных субтропических широтах ограничивается 140° з. д. Южнее экватора, сокращаясь, она ограничивается 150 — 120° з. д. Величина аномалий в этих широтах так же, как и летом, превышает на востоке 100 ккал.

В подповерхностном слое, в котором развитие отрицательных аномалий теплосодержания связано с адвекцией по восточной периферии океана холодных вод из северных и южных умеренных широт и с процессом поднятия в северной приэкваториальной зоне промежуточных вод, область их распространения и величины аномалий отличаются большой устойчивостью в течение года. Наиболее выражены отрицательные аномалии теплосодержания в северной части океана, где их величины составляют 50—100 ккал, южнее экватора — 25—50 ккал и лишь в отдельных случаях достигают несколько больших величин.

Сравнение карт аномалий с картами распределения теплосодержания подтверждает сделанное ранее заключение, что положительным аномалиям теплосодержания в общем соответствуют активные в тепловом и динамическом отношении области океана, отрицательным — области, в которых тепловые и динамические процессы выражены слабее. Следует также отметить, что в областях положительных аномалий теплосодержания наблюдаются синие и голубые оттенки цвета воды, а областям отрицательных аномалий присущи зеленые оттенки. Установлено, что в первом случае наблюдается пониженное содержание фосфатов и меньшая продуктивность, во втором — большее содержание фосфатов и повышенная продуктивность вод. Это соответствие хорошо подтверждается картами распределения биогенных элементов (Гершанович, Натаров, Черный, 1974), первичной продукции и биомассы зоопланктона в Тихом океане (Атлас океанов, 1974). Они показывают, что в областях положительных аномалий теплосодержания вод продуктив-

ного слоя океана содержание фосфатов в верхнем 100-метровом слое, как правило, меньше 20 мкг-атом P_{PO_4} на 1 м², а первичная продукция только в узких прибрежных зонах в фотическом слое несколько превышает 200 мг С/м³, а в более открытых районах океана менее 100 мг С/м³, биомасса зоопланктона в 100-метровом слое не превышает 100 мг/м³. В областях же отрицательных аномалий тепло-содержания эти элементы имеют более высокие показатели: содержание фосфатов равно 80—100 мкг-атом P_{PO_4} на 1 м², первичная продукция на обширных пространствах океана составляет 100—250 мг С/м³ (в фотическом слое), а биомасса зоопланктона достигает 200—500 мг/м³ (в 100-метровом слое). В подповерхностном слое положительным аномалиям теплосодержания соответствует содержание фосфатов до 100, а в отдельных слоях — до 200 мкг-атом Р/л, отрицательным аномалиям — 200—300 мкг-атом Р/л и более. Эти данные свидетельствуют о том, что в подповерхностном слое сохраняется та же закономерность, которая присуща поверхностному слою.

В заключение следует сказать, что приведенные величины не могут претендовать на большую точность, но они дают общее представление о существующих в океане связях между физическими, химическими и биологическими элементами. Эта связь позволяет использовать показатели этих элементов для оценки общих термодинамических и химико-биологических условий тех или иных районов океана и судить о их возможной биопродуктивности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас океанов. Тихий океан. М.; ВМФ, 1974. — 350 с.
- Гершанович Д. Е., Натаров В. В., Черный Э. И. Океанологические основы формирования районов повышенной продуктивности в Тихом океане. — Труды ВНИРО, 1974, т. ХСVIII, вып. 1, с. 35—42.
- Курисио и прилегающие районы Тихого океана [А. М. Муромцев, Г. М. Таубер, В. М. Грузинов, Е. В. Борисов, Ю. В. Макегов]. — Труды ГОИН, 1972, вып. 106, с. 160—174.
- Муромцев А. М. Теплосодержание вод северной части Тихого океана. — Труды ГОИН, 1967, вып. 90, с. 62—90.
- Муромцев А. М., Борисов Е. В., Грузинов В. М. Тепловые процессы в верхнем слое океана в районе Курисио. — Труды ГОИН, 1970, вып. 100, с. 5—21.
- Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Тихого океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1958. — 631 с.
- Степанов В. Н. Бюджет тепла поверхности Мирового океана и теплосодержание его вод. — Труды ИОАН СССР, 1960, т. 37, 3—64 с.
- Muromtsev A. M. Heat and dynamical condition of surface layer of the Kuroshio and adjacent regions.—Proc. of the 2nd CSK Symposium. Tokio, 1970, p. 3—9.

Anomalies in the heat content in the North Pacific waters

MUROMTSEV A. M.

SUMMARY

In view of the known relationship of thermal and dynamical processes the index of the heat content and its anomalies in various areas of the North Pacific may be used not only for the estimation of the energetic resources in water layers, but also for the estimation of the dynamics. Positive anomalies correspond to active areas of the ocean. Negative anomalies are characteristic for areas where the thermal and dynamic processes are expressed to a lesser extent. In the second case the content of phosphates and productivity of waters are much higher than in the first case.

РАСЧЕТЫ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ТЕЧЕНИЙ В ГРАНИЧНЫХ РАЙОНАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО И СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНОВ

Б. Р. Зарипов, Д. Г. Ржеплинский

Построение схем вертикальной циркуляции вод в различных районах Мирового океана и исследование особенностей этих движений представляют важную в теоретическом и особенно в практическом отношении задачу современной океанологии. Данные о вертикальной циркуляции являются основой для оценки биопродуктивности вод и распространения загрязнений. В рассматриваемый район Мирового океана входят Северо-Восточная Атлантика, Норвежское, Северное моря и южная часть Гренландского моря. Изучение динамики вод этого района имеет важное значение для хозяйственной деятельности. Непосредственное измерение вертикальных движений в океанах и морях затруднено, поэтому реально осуществимыми являются косвенные методы расчета вертикальной циркуляции (Кеонджян, Саркисян, 1975; Привалова, 1971).

В настоящей работе для изучения вертикальной циркуляции применена гидродинамическая модель (Саркисян, 1969), которая позволяет учитывать основные факторы, формирующие циркуляцию, поле плотности, рельеф дна и ветер. Расчеты циркуляции проводились с учетом неоднородности области на примере острова Исландия (Ржеплинский, 1975). Они сводятся к численному интегрированию эллиптического уравнения в частных производных для функций полных потоков Ψ (Зарипов, Ржеплинский, 1977), вычислению урванной поверхности ξ и определению вертикальной скорости W

$$W = \frac{1}{\rho_0 A} \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial y} - \frac{\partial \tau_y}{\partial x} \right) \left(1 - e^{-\alpha z} \cos \alpha z \right) - \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \right) \times \sin \alpha z +$$

$$+ \frac{q \beta}{\Omega^2} \left[z \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \int_0^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \right) - \frac{1}{\rho_0} \int_0^z z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz \right], \quad (1)$$

где x, y, z — декартовы оси координат, направленные соответственно на восток, север и вниз от невозмущенной поверхности;

τ_x, τ_y — составляющие тангенциального напряжения ветра;

$\alpha = \sqrt{\Omega/2A}$;

A — коэффициент вертикального турбулентного обмена количеством движения;

Ω — параметр Кориолиса;

ρ_0 — принятая постоянная величина плотности морской воды;

ρ — аномалия плотности; $\beta = \frac{\partial \Omega}{\partial y}$;

[I] — дрейфовая составляющая;

[II] — градиентная составляющая W .

Расчеты вертикальной скорости на горизонтах 50, 100, 200, 500, 800, 1000, 1200, 1500, 2000 м для зимнего и летнего сезонов основывались на результатах предварительных расчетов интегрального переноса вод-

ных масс и горизонтальных скоростей течений (Зарилов, Ржеплинский, 1977). В этих расчетах использовались поля плотности, построенные на основе атласов 1953, 1962 гг. и работ В. Ф. Сухоной (1971), а также поля тангенциальных напряжений ветра, рассчитанные по среднесезонным полям атмосферного давления, приведенным в Атласе 1975 г.

Рассмотрим результаты выполненных расчетов. Распределение W по акватории исследуемого района на горизонте 50 м имеет следующие особенности. К югу от Исландии до 57° с. ш. в зимний сезон рас-

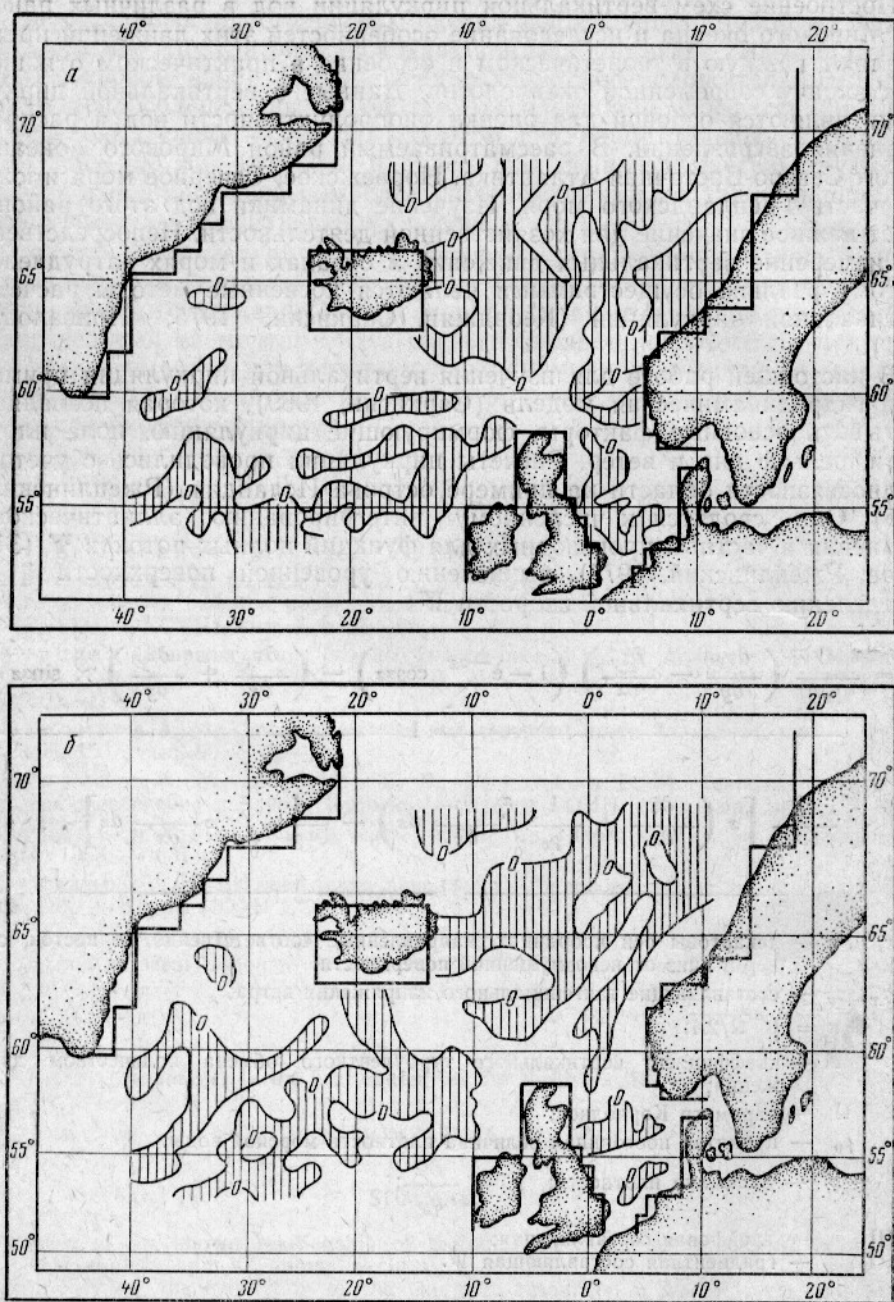


Рис. 1. Вертикальная скорость течения на горизонте 50 м (в 10^{-3} см/с.). Области подъема вод заштрихованы:

а — зима; б — лето.

положена обширная зона опускания вод, внутри которой находятся две локальные зоны подъема вод — в центре циклонического круговорота вод в районе Исландского минимума и в Датском проливе. Летом зона опускания значительно меньше, при этом от южного берега Исландии и до 62° с. ш. наблюдается ее подъем (рис. 1). В Гренландском море в оба сезона преобладает опускание вод, в Норвежском море — подъем. У побережья Норвегии зимой происходит интенсивный подъем вод, летом — опускание. В Северном море в оба сезона у берегов Европы наблюдается опускание, в центральной части моря — подъем. Скорость вертикальных движений составляет 10^{-4} — 10^{-3} см/с. Отметим, что на горизонте 50 м проявляется влияние дрейфовой составляющей I в соотношении (1), глубже ее влияние невелико.

На горизонте 100 м в целом распределение W схоже с распределением на горизонте 50 м. В Северо-Восточной Атлантике зона подъема вод простирается от южного побережья Исландии на юг, затем на юго-запад до границы области расчета. В Северо-Восточной Атлантике (СВА) распределение W даже на верхних горизонтах 50 и 100 м связано с рельефом дна — над глубоководными ложбинами между подводными хребтами (Рейкьянес и Фареро-Шетландским) и над склонами этих хребтов расположены зоны подъема вод, а над гребнями — зоны опускания (более выражены летом). В Норвежском море внутри области подъема вод формируется локальная зона опускания вод с центром в точке 65° с. ш. и 0° д. У побережья Норвегии в оба сезона наблюдается опускание вод.

На горизонте 200 м интенсивность вертикальных движений увеличивается до $(2 \div 4) \cdot 10^{-8}$ см/с, особенно скорость подъема вод летом. Зона интенсивного подъема вод формируется у восточного побережья Исландии (рис. 2). Вертикальная скорость вод в упомянутой локальной зоне опускания в Норвежском море также возрастает. В СВА зимой большая часть акватории охвачена опусканием, зоны подъема невелики.

На горизонте 500 м в оба сезона прослеживается зона интенсивного опускания вод у берегов Гренландии на 65° с. ш. Распределение W по акватории в значительной степени зависит от рельефа дна. В Норвежском море над краем шельфа расположена зона подъема, над материковым склоном параллельно изобатам протягивается зона опускания, в глубоководной части моря происходит подъем вод, внутри зоны подъема расположена локальная зона опускания. В южной части Гренландского моря происходит опускание вод, лучше выраженное зимой. В СВА зимой преобладает опускание, над склонами подводных хребтов происходит подъем, а над гребнями — опускание. Над материковым склоном у Гренландии наблюдается опускание вод.

На горизонте 800 м распределение W более сложное, интенсивность вертикальных движений в отдельных районах возрастает до $(8 \div 10) \cdot 10^{-3}$ см/с. В Норвежском море зимой в этом слое преобладает опускание вод в отличие от вышележащих горизонтов. Летом преобладает подъем вод. В СВА в оба сезона наблюдается подъем вод в районе с центром в точке 60° с. ш., 34° з. д. (рис. 3). Устойчивое опускание вод происходит в оба сезона в районе с центром 53° с. ш., 20° з. д.

На нижележащих горизонтах — 1000, 1200, 1500 и 2000 м интенсивность вертикальных движений увеличивается с глубиной. Направление и интенсивность движения вод в значительной степени определяются рельефом дна. В целом над склонами подводных возвышенностей преобладает подъем вод.

На основании выполненных расчетов и приведенных выше схем вертикальных движений можно представить себе общую схему вертикальной циркуляции исследуемого района. Одним из основных ее элементов

является обширная зона опускания вод, которая охватывает южную часть Гренландского моря, воды у побережья Гренландии и берегов Исландии за исключением восточного берега, а также северную часть СВА (зимой эта зона занимает основную часть СВА). Этот район, как

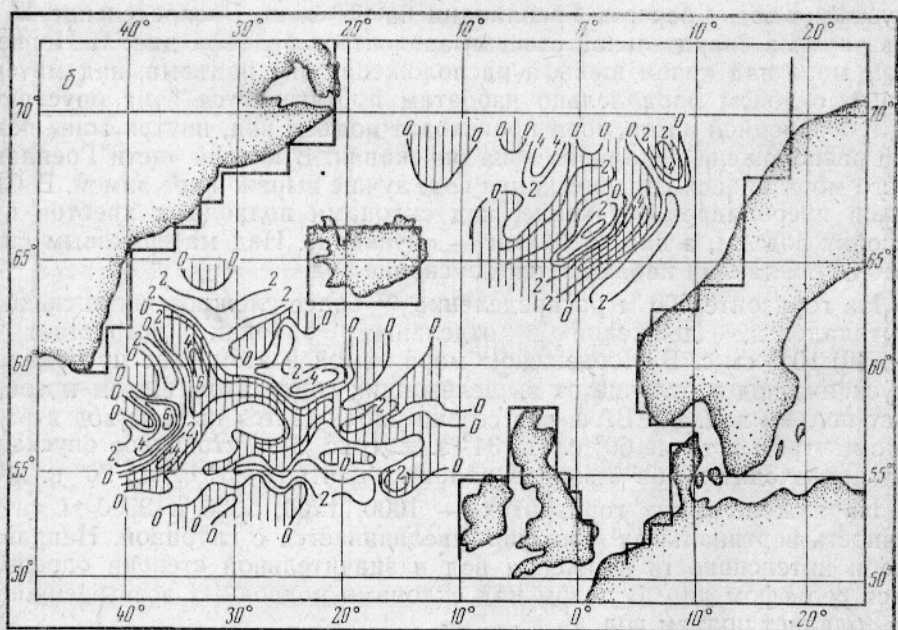
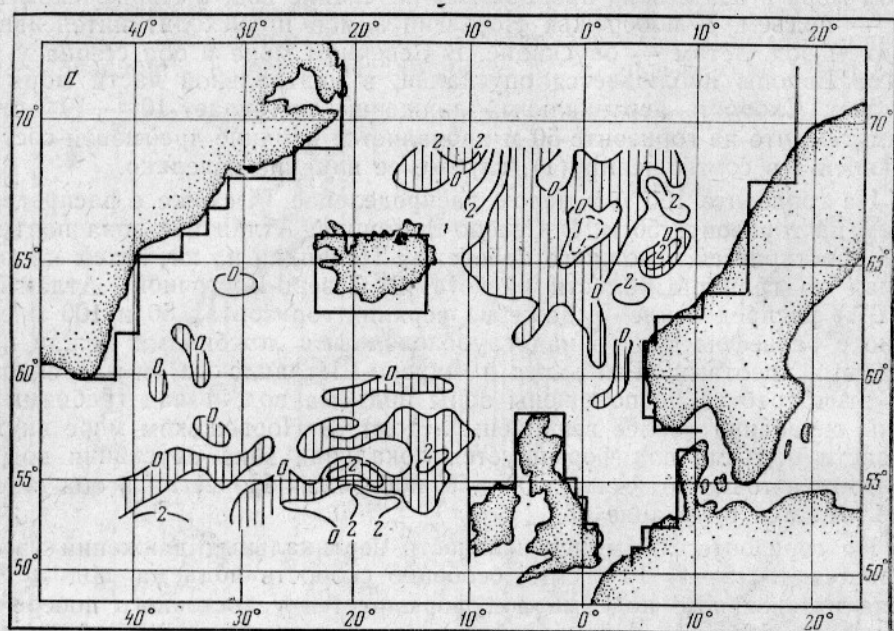


Рис. 2. Вертикальная скорость течения на горизонте 200 м (в 10^{-3} см/с). Области подъема вод заштрихованы:

а — зима; б — лето.

известно (Stommel, Arons, 1960), является одним из источников формирования глубинных вод Мирового океана. На верхних горизонтах прослеживается влияние дрейфовой составляющей W , т. е. в конечном счете особенностей атмосферной циркуляции. В частности, в районе Исландского минимума происходит подъем вод. Глубже вклад дрей-

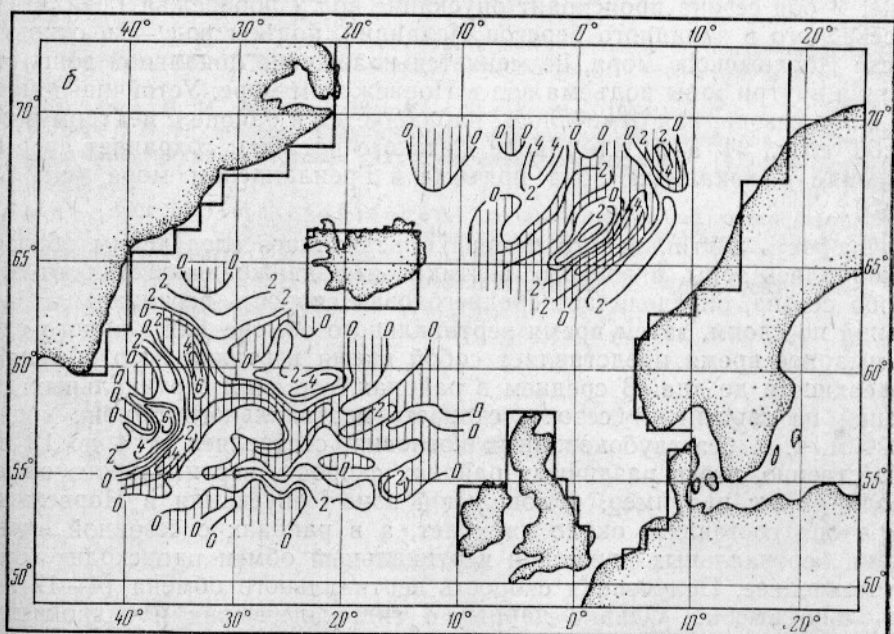
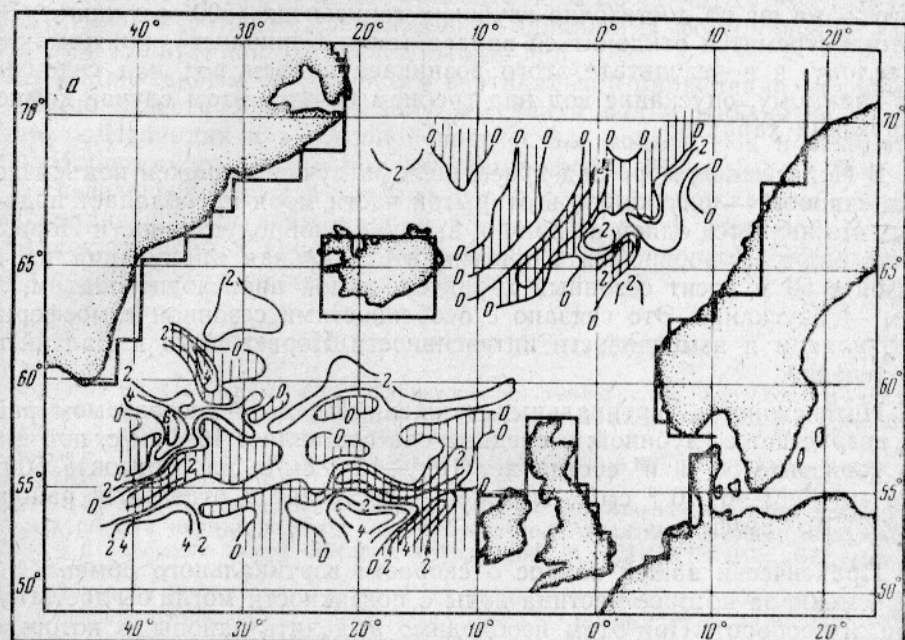


Рис. 3. Вертикальная скорость течения на горизонте 800 м (в 10^{-3} см/с). Области подъема вод заштрихованы:

a — зима; b — лето.

фовой составляющей в суммарный поток невелик. Влияние рельефа дна особенно четко выражено в СВА и проявляется следующим образом: как показали расчеты горизонтальной циркуляции (Зарипов, Ржеплинский, 1977), вдоль склонов подводных хребтов Рейкьянес и Фареро-Шетландского существуют устойчивые течения, причем вдоль западного склона хребта Рейкьянес течение направлено на север, а вдоль восточного — на юг на достаточно глубоких горизонтах (500 м и ниже). Эти потоки стремятся отклониться вправо (сила Кориолиса), прижимаются к склону, и в результате этого возникает подъем вод над склонами. По-видимому, опускание вод над гребнем носит в этом случае компенсирующий характер.

В Норвежском море над краем шельфа лучше выражен подъем вод, над склоном — опускание, в открытой части моря преобладает подъем вод, что является одной из причин высокой биопродуктивности Норвежского моря. У побережья Норвегии вертикальная циркуляция на горизонте 50 м носит сезонный характер: зимой происходит подъем, летом — опускание. Это связано с особенностями сезонной атмосферной циркуляции и изменчивости интенсивности Норвежского и Балтийского течений.

Интенсивность вертикальных движений во всем исследуемом районе возрастает с глубиной: в среднем она составляет 10^{-3} см/с, при этом на горизонте 50 м W составляет 10^{-4} — 10^{-3} см/с; на горизонте 500—800 м — $(3 \div 6) \cdot 10^{-3}$ см/с; глубже — достигает в отдельных районах $(1 \div 2) \cdot 10^{-2}$ см/с.

Практически важен вопрос о скорости вертикального обмена, т. е. о времени, за которое частица воды с поверхности могла бы достигнуть дна, и наоборот. При этом необходимо выделить районы, в которых в оба сезона вертикальные движения сохраняют один знак. В таких зонах, очевидно, скорость вертикального обмена будет значительно выше, чем в районах, в которых знак вертикальных движений зависит от сезона. В оба сезона происходит опускание вод у побережья Гренландии, у северного и западного берегов Исландии, подъем вод — в открытой части Норвежского моря, не меняется положение локальной зоны опускания внутри зоны подъема вод в Норвежском море. Устойчивый подъем в оба сезона, как отмечалось, наблюдается в районе с центром в точке 60° с. ш., 34° з. д. и в районе Датского пролива; сохраняет свое положение и локальная зона подъема в Гренландском море (см. рис. 1—3).

Скорость вертикального обмена определялась следующим образом. Выбирались зоны, в которых вертикальные движения сохраняют знак в оба сезона, определялась среднегодовая скорость вертикальных движений по слоям, затем время вертикального обмена для каждого слоя. Суммарное время представляет собой время вертикального обмена от поверхности до дна. В среднем в районах, где знак вертикальных движений не зависит от сезона, скорость вертикального обмена вод до 2000 м, т. е. без глубоководных котловин, составляет от 4 до 12 лет. Естественно, что в различных районах скорость вертикального обмена неодинакова: например, в локальной зоне опускания в Норвежском море она составляет около двух лет, а в районах с сезонной сменой знака вертикальных движений вертикальный обмен происходит гораздо медленнее. Полученная скорость вертикального обмена (4—12 лет) довольно высока. Однако данные о гидрологических и гидрохимических характеристиках глубинных водных масс (Степанов, 1974) подтверждают достаточно хорошую вентиляцию глубинных вод. Поэтому можно предположить, что полученные оценки вертикального обмена вод близки к реальным.

Выводы

1. На основании диагностических расчетов построены схемы вертикальных движений вод на стандартных горизонтах для зимнего и летнего сезонов. Интенсивность вертикальной циркуляции возрастает с глубиной: от 10^{-4} — 10^{-3} см/с на горизонте 50 м до $(1 \div 2) 10^{-2}$ см/с на горизонте 1000 м и глубже. Значительное влияние на формирование вертикальной циркуляции оказывает рельеф дна.

2. К характерным особенностям вертикальной циркуляции вод района можно отнести обширную зону опускания вод у побережий Гренландии и Исландии и в северной части СВА, подъем вод в открытой части Норвежского моря и над склонами хребта Рейкьянес.

3. Выделены районы, в которых в оба сезона вертикальные движения сохраняют один знак, например, подъем вод в открытой части Норвежского моря. Скорость вертикального обмена вод до 2000 м в таких районах составляет от 4 до 12 лет.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Атлас климатических характеристик температуры, плотности и давления воздуха, ветра и геопотенциала в тропосфере и нижней стратосфере северного полушария. — М.: Гидрометеоздат, 1975, вып. 1. — 128 с.

Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях. — Калининград: 1962. — 112 с.

Зарилов Б. Р., Ржеллинский Д. Г. Опыт применения диагностической модели для расчета циркуляции вод Северо-Восточной Атлантики, Норвежского, Гренландского и Северного морей. Экспресс-информация. М.: ЦНИИТЭИРХ, 1977, сер. 9, вып. 3, с. 5—12.

Кеониджан В. П., Саркисян А. С. Расчеты стационарных вертикальных токов в Северной Атлантике. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 3, с. 441—445.

Привалова И. В. Меридиональная и вертикальная циркуляция вод северной части Атлантического океана. — Океанологические исследования, 1971, № 22, с. 154—219.

Ржеллинский Д. Г. Расчеты и исследование особенностей океанической циркуляции в области о. Исландия. — Известия АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана. 1975, т. 11, № 2, с. 175—185.

Саркисян А. С. О недостатках баротропных моделей океанической циркуляции. — Известия АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 8, с. 818—836.

Степанов В. Н. Мировой океан. — М.: Знание, 1974. — 255 с.

Сухолей В. Ф. Восстановление полей гидрологических элементов по экспедиционным наблюдениям. — Морские гидрофизические исследования, 1971, № 3, с. 25—34.

Atlas der Klimatologischen, geographischen und ozeanographischen Faktoren der Nordsee und der angrenzenden Gewässer. See hydrographischen Dients Hydro-Meteorol. Inst. DDR, Berlin, 1953, p. 1—127.

Stommel, H., Arons, H. On the abyssal circulation of World Ocean. Deep-Sea Res., 1960, vol. 6, N 2, p. 180—192.

Calculation of the vertical component of currents in the boundary areas of the Atlantic and Polar Oceans

ZARIPOV B. R., RZHEPLINSKY D. G.

SUMMARY

Based on diagnostic calculations some diagrams of the vertical movement of waters in standard layers are developed for winter and summer. The intensity of vertical circulation is ascertained to increase with depth. The vertical circulation is affected by the bottom relief. Some areas are marked out where the vertical movement keeps to the same sign both in winter and summer, e. g. upwelling in the open waters of the Sea of Norway. The rate of the vertical exchange to the depth of 2000 m in these areas ranges from 4 to 12 years.

ОСОБЕННОСТИ МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В ЮГО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕКТОРА АНТАРКТИКИ

В. В. Масленников

Советские рыбохозяйственные исследования в антарктических водах, как известно, начались в 60-х годах. Поэтому ряды океанологических и гидробиологических данных пока невелики. Исследователи часто рассматривают связи между распределением каких-либо организмов и гидрологическими условиями на основании этих коротких рядов комплексных наблюдений, позволяющих выявить межгодовую изменчивость гидрометеорологических характеристик и некоторых биологических явлений. При этом, естественно, не учитываются долговременные колебания, определяемые сменой длительных однонаправленных тенденций в развитии климатических процессов. Такие внутривековые флуктуации могут предопределять коренные изменения в распределении макрозоопланктона и даже его наличие или отсутствие на отдельных участках акватории.

Естественно, что при исследовании многолетних колебаний мы, прежде всего, обратились к метеорологическим наблюдениям, характеризующимся непрерывностью с 1903 г. Их анализ может помочь выявлению многолетних тенденций климатических изменений не только в атмосфере, но и многолетних флуктуаций термики и циркуляции поверхностных вод. Для исследования внутривековых флуктуаций прост и весьма эффективен метод построения интегральных кривых аномалий гидрометеорологических характеристик, который и был взят за основу при анализе многолетней изменчивости температуры приземного, слоя воздуха на гидрометеорологических станциях Южных Оркнейских островов (южная часть моря Скотия) и острова Южная Георгия (северная часть моря).

Поскольку океанологические данные большей частью приурочены к летнему сезону, то имело смысл (с целью дальнейших сопоставлений) обратиться к анализу данных по температуре воздуха именно в летний период.

Анализ интегральных кривых аномалий средней температуры воздуха для лета южного полушария (декабрь—март) на Южных Оркнейских островах и на острове Южная Георгия (рис. 1) указывает на достаточно хорошо согласованный их ход. Кривые можно разделить на две части. Левая характеризует эпоху похолодания, правая — эпоху потепления. На острове Южная Георгия начало смены эпох несколько сдвинуто вправо по шкале времени по отношению к кривой для Южных Оркнейских островов. Сдвиг равен 9 годам в обоих случаях. Если началом эпохи похолодания на Южных Оркнейских островах можно считать 1910 г., то на острове Южная Георгия — 1919 г.; смена холодной эпохи на теплую произошла на Южных Оркнейских островах в 1950 г. и на острове Южная Георгия — в 1959 г. В южной части моря Скотия (Южные Оркнейские острова) периоды похолодания и потепления выражены более четко, чем в северной (остров Южная Георгия), где на фоне многолетней тенденции изменения температуры воздуха чаще наблюдаются аномалии противоположного знака.

Отмеченные многолетние изменения температуры воздуха могут указывать на существование климатических флуктуаций, которые следует учитывать при рассмотрении многолетней изменчивости гидрологических и биологических явлений в море Скотия. Для характеристик тер-

мического режима Антарктической поверхностной водной массы были вычислены средние величины температуры слоя 0—50 м для декабря, января, февраля и марта отдельно для холодной и теплой эпох, существование которых установлено путем анализа многолетней изменчивости температуры воздуха. Вычисления велись по одноградусным квадратам.

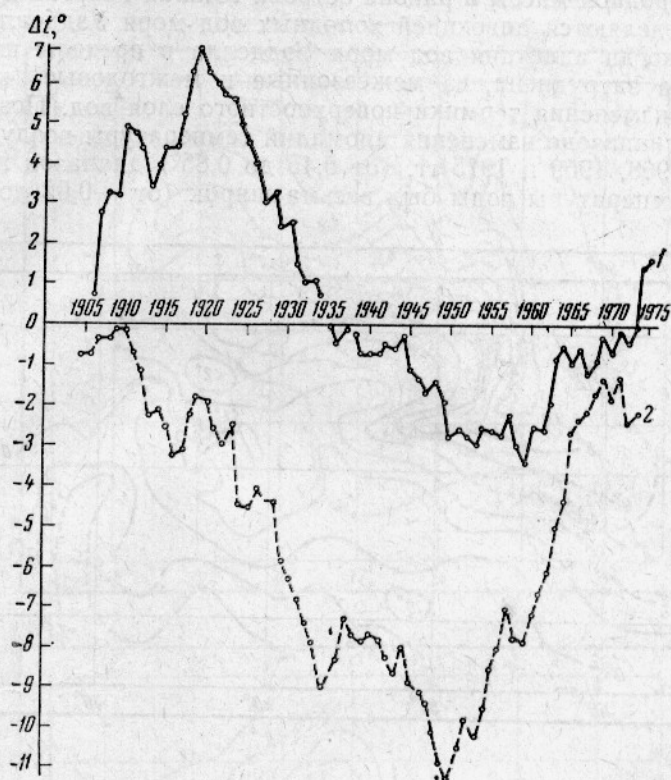


Рис. 1. Интегральные кривые аномалий средней температуры воздуха для лета (декабрь—март):

1 — остров Южная Георгия; 2 — Южные Оркнейские острова.

Различия полей температуры велики (для разных климатических эпох), особенно в южной части моря и в районе острова Южная Георгия, т. е. в фронтальных районах, где соседствуют разные модификации антарктических вод. На рис. 2 представлены карты распределения средних температур воды слоя 0—50 м для декабря в холодную и теплую эпохи. Развитие выявленных ранее климатических эпох отразилось и на термическом режиме поверхностного слоя воды, а также глубже лежащих вод. Величины промежуточного минимума температуры в районе острова Южная Георгия в теплую эпоху оказались выше, чем в холодную (рис. 3). Главную роль в общем повышении температуры воды в слое ее минимума играет ослабление в теплую эпоху адвекции вод моря Уэдделла и большее влияние вод Антарктического циркулярного течения на данной акватории. На рис. 4, показывающем распределение средних величин температуры воды на поверхности в районе острова Южная Георгия в разные климатические эпохи, хорошо заметно широкое распространение вод моря Уэдделла восточнее острова в холодную эпоху. Воды с весьма низкой температурой подходят широким фронтом с востока, охватывая восточный шельф острова.

Иная картина наблюдается в теплую эпоху. Воды моря Уэдделла оттеснены от восточного шельфа и занимают лишь акваторию к северо-востоку от острова, распространяясь за пределами островного склона на северо-запад. Абсолютные величины температуры воды и конфигурация изотерм указывают на то, что восточный шельф занят водами Антарктического циркумполярного течения. Термические условия поверхностной водной массы в районе острова Южная Георгия в большей степени определяются адвекцией холодных вод моря Уэдделла. В теплую эпоху, когда адвекция вод моря Уэдделла в пределы шельфовой зоны острова затруднена, ее межсезонные и межгодовые колебания определяют изменения термики поверхностного слоя вод. Поэтому при небольшом диапазоне изменения аномалий температуры воздуха в феврале 1966, 1968, 1969 и 1975 гг. (от $0,45$ до $0,85^\circ$) диапазон изменения аномалий температуры воды был весьма широк (от $-0,02$ до $+1,07^\circ$).

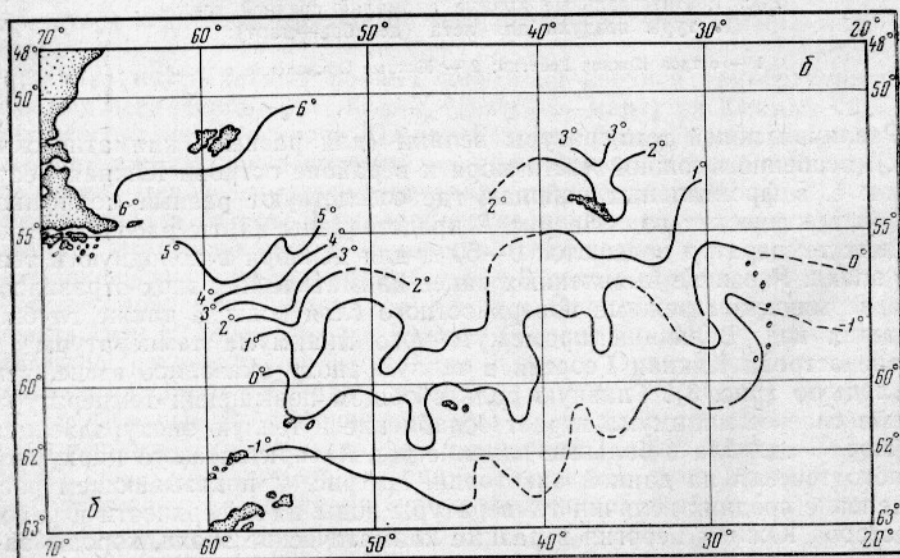
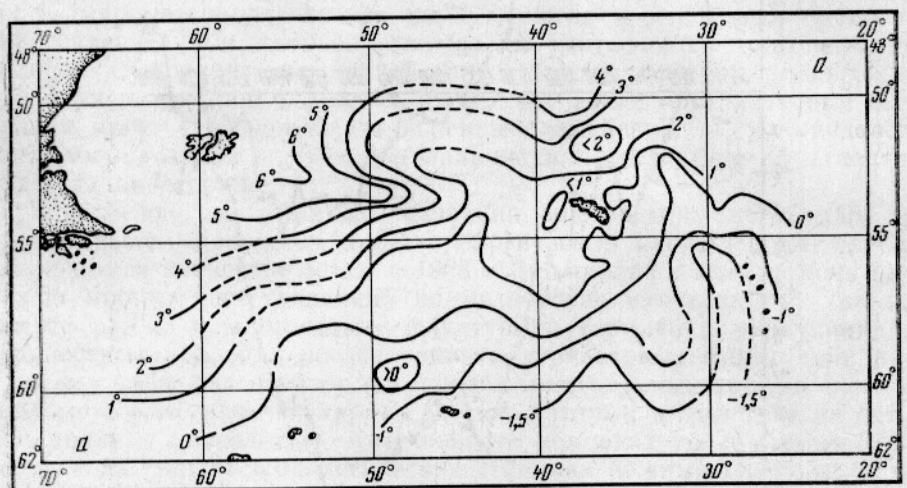
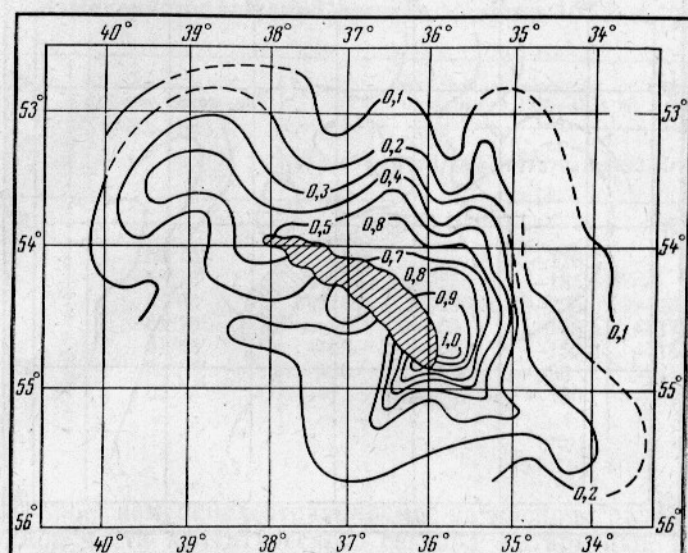
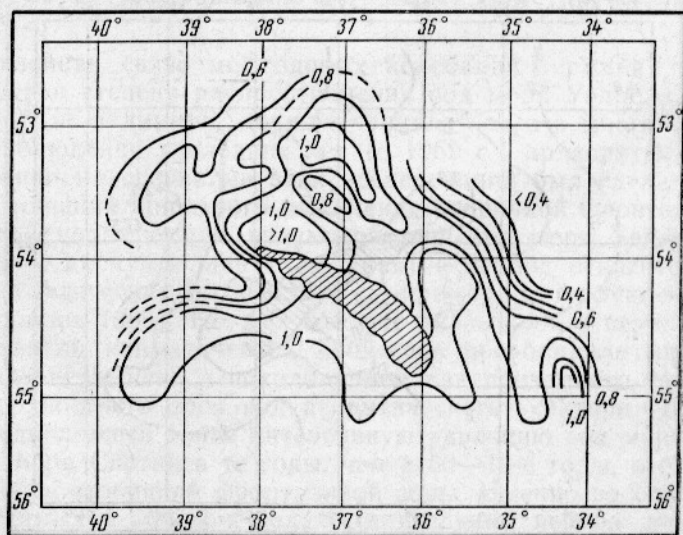


Рис. 2. Распределение средней температуры воды (в $^\circ\text{C}$) слоя 0—50 м для декабря в холодную (а) и теплую (б) эпохи.

Особенность распределения температуры в разные эпохи, выражающаяся в различной конфигурации изотерм в южной и центральной частях моря, может свидетельствовать об усилении в холодную эпоху интенсивности потока вод моря Уэдделла и, напротив, о ее ослаблении в теплую эпоху при усилении Антарктического циркумполярного течения. Не определяя первопричину климатических колебаний в данном



а



б

Рис. 3. Распределение величин промежуточного минимума температуры воды (в °С) в районе острова Южная Георгия в холодную (а) и теплую (б) эпохи.

секторе Антарктики, все же представляется, что объяснение этого явления нужно искать не только в изменениях характера атмосферной циркуляции, но и в колебаниях двух крупных динамических систем: Антарктического циркумполярного течения и моря Уэдделла.

Существование двух противоположных по тепловому состоянию климатических эпох нашло отражение и в характере распространения льда. Так, до получения спутниковых данных считалось, что площадь ледового покрова при его максимальном развитии достигает 25 млн. км² (Назаров, 1962). По наблюдениям со спутников, площадь ледового покрова равняется в среднем 18,8 млн. км² (Буйницкий, 1973). Представ-

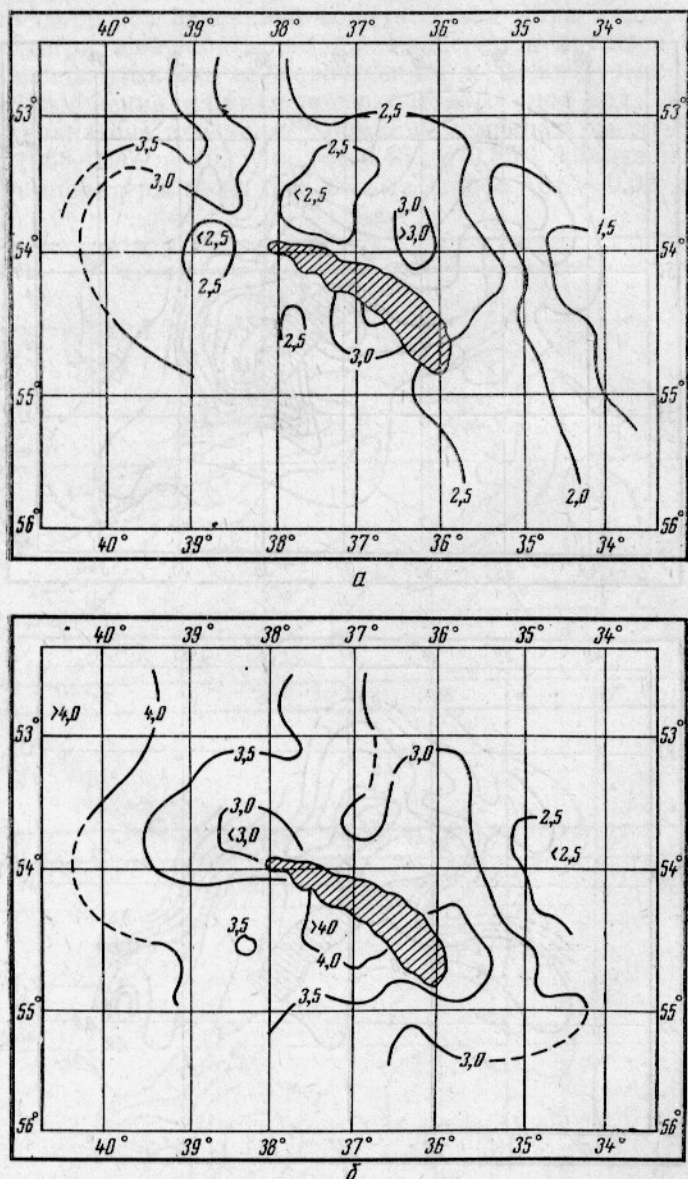


Рис. 4. Распределение температуры воды (в °C) на поверхности в районе острова Южная Георгия в холодную (а) и теплую (б) эпохи.

ляется, что столь большое различие площади ледового покрова объясняется не только малым количеством и неравномерным распределением данных до периода спутниковых наблюдений, но является также результатом многолетней изменчивости распространения льда в Антарктике.

тике. К такому же выводу мы приходим из сопоставления данных* по положению кромки льда на 50° з. д. в сезоны 1971—1976 гг. и средних данных для того же меридиана, вычисленных Макинтошем (Macintosh, 1972) по материалам наблюдений в 1925—1938 гг. (таблица). Кромка льда в 1971—1976 гг. располагалась значительно южнее, чем в 1925—1938 гг. Аномалии колебались от 30' до 4°15' по широте.

Изменение положения кромки льда на 50° з. д.

Месяц	Среднее положение в 1925—1938 гг. (° ю. ш.)	Отклонение (в милях) от среднего положения в 1925—1938 гг. в сезоны				
		1971/72 г.	1972/73 г.	1973/74 г.	1974/75 г.	1975/76 г.
Сентябрь	58°10'	—170	—	—170	—	—
Октябрь	58°10'	—135	—255	—185	—	—150
Ноябрь	59°00'	—160	—240	—225	—250	—270
Декабрь	61°10'	—55	—55	—165	—170	—135
Январь	61°45'	—65	—65	—150	—155	—205
Февраль	62°55'	—30	—30	—85	—120	—125
Март	63°35'	—	—	—130	+80	—30

Климатические изменения отразились и на распространении айсбергов в западной части атлантического сектора Антарктики. По данным за период 1947—1970 гг. граница распространения айсбергов сильно сместилась на юг по сравнению с границей для 1773—1947 гг. (Буйницкий, 1973).

Установленная связь межгодовых колебаний термике приземного слоя воздуха и степени распространения вод моря Уэдделла (Масленников, 1976), по-видимому, должна проявляться и в многолетних колебаниях. Наблюдения последних лет (с 1962 г.) приходятся на теплую эпоху. Именно на основании этих исследований был сделан вывод о том, что изменения широтного положения вторичной фронтальной зоны (показателя динамического взаимодействия вод моря Уэдделла и Антарктического циркумполярного течения) в период относительно однородных климатических воздействий, например, в теплую эпоху, невелики (Солянкин, 1969). Но, как мы уже указывали, в первой половине века в развитии климатических процессов преобладала иная тенденция, характеризовавшаяся похолоданием как приземного слоя воздуха, так и поверхностного слоя вод атлантического сектора Антарктики. Можно предположить более интенсивную адвекцию вод моря Уэдделла в пределы моря Скотия в те годы, чем в 60—70-е годы, и более северное положение вторичной фронтальной зоны. Именно на основании работ, проводимых в 20—30-х годах (длительный период наиболее холодных лет) на судах Комитета Дискавери, были высказаны известные положения о значительном распространении вод моря Уэдделла в море Скотия (Deason, 1933). Это проявилось и на динамической карте Клоуса, представленной в работе Харди и Гюнтера (Hardy and Gunter, 1935), на которой можно обнаружить широкое распространение вод моря Уэдделла в шельфовой области острова Южная Георгия.

* Данные дешифровки снимков, полученных с ИСЗ, любезно предоставлены В. Н. Добромисловым, сотрудником Гидрометцентра СССР.

Сомнения по поводу этого явления возникли после проведения съемок на НПС «Академик Книпович» в теплую эпоху. Северная граница распространения вод моря Уэдделла в южной части моря Скотия оказалась значительно южнее, чем это представлено в работе Дикона. Кроме того, оказалось, что шельфовые воды острова Южная Георгия генетически связаны не с водами моря Уэдделла, а с Антарктическим циркумполярным течением. Воды моря Уэдделла распространяются здесь вдоль островного склона в северо-западном направлении, лишь частично проникая в шельфовую область по подводным ложбинам.

Выводы

1. При смене знака долговременных климатических флуктуаций (смене рассмотренных выше тепловых эпох) положение вторичной фронтальной зоны и, соответственно, распространение вод моря Уэдделла в северной части моря Скотия могут претерпевать существенные изменения. Не исключено, что в будущем вновь может наступить эпоха похолодания и соответствующее смещение вторичной зоны к северу от среднего ее положения.

2. Отмеченные климатические флуктуации и связанные с ними колебания распространения вод моря Уэдделла в море Скотия необходимо учитывать при дальнейших исследованиях конкретных циркуляционных условий и их влияния на распределение макрозоопланктона.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Буйницкий В. Х. Морские льды и айсберги Антарктики. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. — 254 с.

Масленников В. В. Особенности горизонтальной циркуляции и распределение макрозоопланктона в приантарктических водах Атлантики. — Труды ВНИРО, 1976, т. 112, с. 50—56.

Назаров В. С. Льды антарктических вод. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 80 с.

Солянкин Е. В. Об изменчивости положения фронтальной зоны в море Скотия. — Международное рыболовство, 1969, 11, с. 42—48.

Deacon G. E. R. A general account of the hydrology of the South Atlantic Ocean. — Disc. Rep. 1933, vol. VII, p. 53.

Hardy A. C., Gunter E. R. The plankton of the South Georgia whaling grounds and adjacent waters 1926—27. Disc. Rep. 1935, vol. XI, p. 125.

Mackintosh N. A. Life cycle of Antarctic krill in relation to ice and water conditions. Disc. Rep., 1972, vol. XXXVI, 94 p.

Long-term variability in hydrometeorologic characteristics in the Southwest Antarctic Atlantic Ocean

MASLENNIKOV V. V.

SUMMARY

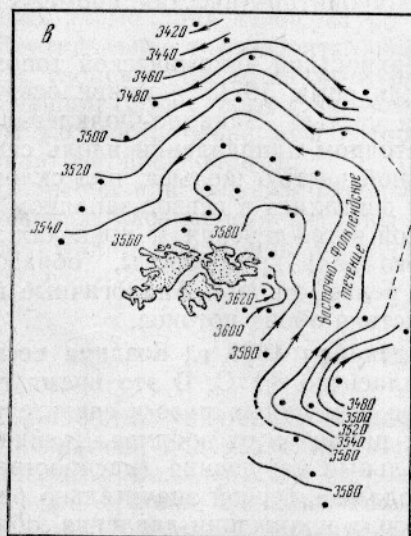
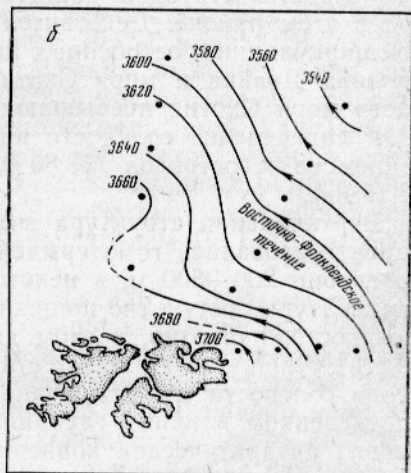
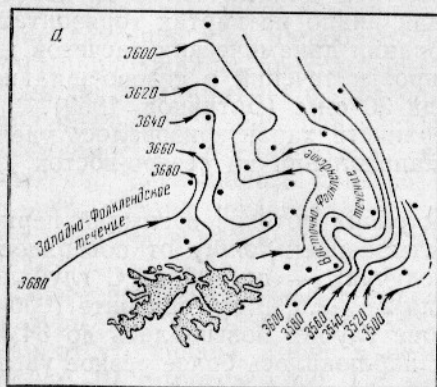
The analysis of time series (1903—1975) of the air temperature in the pre-earth layer recorded at the hydrometeorologic stations on the South Orkneys (the south part of the Sea of Scotia) and South Georgia Island (the north part) in antarctic summer has revealed certain long periods of time (epoches) with positive or negative trends in the anomalies of air temperature. Climatic epoches are characterized with obvious peculiarities in the temperature field of surface water and ice distribution.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ДИНАМИКИ ВОД В РАЙОНЕ ФОЛКЛЕНДСКИХ ОСТРОВОВ

В. В. Масленников, С. С. Парфенович

Гидрологический режим района Фолклендских островов главным образом определяется характером распространения вод Антарктического циркумполярного течения, поступающих сюда из тихоокеанского сектора Антарктики через пролив Дрейка.

По полученным в экспедициях НПС «Академик Книпович» данным, движущиеся из пролива к северу воды, встречая на своем пути Фолклендские острова, огибают их с запада и востока, образуя самостоятельные ответвления, которые правомерно назвать Восточно-Фолклендской и Западно-Фолклендской ветвями Фолклендского течения (рисунок).



Поверхностная геострофическая циркуляция по данным съемки НПС «Академик Книпович» (отсчетная поверхность 1000 дБ):

а — в июле 1971 г.; б — в ноябре—декабре 1971 г.; в — в декабре 1972 г. — январе 1973 г.

Впервые проведенные в этом районе комплексные гидрологические съемки (19—31 июля 1971 г.; 24 ноября — 2 декабря 1971 г. и 11 декабря 1972 г. — 12 января 1973 г.) позволили не только выявить об-

щую схему циркуляции в этом районе, но и проследить изменчивость гидрологических характеристик и динамики вод по сезонам.

Рассмотрим в порядке проведения съемок основные особенности распределения гидрологических характеристик и динамики вод к северу и северо-востоку от островов в разные сезоны года.

Съемка первая (14—31 июля 1971 г., зима). В этот период наблюдалась довольно низкая температура воздуха (средняя $3,4^{\circ}\text{C}$). Повторяемость ветров южных румбов в общей сложности достигала 50% времени. Сила ветра была невелика (средняя скорость ветра 6,2 м/с). Довольно длительное время наблюдался штиль (18% времени). Все это сопровождалось относительно повышенным давлением воздуха, что, по-видимому, объясняется частым образованием в зимнее время меридиональной перемычки высокого давления.

Поверхностная температура воды в зоне действия Восточно-Фолклендской ветви течения не опускалась ниже $3,8\text{—}3,9^{\circ}\text{C}$. Воды, распространяющиеся вблизи северного побережья островов, в зоне действия Западно-Фолклендской ветви течения имели температуру выше $5,5^{\circ}\text{C}$. Это свидетельствует о достаточно высокой динамической активности вод в этом районе. Действительно, как видно на картах горизонтальной циркуляции, построенных на основании динамических расчетов для пролива Дрейка и моря Скотия, скорости течений в северо-западной части моря Скотия превышают иногда 30 см/с (Ботников, 1969).

Распределение солёности на поверхности характеризовалось увеличением ее от островов (33,80‰) в направлении на северо-восток (до 34,15‰).

Вертикальная структура вод зоны обоих потоков в зимний период характеризовалась гомотермией, охватывающей толщу от поверхности до глубин 200—300 м, в некоторых случаях — до 400 м. С глубиной температура постепенно понижалась до $2,4\text{—}2,5^{\circ}\text{C}$ на горизонте 1000 м. Солёность, напротив, в этом диапазоне глубин повышалась до 34,3—34,4‰. Лишь на отдельных станциях наблюдалось более резкое увеличение солёности и уменьшение температуры, что свидетельствует об определенном влиянии глубинных вод, поступающих, по-видимому, из района антарктической конвергенции (субантарктическая промежуточная водная масса).

На основании анализа карты поверхностной динамической топографии (см. рисунок, а), построенной для зимы 1971 г., выявилось, что узкий прибрежный поток, являвшийся частью Западно-Фолклендской ветви течения, распространялся в восточном направлении вдоль северного побережья островов. Над остальной частью шельфа, над склоном и за его пределами широким потоком двигались в северо-западном направлении воды Восточно-Фолклендской ветви течения. В пределах этого течения прослеживались различного рода круговороты, образование которых, по-видимому, связано с рельефом дна. Аналогичные возмущения отмечены и в зоне взаимодействия обоих потоков.

Съемка вторая (24 ноября — 2 декабря 1971 г., поздняя весна). Средняя температура воздуха повысилась до $8,1^{\circ}\text{C}$. В это время года здесь превалировал зональный перенос воздушных масс в связи с увеличением повторяемости прохождения циклонов от пролива Дрейка на восток. Отмеченные зимой меридиональные нарушения (распространение гребня высокого давления) наблюдались весной значительно реже. Все это нашло отражение, прежде всего, в понижении давления, общем усилении ветра (средняя скорость — 8,7 м/с, 70% времени составляла скорость 6—12 м/с) и преобладании довольно устойчивых западных и северо-западных ветров (70% времени).

В гидросфере также произошли некоторые изменения. Температура на поверхности увеличилась до $6,5\text{—}7,6^{\circ}\text{C}$. Благодаря прогреву поверх-

ностный слой гомотермии был ограничен уже глубиной 25—30 м, в некоторых случаях — 40—50 м. В слое термоклина происходило относительно резкое повышение солености, с глубиной соленость возрастала постепенно. На прибрежных станциях было особенно заметно опресняющее влияние берегового стока.

Поверхностная циркуляция также претерпела некоторые изменения (см. рисунок б). Прежде всего, не проникали на восток воды Западно-Фолклендской ветви течения; по существу, все северо-западное мелководье было занято водами, распространяющимися с юго-востока в северо-западном направлении (Восточно-Фолклендская ветвь течения).

Съемка третья (11 декабря 1972 г. — 12 января 1973 г., начало лета). Анализ метеорологических условий показывает, что средние значения основных характеристик в начале лета 1972/73 г. находились в пределах их среднесезонных величин. Интересно, что по сравнению с весной 1971 г. средняя температура воздуха за период наблюдений увеличилась незначительно (до $8,9^{\circ}\text{C}$). Летом, как и зимой, над западной частью Южной Атлантики увеличивается повторяемость распространения гребня высокого давления. В начале лета 1972 г. это явление еще не так часто повторялось. Однако сопутствующее ему повышение давления уже наблюдалось (среднее 1002,1 мбар). В то же время продолжалось прохождение здесь глубоких циклонов, о чем свидетельствует минимальное давление — 973,3 мбар. Средняя скорость ветра ниже, чем в весенний период, но выше, чем зимой. Увеличилась повторяемость (по сравнению с весной) ветров южных румбов, соответственно уменьшилась повторяемость ветров западных румбов. Все это очень хорошо согласовалось с типами атмосферной циркуляции над этим районом в различные сезоны года, показанные Н. Г. Давыдовой (1966).

Прогрев поверхностных вод привел к дальнейшему повышению температуры до $7,5\text{—}10,8^{\circ}\text{C}$. На мористых станциях гомотермия практически отсутствовала. Лишь в нескольких случаях она наблюдалась в верхнем 10-метровом слое. По мере приближения к архипелагу слой гомотермии четко обнаруживался до глубин 25—50 м, причем в термокline температура падала на $3\text{—}4^{\circ}\text{C}$ (в отдельных случаях на $4\text{—}5^{\circ}\text{C}$). Глубже термоклина температура медленно понижалась с глубиной.

Вертикальное и горизонтальное распределение солености сохраняло черты, свойственные зимнему и весеннему типам распределения.

Главной особенностью горизонтальной циркуляции было более широкое распространение по акватории вод Восточно-Фолклендской ветви течения (см. рисунок, в).

На основании вышеизложенного кратко сформулированы основные положения, касающиеся картины циркуляции и динамики вод района, прилегающего к северной и северо-восточной части Фолклендских островов.

Выводы

1. Воды, поступающие в исследуемый район из пролива Дрейка (поток, известный под названием Фолклендского течения), при встрече с архипелагом Фолклендских островов разделяются на две самостоятельные ветви течения: Западно-Фолклендскую и Восточно-Фолклендскую.

2. Воды Западно-Фолклендской ветви течения характеризуются повышенной температурой и относительной распресненностью по сравнению с водами Восточно-Фолклендской ветви течения.

3. В характере изменения горизонтальной циркуляции от зимы к лету наблюдаются расширение струи Восточно-Фолклендской ветви течения и сокращение Западно-Фолклендской.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Ботников В. Н. Нулевая поверхность и циркуляции вод в проливе Дрейка в летний период. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1969, вып. 32, с. 5—13.

Давыдова Н. Г. Типы атмосферных процессов и соответствующие им поля ветра в океанических районах южного полушария. — Метеорологические исследования, 1966, № 11, с. 5—31.

Some features of water dynamics off Folkland Islands

MASLENNIKOV V. V., PARFENOVICH S. S.

SUMMARY

The surveys made on board R/V AKADEMIK KNIPOVICH in various hydrological seasons have indicated two independent branches of the Folkland current: West Folkland and East Folkland branches. It is ascertained that the temperature and salinity are different in the branches of the system. The flow of the East Folkland branch is extended in the period from winter to summer when the flow of the West Folkland branch is curtailed.

УДК 551.46:629.78

НЕКОТОРЫЕ ЗАВИСИМОСТИ ОПТИЧЕСКОЙ ПЛОТНОСТИ КОСМИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ВОДНОЙ СРЕДЫ ОТ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ (ПО МАТЕРИАЛАМ СОВЕТСКО-АМЕРИКАНСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА)

Г. П. Ванюшин, В. Л. Зубаревич, В. А. Мокрушин

В апреле—марте 1976 г. у берегов Северо-Западной Африки в районе, ограниченном координатами 17° — 24° с. ш. и 16° — 22° з. д., были проведены экспериментальные работы по изучению поверхностных вод океана с использованием средств космической техники. Этот эксперимент явился продолжением совместных советско-американских работ, начатых в 1973 г. у острова Ньюфаундленд (Богданов, Потайчук, Мак-Клайн, Нордберг, 1976). Программа эксперимента предусматривала синхронные спутниковые и подспутниковые наблюдения. Работы проводились в три этапа: 23—25 марта, 10—12 апреля и 28—30 апреля 1976 г. Выполнялись дистанционное зондирование поверхности океана многоканальным сканирующим устройством, установленным на борту американского ИСЗ «Ландсат», и подспутниковые наблюдения с судов АтлантНИРО. Первые два этапа по причине большой облачности не дали удовлетворительных результатов космической съемки, поэтому обработке подверглись лишь данные последнего, третьего, этапа. Наблюдения с ИСЗ в четырех диапазонах спектра (0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8 и 0,8—1,1 мкм) проводились с захватом участка поверхности 185 км. Космическая съемка была выполнена при высоте солнца 56° в 10 ч 49 мин — 10 ч 55 мин по местному времени 29 и 30 апреля. Судовые подспутниковые наблюдения включали определения глубины (в м), цвета (по шкале цветности Фореля-Уля), относительной прозрачности (в м, диск Секки), общей биомассы планктона для слоя 0—100 м (в г/м³), температуры воды в поверхностном слое (в $^{\circ}$ С), температуры воздуха, атмосферного давления, облачности, направления и скорости ветра, направления и высоты волн. Все разрезы (с 1-го по 13-й) выполнялись в широтном направлении с интервалом в среднем 60 мин градусной сетки. Интервал между станциями также составлял

около 10 мин (рис. 1). В наблюдениях, проведенных 29—30 апреля, участвовал научный состав следующих судов: СРТМ «Эстафета Октября», «Искра», «Бонито», «Фотон», «Выхма», НПС «Хронометр», СРТР «Образцово».

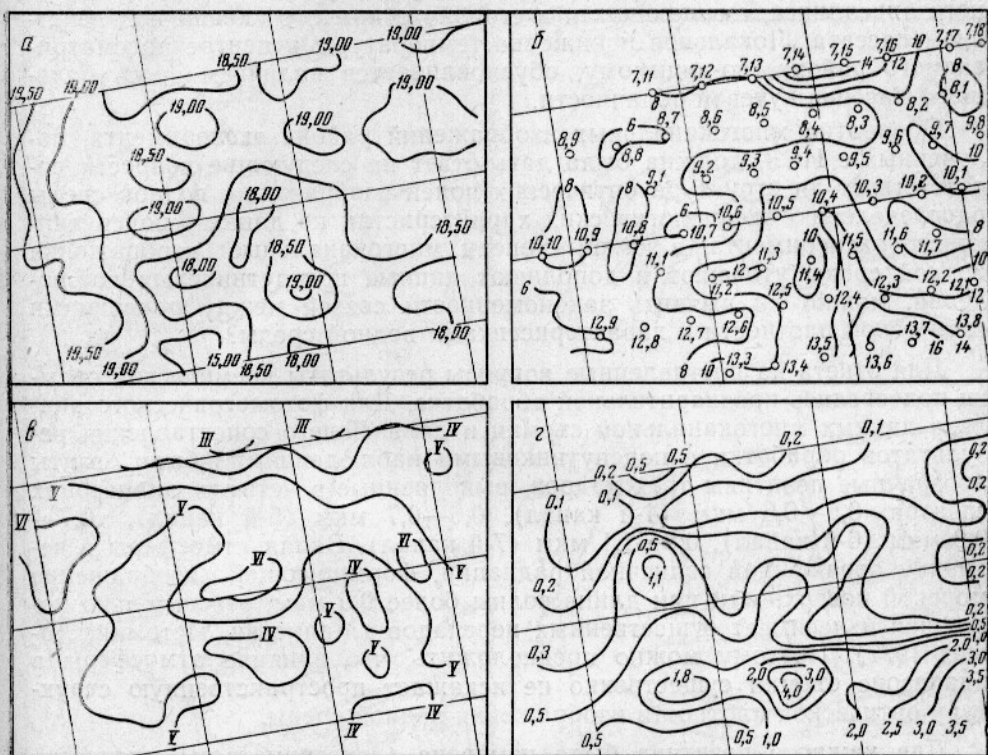


Рис. 1. Распределение океанологических характеристик в районе эксперимента:

а — температура (в °C); б — относительная прозрачность (в м) и схема расположения океанологических станций; в — цвет воды (по шкале цветности); г — биомасса планктона в слое 0—100 м (в г/м³).

Исследуемый район в весенне-летний период характеризуется близостью фронтального раздела между водами Канарского течения и северной ветви Экваториального противотечения, а также прибрежным апвеллингом (Богданов, 1959). Подъемом подповерхностных вод обусловлена высокая биологическая продуктивность, обеспечивающая благоприятные условия существования объектов промысла. Океанологические особенности и высокая продуктивность послужили основанием в выборе этого района для эксперимента.

Распределение океанологических характеристик и биомассы планктона 30 апреля 1976 г. на участке, ограниченном рамками одного кадра, представлено на рис. 1. Эти данные позволяют различить три типа поверхностных вод. На северной окраине полигона — голубая (III—IV), прозрачная (8—14 м), теплая (18,5—19,0°С), с малой биомассой планктона (менее 0,2 г/м³) вода. Воды южной периферии также голубые (IV) и прозрачные (10—16 м), но более холодные (18,0—18,5°С), с высокой биомассой планктона (1,0—4,8 г/м³). Располагающаяся на большей части полигона вода с промежуточными по температуре и биомассе значениями менее прозрачна (6—10 м), имеет зеленовато-голубой цвет (V—VI). Такое распределение океанологических характери-

стик дает основание предположить, что северная окраина полигона занята водами Канарского течения, южная — поднимающимися подповерхностными, а центральная часть — трансформированной в результате смешивания водой. Постепенное общее повышение температуры воды к западу, по всей вероятности, связано с прогревом вод прибрежного апвеллинга, смещающихся в сторону открытого океана под действием пассата. Локальное понижение температуры в центре рассматриваемого района, по-видимому, обуславливается наличием здесь большого массива кучевой облачности.

Обработка многоканальных изображений района эксперимента, полученных с ИСЗ, должна была дать ответ на следующие вопросы: соответствует ли структура оптических полей изображения водной среды распределению океанологических характеристик по данным подспутникового эксперимента, в какой степени многоканальные изображения водной среды уточняют и дополняют данные подспутниковых наблюдений, можно ли выявить закономерности связей между величинами оптической плотности и характеристиками водной среды?

Для ответа на поставленные вопросы результаты космической съемки подверглись предварительной обработке. Для фотометрического анализа данных многоканальной съемки и дальнейшего сопоставления результатов обработки с подспутниковыми наблюдениями были взяты прозрачные позитивы трех кадров, выполненные в четырех диапазонах спектра: 0,5—0,6 мкм (4-й канал), 0,6—0,7 мкм (5-й канал), 0,7—0,8 мкм (6-й канал), 0,8—1,1 мкм (7-й канал). Вклад атмосферы в величину отраженной солнечной радиации, формирующей изображение морской поверхности при длине волны более 0,5 мкм, относительно постоянен и не имеет существенных перепадов (Малкевич, Истомин, Ховис, 1977). Поэтому можно предположить, что влияние атмосферы в диапазоне съемки существенно не искажает пространственную структуру оптической плотности изображения водной среды.

Для каждого позитива была измерена (денситометром) плотность дискретной полутоновой шкалы (клин) и построены характеристические кривые, оказавшиеся практически идентичными, что позволило сравнивать оптические плотности изображения в каждом канале без их предварительного пересчета. Были также измерены плотности основы и вуали каждого позитива, поправки на которые были введены в измеренные значения величин осредненной оптической плотности изображений каждого участка морской поверхности, где была выполнена океанологическая станция. Размер фотометрируемого участка определялся на основании точности привязки судовых и спутниковых наблюдений. В дальнейшем все операции проводились с исправленными значениями плотности.

По вычисленным данным были составлены карты оптической плотности изображений района эксперимента для каждого спектрального канала (рис. 2). Карты в четвертом и пятом каналах корректировались по результатам обработки изображений многоканальной системой анализа изображений в реальном масштабе времени ИСИ-150 (рис. 3). Эта система обеспечивает запоминание исходных изображений и результатов обработки, позволяет вести одновременное преобразование нескольких изображений (до 8 каналов) по различным функциональным направлениям:

получение цветных составных изображений в ложных цветах;

квантование с равномерным и неравномерным шагом одноканального изображения на 8 уровней с цветовым кодированием каждого уровня квантования;

фотометрирование любой строки изображения;

математические операции над изображением: контрастирование, инвертирование (перевод изображения из позитива в негатив, и обратно), сложение, вычитание, взятие отношений и произведений двух каналов и др.

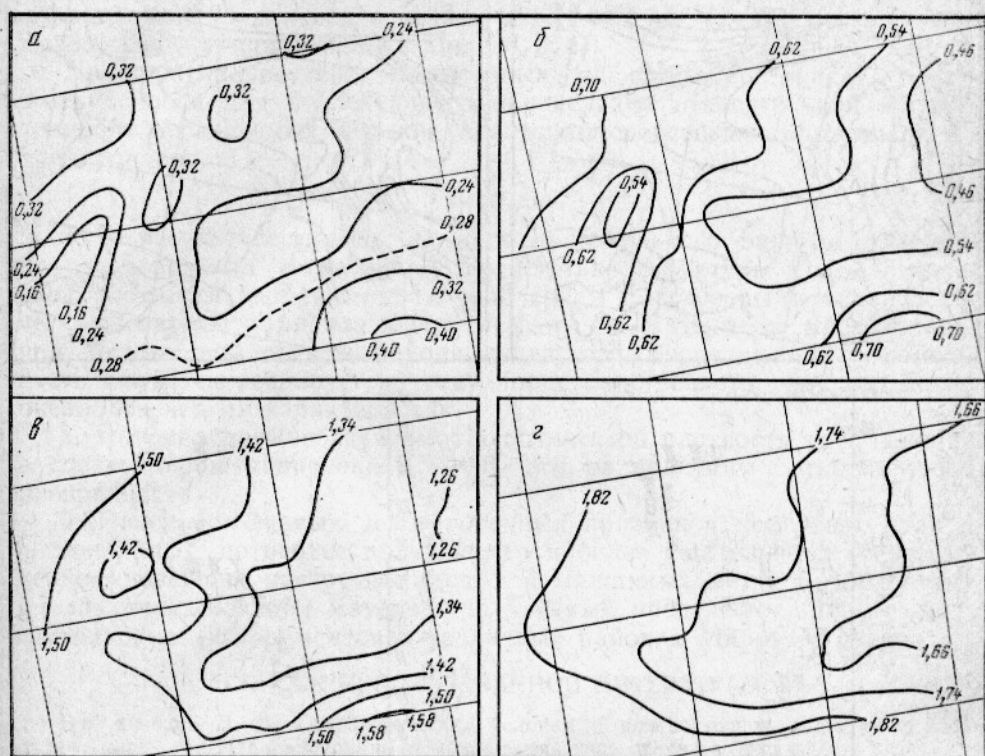


Рис. 2. Оптическая плотность космического изображения поверхности океана в разных каналах в районе эксперимента (некорректированная):

а — четвертый канал (0,5—0,6 мкм); б — пятый канал (0,6—0,7 мкм); в — шестой канал (0,7—0,8 мкм); г — седьмой канал (0,8—1,1 мкм).

Изображения в четвертом и пятом каналах как наиболее информативные подверглись квантованию на 8 уровней с равномерным шагом. По результатам обработки и были скорректированы карты распределения оптической плотности в этих каналах.

Сопоставление карт оптической плотности и океанологических параметров показало определенное сходство их пространственного распределения, указывающее на существование связи между ними. Особенно хорошо это сходство проявляется при сравнении океанологических полей с обработанными изображениями в четвертом и пятом каналах.

Предположение о существовании искомой связи дает возможность отождествить зону относительно малой оптической плотности на северной и западной перифериях рассматриваемого района с зоной раздела между водами Канарского течения и трансформированными «переходными» водами.

Сравнение карт оптической плотности в разных диапазонах спектра позволяет судить с определенной точностью о глубине залегания контрастных с окружающей средой объектов, размеры которых превышают разрешение на снимках, поскольку изображение в каждом канале строится излучением, исходящим в зависимости от длины волны из

слоя воды различной толщины (Кравцова, 1975). Сопоставление обработанного изображения в разных каналах указывает на заглубленность (около 5 м) верхней границы упомянутой ранее зоны относительно малой оптической плотности.

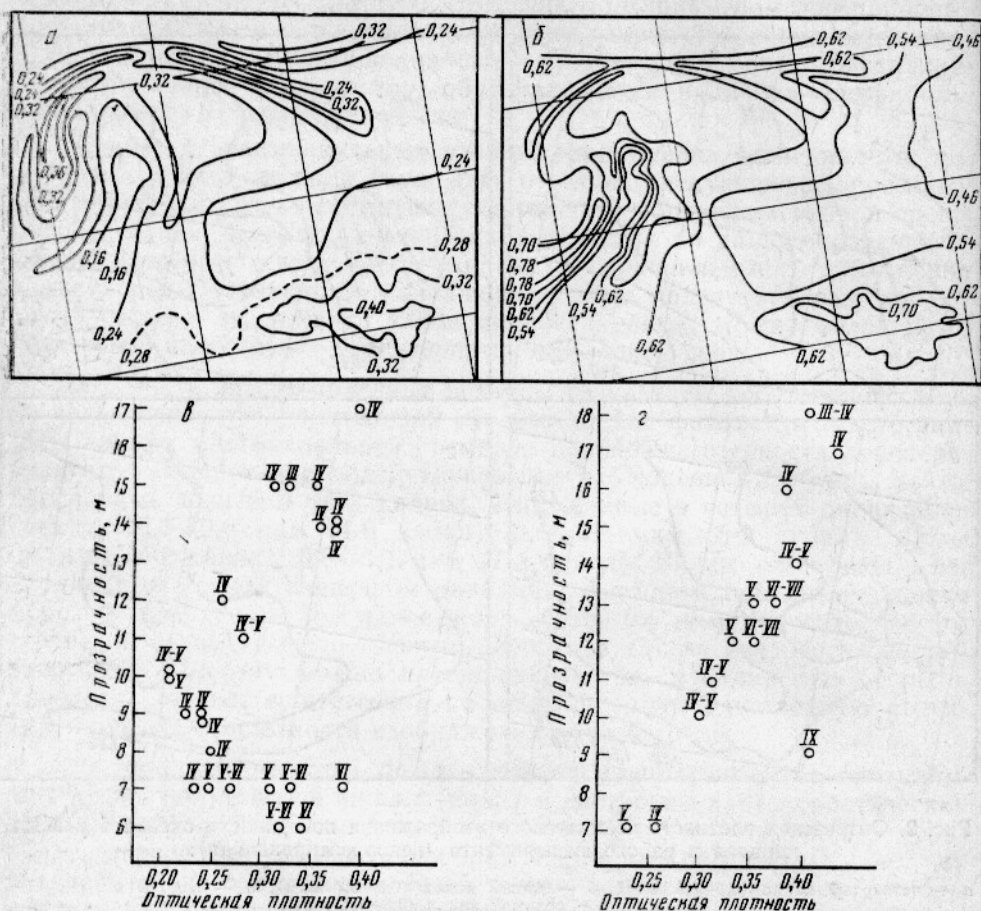


Рис. 3. Оптическая плотность космического изображения (корректированная, а — 4-й, б — 5-й каналы) и зависимость относительной прозрачности от оптической плотности:

в — при биомассе менее $0,2 \text{ г/м}^3$; г — при биомассе более $0,8 \text{ г/м}^3$.

Сравнение корректированных (см. рис. 3, а, б), и некорректированных (см. рис. 2, а, б) карт показывает схематичность и неполноту информации о структуре поля оптической плотности, полученной по изолированным точкам. В полной мере эти недостатки можно отнести и к картам распределения океанологических характеристик, традиционно строившимся по материалам наблюдений на отдельных станциях.

Таким образом, космическая информация, наиболее полно представляемая при ее обработке современными средствами, уже сейчас позволяет уточнять реальную площадную структуру некоторых параметров водной среды.

Наглядным примером существования прямой связи между фототонном и океанологическими параметрами могут служить результаты сопоставления величин оптической плотности с относительной прозрачностью воды и ее цветом. На рис. 3, в, г показана связь между величинами относительной прозрачности и оптической плотности в четвертом канале отдельно для станций с высоким (более $0,8 \text{ г/м}^3$) и низким (менее $0,2 \text{ г/м}^3$) содержанием общей биомассы планктона. Разделение по био-

массе планктона было сделано на основании известного факта о различных спектральных характеристиках высокопродуктивных и малопродуктивных вод (Малкевич, Истомин, Ховис, 1977; Федоров, Скляров, 1975).

Зависимость между оптической плотностью и относительной прозрачностью, хорошо выраженная при высокой биомассе (коэффициент корреляции 0,95 для вод с цветом от III—IV до VI—VII), становится менее заметной при низкой (см. рис. 3, в, г).

Продолжение изучения выявленных зависимостей может послужить основой для последующего определения относительной продуктивности исследуемых морских акваторий средствами дистанционного зондирования.

Выводы

1. В результате проведенного предварительного анализа материалов эксперимента установлено соответствие структуры полей оптической плотности изображения водной среды с некоторыми океанологическими параметрами. Из этого следует, что материалы многоканальной космической съемки района судовых наблюдений дают возможность получать реальную картину пространственного распределения океанологических характеристик.

2. Найдена прямая зависимость оптической плотности изображения в спектральном диапазоне 0,5—0,6 мкм от величины относительной прозрачности.

3. Поиск устойчивых дешифровочных признаков как общих, так и региональных, потребует дальнейшего и более тщательного (с применением новейших инструментальных и машинных методов обработки) анализа поступающих материалов, а также проведения новых подспутниковых экспериментов в различных районах Мирового океана.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Д. В. Гидрологические условия в юго-восточной части Северной Атлантики. — М.: Изд-во журнала «Рыбное хозяйство», 1959. — 30 с.

Результаты совместного советско-американского эксперимента по изучению некоторых характеристик морской поверхности с помощью многоспектральных изображений. Экспресс-информация. Сер. Промысловая океанология [М. А. Богданов, С. И. Потайчук, Е. П. Макклэйн, В. Нордберг]. — М.: ЦНИИТЭИРХ, 1976, вып. 5, с. 1—13.

Кравцова В. И. Применение многозональной съемки в географических исследованиях и тематическом картографировании. — В кн.: Исследования земных ресурсов космическими средствами. — М., 1975, ч. II, с. 66—93.

Малкевич М. С., Истомин Л. Г., Ховис В. О трансформации в атмосфере солнечной радиации, отраженной от океана. — Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1977, т. 13, № 1, с. 21—34.

Федоров К. Н., Скляров В. Е. Перспективы исследования океана с помощью ИСЗ. — В кн.: Исследования земных ресурсов космическими средствами. М., 1975, ч. II, с. 42—57.

Some relationships of the value of optical density of space representation of aquatic environment and oceanographic conditions

VANYUSHIN G. P., ZUBAREVICH V. L., MOKRUSHIN V. A.

SUMMARY

The results of the joint analysis of multispectral photographs obtained by the satellite scheme LANDSAT and under-satellite observations made on board research vessels of the Atlantic Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (AtlantNIRO) have indicated that the structure of fields of optical density in representation of aquatic environment corresponds to the distribution of oceanographic characteristics. A direct relationship between the optical density of representation in the spectral range of 0,5—0,6 μm and the value of relative transparency is ascertained. The application of modern computation methods to space representation of aquatic environment promotes the transformation of multispectral representation in many functional aspects.

РОЛЬ СКАЧКА ПЛОТНОСТИ В ВЕРТИКАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ОКЕАНЕ (НА ПРИМЕРЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА)

М. П. Максимова

Распределение биогенных элементов по вертикали в поверхностной структурной зоне океана носит зональный характер и определяется в основном двумя факторами — физическим и биологическим, т. е. глубиной залегания слоя скачка плотности и вертикальных градиентов плотности в нем, а также фотосинтетической деятельностью фитопланктона. Большие градиенты плотности в слое скачка затрудняют водообмен поверхностного слоя с подстилающим, препятствуя тем самым поступлению биогенных элементов с глубинными водами. Фотосинтетическая деятельность фитопланктона является фактором второго порядка, поскольку в значительной степени, особенно для зоны круглогодичной вегетации, определяется первым фактором.

Разработка темы ведется на основе сбора, обработки и обобщения автором первичных гидрохимических материалов советских и зарубежных экспедиционных исследований в Индийском океане, включающих в общей сложности 110 экспедиций (более 100 тыс. химических анализов).

Для того чтобы выявить степень влияния фактора слоя скачка плотности и вертикальных градиентов плотности в нем на характер распределения по вертикали биогенных элементов и содержание их в поверхностном слое океана (на примере Индийского океана), был произведен корреляционный анализ ряда зависимостей для случая двух групп. Корреляционный анализ показал наличие обратной функциональной связи среднезональных величин градиентов плотности в слое скачка и среднезональных величин отношения содержания биогенных элементов слоев $\frac{1-100 \text{ м}}{100-200 \text{ м}}$ ($r=-1,00$; $P>99,95\%$ — на примере фос-

фатов). Таким образом, установлено, что интенсивность обогащения биогенными элементами поверхностного слоя за счет подстилающего обратно пропорциональна градиентам плотности в слое скачка.

Корреляционный анализ показал также наличие обратной стохастической связи ($r=-0,55$; $P>95\%$) среднезональных средневзвешенных концентраций фосфатов в поверхностном слое и среднезональных градиентов плотности в слое скачка. Но связь в этом случае более слабая по сравнению с первым вариантом корреляционного анализа, так как не учитывался фактор содержания биогенных элементов в подстилающем слое.

Для установления характера распределения биогенных элементов по вертикали и их зависимости от вертикальных градиентов плотности были рассчитаны вертикальные градиенты фосфатов, нитратов и кремнекислоты для всей акватории Индийского океана на основе данных по 5-градусным квадратам. Вычислены градиенты фосфатов, нитратов и кремнекислоты на 1 м глубины по интерполированным величинам. На основе данных по 5-градусным квадратам вычислены среднезональные величины вертикальных градиентов биогенных элементов (табл. 1, 2, 3). Полученные результаты позволили установить слой максимальных вертикальных градиентов биогенных элементов, его расположение, мощность и соответствие слою максимальных вертикальных градиентов плотности, что математически подтверждается результатами корреля-

Таблица 1

**Вертикальные градиенты фосфатного фосфора в Индийском океане
(среднегодовые), мкг-атом/м**

Зона	Слой, м								
	0—25	25—50	50—75	75—100	100—150	150—200	200—300	300—400	400—500
Аравийское море	0,004	0,010	0,014	0,012	0,011	0,004	0,002	0,002	0,002
Бенгальский залив	0,007	0,009	0,022	0,020	0,011	0,006	0,002	0,001	0,001
10— 0° с. ш.	0,001	0,004	0,011	0,017	0,012	0,004	0,003	0,002	0,002
0—10° ю. ш.	0,002	0,004	0,010	0,014	0,011	0,005	0,002	0,002	0,002
10—20° ю. ш.	0,0015	0,0015	0,004	0,006	0,006	0,004	0,002	0,002	0,002
20—30° ю. ш.	0,001	0,001	0,002	0,004	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002
30—40° ю. ш.	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
40—50° ю. ш.	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001
50—60° ю. ш.	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001
60° ю. ш.	0,004	0,007	0,005	0,004	0,002	0,001	0,001	0,001	0,005

Таблица 2

**Вертикальные градиенты нитратного азота в Индийском океане
(среднегодовые), мкг-атом/м**

Зона	Слой, м								
	0—25	25—50	50—75	75—100	100—150	150—200	200—300	300—400	400—500
Аравийское море	0,072	0,153	0,147	0,152	0,106	0,040	0,017	0,024	0,020
Бенгальский залив	0,007	0,136	0,170	0,364	0,204	0,088	0,042	0,019	0,013
10— 0° с. ш.	0,009	0,036	0,160	0,288	0,139	0,049	0,029	0,024	0,024
0—10° ю. ш.	0,013	0,035	0,144	0,223	0,155	0,058	0,030	0,025	0,029
10—20° ю. ш.	0,008	0,015	0,066	0,111	0,096	0,070	0,031	0,028	0,038
20—30° ю. ш.	0,006	0,012	0,010	0,026	0,030	0,022	0,022	0,028	0,030
30—40° ю. ш.	0,012	0,020	0,020	0,026	0,028	0,032	0,025	0,029	0,029
40—50° ю. ш.	0,037	0,059	0,038	0,041	0,021	0,025	0,012	0,013	0,016
50—60° ю. ш.	0,039	0,016	0,026	0,030	0,025	0,007	0,015	0,004	0,003
60° ю. ш.	0,110	0,030	0,039	0,024	0,011	0,024	0,007	0,016	0,016

**Вертикальные градиенты кремнекислоты в Индийском океане
(среднегодовые), мкг-атом/м**

Зона	Слой, м								
	0—25	25—50	50—75	75—100	100—150	150—200	200—300	300—400	400—500
Аравийское море	0,089	0,099	0,130	0,158	0,150	0,122	0,075	0,062	0,061
Бенгальский залив	0,048	0,128	0,220	0,240	0,224	0,116	0,084	0,062	0,062
10— 0° с. ш.	0,044	0,058	0,113	0,167	0,160	0,098	0,059	0,070	0,059
0—10° ю. ш.	0,021	0,036	0,098	0,146	0,152	0,066	0,019	0,043	0,084
10—20° ю. ш.	0,026	0,023	0,059	0,093	0,101	0,081	0,035	0,038	0,061
20—30° ю. ш.	0,022	0,022	0,014	0,014	0,009	0,005	0,001	0,002	0,004
30—40° ю. ш.	0,012	0,030	0,024	0,025	0,007	0,004	0,004	0,012	0,010
40—50° ю. ш.	0,015	0,015	0,014	0,037	0,019	0,029	0,034	0,032	0,038
50—60° ю. ш.	0,071	0,086	0,132	0,161	0,172	0,175	0,116	0,070	0,066
60° ю. ш.	0,101	0,208	0,278	0,285	0,147	0,101	0,079	0,056	0,060

Таблица 4

**Корреляционная связь вертикальных градиентов плотности и
вертикальных градиентов биогенных элементов по зонам
Индийского океана**

Зона	Фосфаты		Кремнекислота		Нитраты	
	коэффициент корреляции r	степень достоверности коэффициента корреляции P	коэффициент корреляции r	степень достоверности коэффициента корреляции P	коэффициент корреляции r	степень достоверности коэффициента корреляции P
Аравийское море	0,95	>99,95	0,83	>99,95	0,93	>99,95
Бенгальский залив	0,97	>99,95	0,89	>99,95	0,91	>99,95
10— 0° с. ш.	0,90	>99,95	0,83	>99,95	0,88	>99,50
0—10° ю. ш.	0,95	>99,95	0,77	>99,00	0,88	>99,90
10—20° ю. ш.	0,85	>99,75	0,69	>97,50	0,80	>99,50
20—30° ю. ш.	0,46	>75,00	0,46	>75,00	—0,32	>75,00
30—40° ю. ш.	0,40	>75,00	0,82	>99,50	—0,47	>75,00
40—50° ю. ш.	0,29	>75,00	0,17	>60,00	—0,09	>60,00
50—60° ю. ш.	0,49	>90,00	0,79	>99,00	0,28	>75,00
60° ю. ш.	0,99	>99,95	0,79	>99,00	0,41	>75,00

ционного анализа (табл. 4) и наглядно картами (рис. 1) распределения величин максимальных вертикальных градиентов фосфатов, нитратов, кремнекислоты и глубины их залегания и графиками (рис. 2—4).

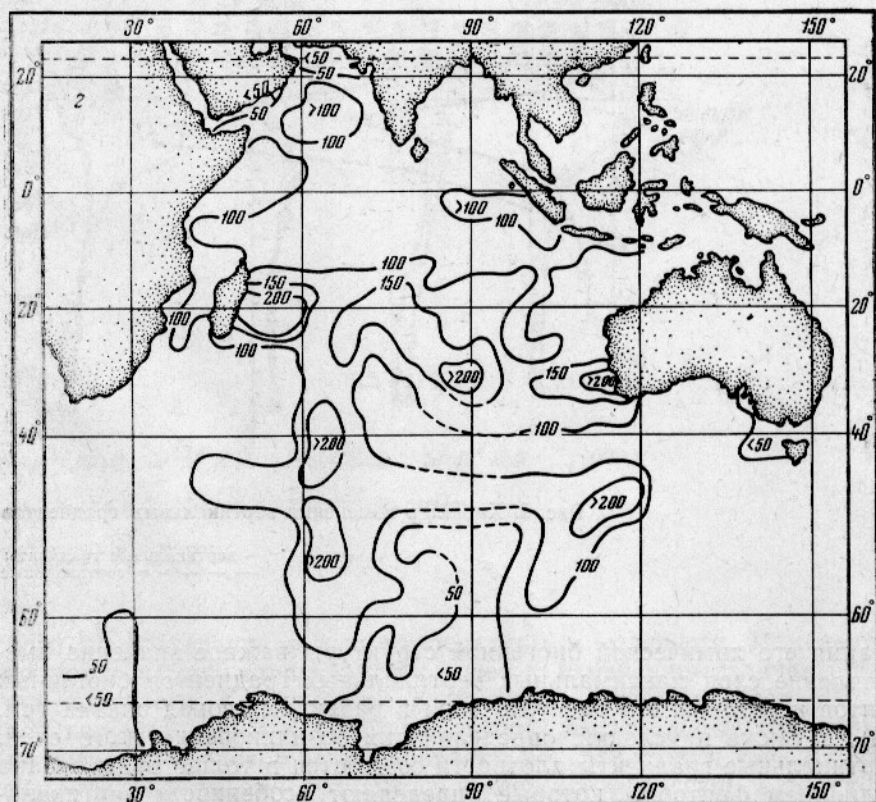
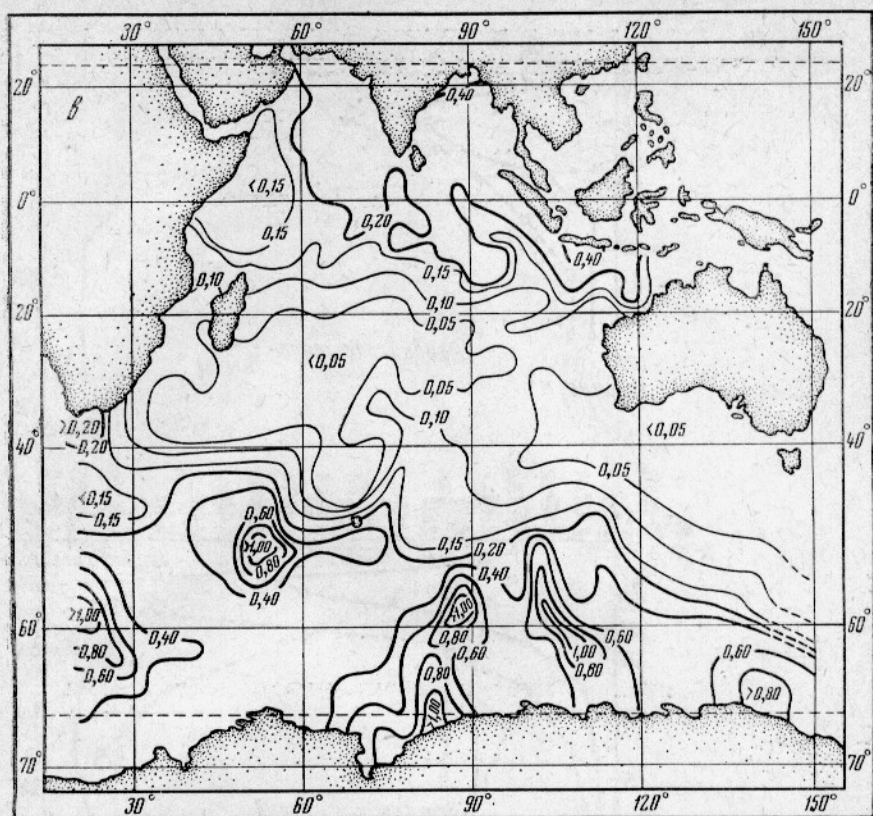
На основании перечисленных материалов, позволивших осуществить картографический, графический и математический анализы, показана зависимость характера вертикального распределения биогенных элементов (фосфатов, нитратов, кремнекислоты) от глубины залегания скачка плотности и вертикальных градиентов плотности в нем. В районах с большими величинами вертикальных градиентов плотности эта связь проявляется наиболее ярко и статистически подтверждается высокими положительными значениями коэффициентов корреляции с высокой степенью достоверности, что свидетельствует о жесткой положительной связи вертикальных градиентов плотности и биогенных элементов. Эта закономерность четко выражена и на графиках (см. рис. 2—4). При ярко выраженном скачке плотности четко прослеживается и скачок концентраций биогенных элементов. По мере понижения величин вертикальных градиентов плотности уменьшаются и величины вертикальных градиентов биогенных элементов. В районах с низкими величинами вертикальных градиентов плотности или отсутствием скачка плотности, как правило, невелики и величины вертикальных градиентов биогенных элементов, а связь этих факторов ослабевает.

Корреляционный анализ. В первую очередь остановимся на результатах корреляционного анализа. Корреляционный анализ факторов вертикальных градиентов плотности и вертикальных градиентов биогенных элементов проведен по зонам Индийского океана. Как известно, высокими вертикальными градиентами плотности, ярко выраженным слоем скачка плотности отличаются воды поверхностной структурной зоны северной части Индийского океана, расположенной севернее зоны субтропического антициклонического круговорота (САК). Для этой области Индийского океана характерна жесткая положительная корреляционная связь распределения по вертикали градиентов плотности и биогенных элементов, выраженная для фосфатов коэффициентами корреляции 0,97—0,90 (достоверность $> 99,95\%$) при среднем значении $r=0,94$; для кремнекислоты — коэффициентами корреляции в пределах 0,83—0,77 (достоверность соответственно в пределах $> 99,95—99\%$) при среднем значении $r=0,83$; для нитратов — коэффициент корреляции в пределах 0,93—0,80 (достоверность $> 99,95—99,5\%$), среднее значение $r=0,88$ (см. табл. 4).

В зоне субтропического антициклонического круговорота, где слой скачка выражен относительно слабо, корреляционная связь факторов вертикальных градиентов плотности и биогенных элементов также слабая (см. табл. 4), особенно в области по оси центров антициклонических круговоротов. Причина ослабления связи факторов распределения вертикальных градиентов плотности и биогенных элементов в этой зоне, очевидно, заключается не только в уменьшении их абсолютных значений, но и в обеднении биогенными элементами вод в слое скачка плотности за счет фотосинтетической деятельности фитопланктона, которая охватывает в этой малопродуктивной области большую толщу, в значительной степени включая и слой скачка плотности.

Наиболее низкий коэффициент корреляции (порядка 0,10—0,30) показывает практически отсутствие связи в распределении по вертикали между такими факторами как градиенты плотности и градиенты биогенных элементов в хорошо перемешанных на большую глубину водах течения Западных ветров, где вертикальные градиенты плотности и биогенных элементов чрезвычайно низки (см. табл. 4).

Картографический и графический анализ. Для познания закономерностей распределения биогенных элементов в трофогенном слое и фор-



градиенты (в мкг-атом/м):
 кислоты; g — глубина их залегания (в м).

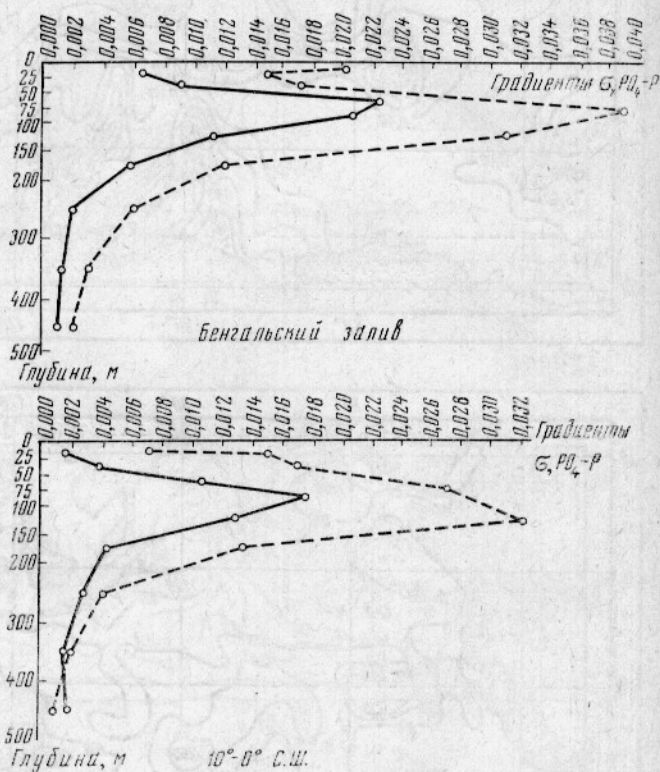
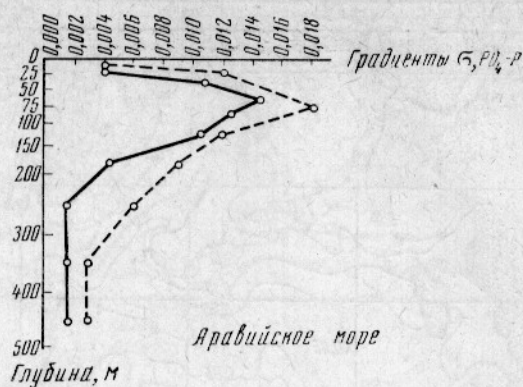
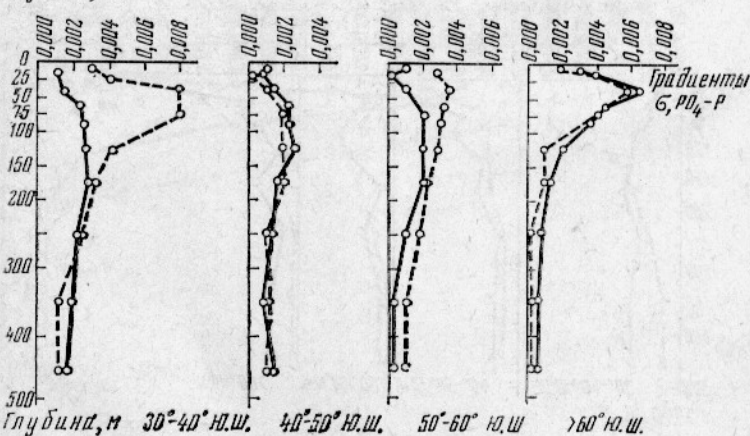
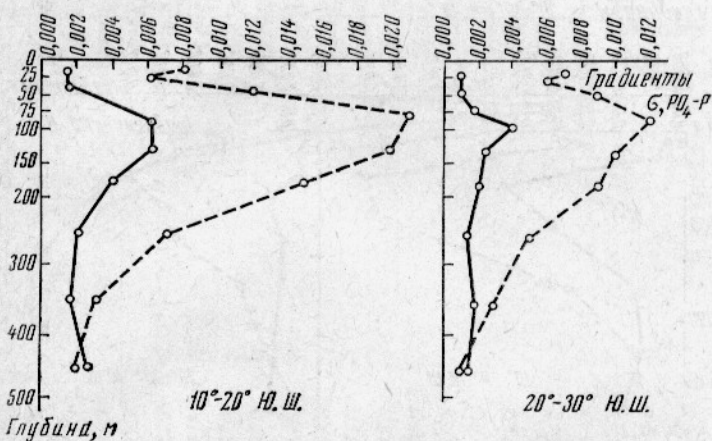
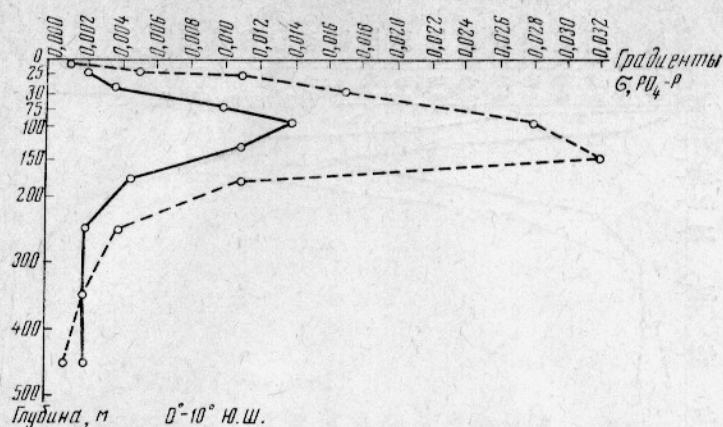


Рис. 2. Характер изменения вертикальных градиентов

— вертикальные градиенты
 - - - - - вертикальные

мирования его химической биогенной структуры важное значение имеет выявление слоя максимальных вертикальных градиентов биогенных элементов и глубины его расположения в различных зонах океана (см. рис. 1), а также и условий, определяющих возникновение этого слоя.

Вертикальные градиенты плотности создаются в толще воды океана под влиянием факторов, которые определяют особенности вертикаль-



плотности и фосфатов по широтным зонам:

биогенных элементов;
градиенты плотности.

ного распределения в нем температуры и солености. Изменение этих гидрологических характеристик ведет к изменению величины градиентов плотности. Как правило, слой скачка плотности располагается в верхнем слое океана. Наиболее резкие вертикальные градиенты возникают при ветровом перемешивании поверхностного слоя. Образованный таким образом слой скачка имеет эпизодический характер — он

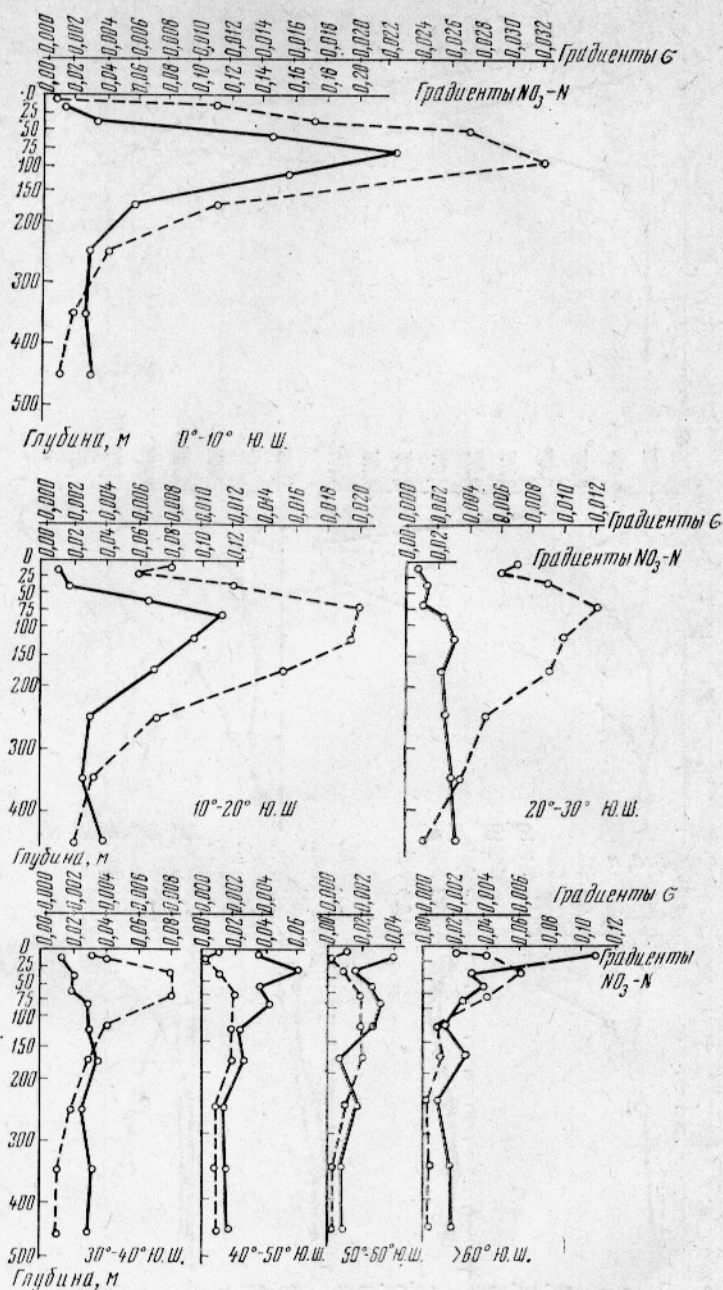
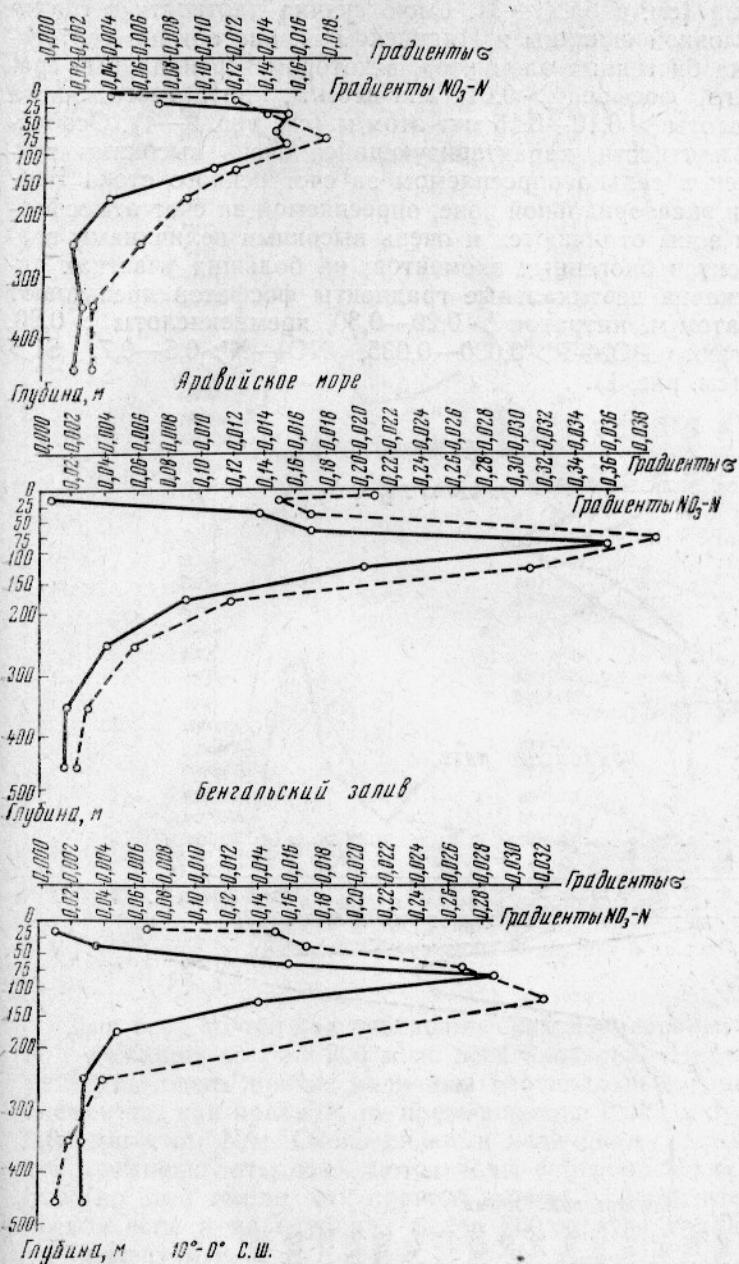


Рис. 3. Характер изменения вертикальных зон. Условные обозна

развивается в период воздействия ветра и размывается при его прекращении. Резкий слой скачка развивается при наложении пресных вод материкового стока или вод, образующихся при таянии льдов. В процессе конвективного перемешивания образуются сезонные скачки плотности. А в слоях раздела вод различных температурно-соленостных характеристик отмечают весьма устойчивые во времени слои скачков плотности.

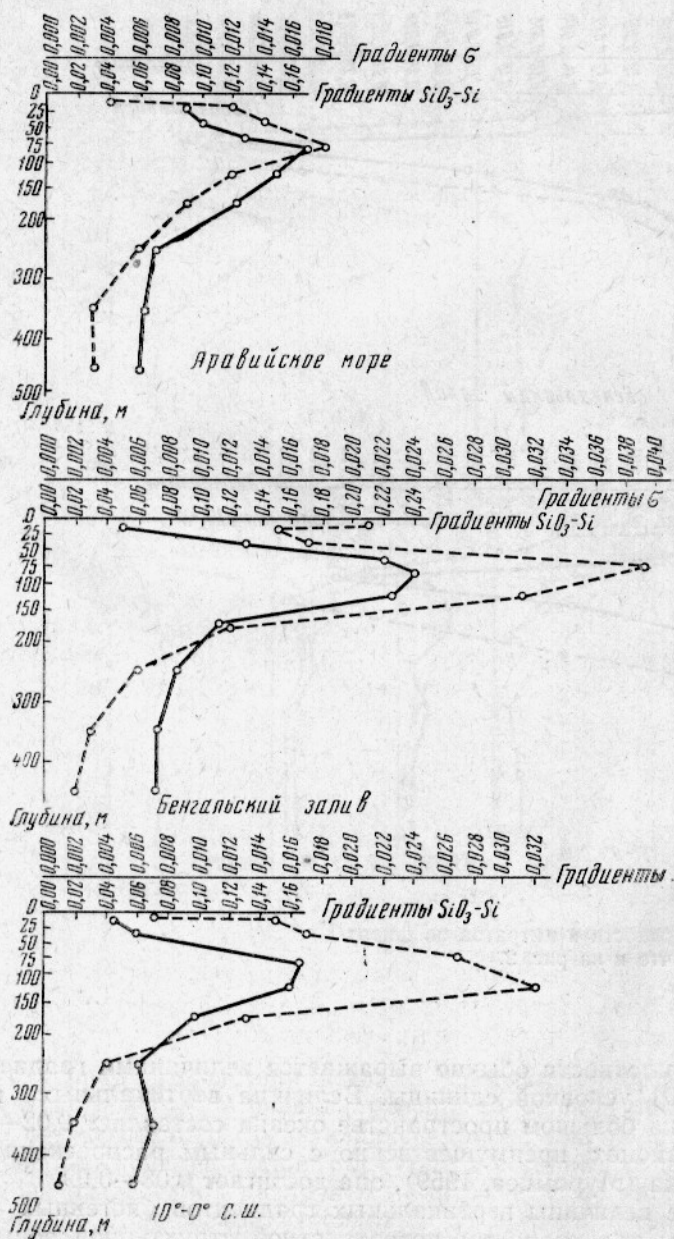


градиентов плотности и нитратов по широты те же, что и на рис. 2.

Скачок плотности обычно выражается величинами градиентов плотности $> 0,01$ условной единицы. Величина вертикальных градиентов плотности на большом пространстве океана составляет 0,02—0,06, в отдельных районах, преимущественно с сильным распреснением поверхности океана (Муромцев, 1959), она достигает 0,08—0,09.

Высокие величины вертикальных градиентов биогенных элементов свойственны только водам поверхностной структурной зоны тропиков

Индийского океана (см. табл. 1—3). Слою скачка плотности с градиентами $> 0,01$ условной единицы в Индийском океане обычно соответствует слой скачка биогенных элементов, в котором вертикальные градиенты фосфатного фосфора $> 0,01$ мкг-атом/м, нитратного азота $> 0,10$, кремнекислоты $> 0,10—0,15$ мкг-атом/м (см. рис. 2—4). Особенно резко скачок плотности, характеризующийся очень высокими градиентами, выражен в сильно опресняемом за счет речного стока Бенгальском заливе и экваториальной зоне, опресняемой за счет атмосферных осадков. Эти зоны отличаются и очень высокими величинами вертикальных градиентов биогенных элементов; на больших участках акватории в слое скачка вертикальные градиенты фосфатов превышают $0,015—0,020$ мкг-атом/м, нитратов $> 0,20—0,30$, кремнекислоты $> 0,20$, а местами достигают $\text{PO}_4\text{—P} > 0,030—0,035$, $\text{NO}_3\text{—N} > 0,5—0,7$, $\text{Si} > 0,4$ мкг-атом/м (см. рис. 1).



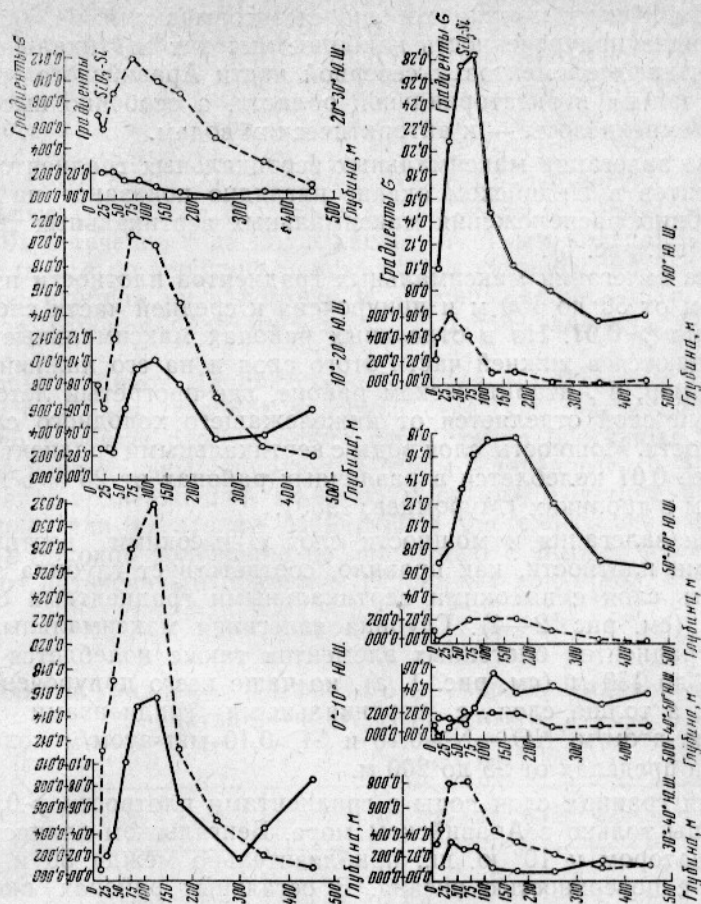


Рис. 4. Характер изменения вертикальных градиентов плотности и кремнекислоты по широтным зонам. Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

Для всей толщи вод субтропических и умеренных широт, как и для вод, лежащих глубже 200 м по всей акватории Индийского океана, характерны очень низкие величины вертикальных градиентов биогенных элементов, как правило, не превышающие 0,002 мкг-атом Р/м, и 0,03—0,04 мкг-атом N/м. Очень низкими величинами вертикальных градиентов кремнекислоты отличаются воды субтропических и умеренных широт (во всей толще, как правило, менее 0,03 мкг-атом/м), но в тропической зоне и на глубинах более 200 м эти градиенты превышают 0,05 мкг-атом/м.

Несколько повышенными вертикальными градиентами фосфатов и нитратного азота по сравнению с водами субтропических и умеренных широт отличаются поверхностные субантарктические и антарктические воды, хотя в них значения вертикальных градиентов и не приближаются к таковым тропической зоны. Для антарктических вод следует отметить особенно высокие вертикальные градиенты кремнекислоты (превышающие их значения в тропической зоне) с максимумом в слое 50—100 м и со средним значением для этого слоя 0,28 мкг-атом Si/м (см. табл. 3). В отдельных районах Антарктики максимальные вертикальные градиенты кремнекислоты достигают даже 1 мкг-атом Si/м.

Поля распределения максимальных значений вертикальных градиентов биогенных элементов (фосфатов, нитратов, кремнекислоты) по ак-

ватории Индийского океана хорошо вырисовываются на картах (см. рис. 1). Видна приуроченность наиболее высоких вертикальных градиентов биогенных элементов к северной части Аравийского моря, Бенгальского залива и экваториальной области, а особенно высоких градиентов кремнекислоты — к антарктическим водам.

Глубина залегания максимальных вертикальных градиентов биогенных элементов в Индийском океане наглядно показана на примере карты глубины расположения максимальных вертикальных градиентов фосфатов (см. рис. 1).

Глубина залегания максимальных градиентов плотности изменяется по районам от 50 до 150 м и приурочена к средней части слоя воды с градиентами $> 0,01$. Но в отдельных районах максимальные градиенты наблюдаются в нижней части этого слоя и на его нижней границе, как, например, в Антарктическом районе, где прогретый летом приповерхностный слой отделяется от нижележащего холодного слоя скачком плотности. Мощность слоя воды с вертикальными градиентами плотности более 0,01 колеблется в различных районах от 25 м в Антарктике до 200 м в тропиках (Муромцев, 1959).

Глубине залегания и мощности слоя с высокими вертикальными градиентами плотности, как правило, соответствует глубина залегания и мощность слоя с высокими вертикальными градиентами биогенных элементов (см. рис. 2—4). Глубина залегания максимальных вертикальных градиентов биогенных элементов также колеблется по районам от 50 до 150 м (см. рис. 1, а), но чаще всего приурочена к слою 75—100 м, а толщина слоя с вертикальными градиентами $\text{PO}_4\text{—P} > 0,010$ мкг-атом/м, $\text{NO}_3\text{—N} > 0,10$ и $\text{Si} > 0,10$ мкг-атом/м колеблется в основном в пределах от 25 до 200 м.

Верхняя граница слоя воды с градиентами плотности $> 0,01$ условной единицы только в Аравийском море, Бенгальском заливе и в зоне между экватором и 10° ю. ш., приблизительно между 50 и 90° в. д., совпадает с поверхностью океана. В остальных районах океана она располагается на глубинах 25—50 м, а в субтропиках погружается до 75 м. Таким образом, на большом пространстве океана приповерхностный слой оказывается хорошо перемешанным и характеризуется весьма однородным распределением плотности по вертикали. Нижняя граница слоя воды с градиентами плотности $> 0,01$ залегает преимущественно на глубинах от 100 до 200 м. Но в отдельных районах, в восточных субтропиках и в высоких южных широтах, ее глубина уменьшается до 75 м в первом случае и до 50—75 м во втором. А в небольшом районе в тропиках она увеличивается до 250—300 м (Муромцев, 1959).

Положение верхней и нижней границ слоя высоких вертикальных градиентов биогенных элементов также соответствует положению верхней и нижней границ слоя высоких градиентов плотности (см. рис. 2—4). Наиболее высокое положение верхней границы слоя высоких вертикальных градиентов биогенных элементов так же, как и градиентов плотности, отмечено в Аравийском море, Бенгальском заливе и в экваториальной области — в районах, приуроченных к зонам подъема глубинных вод. Эти районы с высоким положением слоя скачка плотности и биогенных элементов являются наиболее продуктивными.

Наименее продуктивна в Индийском океане область субтропического антициклонического круговорота, где вследствие слабого опускания вод верхняя граница слоя с высокими градиентами плотности погружается на глубину до 75 м. В этой области наиболее глубокое положение занимает и слой максимальных вертикальных градиентов биогенных элементов.

В умеренных широтах Индийского океана располагается огромная, пересекающая весь океан область, в которой вертикальные градиенты

плотности составляют $< 0,01$ условной единицы во всей толще вод (Муромцев, 1959). В этой области не выражен также и слой скачка биогенных элементов.

Осредненное по 10-градусным широтным зонам положение слоя скачка биогенных элементов и слоя скачка плотности наглядно представлено на серии графиков (см. рис. 2—4).

Как показали исследования вертикальных градиентов плотности, максимальные градиенты в пределах слоя воды с градиентами плотности $> 0,01$ в течение года подвержены заметным колебаниям по глубине залегания и по величине максимума. В зимний сезон наблюдается наибольшая глубина их залегания и наименьшая величина, летом — наименьшая глубина залегания и наибольшая величина (Муромцев, 1959).

Для зоны тропиков Индийского океана, за исключением подверженной переменной деятельности муссонов северной части, характерно постоянство глубины расположения слоя скачка биогенных элементов и значений вертикальных градиентов в нем в течение года. В северной части океана, подверженной влиянию муссонов, в летний период на большей площади акватории слой скачка биогенных элементов занимает более высокое положение по сравнению с зимним периодом, что объясняется интенсивным подъемом глубинных вод (табл. 5—8).

Таблица 5

**Вертикальные градиенты фосфатного фосфора в Индийском океане
(октябрь—март), мкг-атом/м**

Зона	Слой, м								
	0—25	25—50	50—75	75—100	100—150	150—200	200—300	300—400	400—500
Аравийское море	0,003	0,004	0,013	0,016	0,015	0,005	0,002	0,003	0,003
Бенгальский залив	0,004	0,006	0,027	0,022	0,009	0,005	0,002	0,001	0,001
10— 0° с. ш.	0,001	0,004	0,012	0,019	0,030	0,004	0,002	0,002	0,001
0—10° ю. ш.	0,003	0,005	0,010	0,014	0,012	0,005	0,002	0,002	0,002
10—20° ю. ш.	0,001	0,002	0,004	0,006	0,006	0,004	0,002	0,001	0,002
20—30° ю. ш.	0,001	0,001	0,002	0,005	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002
30—40° ю. ш.	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
40—50° ю. ш.	0,001	0,003	0,005	0,003	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001
50—60° ю. ш.	0,003	0,006	0,004	0,004	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001
60° ю. ш.	0,004	0,008	0,005	0,004	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001

Таблица 6

**Вертикальные градиенты фосфатного фосфора в Индийском океане
(апрель—сентябрь), мкг-атом/м**

Зона	Слой, м								
	0—25	25—50	50—75	75—100	100—150	150—200	200—300	300—400	400—500
Аравийское море	0,006	0,008	0,012	0,012	0,009	0,006	0,002	0,001	0,001
Бенгальский залив	0,002	0,002	0,016	0,035	0,015	0,004	0,002	0,001	0,008
10— 0° с. ш.	0,008	0,002	0,006	0,016	0,009	0,005	0,003	0,002	0,002
0—10° ю. ш.	0,001	0,003	0,010	0,014	0,010	0,005	0,002	0,002	0,002
10—20° ю. ш.	0,001	0,001	0,005	0,010	0,006	0,004	0,002	0,002	0,002
20—30° ю. ш.	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
30—40° ю. ш.	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,001
40—50° ю. ш.	0,001	0,001	0,001	0,002	0,003	0,002	0,001	0,001	0,001
50—60° ю. ш.	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,008	0,000
60° ю. ш.	0,003	0,001	0,003	0,004	0,003	0,002	0,001	0,001	0,000

**Вертикальные градиенты кремнекислоты в Индийском океане
(октябрь—март), мкг-атом/м**

Зона	Слой, м								
	0—25	25—50	50—75	75—100	100—150	150—200	200—300	300—400	400—500
Аравийское море	0,017	0,034	0,114	0,206	0,206	0,126	0,080	0,057	0,060
Бенгальский залив	0,015	0,075	0,205	0,255	0,230	0,149	0,086	0,063	0,063
10—0° с. ш.	0,037	0,051	0,111	0,142	0,194	0,114	0,040	0,049	0,055
0—10° ю. ш.	0,028	0,039	0,093	0,101	0,016	0,065	0,027	0,042	0,094
10—20° ю. ш.	0,025	0,022	0,056	0,085	0,108	0,076	0,048	0,025	0,058
20—30° ю. ш.	0,025	0,032	0,018	0,022	0,006	0,080	0,020	0,000	0,006
30—40° ю. ш.	0,009	0,053	0,044	0,027	0,009	0,000	0,004	0,013	0,004
40—50° ю. ш.	0,051	0,011	0,029	0,034	0,020	0,033	0,067	0,073	0,107
50—60° ю. ш.	0,065	0,179	0,308	0,318	0,240	0,233	0,174	0,082	0,075
60° ю. ш.	0,109	0,253	0,310	0,234	0,132	0,090	0,062	0,047	0,068

В умеренных и высоких широтах слой скачка биогенных элементов так же, как и слой скачка плотности, занимает более высокое положение в летний период, и вертикальные градиенты биогенных элементов в нем более высокие.

В антарктических и субантарктических водах в летний период (южное полушарие) вертикальные градиенты в поверхностном 100-метровом слое выше, чем зимой (табл. 8). Глубже 100 м вертикальные гра-

Таблица 8

**Вертикальные градиенты кремнекислоты в Индийском океане
(апрель—сентябрь), мкг-атом/м**

Зона	Слой, м								
	0—25	25—50	50—75	75—100	100—150	150—200	200—300	300—400	400—500
Аравийское море	0,248	0,137	0,120	0,131	0,143	0,109	0,109	0,063	0,073
Бенгальский залив	0,000	0,040	0,200	0,280	0,280	0,200	0,120	0,000	0,040
10—0° с. ш.	0,020	0,029	0,054	0,138	0,120	0,067	0,049	0,053	0,093
0—10° ю. ш.	0,025	0,036	0,109	0,156	0,030	0,056	0,032	0,046	0,081
10—20° ю. ш.	0,022	0,022	0,065	0,074	0,086	0,153	0,027	0,027	0,045
20—30° ю. ш.	0,021	0,013	0,013	0,025	0,013	0,002	0,000	0,004	0,004
30—40° ю. ш.	0,011	0,034	0,023	0,029	0,011	0,006	0,005	0,012	0,009
40—50° ю. ш.	0,012	0,008	0,010	0,022	0,017	0,027	0,030	0,026	0,026
50—60° ю. ш.	0,093	0,034	0,053	0,094	0,184	0,162	0,095	0,058	0,056
60° ю. ш.	0,080	0,094	0,240	0,489	0,209	0,160	0,117	0,060	0,049

диенты в летний и зимний периоды мало различаются. В умеренной зоне наблюдается такая же закономерность, но менее выраженная. В субантарктических и антарктических водах происходит сезонное перемещение глубины расположения максимальных вертикальных градиентов биогенных элементов. В летний период максимальные вертикальные градиенты отмечены в слое 25—50 м, в зимний — в слое 100—150, 75—100 м. В умеренных широтах максимальные вертикальные гра-

диенты биогенных элементов наблюдаются летом в слое 50—75 м, зимой — в слое 100—150 м. Заметен сезонный ход перемещения слоя максимальных градиентов биогенных элементов и в субтропической области, особенно ее южной части, подобный наблюдаемому в умеренных широтах (летом — в слое 50—75 м, зимой — в слое 100—150 м).

В экваториальной области максимальные вертикальные градиенты в течение года приурочены к слою 75—100 м.

В приповерхностных водах океана, расположенных выше скачка плотности, несмотря на их гидрологическую гомогенность, наблюдается некоторая неоднородность распределения биогенных элементов, обусловленная фотосинтетической деятельностью фитопланктона и ассимиляцией питательных солей. Эта неоднородность является круглогодичной в тропической зоне океана и сезонной (в соответствии с вегетационным периодом) в умеренных и высоких широтах. Более значительные величины вертикальных градиентов биогенных элементов в приповерхностном слое, расположенном выше скачка плотности, наблюдаются в высокопродуктивных районах с интенсивной фотосинтетической деятельностью фитопланктона.

Выводы

1. Распределение биогенных элементов по вертикали в поверхностной структуре океана носит зональный характер и определяется в основном двумя факторами — физическим и биологическим: глубиной залегания слоя скачка плотности и вертикальных градиентов плотности в нем, а также фотосинтетической деятельностью фитопланктона.

2. Глубине залегания и мощности слоя с высокими вертикальными градиентами плотности, как правило, соответствует глубина залегания и мощность слоя с высокими вертикальными градиентами биогенных элементов. Глубина этого слоя варьирует по районам от 25 до 200 м, но чаще всего приурочена к слою 75—100 м.

3. Корреляционный анализ показал наличие обратной функциональной связи среднезональных величин градиентов плотности в слое скачка и среднезональных величин отношения содержания биогенных элементов слоев $\frac{0-100 \text{ м}}{100-200 \text{ м}}$ ($r=-1,00$; $P>99,95\%$ — на примере фосфатов). Таким образом, статистически достоверно установлено, что интенсивность обогащения биогенными элементами поверхностного слоя за счет подстилающего обратно пропорциональна градиентам плотности в слое скачка. Зоны океана, характеризующиеся расположением скачка плотности и биогенных элементов на небольших глубинах, наиболее продуктивны.

4. Самые высокие значения вертикальных градиентов биогенных элементов характерны для тропической зоны, низкие — для умеренных и высоких широт. Свообразием отличается вертикальное распределение растворенной кремнекислоты в антарктических водах. Здесь наблюдаются чрезвычайно высокие вертикальные градиенты кремнекислоты в поверхностной структурной зоне, что объясняется выносом с материка большого количества тонкодисперсного невыветренного материала горных пород.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Муромцев А. М. Основные черты гидрологии Индийского океана. — Л.: Гидрометеониздат, 1959. — 435 с.

MAXIMOVA M. P.

SUMMARY

On the basis of summarized primary material collected by 110 Soviet and foreign expeditions the vertical gradients of biogenic elements are estimated for the entire area of the ocean with special reference to the Indian Ocean. The correlation graphic and cartographic analyses are also made. The influence of such factors as the pycnocline layer and vertical gradients in it on the vertical distribution of biogenic elements, as well as their content in the surface layer by areas are ascertained. The highest values of the vertical gradients of biogenic elements are observed in the tropical zone, the lowest values are characteristic for the temperate and high latitudes.

УДК 551.352:574.587(265.54)

ВЗАИМОСВЯЗЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДКАХ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЕНТОСА ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

Н. М. Андреева, Е. М. Заславский, В. Л. Климова

В заливе Петра Великого в 1970 г. сотрудниками ТИНРО проведена съемка бентоса. Одновременно сотрудниками лаборатории промысловой океанографии ВНИРО были собраны образцы донных осадков. В 39 образцах исследовались $C_{орг}$, углеводы, сумма аминокислот. В настоящей статье проведено сопоставление данных по этим компонентам с количеством бентоса и его трофическими группировками. Характеристика бентоса представлена В. Л. Климовой.

Определение органического углерода ($C_{орг}$) проводилось по методу Стрикленда и Парсонса (Strickland, Parsons, 1965), углеводы определялись фенольным методом (Артемьев, 1971), количество суммы аминокислот (АК) — по реакции с нингидриновым реактивом после гидролиза осадков 6 н. раствора HCl в течение 24 ч при 105°С.

Станции были расположены на шельфе на глубине от 15 до 200 м (рис. 1). В береговой зоне и краевой части шельфа преобладают песчаные грунты, за исключением Амурского залива, где грунт илистый. От этих областей крупнозернистых осадков по направлению к центральной части залива в донных отложениях возрастает содержание алевроито-пелитовой фракции. В центральной части залива значительную площадь занимают илистые отложения.

Количество $C_{орг}$ в изученных пробах составляет 0,2—2,3% (от сухой массы) и в общем увеличивается от грубозернистых осадков к тонкодисперсным (табл. 1). В среднем пески содержат 0,4% $C_{орг}$, пески илистые и илы песчанистые 0,6, илы — 1,5 и глинистые илы — 2,2% $C_{орг}$. Вместе с тем для литологически однотипных осадков наблюдается снижение концентраций $C_{орг}$ от мелководных отложений к глубоководным. Например, в илистых песках, залегающих на глубине 0—50 м, содержится в среднем 0,68% $C_{орг}$, а в аналогичных осадках, находящихся на глубине 100—150 м, — 0,41% (табл. 2).

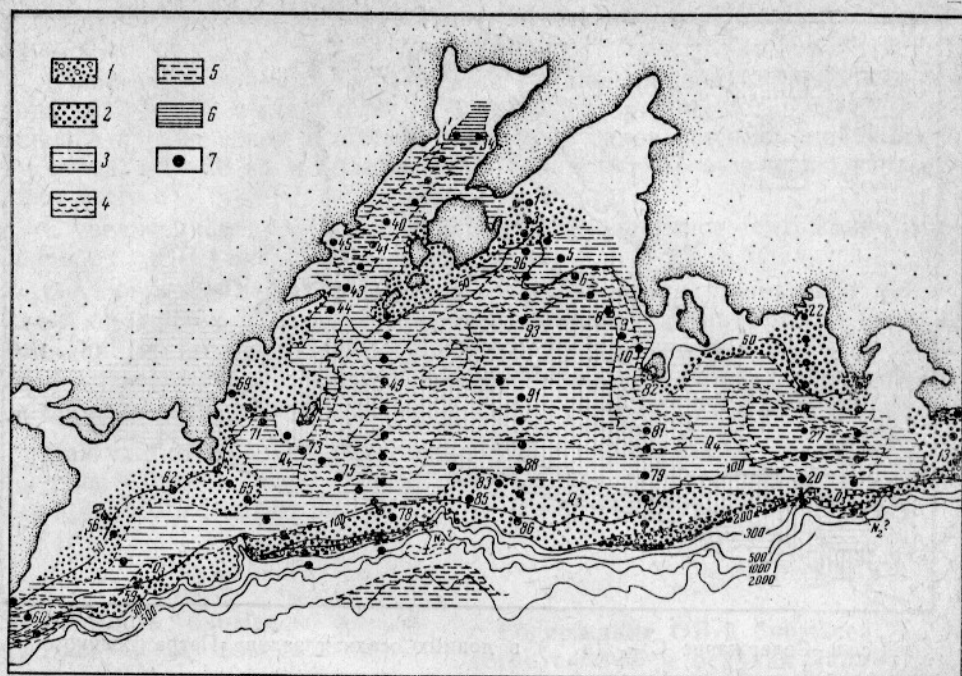


Рис. 1. Расположение океанографических станций, на которых проводилось изучение органического вещества осадков. (Карта донных осадков залива Петра Великого составлена А. И. Конюховым):

1 — песок с гравием и галькой; 2 — песок; 3 — илистый песок; 4 — песчаный ил; 5 — ил; 6 — глинистый ил; 7 — океанографическая станция.

Таблица 1

Органическое вещество (ОВ) в осадках залива Петра Великого

Тип осадка	Сорг в осадке, %	Углеводы		Аминокислоты	
		в осадке, мг/г	в ОВ, %	в осадке, мг/г	в ОВ, %
Песок	0,40	1,52	13	0,18	2
Песок илистый	0,63	1,52	11	0,20	2
Ил песчаный	0,60	1,96	13	0,23	2
Ил	1,05	3,10	13	0,25	1
Ил глинистый	2,20	4,60	8	0,24	1

Таблица 2

Зависимость содержания $C_{орг}$ (в %) в литологически однотипных осадках от глубины моря

Глубина, м	Тип осадка		
	песок	песок илистый	ил
0—50	0,51	0,68	1,70
50—100	0,43	0,63	0,97
100—150	0,41	0,41	0,77

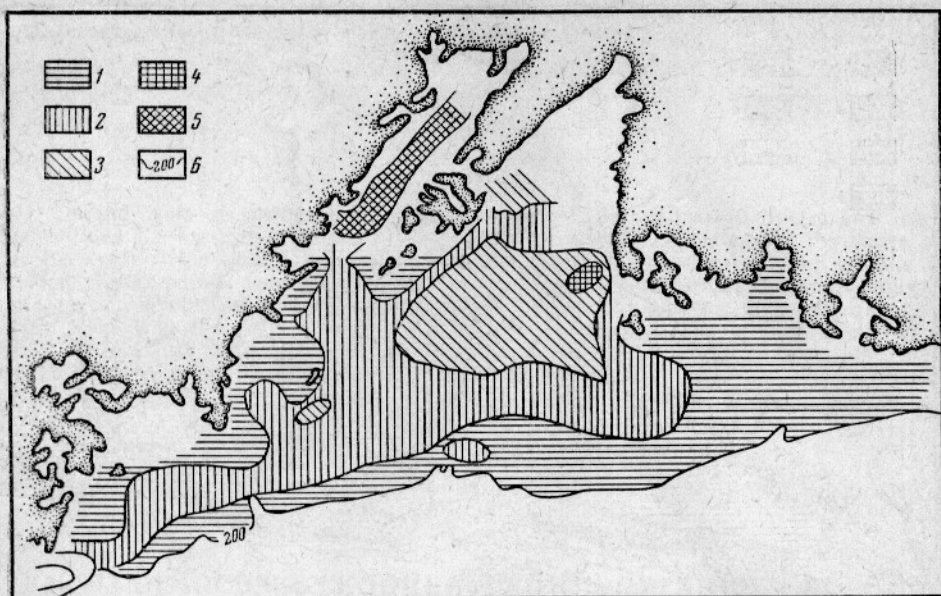


Рис. 2. Содержание $C_{орг}$ (в %) в донных осадках залива Петра Великого:
1 — менее 0,5; 2 — 0,5—0,75; 3 — 0,75—1,0; 4 — 1,0—1,5; 5 — более 1,5; 6 — изобата.

Схема распределения содержаний $C_{орг}$ на площади залива Петра Великого показана на рис. 2.

Углеводы в пробах содержатся в количестве 1—4,6 мг/г сухого осадка. В целом содержание углеводов увеличивается с ростом дисперсности осадков и обогащенности последних $C_{орг}$ (см. табл. 1).

Для основной части акватории характерно содержание углеводов в количестве 1,5—3 мг/г. В песках и илах количество углеводов так же, как и $C_{орг}$, убывает с глубиной моря. В илистых песках максимум содержания углеводов приходится на глубины 50—100 м (табл. 3).

Таблица 3

Зависимость содержания углеводов и суммы аминокислот (мг/г сухого осадка) в литологически однотипных осадках залива Петра Великого от глубины моря

Глубина, м	Песок		Песок илистый		Ил	
	углеводы	аминокислоты	углеводы	аминокислоты	углеводы	аминокислоты
0—50	1,64	0,11	1,42	0,20	4,50	0,24
50—100	1,56	0,19	1,76	0,20	3,10	0,23
100—150	1,24	0,11	1,52	0,23	2,23	0,25

Количество аминокислот в осадках залива составляет 0,06—0,50 мг/г сухого осадка. Характер пространственного распределения содержания аминокислот в грунтах аналогичен распределению углеводов.

С глубиной моря сумма аминокислот незначительно увеличивается как в илистом песке, так и в илах, но в песчанистых осадках максимум

содержания аминокислот наблюдается на глубинах 50—100 м (см. табл. 3).

В составе органического вещества осадков на долю углеводов приходится 7—18%, аминокислот — 0,6—5,0%. Средние содержания углеводов в органическом веществе различных типов осадков близки между собой (11—13%) и только в ОВ глинистых илов углеводы составляют всего 8%.

С увеличением дисперсности отложений процентное содержание аминокислот в ОВ уменьшается: от 2% в песках до 1% в илах.

Органическое вещество, содержащееся в осадках, является пищей для собирающих и безвыборно заглатывающих детритофагов. Сравнение данных по биомассе детритофагов и по содержанию в осадках $C_{орг}$ показывает, что с ростом содержания ОВ в осадках увеличивается и биомасса детритофагов (табл. 4).

Как уже отмечалось, содержание ОВ тесно связано с дисперсностью осадков. Соответственно этому биомасса детритофагов, особенно собирающих, возрастает от песков к илам (табл. 5).

Таблица 4

Зависимость биомассы детритофагов от содержания в осадках органического вещества (по среднемедиан-ным данным)

Содержание $C_{орг}$, %	Биомасса детритофагов, г/м ²	
	собирающих	заглатывающих
Менее 0,5	18	11
0,5—1	41	15
1—2	165	61

Таблица 5

Содержание ОВ и биомасса детритофагов в осадках залива Петра Великого

Показатели	Тип осадка			
	песок	песок илистый	ил песчанистый	Ил
Содержание $C_{орг}$, %	0,40	0,63	0,60	1,05
Биомасса детритофагов, г/м ²				
собирающих	26	40	42	166
заглатывающих	11	9	23	42

Аналогичная картина наблюдается и при сравнении содержания ОВ с биомассой детритофагов по отдельным районам залива Петра Великого (табл. 6), выделенным В. Л. Климовой (1971).

Таблица 6

Средние характеристики содержания ОВ и биомассы детритофагов по районам залива Петра Великого

Район	Содержание $C_{орг}$, %	Биомасса детритофагов, г/м ²	
		собирающих	заглатывающих
Амурский залив	1,70	121	41
Уссурийский залив	0,75	110	21
Западный район	0,46	63	30
Центральный район	0,53	35	16
Восточный район	0,49	17	13

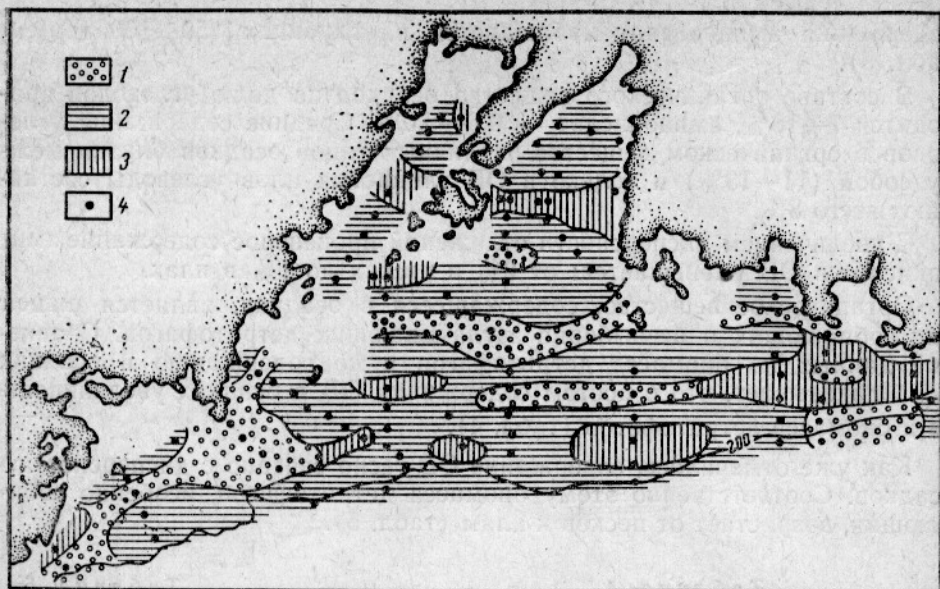


Рис. 3. Зоны преобладания трофических группировок донной фауны залива Петра Великого:

1 — сестонофаги; 2 — собирающие детритофаги; 3 — глотающие детритофаги; 4 — бентосная станция.

Как видно из этих данных, в районах Амурского и Уссурийского заливов, где отмечено наибольшее количество пищи, наблюдается и наибольшая масса детритофагов.

В распределении трофических зон в связи с количеством ОВ в грунтах в заливе Петра Великого прослеживается закономерность, отмеченная А. А. Нейман (1963) для восточной части Берингова моря. Животные, собирающие детрит с поверхности грунта, преобладали на мягких грунтах с концентрацией $C_{орг}$ до 2—2,3% в Амурском заливе, до 1% — в открытой части залива Петра Великого (см. рис. 2, 3). Заглатывающие детритофаги преобладали на более грубых грунтах и с меньшим содержанием $C_{орг}$ (до 0,75%).

Выводы

1. Органическое вещество в осадках залива Петра Великого содержится в количестве 0,2—2,3%. Содержание $C_{орг}$ увеличивается с дисперсностью осадков.

2. Установлено, что в составе органического вещества осадка присутствуют углеводы и аминокислоты в количестве соответственно 7—18 и 0,6—5,0%.

3. Биомасса детритофагов (преимущественно собирающих) тесно связана с количеством органического вещества в осадках.

4. Собирающие детритофаги преобладали на мягких грунтах с наибольшей концентрацией $C_{орг}$ по сравнению с детритофагами-грунтоедками.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Артемьев В. Е., Краюшкина Л. Н., Романкевич Е. А. Определение общей суммы углеводов в океанических осадках. — Океанология, 1971, 11, № 6, с. 1125—1128.

Климова В. Л. Количественное распределение бентоса залива Петра Великого (Японское море) летом 1970 г. — Труды ВНИРО, 1971, т. 87/7, с. 97—105.

Нейман А. А. Количественное распределение бентоса на шельфе и верхних горизонтах склона восточной части Берингова моря. — Труды ВНИРО, 1963, т. 48, с. 145—205.

Strikland C. D., Parsons F. R. A manual of sea water analysis. — Bull. Fish. Res. Bd. Canada, 1965, № 125, p. 117—121.

The interrelation of the content of organic matter in the sediments and distribution of benthos in the Peter the Great Bay

ANDREEVA N. M., ZASLAVSKY E. M., KLIMOVA V. L.

SUMMARY

It is found that the content of organic matter in the sediments ranges usually from 0.2 to 2.3%. The heavier the dispersion in the sediments the higher is the content of organic matter. The carbohydrates and amino acids constitute 7—18% and 0.6—5.0% of the total organic matter, respectively. The distribution pattern of concentrations of carbohydrates and amino acids in the sediments is similar to that of organic matter. The biomass of detritus-eating species (mainly collecting species) is dependent upon the content of organic matter in the sediments.

УДК 551.464.796.4

РОЛЬ АМИНОКИСЛОТ В СИНТРОФИИ МОРСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ

И. А. Налетова

Все живые организмы определенной экосистемы находятся в тесных взаимоотношениях друг с другом и окружающей средой и образуют сообщества, продуцирующие и потребляющие органическое вещество.

В виде метаболитов в растворенном состоянии в морскую воду поступают углеводы, белки, пептиды, аминокислоты, липиды и др. (Хайлов, 1971; Jrgensen, 1976). По важности функций при обменных процессах особое положение занимают белки и полипептиды, распадающиеся на простые составляющие — аминокислоты. Так же как и нуклеиновые кислоты, белки являются информационными макромолекулами. Кроме того, большая группа белков служит структурными элементами (Ленинджер, 1974).

Большой интерес представляет изучение на уровне экосистемы цикла аминокислот, являющихся строительными блоками белков и, кроме того, предшественниками многих соединений — гормонов, витаминов, коферментов, алкалоидов, антибиотиков и пигментов, т. е. веществ, обладающих высокой биологической активностью.

Цикл белков, пептидов и аминокислот в воде мало изучен. Данные о концентрациях аминокислот, растворенных в морской воде, приводимые различными исследователями для отдельных районов Мирового океана, варьируют в широких пределах (Злобин, Перлюк, Орлова, 1975; Williams P. J., Le B., Berman, 1976). Показано, что с высокими концентрациями аминокислот, растворенных в морской воде, связано интенсивное развитие фитопланктона (Хайлов, 1971; Bohling, 1972) и зоопланктона (Злобин, Перлюк, Орлова, 1975). Но механизм этой взаимосвязи и факторы, влияющие на уровень концентраций веществ белковой природы в морской воде, практически не изучены.

Настоящая работа посвящена исследованию изменений концентраций соединений белковой природы, растворенных в морской воде, и факторов, определяющих эти изменения.

С этой целью проводились определения свободных и связанных (белки, пептиды) аминокислот в антарктическом секторе Атлантического океана (море Скотия), у восточного побережья Южной Америки и в Центральной Атлантике. Кроме того, в море Скотия определялись биогенные элементы, измерялись продукция фитопланктона и биомасса фито- и зоопланктона.

Исследования проводились с ноября 1974 г. по февраль 1975 г. Распределение станций, на которых отбирались пробы, представлено на рис. 1.

Свободные и связанные растворенные в морской воде аминокислоты определялись дансильным методом в модификации И. А. Налетовой и В. Ф. Полуяктова (1976) из

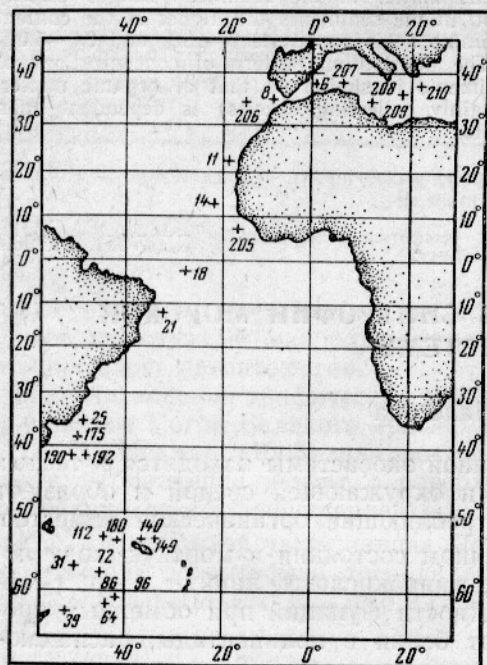


Рис. 1. Схема расположения станций, на которых взяты пробы для определения свободных и связанных растворенных аминокислот (ноябрь 1974 г. — май 1975 г.).

100 мл образца непосредственно в морских условиях. Метод основан на способности свободных аминокислот вступать в реакцию с 1-диметиламино-нафталин-5-сульфохлоридом (дансил-хлорид) и образовывать производные, флуоресцирующие с высоким квантовым выходом в видимой части спектра. Свободные аминокислоты определялись непосредственно после фильтрации пробы через мембранный фильтр с диаметром пор 0,45 м, валовое содержание — после гидролиза фильтрованной пробы 6 н. раствора HCl в течение 24 ч при температуре 105°C. По разности между валовым содержанием и свободными аминокислотами рассчитывали содержание связанных (белки, пептиды) аминокислот.

Пробы сестона в слое 0—100 м отбирали с помощью сети Джеди (диаметр входного отверстия 36 мм, газ № 61). Объем сестона измеряли при

помощи волюмометра Яшнова. В каждой пробе оценивали долю фитопланктона в процентах.

При измерении интенсивности продуцирования фитопланктона (Буркальцева, 1975) применяли радиоуглеродный метод Стимана-Нильсена в модификации Ю. И. Сорокина (Методическое пособие, 1960). Полученные результаты характеризуют продукционную способность фитопланктона в момент исследования.

Для получения представления о величине продукции фитопланктона за период от начала вегетации до момента исследования был проведен анализ распределения биогенных элементов и изменения их концентрации в эти сроки в водах моря Скотия.

Основываясь на данных о химическом составе планктонных организмов (Виноградов, 1944, Dietrich, 1966), Н. В. Аржанова (1974) рассчи-

тала, что на прирост 1 мг органического углерода (5,3 мг сухой массы) диатомовые должны потребить: азота — 0,133 мг (0,010 мг-атом), фосфора — 0,032 мг (0,001 мг-атом), кремния — 0,930 мг (0,033 мг-атом).

Проведя соответствующие расчеты, мы получили величину продукции фитопланктона, созданную за период от зимы до момента исследования в различных районах моря Скотия.

Для определения гидрохимических элементов в пробах морской воды использовались стандартные методики. Концентрацию кислорода определяли объемным методом Винклера. Степень насыщения вод кислородом вычисляли с помощью таблиц Карпентера. Концентрацию кремния в воде определяли по методу Динерта—Ванденбульке (Современные методы, 1973).

Результаты определений свободных и связанных аминокислот в водах Атлантического океана представлены в таблице. Анализ полученных данных показал, что наибольшие колебания концентрации растворенных аминокислот (связанные+свободные) происходят в слое 0—100 м, где органическое вещество создается фитопланктоном и поступает в воду в процессе метаболизма и частично в виде посмертных выделений.

Изменение концентраций растворенных аминокислот в слое 0—100 м отмечается как в пространстве, так и во времени, причем изменения в пространстве менее значительны, чем временные. Так, в весенний период по всей исследованной акватории концентрация растворенных аминокислот (средние значения) колебалась от 212 мкг/л в районе Южной Америки, до 315 мкг/л в тропической Атлантике и 330 мкг/л в море Скотия, т. е. менее чем в 2 раза. В море Скотия в течение года средние концентрации растворенных аминокислот изменялись почти в 4 раза и составляли для зимы 136 мкг/л, весны — 330 и для начала лета — 520 мкг/л.

В слое 100—1000 м, где РОВ морской воды формируется за счет посмертных выделений и органического вещества, поступающего из фотического слоя в процессе опускания поверхностных вод, но уже несколько трансформированного, концентрация растворенных аминокислот однородна по всей исследованной акватории. По нашим данным, их среднее содержание в слое 100—1000 м в водах моря Скотия 209 мкг/л, у берегов Южной Америки — 216, в Тропической Атлантике — 240 мкг/л.

Вклад свободных и связанных аминокислот в общую величину аминокислот неодинаков. Соотношение связанных и свободных аминокислот изменяется в широких пределах с глубиной, а также в течение года в эвфотической зоне. Это можно проследить на примере вод моря Скотия. В зимний период в поверхностных водах содержится в основном свободная форма растворенных аминокислот. Отношение связанных аминокислот к свободным изменяется от 0,2 до 0,7. Весной при общем увеличении абсолютных величин это отношение увеличивается до 2,4—4,5, в летний период — начинает уменьшаться и становится менее 2. Такое изменение концентрации свободных и связанных аминокислот и соотношения между ними в эвфотической зоне обусловлено жизнедеятельностью гидробионтов. Весной в период интенсивного фотосинтеза в воду в виде метаболитов поступают свободные и связанные аминокислоты, что ведет к увеличению их концентрации (рис. 2, станции 64, 72, 86, 96). Свободные аминокислоты, являясь блоками для построения более сложных органических соединений, активно потребляются из морской воды гидробионтами, связанные — накапливаются, вследствие чего отношение свободных аминокислот к связанным увеличивается до 2,4—4,5. Летом это отношение уменьшается и становится менее 2 (рис. 2, станции 144—180). На базе органического вещества, созданного фитопланктоном, интенсивно развиваются гетеротрофные микроор-

**Содержание связанных (1) и свободных (2) аминокислот (в мкг/л) и
отношение между ними (3) в водах Атлантического океана**

Глубина, м	Море Скотия																							
	станция 39, 19/XII 1974 г.			станция 31, 17/XII 1974 г.			станция 64, 25/XII 1974 г.			станция 72, 27/XII 1974 г.			станция 86, 30/XII 1974 г.			станция 96, 1/I 1975 г.			станция 144, 7/II 1975 г.			станция 180, 12/II 1975 г.		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
0	50	74	0,7	152	44	3,4	254	222	1,1	182	80	2,3	360	90	4,0	246	74	3,2	234	276	0,8	285	147	1,9
50	36	68	0,5	42	82	0,5	—	—	—	282	108	2,6	373	82	4,5	444	180	1,8	398	186	2,2	267	147	1,8
100	56	78	0,7	—	—	—	86	144	0,6	138	92	1,5	144	152	0,9	494	146	3,4	138	102	1,4	585	150	3,9
300	132	32	4,1	50	134	0,4	160	120	1,3	380	124	3,1	364	56	6,5	180	100	1,8	134	90	1,5	220	120	1,8
500	94	76	1,2	—	—	—	—	—	—	212	44	4,8	—	—	—	104	96	1,1	—	—	—	—	—	—
1000	136	60	2,7	22	102	0,2	—	—	—	120	48	2,5	—	—	—	100	78	1,4	—	—	—	—	—	—

Продолжение

Глубина, м	Район Южной Америки												Центральная Атлантика								
	станция 25, 15/XII 1974 г.			станция 175, 11/II 1975 г.			станция 190, 19/II 1975 г.			станция 192, 1/III 1975 г.			станция 11, 16/XI 1974 г.			станция 14, 20/XI 1974 г.			станция 21, 27/XI 1974 г.		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
0	138	114	1,2	26	164	0,2	61	104	0,59	20	225	0,1	125	164	0,7	118	150	0,8	332	52	6,4
50	187	110	1,7	125	76	1,9	138	102	1,4	—	—	—	218	42	5,1	182	171	1,2	—	—	—
100	405	105	3,9	58	122	0,3	252	60	4,2	12	138	0,1	155	11,6	1,2	164	138	1,2	254	152	1,7
300	165	105	1,6	—	—	—	189	76	2,5	130	60	2,2	168	100	1,7	142	160	0,9	20	140	0,1
500	166	68	2,4	—	—	—	—	48	—	179	21	8,5	—	—	—	152	182	0,8	—	—	—
1000	138	72	1,9	—	—	—	142	58	2,5	124	88	—	—	—	—	—	—	—	24	122	0,1

ганизмы (Ланская, Маркианович, 1960), которые, разлагая органическое вещество, синтезируют белок собственной клетки и выделяют в виде метаболитов в окружающую среду свободные аминокислоты и низшие пептиды, т. е. трансформируют органическое вещество.

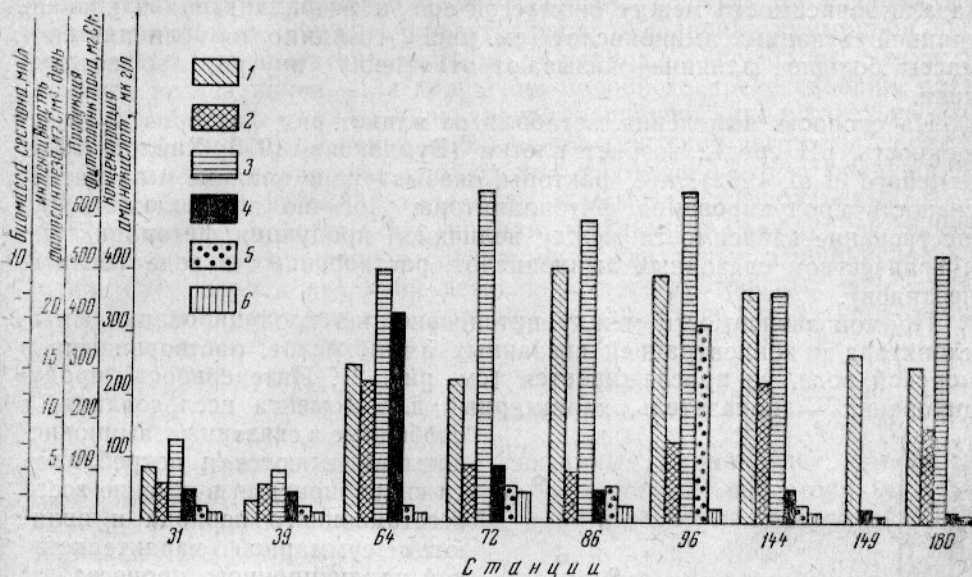


Рис. 2. Изменение концентраций свободных и связанных аминокислот, продукции фитопланктона, интенсивности продуцирования, биомассы зоо- и фитопланктона в водах моря Скотия (0—50 м) в декабре 1974 г.—феврале 1975 г.:

1 — связанные аминокислоты; 2 — свободные аминокислоты; 3 — продукция фитопланктона; 4 — интенсивность фотосинтеза; 5 — биомасса фитопланктона; 6 — биомасса зоопланктона.

В результате исследований, проведенных в Ирландском море, Райли и Сегар (Riley, Segar, 1970) установили, что концентрация свободных аминокислот изменялась в течение года незначительно по сравнению со связанными, максимальные количества которых наблюдались в период интенсивного развития фитопланктона. На основании этого они пришли к выводу, что более легко выделяются и потребляются в течение года связанные аминокислоты; свободные — менее доступны для гидробионтов и являются лишь переходной стадией в процессе деминерализации белков.

Наши исследования подтвердили связь высоких концентраций связанных аминокислот с интенсивным развитием фитопланктона и относительно небольшое изменение свободных аминокислот в течение года. Однако, на наш взгляд, свободные аминокислоты важны для жизнедеятельности гидробионтов, и именно активным участием свободных аминокислот в обмене экосистемы объясняются их постоянные концентрации. Этот взгляд подтверждают исследования гетеротрофной утилизации растворенного органического вещества, проведенные Вильямсом и Иеншем (Williams P. J. Le B., Jentsch, 1976), которые показали, что свободные аминокислоты обладают высокой оборачиваемостью. Таким образом, свободные аминокислоты являются одним из звеньев, через которые осуществляется синтрофная связь гидробионтов, составляющих экосистему.

Итак, свободные аминокислоты быстро используются сообществом для построения высокомолекулярных соединений, связанные (белки, пептиды) — накапливаются в водной толще до момента активного развития гетеротрофных микроорганизмов.

Ранее указывалось на связь высоких концентраций связанных аминокислот с развитием фитопланктона (Хайлов, 1971; Bohlig, 1972) и зоопланктона (Злобин с соавт., 1975).

Результаты исследований, проведенных нами в море Скотия, не показали зависимости между биомассой зоо- и фитопланктона и концентрацией связанных аминокислот (см. рис. 2). Видимо, на величину биомассы большое влияние оказывают отношения внутри трофической цепи.

На скорость выделения метаболитов влияет ряд факторов — освещенность, pH среды, возраст клетки (Бурлакова, 1970; Хайлов, 1971; Pritchard et al, 1962), т. е. факторы, оказывающие влияние и на интенсивность продуцирования фитопланктона. Логично предположить существование зависимости между величиной продукции фитопланктона и количеством связанных аминокислот, растворенных в воде (белков, пептидов).

Прямой зависимости между интенсивностью продуцирования фитопланктона и концентрацией связанных аминокислот, растворенных в морской воде, не прослеживается (см. рис. 2). Интенсивность продуцирования — показатель, характерный для момента исследования, а

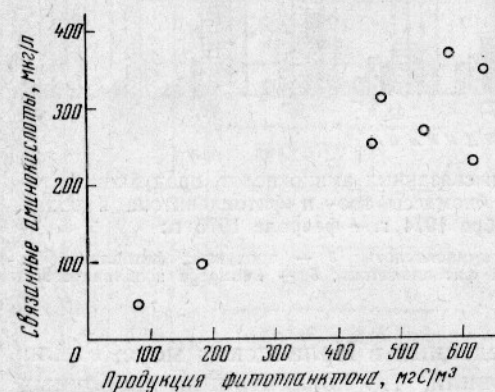


Рис. 3. Зависимость между концентрацией связанных аминокислот и продукцией фитопланктона.

свободные и связанные аминокислоты выделяются и потребляются гидробионтами в течение всего вегетационного периода и являются суммарной характеристикой продукционного процесса.

Результаты исследований показывают существование зависимости между величиной продукции фитопланктона и содержанием в воде связанных аминокислот (рис. 3). Для выявления характера этой зависимости экспериментальные данные, представленные на рис. 3, были математически обработаны по методу средней (Гунтер, Овчинский, 1970). При этом предполагалось,

что зависимость концентраций связанных аминокислот от величины продукции фитопланктона линейна и может быть описана выражением типа

$$A = kP + \epsilon,$$

где A — концентрация связанных аминокислот, мг/л;

P — продукция фитопланктона, мг С/л;

k — постоянный коэффициент, связывающий величину первичной продукции фитопланктона и концентрацию растворенных связанных аминокислот;

ϵ — фоновая концентрация связанных аминокислот в морской воде перед началом вегетации, мг/л.

Значения коэффициентов k и ϵ были рассчитаны путем решения систем уравнений, составленных на основании экспериментальных данных, полученных в море Скотия и соответствовали: $k=0,52$ и $\epsilon=5,3$.

Таким образом, аналитическая зависимость концентраций связанных аминокислот от величины продукции фитопланктона может быть описана как $A=0,52 P+5,3$.

Следует отметить, что рассчитанный нами коэффициент, связывающий величину первичной продукции фитопланктона и концентрации растворенных в морской воде связанных аминокислот, несколько завышен. Это объясняется тем, что величина продукции фитопланктона, рассчитанная по потреблению биогенных элементов, ниже реальной.

так как рассчитана по убыли биогенных элементов в слое фотосинтеза без учета их прямой регенерации. Но тем не менее полученная зависимость в общем виде может быть использована для водоема с сезонным ходом биологических процессов.

Благодаря выявленной зависимости по количеству выделенных метаболитов можно получить представление о величине суммарной продукции, созданной фитопланктоном за период от начала вегетации до момента исследования. Для получения подобного представления, пользуясь прямыми методами определения первичной продукции, необходимо провести многократные наблюдения в течение вегетационного периода, так как единичные наблюдения дают сведения о продукционной способности фитопланктона лишь в момент исследования.

Необходимо отметить, что прямая зависимость между величиной продукции фитопланктона и содержанием связанных аминокислот нарушается в период активной деятельности гетеротрофных микроорганизмов. Это характерно для тропических районов и для летнего сезона умеренных и высоких широт.

Выводы

1. Концентрация свободных и связанных аминокислот, растворенных в морской воде в слое 0—100 м, — величины непостоянные и так же, как и другие гидрохимические и биохимические показатели, претерпевают сезонные изменения.

Пространственное изменение концентраций растворенных аминокислот менее значительно, чем временное.

2. В слое 100—1000 м концентрации растворенных аминокислот однородны по всей исследуемой акватории.

3. В зимний период отношение связанных аминокислот к свободным меньше 1. В период развития фитопланктона оно увеличивается до 2,5—4 и может служить показателем активной фотосинтетической деятельности фитопланктона.

4. Свободные аминокислоты активно потребляются гидробионтами для построения высокомолекулярных соединений, вследствие чего их концентрации изменяются в течение года незначительно.

5. Связанные аминокислоты накапливаются в воде и их концентрация находится в зависимости от уровня продукции фитопланктона.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанова Н. В. Гидрохимия моря Скотия. — М.: ОНТИ ВНИРО, 1974, с. 1—64.
- Бурлакова З. П. Одноклеточные и многоклеточные водоросли — продуценты растворенного органического вещества в море. — В кн.: Химические ресурсы морей и океанов. М., 1970, с. 155—162.
- Буркальцева М. А. Первичная продукция фитопланктона в море Скотия. Экспресс-информация. — М.: ЦНИИТЭИРХ, 1975, сер. 9, вып. 3, с. 1—13.
- Виноградов А. П. Химический состав организмов моря. — Труды Биохимической лаборатории АН СССР, 1944, ч. 3, вып. 6, с. 1—273.
- Гунтер Р. С., Овчинский Б. В. Элементы численного анализа и математической обработки результатов опыта. — М.: Недра, 1970. — 286 с.
- Злобин В. С., Перлюк М. Ф., Орлова Т. А. Аминокислотный состав растворенного органического вещества в Атлантических водах. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 4, с. 643—647.
- Ланская Л. А., Маркианович Е. М. Влияние некоторых морских планктонных и бентосных водорослей на сапрофитные бактерии в условиях культур. — Труды Севастопольской биологической станции АН СССР, 1960, т. 13, с. 3.
- Ленинджер А. Биохимия. — М.: Мир, 1974. — 950 с.
- Методическое пособие по определению первичной продукции органического вещества в водоемах радиоуглеродным методом. — Минск: Белорусский гос. ун-т, 1960. — 47 с.

Налетова И. А., Полуяктов В. Ф. Определение комплекса органических соединений, содержащих аминный азот, в форме их ДНС-производных. — Океанология, 1976, т. XVI, вып. 3, с. 538.

Современные методы рыбохозяйственных морских гидрохимических исследований. — М.: Пищевая промышленность, 1973. — 183 с.

Хайлов К. М. Экологический метаболизм в море. — Киев: Наукова Думка, 1971. — 250 с.

Bohling M. Gelöst Aminosäuren in Oberflächenwasser der Nordsee bei Helgoland: Konzentrationsveränderungen im Sommer 1970. J. Mar. Biol. 1972, 16, N 4, p. 281.

Dietrich G. General Oceanography. Interscience. New York, 1966.

Jørgensen C. B., August Pütter, August Krogh, and modern ideal on the use of dissolved organic water in aquatic environment. Biol. Rev. BR CPAH, 1976, 51, N 3, p. 291—328.

Pritchard G. G., Griffin W. T., Whittingham C. P. The effect of carbon dioxide concentration, light intensity and isonicotinyl hydrazide on the photosynthetic production of glycolic acid by Chlorella. J. Exp. Bot. 1962, 13, N 1.

Riley I. P., Segar D. A. The seasonal variation of the free and combined dissolved amino acids in the Irish Sea. J. Mar. Biol. Assoc. U. K., 1970, 50, N 3, p. 713.

Williams P. J., Le B., Berman T., Holm-Mansen O. Amino acid uptake and respiration by marine heterotrophs. J. Mar. Biol. 1976, 35, N 1, p. 41.

Williams P. J., Le B., Jentsch. An examination of photosynthetic production excretion of photosynthetic products, and heterotrophic photosynthetic products and heterotrophic utilization of dissolved organic compounds with reference to results from a coastal subtropical sea. J. Mar. Biol. 1976, 35, N 1, p. 31.

The role of amino acids in syntrophism of the marine ecosystem

NALETOVA I. A.

SUMMARY

The content of dissolved (free and bound) amino acids in the 0—100 m layer is subject to seasonal and spatial fluctuations, but it is uniform in the 300—1000 m layer in the area investigated.

The ratio of free and bound amino acids in the Atlantic Ocean ranges from 0.5 to 4.5 and may be used as an index of the photosynthetic activity of phytoplankton.

It is ascertained that the content of bound amino acids is related to the level of phytoplankton production. The relationship is described by an equation of the first order and may be used for the assessment of phytoplankton production in the period from the vegetation season to the moment of assessment.

УДК 551.463(269.43)

О СООТНОШЕНИИ МЕЖДУ ВЕРХНИМ ПЕРЕМЕШАНЫМ СЛОЕМ И ЭВФОТИЧЕСКОЙ ЗОНОЙ В МОРЕ СКОТИЯ

Н. В. Аржанова

Развитие фитопланктона зависит от ряда условий, включающих не только наличие питательных солей, но и физические факторы среды — освещенность, температуру, оптические свойства, динамику, устойчивость вод. Одним из важных факторов, обуславливающих продолжительность вегетационного периода, считается количество солнечной радиации, поступающей в водную толщу. Активный фотосинтез, сопровождающийся приростом биомассы фитопланктона, может быть лишь в самом верхнем слое воды — эвфотической зоне. Толщина эвфотической зоны ограничена снизу глубиной положения компенсационной точки, характеризующейся такой освещенностью, при которой количество кислорода, выделяемого фитопланктоном в процессе продуцирования, равно его потреблению на дыхание. По данным различных авторов, ве-

личина солнечной радиации в компенсационной точке равна 0,04—0,18 кал/(см²·ч) и составляет в среднем около 1% поверхностной (Харвей, 1942; Моисеев, 1969; Steemann Nielsen, 1952; Steemann Nielsen et al., 1959).

В самой эвфотической зоне условия освещенности не одинаковы. Наибольшее количество света поступает в ее верхнюю часть, которую мы в дальнейшем будем называть слоем оптимальной освещенности. Способность фитопланктона адаптироваться к условиям освещенности является причиной больших колебаний величины солнечной радиации, оптимальной для развития фитопланктона.

Так, для тропических видов фитопланктона, обитающего в условиях высокой освещенности, оптимум солнечной радиации изменяется от 8 до 50 кал/(см²·ч); для фитопланктона умеренных и высоких широт — от 0,7 до 7,1 кал/(см²·ч) (Ryther, 1959; Burkholder et al., 1967; Очаковский и др., 1970; Харвей, 1948; Кабанова и др., 1974). В среднем величина нижнего предела оптимальной освещенности составляется для фитопланктона умеренных и высоких широт около 2 кал/(см²·ч) (пределы изменения 0,7—4,0 кал/(см²·ч) и характеризует нижнюю границу слоя оптимальной освещенности.

Толщина слоя оптимальной освещенности, как и глубина положения компенсационной точки, зависит от количества солнечной радиации, поступающей на поверхность моря, и от степени ее уменьшения по мере проникновения в одну толщу. Ослабление света с глубиной подчиняется закону Бугера

$$I_h = I_0 e^{-\gamma h},$$

где I_0 — освещенность непосредственно под поверхностью моря;

I_h — освещенность на глубине h ;

e — основание натурального логарифма;

γ — показатель вертикального ослабления света.

На основании величин солнечной радиации, поступающей в поверхностный слой воды в течение года (Атлас Антарктики, 1966), были произведены расчеты толщины эвфотической зоны и слоя оптимальной освещенности для различных широтных зон моря Скотия (табл. 1). Приведенные данные следует рассматривать в качестве ориентировоч-

Таблица 1

Толщина слоя оптимальной освещенности (h_0) и эвфотической зоны (h_k) в море Скотия (без учета ледового покрова)

Месяц	50°—55° ю. ш.			55°—60° ю. ш.			Южнее 60° ю. ш.		
	I_0 , кал/ (см ² ·ч)	h_k , м	h_0 , м	I_0 , кал/ (см ² ·ч)	h_k , м	h_0 , м	I_0 , кал/ (см ² ·ч)	h_k , м	h_0 , м
Январь	13	35	14,5	14	36	15,1	11	34	13,2
Февраль	13	35	14,5	14	36	15,1	10	33	12,5
Март	12	34	13,9	12	34	13,9	9	32	11,7
Апрель	8	31	10,7	6	29	8,5	6	29	8,5
Май	6	29	8,5	3	24	3,1	1	15	—
Июнь	5	28	7,1	3	24	3,1	3	24	3,1
Июль	7	30	9,9	3	24	3,1	2	21	0
Август	7	30	9,9	4	26	5,4	0	—	—
Сентябрь	8	31	10,7	7	30	9,9	4	26	5,4
Октябрь	12	34	13,9	14	36	15,1	8	31	10,7
Ноябрь	14	36	15,1	16	37	16,1	12	34	13,9
Декабрь	14	36	15,1	15	36	15,6	12	34	13,9

ных, так как в основу расчетов положены среднесеasonные величины поверхностной освещенности, характеризующие целые широтные зоны, а не конкретно море Скотия, для которого такие данные единичны. Кроме того, величины солнечной радиации — оптимальной и в компенсационной точке — могут варьировать и отличаться от принятых нами в связи со способностью природных популяций фитопланктона быстро адаптироваться к световым условиям. Надо учесть также, что толщина эвфотической зоны может быть меньше рассчитанной в период вспышки цветения фитопланктона, когда увеличивается его биомасса и вследствие этого затрудняется проникновение света в толщу воды. И все же расчетные величины оказались одного порядка с результатами, хотя и немногочисленными, инструментальными наблюдениями освещенности и первичной продукции в море Скотия (Буркальцева, 1976; Кабанова и др., 1974; El-Sayed, 1968), что позволяет признать справедливость произведенных расчетов и использовать полученные данные для дальнейшего анализа.

Итак, эвфотическая зона в море Скотия невелика — не превышает 37 м даже в период антарктического лета, но она существует в течение всего года севернее 60° ю. ш., а южнее отсутствует всего один месяц в году. Слой оптимальной освещенности составляет от $1/2$ до $1/8$ эвфотической зоны и также существует на большей части моря в течение всего года. В холодный период южная и юго-восточная части моря покрыты льдом, степень распространения и продолжительность существования которого зависят от климатических и метеорологических особенностей года. Наличие льда неблагоприятно сказывается на условиях освещенности под ним, так как лед может поглощать до 98% света, поступающего на поверхность. Вследствие этого количество солнечной радиации подо льдом резко сокращается и в подавляющем большинстве случаев меньше критической величины или равно ей ($0,02-0,14$ кал/(см²·ч), что исключает здесь в течение определенного времени интенсивное развитие фитопланктона. На большей же части моря Скотия условия освещенности благоприятны для интенсивного фотосинтеза в течение всего года.

Однако возможность прироста биомассы фитопланктона в столбе воды зависит не только от абсолютной величины солнечной радиации. Фитопланктон может пассивно перемещаться в результате вертикального движения воды вверх и вниз. Ограничивает перемещение фитопланктона вниз существующий в океане круглый год основной пикноклин, который является нижней границей верхнего перемешанного слоя — биотопа фитопланктона. «По-видимому, само существование фитоценоза обязано наличию основного пикноклина, так как он служит для фитопланктона своего рода дном, помогая ему удерживаться в верхнем освещенном слое» (Семина, 1974). В период хорошо развитого сезонного скачка плотности в результате прогрева поверхностных вод, что бывает в теплое время года в субантарктических и антарктических районах, значение основного пикноклина не так велико. В этом случае биотоп фитопланктона ограничен снизу сезонным слоем скачка плотности. Толщина верхнего перемешанного слоя меняется как в пространстве, так и во времени, часто значительно превышая толщину эвфотической зоны. Это имеет большое значение для развития фитопланктона. В случае превышения толщины перемешанного слоя эвфотической зоны часть клеток фитопланктона оказывается в условиях освещенности, неблагоприятных для фотосинтезирования, что приводит к снижению продукции фитопланктона в столбе воды. Соотношение между толщиной верхнего перемешанного слоя и эвфотической зоной во многом определяет интенсивность развития фитопланктона (Семина, 1974; Gran et al., 1935; Cushing, 1962; Sverdrup, 1953).

Толщина верхнего перемешанного слоя в море Скотия в холодный период зависит от глубины проникновения осенне-зимнего конвективного перемешивания, в теплый период — от глубины весенне-летнего прогрева. Нами произведен расчет его средней толщины в течение года для различных вод по широтным зонам и получена величина соотношения между толщиной слоя гомотермии и эвфотической зоны K и слоя оптимальной освещенности K_1 (табл. 2).

Таблица 2

Толщина слоя гомотермии (h_t , м) и соотношение между ним и толщиной слоя оптимальной освещенности ($h_t/h_o = K_1$) и эвфотической зоны ($h_t/h_k = K$)

Район	Показатели	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Субантарктические воды													
50—55° ю. ш.	h_t	25	52	68	80	159	—	256	238	—	218	49	50
	K_1	1,7	3,6	4,9	7,5	18,7	—	25,8	24,0	—	15,7	3,2	3,3
	K	0,7	1,5	2,0	2,6	5,5	—	8,5	7,9	—	6,4	1,4	1,4
Воды Циркумполярного течения													
Острова Южная Георгия	h_t	39	46	65	88	125	—	—	103	136	76	57	45
	K_1	2,7	3,1	4,7	8,2	14,7	—	—	10,4	12,7	5,3	3,8	3,0
	K	1,1	1,3	1,9	2,8	4,3	—	—	3,4	4,4	2,2	1,6	1,2
50—55° ю. ш.	h_t	50	48	67	78	—	—	—	138	111	105	70	53
	K_1	3,4	3,3	4,8	7,3	—	—	—	13,9	10,4	7,6	4,7	3,5
	K	1,4	1,4	2,0	2,5	—	—	—	4,6	3,6	3,1	1,9	1,5
55—60° ю. ш.	h_t	36	45	53	68	—	—	—	110	135	102	64	34
	K_1	2,4	3,0	3,8	8,0	—	—	—	20,4	13,6	6,8	4,0	2,2
	K	1,0	1,2	1,6	2,3	—	—	—	4,2	4,5	2,8	1,7	0,9
Воды моря Уэдделла													
Южнее 58° ю. ш.	h_t	35	39	60	100	—	—	—	—	82	100	81	69
	K_1	2,6	3,1	5,1	11,8	—	—	—	—	15,2	9,3	5,8	5,0
	K	1,0	1,2	1,9	3,4	—	—	—	—	3,4	3,2	2,4	2,0

Нами использованы данные Харта (Hart, 1942), дополненные в дальнейшем Н. М. Ворониной (1971), о сезонном количественном изменении фитопланктона в Антарктической области, вычисленные на основе измерения концентрации растительных пигментов в слое 50—0 м, для сопоставления с расчетными средними величинами K и K_1 (табл. 3, рис. 1).

Величина отношения перемешанного слоя к толщине эвфотической зоны (K) и к толщине слоя оптимальной освещенности (K_1) и количество растительных пигментов (Hart, 1942)

Единицы растительных пигментов	K		K_1	
	пределы изменения	среднее	пределы изменения	среднее
2900	0,9—1,1	1,0	2,4—2,6	2,5
2250	0,9—2,0	1,5	2,2—5,0	3,6
2000	1,1—1,9	1,5	2,7—4,7	3,7
1500	1,4—2,3	1,8	3,4—5,6	4,5
1000	0,9—1,4	1,2	2,0—3,3	2,8
750	1,6—2,7	2,0	3,8—5,7	4,8
700	1,5—2,4	2,0	5,2—8,0	6,6
500	2,5—3,2	2,8	7,3—7,6	7,4
300	3,4	3,4	10,2	10,2
250	3,6	3,6	10,4	10,4
150	2,8—4,5	3,4	6,8—15,2	10,6
000	4,2—4,6	4,4	13,9—20,4	17,2

Проведенное сопоставление позволило установить, что наибольшим величинам K и K_1 соответствуют минимальные концентрации растительного пигмента в воде (см. рис. 1). При уменьшении K_1 от его максимальной величины, равной 17, примерно до 11 не наблюдается заметного увеличения концентрации пигмента. Количество растительного пигмента в воде в этих пределах величин K_1 практически было равно нулю либо составляло незначительную величину. При уменьшении K_1 примерно до 10 начинается увеличение количества пигмента и в пределах величин K_1 от 10 до 5, а величин K от 4,4 до 2 прослеживается четкая обратно пропорциональная зависимость между количеством пигмента в воде и величинами K и K_1 . Величинам K_1 менее 5, а K менее 2 соответствуют максимальные количества растительного пигмента в воде. Однако изменение содержания его в этих пределах K и K_1 не связано какой-либо четкой зависимостью с изменением их величин.

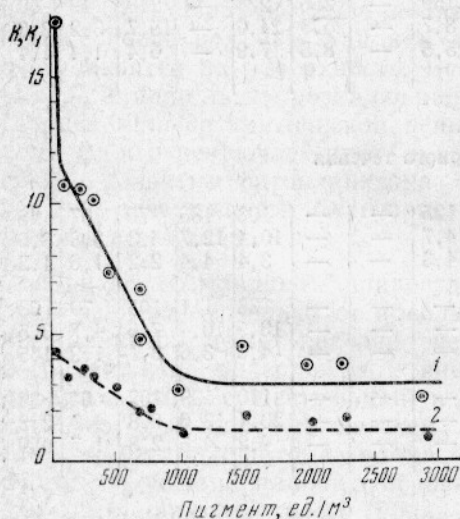


Рис. 1. Зависимость между концентрацией растительного пигмента в столбе воды (в ед./м³) и величинами соотношения между верхним перемешанным слоем, слоем оптимальной освещенности K_1 (1) и эвфотической зоной K (2).

Таким образом, самые неблагоприятные условия для развития фитопланктона создаются в тот период года, когда слой оптимальной освещенности составляет от всего перемешанного слоя менее его десятой доли (K_1 более 10) и увеличение биомассы фитопланктона в столбе воды исключено независимо от наличия прочих благоприятных условий. Начало увеличения биомассы фитопланктона приурочено к таким условиям, когда слой оптимальной освещенности составляет примерно десятую часть от слоя гомотермии ($K=10$).

Наиболее благоприятные условия для развития фитопланктона наступают в том случае, если слой оптимальной освещенности составляет

более $\frac{1}{5}$ ($K_1 \leq 2$) от слоя гомотермии. Интенсивность фотосинтеза в большей степени обусловлена теперь другими факторами, величины K и K_1 утрачивают свое первостепенное значение, хотя оно и не исключается полностью. Например, очевидно, что при прочих равных условиях деятельность фитопланктона более продуктивна, когда перемешанный слой соответствует толщине эвфотической зоны ($K=1$), чем в условиях, когда эвфотическая зона составляет половину перемешанного слоя ($K=2$). Итак, величины $K_1=5$ и $K=2$ мы можем принять за критерий для выявления периода года, когда для продуцирования фитопланктона создается наиболее благоприятное соотношение между слоем гомотермии и эвфотической зоной.

При рассмотрении изменения толщины верхнего перемешанного слоя, эвфотической зоны и слоя оптимальной освещенности, а также соотношений между ними в течение года для различных вод в море Скотия (см. табл. 2) удалось выявить основные черты, общие для всего моря в целом, а также некоторые отличия для отдельных его районов.

Как правило, перемешанный слой всегда больше слоя оптимальной освещенности ($K, K_1 > 1$). Самую незначительную часть от слоя гомотермии эвфотическая зона и слой оптимальной освещенности составляют в холодный период года. В это время в поверхностный слой воды поступает наименьшее количество солнечной радиации и компенсационная точка расположена наиболее близко к поверхности. Толщина эвфотической зоны и слоя оптимальной освещенности минимальна. В то же время охлаждение воды и связанный с этим процесс конвективного перемешивания способствуют значительному увеличению толщины перемешанного слоя. Это приводит к резкому увеличению соотношения между слоем гомотермии и эвфотической зоной и создает неблагоприятные условия для продуцирования фитопланктона, большая часть которого выносится за пределы хорошо освещенной тонкой эвфотической зоны. В этих условиях прирост биомассы фитопланктона в слое воды невозможен. Самые неблагоприятные условия создаются в субантарктических водах севернее зоны антарктической конвергенции (АК), K и K_1 здесь максимальны. Это обусловлено тем, что при незначительном изменении толщины эвфотической зоны по сравнению с водами Циркумполярного течения слой гомотермии зимой превышает таковой в водах Циркумполярного течения более чем в два раза (см. табл. 2).

Можно предположить, что и в водах моря Уэдделла южнее 58° ю. ш. эвфотическая зона составляет меньшую часть от верхнего перемешанного слоя, чем в водах Циркумполярного течения. К сожалению, данных о толщине слоя гомотермии в зимний сезон для южной части моря Скотия нет, и мы основываемся в своем предположении лишь на данных об условиях освещенности. В этих широтах количество солнечной радиации, поступающей на поверхность моря, снижается по сравнению с более северными районами, что в течение нескольких месяцев исключает существование слоя оптимальной освещенности, а эвфотическая зона, когда она имеется, тоньше, чем в водах Циркумполярного течения (см. табл. 2). Это независимо от толщины перемешанного слоя не может не способствовать некоторому увеличению K и K_1 .

В теплое время года, в весенне-летний сезон, в результате прогрева поверхностных вод возникает сезонный слой скачка плотности, ограничивающий более тонкий поверхностный слой воды. Одновременное увеличение поступающей на поверхность солнечной радиации вызывает более глубокое положение компенсационной точки и резкое уменьшение соотношений K и K_1 . Создаются благоприятные условия для развития фитопланктона, большая часть которого находится теперь в пределах хорошо освещенной толщи воды и при прочих благоприятных ус-

ловиях может успешно продуцировать. В районе севернее зоны АК, в субантарктических водах такие условия (K менее 10) создаются в ноябре и сохраняются на протяжении шести месяцев — по апрель включительно (см. табл. 2). Из них пять месяцев — с ноября по март — существует наиболее благоприятное для развития фитопланктона соотношение между толщиной верхнего перемешанного слоя, где обитает весь фитопланктон, и эвфотической зоной, где он интенсивно продуцирует ($K < 2$, $K_1 < 5$). Южнее зоны АК до 60° ю. ш. фитопланктон может активно продуцировать в течение семи месяцев — с октября по апрель, при оптимальных условиях — в течение пяти месяцев — с ноября по март. В водах моря Уэдделла, расположенных южнее 58° ю. ш., активный фотосинтез возможен в течение 6 месяцев — с октября по март. Оптимальные условия наступают примерно на месяц позже, в декабре, и заканчиваются на месяц раньше, в начале марта, по сравнению с более северными районами. Только в указанные периоды в море Скотия возможно интенсивное развитие фитопланктона даже при прочих благоприятных условиях. В области, покрываемой льдом, продолжительность этих периодов сокращается до полутора-четырех месяцев в году (рис. 2).

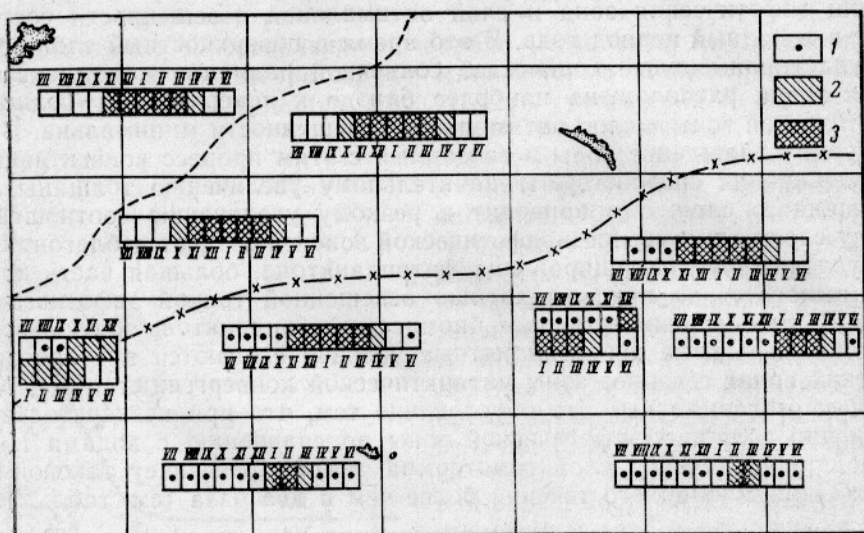


Рис. 2. Периоды времени, когда соотношение толщины верхнего перемешанного слоя и эвфотической зоны благоприятны для интенсивного развития фитопланктона (на рисунке заштрихованы):

- — — — — зона антарктической конвергенции (АК);
 —X—X—X— граница максимального распространения льда (Атлас Антарктики, 1966);
 1 — ледовый покров (Атлас Антарктики, 1966); 2 — K_1 от 5 до 10; 3 — $K_1 < 5$, $K < 2$ (оптимальные условия).

Сроки существования условий, благоприятных для развития фитопланктона, могут меняться в зависимости от климатических, гидрометеорологических и динамических особенностей года.

Выводы

1. Условия освещенности в море Скотия, за исключением области, покрытой в холодный период года льдом, благоприятны для интенсивного фотосинтеза в поверхностном слое воды в течение всего года. Эвфотическая зона невелика и даже в период антарктического лета не превышает 37 м.

2. Возможность интенсивного продуцирования фитопланктона определяется величиной соотношения между толщиной верхнего перемешанного слоя, где обитает весь фитопланктон, и эвфотической зоной, где он активно продуцирует.

3. Интенсивный фотосинтез возможен севернее зоны АК; в субантарктических водах с ноября по апрель, южнее зоны АК, в водах Антарктического Циркумполярного течения, — с октября по апрель, южнее 58° ю. ш., в водах моря Уэдделла, — с октября по март.

4. Оптимальные условия в субантарктических водах и водах Антарктического Циркумполярного течения существуют с ноября по март, в водах моря Уэдделла — с декабря до начала марта (до трех с половиной месяцев).

5. Наличие ледового покрова в южной части моря Скотия сокращает периоды вегетации фитопланктона до одного-четырех месяцев в году.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас Антарктики. — Л.; М.: ГУГК, 1966.
- Буркальцева М. А. Первичная продукция фитопланктона в море Скотия по материалам 14 рейса НПС «Академик Книпович». Экспресс-информация. Сер. Промысловая океанология. — М.: ЦНИИТЭИРХ, 1975, вып. 9, с. 1—11.
- Воронина Н. М. Годовой цикл планктона в Антарктике. — В кн.: Основы биологической продуктивности океана и ее использование. М., 1971, с. 64—71.
- Первичная продукция и хлорофилл «А»/[Ю. Г. Кабанова, В. И. Ведерников, Б. В. Коновалов, Л. Н. Андреева]. — Труды института Океанологии, 1974, т. 98, с. 9—29.
- Моисеев П. А. Биологические ресурсы Мирового океана. — М.: Пищевая промышленность, 1969. — 330 с.
- Очаковский Ю. Е., Копелевич О. В., Войтов В. И. Свет в море. — М.: Наука, 1970. — 173 с.
- Семина Г. И. Фитопланктон Тихого океана. — М.: Наука, 1974. — 236 с.
- Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря. — М.: Гос. изд. иностр. литер., 1948. — 223 с.
- Burkholder P., Burkholder Z., Almodovar Z. Carbon assimilation of marine Flagellate bloom in neretic waters of southern Puerto Rico. Bull. Mar. Sci. 1967, v. 17, N 1.
- Cushing D. H. An alternative method of estimating the ceiticac depth. J. Cons. Intern. Expl. Mer. 1962, v. 27, N 2, p. 131—140.
- El-Sayed S. Z. On the productivity of the southwest Atlantic Ocean and the waters west of the Antarctic Peninsula. Antarc. Res. Ser. Biology of the Antarctic Seas. 1968, v. 11, p. 15—17.
- Hart T. J. Phytoplankton periodicity in Antarctic surface waters. Disc. Rep., 1942, v. 21, p. 263—343.
- Gran H. H., Braarud T. A quantitative study of the phytoplankton in the Bay of Fundy and Gulf of Maine. J. Biol. Bd. Canada, 1935, v. 1, N 5, p. 279—467.
- Ryther J. H. Potential productivity of the sea. Sci. 1959, v. 150, N 3376.
- Steemann Nielsen E. The use of radio-active carbon (C^{14}) for measuring organic production in the sea. J. Cons. Intern. Expl. Mer. 1952, v. 18, N 2.
- Steemann Nielsen E. and Hansen V. G. Light adaptation in marine phytoplankton population and its interrelation with temperature. Phys. plant., 1959, v. 12, p. 353—370.
- Sverdrup H. U. On condition for the vernal blooming of phytoplankton. J. Cons. Intern. Expl. Mer., 1953, v. 18, N 3, p. 287—295.

On the ratio of the upper mixed layer and euphotic zone in the Sea of Scotia

ARZHANOVA N. V.

SUMMARY

The ratios of the depths of the upper mixed layer which is inhabited by phytoplankton, euphotic zone (K) and optimum illumination layer (K_i) where phytoplankton is intensively produced are shown for various areas in the Sea of Scotia. It is ascertained

that the phytoplankton biomass in mid-water is developed on condition the depth of the optimum illumination layer is not less than one-tenth of the total mixed layer. The optimum conditions for the development are observed when the depths of the euphotic zone and optimum illumination layer become equal to a half and one-fifth of that of the homothermal layer, respectively. Based on variations in the ratios found throughout a year certain periods of possible intensive photosynthesis in various areas of the Sea of Scotia have been ascertained.

УДК 551.463.8(261.4)

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗВЕШЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В ЗОНЕ КАНАРСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Б. Н. Варечкин

Исследования по определению взвесей в водах Канарского района, начатые сравнительно недавно, позволили получить ограниченные данные о содержании и составе взвешенных веществ. Взвесь, как правило, собирали на отдельных станциях или на небольших участках акватории с поверхности во время перехода судна. По этим материалам, количество взвеси в водах Канарского района, собранной методом ультрафильтрации, в различное время года колебалось от 0,5 до 5,6 мг/л (Кленова, 1962; Гордеев, 1963; Свиренко, 1970; Богданов, 1974; Лисицын, 1974; Лисицын и др., 1975; Kullenberg, 1974).

В настоящей статье приводятся новые данные о содержании взвеси и ее распределении в открытых водах Атлантического океана у берегов Северо-Западной Африки. Сбор проб взвешенных веществ был выполнен Т. А. Хачатуровой во время тринадцатого рейса НПС «Академик Книпович» (июль—сентябрь 1974 г.). Взвесь собирали на 69 станциях, кроме того, на банках Дасия и Сен была проведена микросъемка (по 10 станций на каждой банке) и сделаны суточные станции. Всего отобрано 611 проб, из них 102 пробы — с поверхности (рис. 1).

Пробы воды с поверхности отбирали пластмассовым ведром с носа судна, а с глубины — батометром объемом 5 л. Взвесь отделялась путем фильтрации воды через мембранные фильтры № 3 (диаметр пор 0,7 мк), предварительно обработанные и взвешенные по общепринятой методике (Лисицын, 1956). Для определения содержания взвеси фильтры высушивали до постоянной массы (при температуре не выше 50°С) и взвешивали на аналитических весах с точностью до 0,1 мг.

Известно, что в исследуемом районе принос обломочного материала в прибрежные воды с прилегающих областей материка крайне ограничен и меняется в течение года. За исключением рек на самом северном участке Марокко, остальные реки не имеют постоянного водостока. Пересыхая летом, они лишь в период дождей осенью и зимой, а также во время таяния снега в Атласских горах выносят некоторое количество терригенных частиц во взвешенном состоянии. Эти частицы разносятся течением вдоль берега, обогащая взвесью прибрежные воды. Кроме того, минеральные компоненты взвеси поступают в результате волновой абразии берегов. Часто наблюдаемая в Канарском районе сильная зыбь создает у берегов мощный прибой, усиливающий процессы абразии и, следовательно, увеличивающий количество минеральной части взвеси в шельфовых водах. Золотой вынос материала из пустынных районов Северо-Западной Африки является, по-видимому, основным постоянным источником поставки минеральных взвешенных частиц как в прибрежную, так и в открытую часть океана. Это подтверждается результатами последних работ американских ученых по определению состава и соотношения глинистых минералов во взвеси и

исследуемого района у мыса Кап-Блан. Образующийся здесь в августе подвижный океанический фронт, разделяющий южные и северные атлантические центральные водные массы, имеет протяженность более

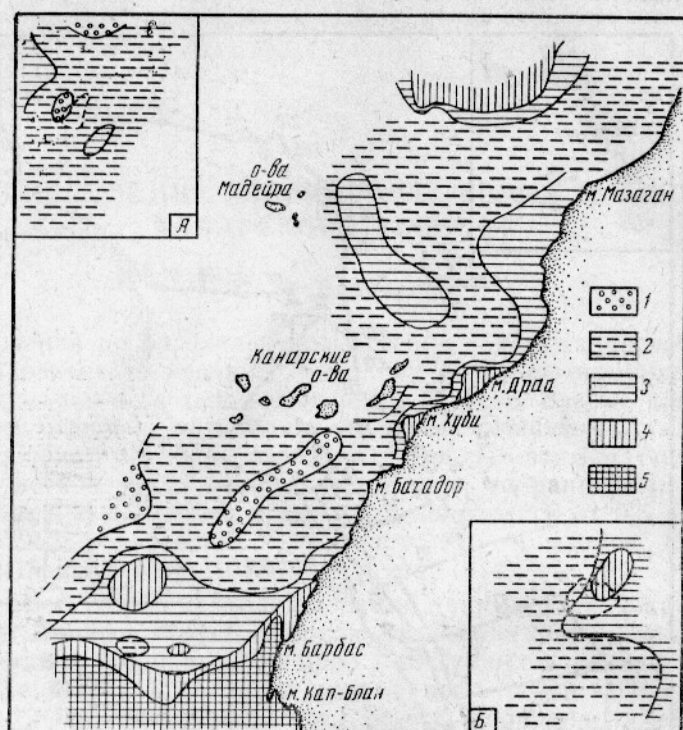


Рис. 2. Карта распределения взвеси в поверхностном слое (в мг/л):

А — в районе банки Сен; Б — в районе банки Дасия; 1 — < 1.0 ; 2 — $1.0-1.5$; 3 — $1.5-2.0$; 4 — $2.0-3.0$; 5 — > 3.0 .

300 миль к западу от берега. Он хорошо выражен как по данным гидрологических и гидрохимических наблюдений, так и по данным о величине концентрации и характеру распределения взвеси. Содержание взвеси в пределах фронтальной зоны изменялось от 3,0 до 6,2 мг/л, а среднее содержание составляло 4,4 мг/л. На север от зоны раздела двух водных масс количество взвеси резко уменьшалось и колебания по всему остальному району составляли от 0,7 до 2,7 мг/л при среднем содержании 1,5 мг/л. Таким образом, в пределах фронтальной зоны отмечены резкие горизонтальные градиенты содержания взвеси.

Вдоль всего побережья Северо-Западной Африки и вблизи Канарских островов количество взвешенного вещества несколько увеличивалось в результате поставки терригенного материала с суши и абразии берегов.

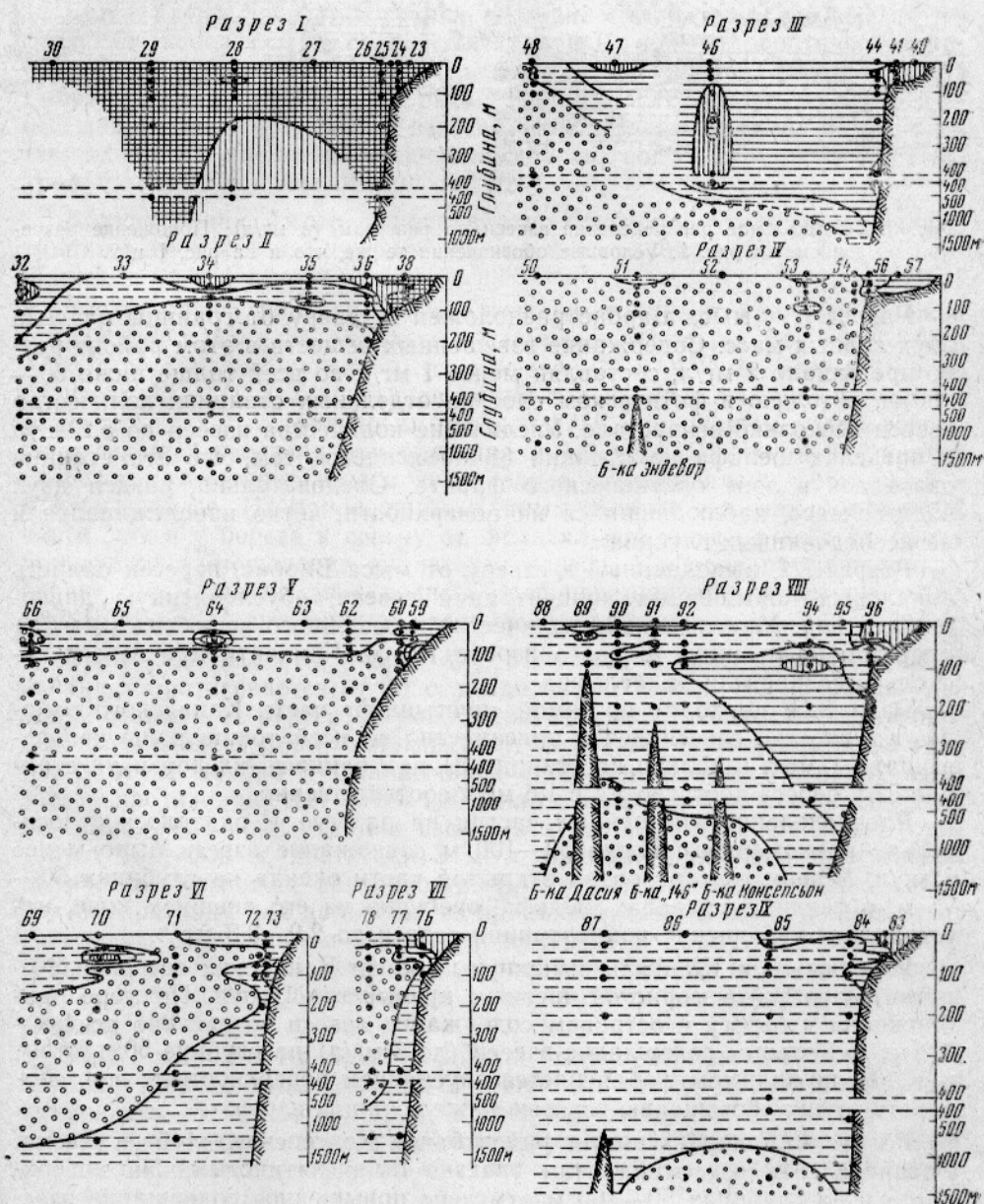
Подъемом глубинных вод, приводящим к бурному развитию фитопланктона, а следовательно, и к увеличению общего количества взвеси на фоне относительно равномерного распределения, объясняется формирование областей повышенных концентраций, отмеченных вблизи берега на широтах мысов Хуби и Драа, а также в открытой части океана к северу и югу от Канарских островов.

Пятно минимального содержания взвеси на поверхности, обнаруженное к югу от Канарских островов, совпадает с областью опускания вод (Мратов, 1971).

В северной части района в зоне банки Ампер и к востоку от нее количество взвеси возрастало до 2,0—2,5 мг/л, что определяется более благоприятными условиями для развития здесь фитопланктона.

Вертикальное распределение взвеси. Для анализа вертикального распределения взвеси рассмотрены данные разрезов, перпендикулярных (I—X) и параллельных (XI—XIV) побережью (рис. 3).

Разрез I проведен в пределах фронтальной зоны. Концентрация взвеси повсеместно до глубины 400 м превышала 2 мг/л. Особенно богаты взвесью воды шельфа у мыса Кап-Блан. На станциях 27 и 28 в открытой части океана хорошо виден подъем относительно бедных взвесью глубинных вод.



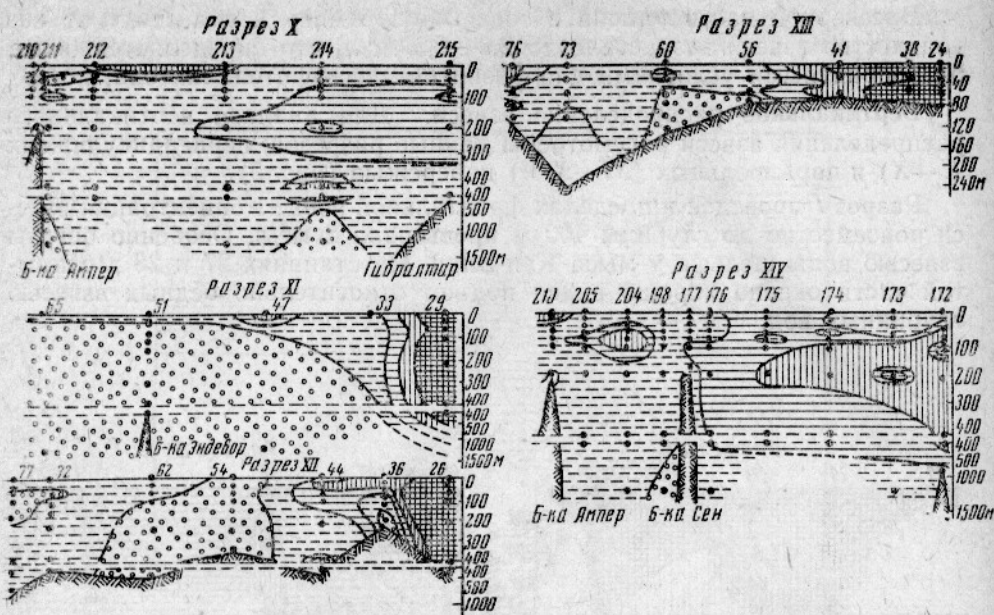


Рис. 3. Вертикальное распределение взвеси по разрезам (в мг/л): Положение разрезов см. на рис. 1. Условные обозначения те же, что и на рис. 1 и 2.

Разрез II у мыса Барбас расположен к северу от границы раздела двух водных масс. Содержание взвешенных веществ в этом районе редко превышало 2 мг/л, составляя менее 1 мг/л во всей толще ниже 50—250 м, и только в фотическом слое на отдельных станциях количество взвеси несколько возрастало. Увеличение количества взвеси до 5,2 мг/л в пределах шельфа на станции 38 объясняется тем, что эта станция оказалась в зоне океанического фронта. Следовательно, раздел двух водных масс, наблюдавшийся на поверхности, четко прослеживался и на исследованных глубинах.

Разрез III, выполненный к северу от мыса Барбас, пересек область локальных повышенных концентраций взвеси, обусловленную дивергенцией вод. Максимальное количество взвешенного вещества (3 мг/л) отмечено на станции 46 на горизонте 100 м. Концентрации взвеси несколько возрастали на шельфе.

Разрез IV проходил по самой «пустынной» части Канарского района. Количество взвеси почти повсеместно во всей толще воды не превышало 1 мг/л и только на станции 51 над банкой Эндевор и на станции 57 у берега достигло 1,4 и 1,6 мг/л соответственно.

Распределение взвешенных частиц на разрезе V оказалось относительно равномерным. Ниже 50—100 м содержание взвеси было менее 1 мг/л. В верхних горизонтах открытой части океана на глубинах 50—75 м, а также в пределах шельфа, особенно на его внешнем крае, наблюдалось увеличение концентрации взвеси до 2,9—3,3 мг/л.

Разрезы VI и VII были выполнены вблизи Канарских островов. Количество взвеси в мористой части не превышало 1 мг/л. По мере приближения к берегу и островам содержание взвеси возрастало до 1,6—2,2 мг/л. Большое содержание взвеси (до 3 мг/л) на глубине 50 м (станция 70), по-видимому, объясняется опусканием поверхностных вод, способствующих обогащению взвесью нижележащих слоев.

Разрез VIII характеризует район банок Консепсьон, «146» и Дасия. Распределение взвеси на этом участке было пятнистым. На поверхности и на глубинах 50—100 м отмечено повышенное содержание взвеси.

шенных частиц, на горизонте 25 м концентрация взвеси снижалась до 1 мг/л и менее. Над шельфом и материковым склоном отмечалось некоторое увеличение содержания взвеси.

Количество взвеси на разрезе IX повсеместно, от поверхности до глубины 1200 м, не превышало 1,5 мг/л, лишь на шельфе увеличивалось до 2 мг/л и более.

Самый северный разрез X охватывает зону от Гибралтара до банки Ампер. Вертикальное распределение взвеси здесь неравномерно. К западу от пролива Гибралтар на расстоянии 200 миль на глубинах 50—300 м протягивался «язык» повышенного содержания взвеси, обусловленный, видимо, проникновением вод Средиземного моря, обогащенных взвешенными частицами. Пятно повышенной концентрации взвеси с максимумом до 2,3 мг/л на глубине 400 м обнаружено непосредственно вблизи Гибралтара.

Еще в 1948 г. шведские ученые на судне «Альбатрос» и в 1960 г. английская экспедиция на судне «Дискавери II» при гидрооптических исследованиях наблюдали поток средиземноморских вод, выходящий из Гибралтара в Атлантический океан (Jerlov, 1953; Лисицын, 1974). Новые данные о распределении взвесей, очевидно, служат еще одним подтверждением воздействия средиземноморских вод на структуру вод Центрально-Восточной Атлантики.

Вблизи банки Ампер зафиксировано некоторое увеличение концентрации взвеси как на поверхности, так и на глубине 200 м над ее вершиной.

Вертикальное распределение взвешенных частиц вдоль побережья в пределах подводной окраины материка показано на разрезах XII и XIII, а в открытом океане — на разрезах XI и XIV. В северной части разрезов XI, XII и XIII концентрации взвешенных частиц составляют менее 1,0—1,5 мг/л. Только на разрезе XIII, проходящем у побережья, на отдельных участках они превышали 1,5 мг/л. В южной части этих разрезов содержание взвеси значительно увеличивалось, составив 5—6 мг/л и более. Из приведенных данных следует, что как в мористой части, так и у берега к северу от фронтальной зоны на всех глубинах происходило уменьшение количества взвеси. По мере приближения к берегу зона раздела двух водных масс перемещалась к северу, отражая BCB—3ЮЗ простирающие океанического фронта.

Субмеридиональный разрез XIV относится к более открытой части океана и протягивается от 30° с. ш. до банки Ампер. Несмотря на удаление станций от берега на расстояние 300 миль, содержание взвешенных частиц здесь достаточно высокое. В южной части разреза на глубинах от 25 до 500 м был выявлен слой повышенных концентраций взвеси протяженностью почти 250 миль в направлении с юга на север. Максимальные концентрации взвеси в этом слое, отмеченные на горизонтах 100—200 м, достигали 3 мг/л, превышая на всем протяжении количество взвеси на поверхности. Банка Сен, представляющая собой как бы преграду для дальнейшего проникновения на север водных масс с высоким содержанием взвеси, способствует подъему этих вод и обогащению взвесью поверхностных горизонтов. Между банками Ампер и Сен наблюдалось «облако» мути с максимумом взвеси 2,9 мг/л на горизонте 100 м.

На 30 станциях Канарского района были отобраны пробы взвеси на глубине 1200 м. Концентрация взвешенных частиц на этом горизонте изменялась от 0,5 до 1,3 мг/л, в среднем составляя 0,9 мг/л. Только вокруг Канарских островов и, очевидно, в самой южной части района в зоне океанического фронта среднее содержание взвеси превышало 1 мг/л.

С помощью микросъемок, проведенных на банках Дасия и Сен, выявлены некоторые особенности в распределении взвешенных веществ (см. рис. 2, А и Б). Поток водных масс, подходящий к банке Дасия с севера, а к банке Сен с юго-востока в соответствии с теорией М. Уда и М. Ишино (Uda, Jshino, 1958), приводил к подъему вод с «наветренной» и «подветренной» сторон этих банок. Вследствие локальных дивергенций, по-видимому, создавались благоприятные условия для развития фитопланктона, что в свою очередь приводило к увеличению концентрации взвеси.

На банке Дасия максимальное содержание взвеси как на поверхности, так и на глубине наблюдалось с «наветренной» стороны, достигая наибольшего значения 4,1 мг/л на станции 134, расположенной над ее северным склоном. Увеличение взвеси до 2,4 мг/л было отмечено и с противоположной стороны банки Дасия на станции 138. Интересно, что над самой вершинной частью банки на станции 89 обнаружено минимальное количество взвеси — 0,8 мг/л.

Распределение взвешенных веществ на банке Сен несколько иное. Наибольшее количество взвеси — 3,1 мг/л — наблюдалось в пределах склона на станции 182 с северо-западной «подветренной» стороны. С «наветренной» стороны незначительное увеличение взвеси отмечено лишь на некотором расстоянии от банки. Это хорошо согласуется с гидрологическими наблюдениями, по данным которых подъем глубинных вод происходил не по склону банки, а южнее и поднятые водные массы затем подходили уже к ее вершине.

Кроме того, в зависимости от глубины банок слой максимальных концентраций взвеси находился на различной глубине: в районе банки Дасия — 50—100 м, банки Сен — 50—200 м.

Отбор взвеси, проводившийся в течение суток через 4 ч в районах банок Дасия и Сен, выявил изменения ее концентрации на отдельных горизонтах во времени. Самые большие суточные колебания по содержанию взвеси, отмеченные на глубине 100 м, составляли 0,9 мг/л. Слой наиболее стабильных значений взвешенного вещества, в пределах которого колебания содержания взвеси равнялись 0,2 мг/л, наблюдался лишь у банки Дасия на глубине 50—75 м.

Выводы

1. Количество и распределение взвешенного вещества в зоне Канарского течения зависит в основном от гидрологического режима района и доставки эолового материала с материка. Максимальные концентрации взвеси обнаружены в пределах океанического фронта и в местах подъема глубинных вод как в открытой части океана, так и у берега.

2. Вблизи побережья в шельфовых водах отмечается некоторое увеличение количества взвеси, отражающее известную связь распределения взвеси с циркумконтинентальной зональностью.

3. Наибольшие концентрации взвеси приурочены, как правило, к верхнему слою (до 100 м). С глубиной количество взвешенных частиц обычно уменьшается. В местах опускания вод максимум взвеси отмечается не на поверхности, а на глубине — в слое скачка плотности.

4. Содержание и распределение взвеси над банками неоднородно. Максимальные концентрации взвеси наблюдаются над склонами банок с «наветренной» и «подветренной» сторон.

5. Суточные наблюдения свидетельствуют о значительных колебаниях количества взвеси на различных горизонтах во времени.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Ю. А. Взвесь в морской воде. — В кн.: Гидрофизические и гидрооптические исследования в Атлантическом и Тихом океанах. М., 1974, с. 242—258.
- Гордеев Е. Н. Количественное распределение взвеси в поверхностном слое воды в восточной части Атлантического океана. — ДАН СССР, 1963, т. 149, № 1, с. 181—184.
- Кленова М. В. Взвешенные вещества в Атлантическом океане как индикатор строения водной толщи. — Труды Института океанологии АН СССР, 1962, т. 56, с. 123—129.
- Мратов К. Я. Зоны поднятия и опускания вод Атлантического океана у Западной Африки. — Океанологические исследования, 1971, № 21, с. 97—106.
- Лисицын А. П. Методика изучения взвеси с геологическими целями. — Труды Института океанологии АН СССР, 1956, т. 19, с. 204—231.
- Лисицын А. П. Осадкообразование в океанах (количественное распределение осадочного материала). — М.: Наука, 1974. — с. 438.
- Взвешенные вещества в водах Атлантического океана/[Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Емельянов Е. М. и др.]. — В кн.: Осадконакопление в Атлантическом океане. Океанологические исследования. Калининград, 1975, с. 5—199.
- Свиренко И. П. Количественное распределение водной взвеси в Атлантическом океане (по данным 2-го рейса РТМ «Белогорск»). — Океанология, 1970, т. 10, № 3, с. 474—478.
- Behairy A. K., Chester R., Griffiths A. Y., Johnson L. R., Stoner J. H. The clay mineralogy of particulate material from some surface seawaters of the Eastern Atlantic Ocean. — Mar. Geol., 1975, vol. 18, p. M45—M56.
- Chester R., Elderfield H., Griffin J. J., Johnson L. R., Padgham R. C. Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. Mar. Geol. 1972, vol. 13, p. 91—105.
- Jerlov N. G. Particle distribution in the ocean. Reports of the Swedish Deep-Sea Expedition 1947—48, Physics and chemistry, 1953, vol. 3, No. 3, Göteborg, p. 73—97.
- Kullenberg G. The distribution of particulate matter in a northwest African coastal upwelling area. Suspended solids in the water. New York—London, 1974, p. 195—202.
- Schemainda, Nehring R. D., Schulz S. Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion 1970—1973. Geod. und Geophys. Veröff. 1975, B. IV, No. 16, 85 s.
- Uda M., Ishino M. Enrichment pattern resulting from eddy systems in relation to fishing grounds. J. Tokyo Univer. of Fish., 1958, vol. 44, No. 1—2, p. 105—129.

The distribution of suspended matter in the Canary current zone

VARECHKIN B. N.

SUMMARY

The results of the measurements of suspended substances in water and determination of their distribution pattern in the Canary current zone are presented. Samples were collected from the surface and deep layers by means of plastic bathometers and then ultrafiltrated. The heaviest concentrations of suspended matter were observed within the oceanic front area and upwelling in the open and inshore waters. The maximum concentration of suspended matter was found in the upper layer. The diurnal observations show that the content of suspended matter in various layers is subject to wide fluctuations with time.

УДК 551.462.6(261.5)

ЛАНДШАФТНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НА ПОДВОДНЫХ ГОРАХ ЦЕНТРАЛЬНО-ВОСТОЧНОЙ АТЛАНТИКИ

В. В. Федоров, В. В. Бадулин, И. В. Данилов, И. П. Зарихин

Мелкомасштабная пространственная изменчивость является характерной чертой подводного ландшафта. Изучение ее имеет практическую важность, поскольку одной из форм пространственной изменчивости

ландшафта является неоднородность распределения гидробионтов. Для исследования пространственной изменчивости основным методом в настоящее время является ландшафтное картирование с использованием подводных средств.

Изучение ландшафтов подводных гор в глубоководных областях океана началось сравнительно недавно. Новые данные были получены

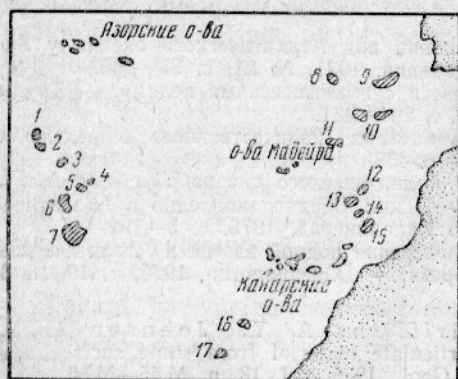


Рис. 1. Подводные горы Центрально-Восточной Атлантики:

- 1 — Атлантик; 2 — Фламинго; 3 — Плейто; 4 — Крюизе; 5 — Эрвинг; 6 — Йер; 7 — Грейт-Метеор; 8 — Жозефин; 9 — Горриндж; 10 — Ампер; 11 — Сен; 12 — Крузенштерн; 13 — Дасия; 14 — «146»; 15 — Консепсьон; 16 — Эндевор; 17 — Вендекрейс.

в 1973—1976 гг. в ходе океано-логических работ ВНИРО в Центрально-Восточной Атлантике на судах «Ихтиандр», «Хронометр», «Академик Книпович», «Профессор Месяцев». Исследовали вершины подводных гор Азорской группы в центральной части океана и гор Мадейро-Канарской группы, расположенных на материковом подножии Северо-Западной Африки (рис. 1). Для изучения ландшафтов подводных гор использованы материалы визуальных наблюдений в 48 погружениях подводного обитаемого аппарата «ТИНРО-2» и более 3 тыс. фотографий, полученных из аппарата и с помощью автоматических фотографирующих устройств (фотоавтоматов). Материалы подводных исследований

дополнены геоморфологическими и гидробиологическими данными, полученными с помощью традиционных методов.

Некоторые особенности рельефа, донных отложений и бентоса подводных гор Центрально-Восточной Атлантики описаны ранее (Горячев и др., 1975; Ильин, 1976; Лисицын и др., 1977; Heezen and Hollister, 1971; Laughton, 1963; Menzel, 1971; Pratt, 1963).

В настоящей работе делается попытка комплексного описания ландшафтов подводных гор.

Подводные горы Азорской группы. Расположенная к югу от Азорских островов группа включает крупные подводные горы — Атлантик, Фламинго, Плейто, Крюизе, Эрвинг, Йер и Грейт-Метеор, которые протягиваются в субмеридиональном направлении более чем на 360 миль. Преобладающие глубины дна океана составляют здесь 4000 м, подводные горы возвышаются над ними на 3600—3700 м. Район является краевой зоной Срединно-Атлантического хребта и удален от гребня на 250—400 миль, от Африканского континента — на 900—1200 миль.

На востоке район гор отделен от материкового подножия Северо-Западной Африки абиссальной равниной Мадейра с глубинами более 5000 м. Горы Азорской группы имеют форму усеченных конусов. В генетическом отношении они представляют собой вулканы (Ильин, 1976), вершины которых были срезаны абразией в третичное время. Минимальные глубины вершинных поверхностей гор колеблются от 250 до 500 м.

Наиболее крупная гора Грейт-Метеор простирается в меридиональном направлении на 26 миль и в широтном — на 17 миль. Наименьшая глубина 276 м. Центральная наиболее мелководная часть возвышается над краем вершины на 89 м. Амплитуда микроформ рельефа на вершине горы составляет 5—10 м в центральной части и 15—20 м в краевой. Переход от вершинной поверхности к склону довольно резкий и

располагается на глубинах 325—380 м. Склоны горы осложнены долинами и террасами, расположенными на глубине 350—650 м. Р. Прайт (Pratt, 1963) отмечает террасу на глубине 690 м. Склоны горы имеют наибольшую крутизну до 15° на глубинах 1000—2000 м, которая уменьшается в диапазоне глубин 2000—3000 м до 6° и в диапазоне глубин 3000—4000 м — до 2,5°.

Донные отложения вершинной поверхности и верхней части склонов горы Грейт-Метеор представлены среднезернистым фораминиферовым песком с примесью раковинок птеропод, обломков раковин двустворчатых моллюсков, кораллов. На фотографиях (Pratt, 1963) видно, что осадки на вершине горы имеют малую мощность и залегают несплошным покровом, наблюдаются обнажения известняков. На глубинах 860—1062 м на склонах горы сфотографирована базальтовая лава. На вершине горы бентос очень беден и представлен губками.

Гора Йер представляет собой узкий хребет с плоской вершиной, вытянутый в направлении с северо-запада на юго-восток на 40 миль. Гора поднимается с глубины 4000 м, имеет две вершины. Наиболее высокая часть горы — северо-западная (282 м); глубина юго-восточной вершины 599 м. Крутизна склонов в диапазоне глубин 500—2000 м в северо-западной части составляет 20—25°, в юго-восточной части — 6—8°.

Ландшафты вершины и склонов горы Йер различны. На вершинной поверхности горы сфотографированы крупномасштабные знаки ряби, длина волн которых составляет 80—100 см, высота — около 5 см. На пологих склонах знаков ряби прослеживаются продольные эрозионные бороздки и желобки вокруг обломков коренных пород. Эти формы рельефа свидетельствуют о больших скоростях придонных течений на вершинной поверхности, которые, возможно, достигают 60—70 см/с. Бентос на фотоснимках отсутствует. Обнажения коренных пород редки.

В верхних частях склонов горы обнажения известняков занимают более 50% поверхности дна. Резко увеличивается численность бентоса, представленного в основном губками *Calyx* sp., количество которых достигает местами 6 экз./м². На склонах наряду с живыми губками отмечено много отмерших, являющихся центрами карбонатной цементации.

Гора Эрвинг, расположенная в 120 милях к северо-востоку от горы Грейт-Метеор, имеет общее основание с горой Крюизе. Границей овальной вершины горы Эрвинг является изобата 300 м; минимальная глубина горы 259 м. Протяженность вершинной поверхности по меридиану 16,5 миль, по широте — 10 миль. Вершинная поверхность горы Эрвинг ровная, с небольшим уклоном (1—2°) от центра к периферии. Склоны имеют наибольшую крутизну в диапазоне глубин 300—700 м, особенно в юго-западной части горы (20°).

Фотоснимки вершины и склонов горы показывают в основном твердое, ровное дно, сложенное, очевидно, известняком или покрытое известняковыми корками. На вершине горы осадочный покров неоднороден: в центральной части — сплошной и сравнительно мощный, в периферийных частях — прерывистый и тонкий. На фотографиях центральной части вершины видны асимметричные знаки ряби с волнистыми гребнями, северной части — серповидные знаки ряби, южной части — илистое дно. Знаки ряби свидетельствуют о скоростях придонных течений не менее 30—40 см/с. Это значит, что наиболее интенсивной придонной гидродинамикой отличаются северная и восточная части горы, «наветренные» по отношению к поверхностному течению.

Бентос северной и восточной частей горы Эрвинг представлен неподвижными сестонофагами: кремнеуговыми губками, шаровидными асцидиями на длинных ножках, мелкими ветвистыми горгониевыми кораллами и мшанками. В юго-западной части на илисто-песчаных грунтах отмечены полихеты, собирающие вокруг нор органический детрит.

Численность бентоса минимальна в центральной части вершинной поверхности горы и несколько выше в ее краевых зонах. Отмечено качественное и количественное различие состава бентоса склонов северо-восточной экспозиции, «наветренных» по отношению к преобладающему поверхностному течению, и юго-западного «подветренного» склона. На «наветренных» склонах преобладают крупные формы — кремнероговые губки (рис. 2), асцидии; на «подветренных» — мелкие горгоние-

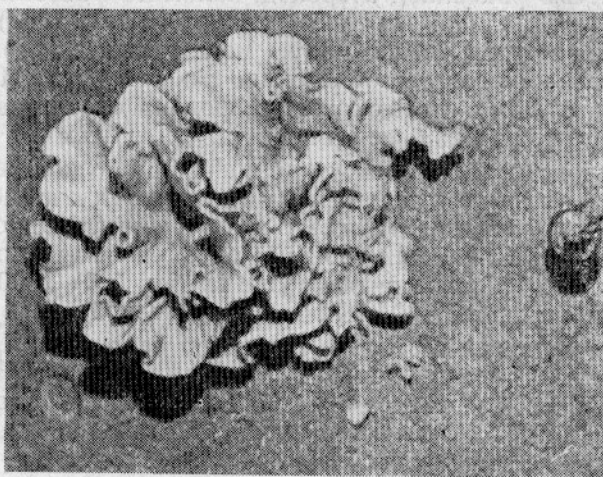


Рис. 2. Кремнероговая губка на восточном склоне горы Эрвинг. Глубина 495 м, координаты: 32° с. ш., 27° 55' з. д.

вые кораллы. Средняя численность бентоса на склонах северо-восточной экспозиции — 15—20 экз./м², на склонах западной экспозиции — 5—10 экз./м².

Горы Мадейро-Канарской группы. Группа этих подводных гор располагается в пределах материкового подножия Северо-Западной Африки и в глубоководных котловинах в районах островов Мадейра и Канарских. Наиболее детальные ландшафтные исследования проведены на горе Дасия, расположенной в 200 милях от Африканского побережья. Наименьшая глубина горы 86 м, размеры в пределах 1000-метровой изобаты: по меридиану 10 миль, по широте 12 миль. Крутизна склонов достигает 20°.

По визуальным наблюдениям из «ТИНРО-2», вершина и склоны горы имеют сложный микрорельеф. Большая часть вершины горы является известняковой ступенчатой равниной, наклоненной на северо-запад под углом 2°. Наиболее высокая часть вершинной поверхности — ступенчатый лавовый массив, поднимающийся над известняковой равниной на 15 м. На склонах горы отмечены оползни, скальные стены, овраги, отпрепарированные дайки. Осадочный покров сравнительно мощный (до 1 м).

Фотографирование и визуальные наблюдения показали большое разнообразие нанорельефа. В северо-западной части вершины развиты крупные продольные волны (рис. 3), которые, по Б. А. Шуляку (1970), создаются винтообразными потоками. Ориентировка продольных волн свидетельствует о преобладании придонного течения на 250°, что соответствует направлению Канарского течения с учетом правого вращения в слое трения. В восточной и южной частях вершины развиты преимущественно правильные асимметричные знаки ряби, небольшая длина

волны которых (12—15 см) указывает на умеренные скорости придонных течений. В западной части вершины следы воздействия придонных течений на грунте отсутствуют. Очевидно, в северо-восточной части горы Дасия, «наветренной» по отношению к Канарскому течению, про-



Рис. 3. Продольные волны в восточной части вершины горы Дасия. Направление придонного течения — справа налево (юго-западное). Глубина 110 м, координаты: 31°08' с. ш., 13°36' з. д.

исходит вынос тонких фракций осадка, а на склонах западной и южной экспозиций, а также в западной части вершины горы — их отложение.

Средняя биомасса бентоса, определенная по 20 дночерпательным пробам, составляет 1,1 г/м². Визуальные наблюдения дают основание полагать, что на участках развития песчаных осадков преобладают сестоноядные животные. Во время движения «ТИНРО-2» вблизи грунта были замечены высывающиеся из норок животные (полихеты?), жабрно-ловчий аппарат которых ориентировался на течение. Средняя численность животных, подсчитанная по фотографиям, — 10 экз./м². Обнажения коренных пород выделяются обильными поселениями на них крупных беспозвоночных. Бентос известняковых гряд и плит представлен горгониевыми (спиралевидными и сетчатыми), белыми одиночными, древовидными кораллами, мшанками. Лава базальтовой гряды покрыта розово-фиолетовым литотамнием, иногда встречаются древовидные кораллы *Dendrophyllia* sp. (рис. 4). Численность фауны известняковых грунтов 5 экз./м². Бедность фауны детритофагов, вероятно, связана с незначительным содержанием органического вещества в грунте (0,15 % $C_{орг}$) вследствие перебива осадков и выноса тонких фракций (содержание алевроита менее 10%, пелита — менее 3%).

На пологом западном склоне горы отмечены скопления крупных губок *Calyx* sp. Скальные уступы южного склона густо заселены корковыми губками, мшанками, гидроидами. В верхней части склонов горы Дасия выделяется пояс повышенной численности неподвижных сестонофагов, так же как и на горах Иер и Эрвинг.

На горе Дасия четко различаются ландшафты склонов различной гидродинамической экспозиции. Северо-восточные, «наветренные» склоны и части вершин отличаются наиболее интенсивной гидродинамикой и повышенной численностью бентоса. Несколько ниже скорости при-

донных течений и численность беспозвоночных в юго-западной, «подветренной» части горы. Наименьшей численностью донных животных характеризуются центральная и северо-западная части вершины горы. Возможно, что на илистых песках северо-западной части в условиях

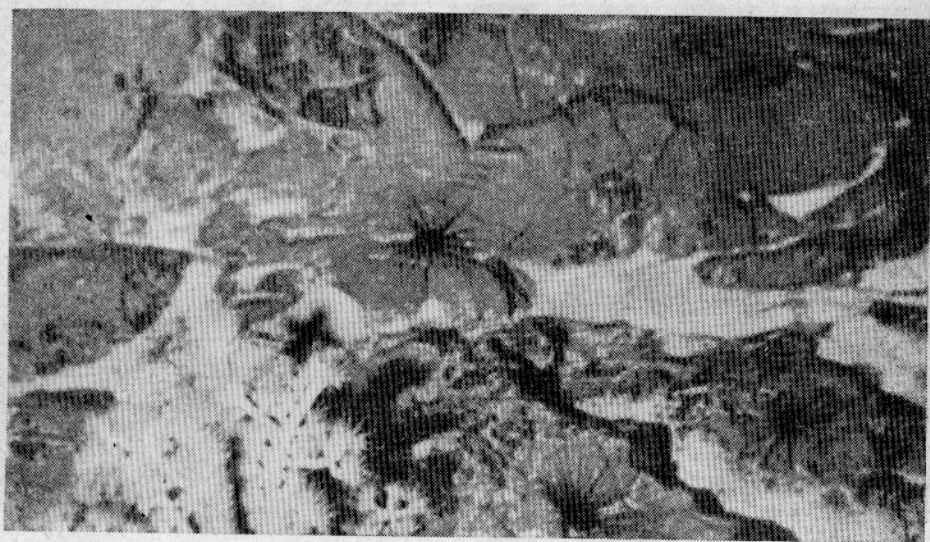


Рис. 4. Бугристая лава базальтовой гряды в восточной части вершины горы Дасия. Поверхность лавы покрыта литотамнием, в углублениях скапливается белый фораминиферово-водорослевый песок. На переднем плане:

древовидный коралл *Dendrophyllia* sp. и морские ежи *Diadema* sp. Глубина 95 м, координаты: 31°09' с. ш., 13°35' з. д.

слабой гидродинамической активности придонных вод преобладают детритофаги.

Ландшафты других подводных гор Мадейро-Канарского района имеют много общего. Вершинные поверхности гор Сен, «146», Консепсьон, Эндевор представляют собой ступенчато-грядовые известняковые плато, среди которых иногда поднимаются гряды, сложенные вулканическими породами (Сен, Эндевор). Покров рыхлых отложений тонок и прерывист. Знаки ряби свидетельствуют о воздействии на дно придонных течений умеренных скоростей. Некоторые данные об осадках и бентосе гор приведены в таблице.

На всех подводных горах подтвердились закономерности ландшафтной дифференциации, установленные на банках Йер, Эрвинг, Дасия. Б. В. Выхребенцев (Аронов и др., 1976) обратил внимание на концентрацию бентоса и придонных рыб в зонах обнажений коренных пород, назвав это явление «эффектом рифа». На некоторых горах (Эндевор) еще ярче проявляется эффект концентрации бентоса на скальных грунтах. Концентрация бентоса объясняется благоприятным для прикрепления субстратом, концентрация рыб связана с использованием в качестве убежищ трещин и каверн в коренных породах. В зонах обнажений коренных пород обитают не только крупные придонные рыбы (каменные окуни, морские налимы, мурены), но и мелкие пелагические рыбы (морской бекас, ставрида). Возможно, мелкие стаи пелагических рыб используют неровности рельефа дна как средство защиты. При обтекании течением скальных гряд пелагические рыбы предпочитают держаться в «подветренных» зонах гряд (наблюдения Б. В. Выхребенцева на горе Эндевор).

Гора	Глубина, м	Тип осадка	Сорг. %	Биомасса бентоса, г/м ²
Дасия	86	Крупный ракушечно-водорослевый песок	0,15	1,5
Сен	169	Средний фораминиферово-водорослевый песок	0,53	9,3*
«146»	229	Средний фораминиферово-птероподовый песок	1,1	—
Эндевор	262	Средний птероподово-фораминиферовый песок	—	1,2

* Данные из работы В. Н. Горячева и др. (1975).

Концентрация рыб в зонах грядового рельефа отмечена не только на подводных горах, но также и на банке Кампече, Маскаренском хребте и, естественно, на коралловых рифах. «Эффект рифа» — типичная форма проявления биоценотической неоднородности, сопряженной с литофациальной изменчивостью. Этот эффект широко используется во многих странах для увеличения рыбных запасов путем сооружения искусственных рифов в береговой зоне.

Проведенные исследования показывают, что преобладание неподвижных сестонофагов на вершинах подводных гор обусловлено сильными придонными течениями. На вершинных поверхностях гор из-за низкого содержания органического вещества в осадках отсутствуют зоны детритофагов. Вынос тонких фракций на склоны приводит к появлению в их верхних частях обильных поселений сестонофагов. Эта закономерность отчетливо проявляется на горах Йер, Эрвинг, Дасия, а, по данным В. Н. Горячева и др. (1975), также и на горах Ампер, Жозефин. Именно в верхних частях склонов подводных гор численность и биомасса бентоса наибольшие. Центральные части вершин гор отличаются, как правило, пониженной численностью и биомассой донных беспозвоночных.

Различия ландшафтов частей гор различной гидродинамической экспозиции связаны с особенностями циркуляции вод при обтекании течениями подножий дна. Модельные эксперименты показали, что над «наветренным» и «подветренным» склонами усеченного конуса возникают подъемы вод (Uda and Jshino, 1958). Подъемы вод, приводящие к выносу биогенных элементов в фотическую зону в определенных областях, вероятно, происходят и на подводных горах. Распределение взвешенных веществ на подводных горах подтверждает эту гипотезу. По данным Б. Н. Варечкина (настоящий сборник), наибольшее содержание взвеси на поверхности и в придонном слое наблюдается в северной («наветренной») стороне горы Дасия (4,1 мг/л). Увеличение содержания взвеси до 2,4 мг/л отмечено и в южной части горы, тогда как над ее центральной частью содержание взвеси минимально (0,8 мг/л). Биомасса планктона в северо-восточной части горы на 30—50% больше, чем в юго-западной части. Аналогичные результаты получены и на горе Сен. По этим данным, повышенную биомассу бентоса «подветренного» и особенно «наветренного» склонов и областей вершин, прилегающих к ним, можно объяснить распределением пищевого материала.

Таким образом, ландшафты подводных гор имеют много сходства и существенных различий. Наиболее значительными отличиями гор Азорской группы от Мадейро-Канарской следует считать более сильные

придонные течения и меньшую численность бентоса. Меньшая расчлененность рельефа обуславливает и более простую морфологическую структуру подводных ландшафтов.

Выводы

1. Важнейшим фактором, определяющим основные черты ландшафтов подводных гор, является динамика вод. Замедленная седиментация, связанная с сильными придонными течениями, обуславливает абсолютное преобладание в биоценозах сестонофагов.

2. Подъем глубинных вод в «подветренных» и «наветренных» частях гор приводит к повышению численности донной фауны в этих районах.

3. Вынос тонких фракций осадка на склоны приводит к формированию в их верхних частях пояса повышенной численности сестонофагов.

4. Мелкомасштабная пространственная изменчивость бентоса и придонных рыб определяется литофациальной изменчивостью.

5. Горы Азорской группы отличаются от Мадейро-Канарских гор более низкой численностью донных беспозвоночных, меньшей мощностью осадков и большими скоростями придонных течений.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

«ТИНРО-2» в океане/[М. П. Аронов, Б. В. Выхребенцев, И. В. Данилов, Н. В. Савченко]. — Природа, 1976, № 6, с. 86—89.

Горячев В. Н., Зевина Г. Б., Никитина Е. Н. Биоценозы банок района Канарских островов. — В кн.: Всесоюзная конференция по биологии шельфа. Тезисы докладов. Владивосток, 1975, с. 36—37.

Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. — М.: Наука, 1976. — 232 с.

Лисицын А. П., Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н. Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. — М.: Наука, 1977. — 256 с.

Шуляк Б. А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. — М.: Наука, 1971. — 400 с.

Heezen B. C. and Hollister C. D. The face of the deep. New York, Oxford Univ. Press, 1971, 659 p.

Laughton A. S. Microtopography. In: „The Sea“, vol. 3, 1963, p. 437—472.

Menzel H. Tiefseekuppen. Z. f. Geophysik, 1971, Bd. 37, N. 4, p. 595—626.

Praitt R. M. Great Meteor seamount. Deep—Sea Res., 1963, vol. 10, N 1, p. 17—25.

Uda M. and Ishino M. Enrichment pattern resulting from eddy systems in relation to fishing grounds. J. of the Tokyo Univ. of Fish., 1958, vol. 44, N 1—2, p. 105—129.

Landscape observations on underwater mounts of the Central East Atlantic Ocean

FEDOROV V. V., BADULIN V. V.,
DANILOV I. V., ZARIKHIN I. P.

SUMMARY

The characteristics of the structure of underwater landscapes of summit surfaces of mounts from the Atlantic-Great-Meteor and Madeira-Canary areas are considered. The comparative analysis indicates that the abundance of benthos is much lower in the former area than in the latter where a lower extent of water dynamics and higher abundance of bottom and species are noted. The edges of the summits and upper part of the slopes are characterized with a high abundance of bottom and species whereas benthos is scarce over the central parts of the summits. However the regularity is infringed in the Madeira-Canary area since immovable seston-eating species occur in great abundance over the centres of the summits cut with basaltic juts, particularly over rocky Endeavour mounts. Weather and leeward parts of summit edges are clearly seen. Both landscapes are rich with benthos.

ТИПЫ ПОДВОДНЫХ ГОР АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Б. Н. Котенев, И. П. Зарихин

В данной работе предпринята попытка выделить генетические типы гор в Атлантическом океане. По сравнению с другими в этом океане лучше изучено геологическое строение большинства островов, многих подводных гор, а также проведены полигонные исследования в целом ряде участков центральных районов. Последние показали, что в пределах горно-холмистого рельефа Срединно-Атлантического хребта (САХ), в зоне абиссальных холмов и некоторых океанических поднятий наряду с собственно вулканическими горами развиты горстово-вулканические, или рифтовые, горы. В зонах трансформных и других глубинных разломов обнаружены горы, образованные в результате внедрений интрузий ультраосновных и основных (офиолитовых) пород. В глубоководных котловинах и на подводных окраинах континентов обнаружены горы со сложным геологическим и тектоническим строением, претерпевшие несколько стадий развития. Их мы объединили в группу «возрожденных», или неотектонических, гор.

В качестве ведущих признаков при выделении типов гор нами использовались морфология и некоторые черты их геологического строения, отдельные данные по истории их развития. Подтипы гор различались по петрографо-геохимическому составу пород (для вулканических гор), приуроченности к определенным тектоническим структурам.

Вулканические горы. Строение и особенности распределения гор-вулканов наиболее изучены (Ильин, 1976; Кленова, Лавров, 1975; Котенев, 1976; Литвин, Руденко, 1973; Макдональд, 1975; Руденко, 1975; Emery Uchupi, 1972; Emery et al., 1975 а, в; Laughton et al., 1975; Mc Gregor, Krause, 1972; Ulrich, 1970; Uchupi et al., 1976). Полагают, что вулканических гор в Атлантическом океане свыше 1000 (Руденко, 1975). Они представляют собой чаще всего конусовидные поднятия округлой или эллипсоидальной формы в плане. По своему строению эти горы, видимо, аналогичны вулканам суши (Макдональд, 1975; Batiza, 1977). Крутизна их склонов более 10—15°. На отдельных участках, как показали визуальные наблюдения на горе Биэр (цепь Новоанглийских гор), могут встречаться уступы с уклоном до 80° (Emery, Uchupi, 1972). Простые вулканы, как правило, — небольшие однопиксовые поднятия, сложные вулканические образования состоят из двух-трех простых вулканов. Последние имеют большие размеры (горы Грейт-Метеор, Дискавери и др.). Если размеры основания простых вулканов достигают 10—20 миль, то сложных — 50—70 миль и более. Высота простых вулканов не превышает 2—2,5 км (исключение — гора Малый Грейт-Метеор), сложных — 3—5 км. Самый высокий вулкан океана остров Тринидади имеет высоту 6,1 км.

Как правило, в рифтовой зоне САХ преобладают простые вулканы иногда значительных размеров — остров Вознесения, остров Буве, гора Пик Конфедерасьон на полигоне 46° и др. На склонах САХ и в котловинах встречаются также сложные вулканы, преобладающие во многих вулканических цепях.

По строению вершин среди вулканических гор выделяются, как и в других океанах, островершинные вулканы иногда с небольшой кальдерой и плосковершинные, или гайоты. Существует мнение, что последние сравнительно редко встречаются в Атлантическом океане. Наши данные показывают, что гайоты широко распространены на склонах САХ и особенно в котловинах и несколько реже в рифтовой зоне. За редким исключением (например, гора Вима) все горы, имеющие глубины

менее 500—700 м, являются гайотами. Среди них в Атлантическом океане выделяется несколько разновидностей. Горы с почти ровной вершиной (горы Антон-Дорн, Грейт-Метеор, Атлантис, и др.), возможно, находятся в наиболее зрелой стадии развития. Они пережили этапы: эрозионного среза вершины (в ряде случаев срезана значительная часть вулкана до 2 км, как у горы Антон-Дорн), накопления мелководных карбонатных осадков, быстрого опускания, а в случае значительного погружения даже этап накопления глубоководных осадков (например, гора Биэр). Мощность осадочной шапки на горах этого типа колеблется от 50 до 600 м (Emery, Uchupi, 1972; Hinz, 1969; Jones et al., 1974).

Другой тип гайотов характерен для районов Канарских островов, острова Мадейры. Их вершины осложнены штокообразными куполами, которые представляют собой или абразионные останцы жерловых даек, или внедрения вязких кислых лав на заключительной стадии развития вулкана. Осадочный покров на вершинах этих гор имеет незначительную мощность.

Наконец, гайоты третьего типа встречаются в районе островов Св. Елены, Гоф, Тристан-да-Кунья. Для мелководных вершин этих гор характерны неровные вершинные поверхности, нередко с иглообразными поднятиями, скорей всего, внедрениями кислых вязких лав. Неровность дна вершины и, может быть, сравнительно недавняя вулканическая деятельность свидетельствуют о первой стадии развития этих гайотов (этап среза вершин). Не исключено, что возраст вершин этих гайотов плиоцен-плейстоценовый.

Наиболее изучено геологическое строение вулканических гор, возвышающихся над уровнем моря в виде островов (Baker, 1973; Emery et al., 1975; Uchupi et al., 1976). Нередко на островах поднимаются два или больше самостоятельных вулканических конусов. Г. Макдональд (1975) полагает, что основания вулканических островов сложены толеитовыми базальтами, которые формируют океанический фундамент. Геохимические исследования базальтов со склонов вулкана Пик Конфедерасьон (полигон 46° с. ш.) показали развитие толеитовых базальтов в нижней части склонов и их щелочных разностей, обогащенных калием и натрием в верхней части.

По составу лав вулканические острова (Baker, 1973) и мелкие горы-вулканы (Batiza, 1977) подразделяются на три основные группы. В первую входят острова, сложенные базальтовыми лавами, близкими к толеитовым, но уже обогащенными щелочами. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ высокое. По геохимическому составу они находятся близ границы, разделяющей щелочные базальты гавайского типа и толеитовые. П. Бейкер относит их к группе слабощелочных — переходных. Такой состав лав характерен для островов Вознесения и Буве в рифтовой зоне САХ.

Ко второй группе относятся острова в пределах склонов САХ (остров Св. Елены, остров Гоф, острова Тристан-да-Кунья, Азорские). Им присущ иной геохимический состав лав — они недонасыщены кремнием и умеренно обогащены щелочами, изменяясь от пикритов и анкарамитов до фонолитов и фонолитовых трахитов.

Третья группа — острова в глубоководных котловинах, особенно, в приматериковых их частях. Эти острова сложены лавами, для которых характерны очень низкие значения кремния, высокие концентрации щелочей. По петрографическому составу породы весьма разнообразны: от нефелинитов и базанитов, через тефриты, лимбургиты и оливиновые базальты до фонолитов. В ряде островов наряду с этими породами встречаются умеренно щелочные базальты и трахиты (острова Зеленого Мыса, острова Гвинейского залива, Фернанду-ди-Норонья).

Как установлено Р. Батизой (Batiza, 1977), сходный состав лав имеют невысокие вулканические горы особенно в верхних частях, не достигающие уровня моря.

Полагают, что различный состав лав на островах обусловлен глубиной расположения магматических очагов (Baker, 1973). Под горами первой группы магматические очаги находятся на глубине менее 35 км, а под горами третьей группы — 100 км и глубже. В этой связи обращает на себя внимание приуроченность наиболее крупных гор к склонам САХ и глубоководным котловинам.

Особого внимания заслуживает расположение выделенных групп гор на дне океана. Так, в рифтовой зоне САХ обычны одиночные простые вулканы. Наиболее крупные из них приурочены к местам ее пересечения поперечными разломами, в первую очередь трансформными. Таков вулканический остров Вознесения (van Andel et al., 1973), вулканы вдоль разлома Чарли-Джиббса (Vogt, Johnson, 1975), вулканы в рифтовой зоне к югу от желоба Романш (Кленова, Лавров, 1975).

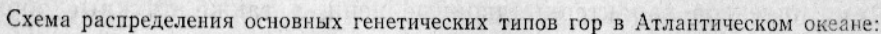
На склонах САХ вулканы сформированы в длинные линейные цепи до 300 миль, нередко расположенные под прямым углом друг к другу. Таковы горы Корнер (McGregor, Krause, 1972), группа гор Атлантис—Грейт-Метеор (Uchupi et al., 1976; Ulrich, 1970 и др.). Обращает на себя внимание резкая асимметрия в распределении вулканических гор. На западном склоне САХ кроме группы гор Корнер и одиночных вулканов типа горы Алтаир практически нет крупных скоплений гор. Почти 90% всех гор сосредоточены на восточном склоне, преимущественно на его поднятиях и выступах, где с хребтом смыкаются диагональные и субширотные структуры, нередко прослеживаемые от берега. Таковы горы на северо-западном окончании желоба Кинга, горы в рифте Терсейра, горы в районе острова Св. Елены, острова Гоф и Тристан-да-Кунья, горы северо-восточнее острова Буве. Эту связь гор с выступами склона объясняют мантийными подъемами и движением плит над ними (McGregor, Krause, 1972). Однако сам факт асимметрии пока не анализировался и причины, его вызвавшие, еще не ясны.

В глубоководных котловинах крупные горы образуют протяженные линейные комплексы, группирующиеся вокруг кольцевых, дугообразных и подковообразных структур (Котенев, 1977). Встречаются также крупные изометричные вулканические образования типа Рио-Гранде, Сьерра-Леоне.

Среди линейных вулканических комплексов выделяется несколько разновидностей по особенностям распределения вулканов. Так, крупные вулканические горы нередко с линейно-гнездовым расположением вулканов, связанные с линияментами типа Камерунского (Ильин, 1976; Emery et al., 1975 в), удалены друг от друга на 200—300 миль. К югу от Китового хребта помимо уже известных линияментов Кейп и Агульяс (Emery et al., 1975 а) нами (Котенев, 1977) установлены два крупных долготных линиямента на 8° в. д. и на 0° (рисунок).

Сходное распределение гор наблюдается в цепях гор Новоанглийских, Ньюфаундлендских и Гаусс. Здесь расстояния между горами не столь значительны, менее 100 миль, однако основания гор не сливаются (Emery, Uchupi, 1972; Uchupi et al., 1970; Ulrich, 1970). Местами для этих комплексов характерны двойные цепи, а также сложные образования из 3—4 вулканов.

Другой тип вулканических комплексов наблюдается у Северо-Восточной и Восточной Бразилии. Здесь горы либо имеют единый коколь, как субширотные восточнобразильские цепи гор, predetermined разломами, прослеживаемыми и на суше (Ильин, 1976), либо представляют собой гигантские вулканические хребты, местами двойные. Таков Северо-Бразильский хребет (Hayes, Ewing, 1970), заложенный или на



1 — материковый склон (а) и краевые плато в его пределах, а также мелководные участки (менее 1000 м) вулканических хребтов и поднятий (б), подводные конусы (в);

2 — абиссальные равнины; 3 — глубоководные желоба; 4 — контуры кольцевых, дуговых и подковообразных структур в глубоководных котловинах: *p* — Рокельская кольцевая структура, *t* — кольцо Торо, *tc* — кольцевая структура Тагус, *c* — Сен, *mk* — Мадейро-Канарская, *k* — Канская дуга (выделена предположительно);

5 — контуры САХ, в пределах которых развиты горстово-вулканические горы (рифтовые); зона абиссальных холмов включена в САХ; 6 — рифтовая зона с рифтовой долиной и наиболее вы-

сокими горстово-вулканическими горами; 7 — рифтовая зона в виде горстовидного поднятия, расширяющегося к Исландии и окаймленная V-образной цепью гор и крупных холмов (по данным Vogt, Johnson, 1975); 8 — разломы (в том числе трансформные); 9 — горы в зонах разломов (в составе приразломных хребтов);

III — вулканические образования:

10 — контуры океанических поднятий, хребтов, валов (типа Гвинейского хребта и Капского поднятия), вулканических комплексов с единым цоколем, а также крупных (сложных) вулканических гор из нескольких конусов в экваториальной и тропической зонах (последние даны знаком II);

11 — отдельные вулканические горы; 12 — цепи гор и крупных холмов к югу от плато Роккол-Хаттон (по данным Vogt, Johnson 1975);

IV — «возрожденные горы»:

13 — контуры неотектонических позднекайнозойских поднятий океанической коры с отдельными горами (а) или без них (б); то же в пределах хребта Шарко (Бискайский залив) (в); 14 — крупные одиночные горы неясного генезиса; 15 — горы, строение которых сходно с прилегающими краевыми плато.

продолжении разлома Романш, или вдоль края континента, ныне погруженного. Возможно, что хребет Китовый является разновидностью подобных комплексов, но претерпел более интенсивное воздействие аккумулятивных и тектонических процессов. Морфологические и геофизические данные не противоречат этому предположению (Emery et al., 1975 в).

Групповое или линейное распределение гор характерно для полого-склонных линейных (хребет Гвинейский) или изометричных (Циара, Бермудское) поднятий (Ильин, 1976; Emery, Uchupi, 1972; Emery et al., 1975 в). Заслуживает внимания Аргентинское поднятие, где, как и в пределах всей котловины, отсутствуют вулканические горы.

Многие горы в Восточной Атлантике характеризуются кольцевым или близким к нему расположением (Котенев, 1977). Намечается два типа размещения гор в этих комплексах: горы изолированы друг от друга или связаны между собой единым цоколем. Нами выделяются в котловинах Восточной Атлантики следующие комплексы: Рокольская кольцевая структура (см. рисунок), кольцо Торо, кольцевая морфоструктура Тагус, дуговые структуры в районе острова Мадейра и Канарских островов, подковообразные структуры Хоршу, Зеленого Мыса. Предположительно выделена Капская дуговая гетерогенная структура (см. рисунок). Геофизические данные и результаты геологических исследований (Laughton et al., 1975; Uchupi et al., 1976) показывают, что части котловин, заключенных в пределах этих комплексов, обладают аномальным строением не только коры, но и мантии. Возможная причина такого расположения гор, судя по аномальности строения земной коры, состоит в том, что в пределах Восточной Атлантики существует субдолготный пояс литосферы с целым рядом крупных выступов астеносферы. Последние, видимо, и обусловили высокую подвижность земной коры и интенсивный вулканизм.

На склонах САХ и в котловинах обнаружены небольшие одиночные вулканы, удаленные друг от друга на многие сотни миль. В одних случаях они приурочены к разломам, в других — такая связь пока не доказана (Batiza, 1977). Однако при этом следует помнить, что рельеф дна центральных районов океана все еще остается недостаточно изученным.

Анализируя распределение вулканических гор по океану в целом, можно отметить их приуроченность к определенным широтным поясам как в Западной, так и в Восточной Атлантике: 25—40° с. ш., 10° с. ш. — 20° ю. ш. Только на юге океана Капской вулканической области противостоит Аргентинская котловина без вулканов. Возможно, первую следует сопоставлять с вулканическими комплексами моря Скотия.

Горстово-вулканические (рифтовые) горы. Полигонные съемки в рифтовой зоне (Литвин и др., 1974; Johnson, Vogt, 1973; Rona et al., 1976; van Andel et al., 1973) на склонах САХ, а также на Бермудском поднятии (Emery, Uchupi, 1972) показали почти повсюду одинаковый

рельеф. Основной его формой являются линейные холмы (гряды) и горы (хребты) (Rona et al., 1976). Они обособляются друг от друга узкими и крутосклонными долинами. Обычно оси холмов и гор вытянуты вдоль САХ и разделены долинами, параллельными и поперечными оси САХ. Последние отражают в рельефе дна систему поперечных разломов, наиболее крупные из которых относятся к трансформным желобам-разломам. В различных районах расстояние между продольными и поперечными долинами существенно меняется (Vogt, Johnson, 1973). Размеры основания гор варьируют от 5×9 до 20—40 миль ($280—2700 \text{ км}^2$). В среднем площадь основания гор составляет около 1000 км^2 . Наиболее высокие горы этого типа приурочены к рифтовой зоне, где их относительная высота над дном рифтовой долины может достигать 3000 м. Однако относительные высоты большинства гор от 1000 до 2000 м.

По строению дна и составу пород, слагающих склоны и вершины, эти горы существенно отличаются от вулканических. В плане их контуры близки к прямоугольным. Склоны ступенчаты. Узкие террасы имеют обратные уклоны, что характерно для всех сбросовых склонов. Отдельные уступы, особенно в рифтовой долине, имеют среднюю крутизну до 70° . Привершинные и вершинные части гор имеют сложный рельеф за счет многочисленных холмов, гряд и пиков. Как дно рифтовой долины, так и вершинные части гор сложены толеитовыми базальтами. На склонах гор наряду с последними развиты метаморфизованные породы (метадиабазы, metabазальты), габбро, известняки. При этом на склонах, обращенных к рифтовой долине, развиты преимущественно свежие толеитовые базальты. Эти особенности морфологического и геологического строения показывают, что горы представляют собой горстовые блоки, видимо, сложенные в верхней части базальтами, нередко с прослоями осадочных пород, а в нижней — измененными и метаморфизованными породами (Пейве, 1975; Rona et al., 1976).

Наиболее высокие рифтовые горы приурочены к местам пересечения рифтовой зоны трансформными разломами. Относительная высота рифтовых гор неодинакова в западных и восточных частях зоны. Многие исследователи (Johnson, Vogt, 1973; Rona et al., 1976) обращают внимание на различную ориентацию поперечных долин в этих частях. В тех местах, где долины направлены под прямым или почти прямым углом к оси хребта, средний уровень гор выше на 500 м и более, чем там, где долины ориентированы под косым углом к оси хребта.

Когда рифтовая зона имеет вид горстовидного поднятия без осевой долины, как, например, северная часть хребта Рейкьянес, или с осевой долиной, как район Азорских островов, в ее пределах почти не развиты поперечные долины, и поэтому горстовых гор почти нет.

Поскольку основная часть центральных областей океана, где распространены горстово-вулканические горы, пока не изучена, трудно определить их количество, а также особенности распределения. По полигонным квадратам и отдельным хорошо изученным районам (Johnson, Vogt, 1973, Rona et al., 1976) в рифтовой зоне САХ на общей площади 120 тыс. км^2 нами подсчитано около 40 гор средней площадью основания около 1 тыс. км^2 . Площадь под основаниями гор составляет 20—30%, иногда до 50% общей площади полигонов. По этим данным, в рифтовой зоне насчитывается около 1000—1500 горстово-вулканических гор. На склонах САХ большая часть горстово-вулканических гор в силу заполнения долин осадочными породами перейдет в разряд холмов высотой 1000—1500 м, поэтому их количество на площади около 19 млн. км^2 не превысит 500—700.

Горы в зонах трансформных разломов. Вдоль желобов-разломов, по которым отдельные отрезки САХ смещены один относительно другого

на десятки и сотни миль, наблюдаются приразломные хребты. Сходные хребты обнаружены вдоль желоба Кинга, в восточной части Восточно-Азорского разлома — хребет Горриндж (Uchupi et al., 1976). Следует отметить, что такие хребты отмечены там, где величина смещения отрезков САХ значительна. При этом вдоль одних разломов, таких как Романш (Кленова, Лавров, 1975), Чарли-Джиббса (Vogt, Johnson, 1975), хребты наиболее четко выражены между смещенными частями рифтовой долины, в других, таких как Кейн ($15^{\circ}20'$ с. ш.), они выражены четко в рельефе дна океанических котловин и частично склонов САХ. Таковы хребты Ресечер, Барракуда (Peter, Westerbrook, 1976), хребет Кейн (Uchupi et al., 1975). В Гвинейском заливе, где трансформные разломы достигают материкового склона (Emery et al., 1975 в), видимо, развиты хребты типа Горриндж (см. рисунок).

Благодаря исследованиям последних лет изучена не только морфология этих хребтов, но и установлены некоторые особенности их геологического строения (Пейве, 1975). Хребты представляют собой узкие в основании (10—30 миль) асимметричные поднятия с относительной высотой от 3 до 5 км, протяженность их может достигать 300—500 миль. В пределах хребтов обособляются отдельные горы, линзовидные в плане, нередко с эшелонированным расположением. Некоторые горы (подводный цоколь острова Св. Павла) от основания до вершины сложены ультраосновными породами, строение других более сложно — наряду с офиолитовыми породами на склонах имеются выходы базальтов в основном в верхней части. Горы с глубинами менее 500—600 м являются гайотами, и для них характерны шапки мелководных осадочных пород (известняков, фосфоритов).

Количество этих гор в океане не превышает 100. Однако в экваториальной зоне океана они являются наиболее характерными формами морского дна (Ильин, 1976; Кленова, Лавров, 1975; Emery et al., 1975 в).

Возрожденные (неотектонические) горы. На склонах САХ, в котловинах и на подводных окраинах имеются подводные горы крупных размеров сложного строения и не всегда ясного генезиса. Можно выделить три разновидности этих гор, которые в дальнейшем, возможно, будут рассматриваться как самостоятельные генетические типы.

Так, крупные — до 60—70 миль в поперечнике — сводообразной формы возвышенности на поднятиях Туле и Азорско-Бискайском (см. рисунок), возможно, как и сами эти поднятия, образовались в результате положительных вертикальных движений океанической коры. Эти движения не укладываются в схему плитовой тектоники (Laughton et al., 1975). По-видимому, они отражают процессы взаимодействия разновозрастных блоков океанической литосферы. Юго-Восточная часть поднятия Сьерра-Леоне, по-видимому, имеет аналогичное происхождение.

Хребты Шарко в Бискайском заливе (Laughton et al., 1975), горы Барбадосского хребта (Peter, Westerbrook, 1975) представляют собой орогенные образования, возникшие в результате взаимодействия блоков литосферы, в первом случае — Иберийского полуострова и Бискайского залива, во втором — Карибского моря и Гвианской котловины. Аналогичные поднятия наблюдаются восточнее дуги Южно-Сандвичевых островов.

Горы к югу от плато Галисия, Порто, Виго, Орфан, банка Флемиш-Кап образованы при неравномерном опускании блоков земной коры подводной окраины (Emery, Uchupi, 1972; Laughton et al., 1975). Это горы коллапса.

В настоящее время трудно объяснить генезис крупных изометричных поднятий типа гор Арморикан, Корона в Бискайском заливе (см. рисунок). Возможно, это отражение в рельефе дна каких-то положительных структур литосферы кольцевого типа.

Выводы

1. В Атлантическом океане насчитывается не менее 2500 подводных гор с относительной высотой более 1000 м. Наиболее многочисленны (около 1500) горстово-вулканические (рифтовые) горы, распространенные в пределах САХ и на отдельных поднятиях. Они небольшой высоты, в среднем 1—2 км. Горы, разделенные поперечными и почти поперечными долинами, на 500—700 м выше, чем горы, разделенные косыми долинами. Особенности распространения этих гор изучены недостаточно.

2. Вулканические горы — наиболее высокие в океане. Их около 1000. Среди этих гор выделяются простые и сложные вулканы. По геологическому строению, по особенностям распределения можно различить три группы: в рифтовой зоне, на склонах САХ и в глубоководных котловинах. Отчетлива связь распределения гор с линейными структурами типа разломов, сводовых поднятий, а также с кольцевыми и дуговыми структурами. В океане выделяются широтные пояса с большим количеством вулканических гор в Западной и Восточной Атлантике. Существуют некоторые различия в распределении гор на западных и восточных склонах САХ. На восточном склоне сосредоточены наиболее крупные скопления вулканических гор. На крайнем юге Атлантики горы распределены неравномерно: их нет в Аргентинской котловине и много в Капской и к югу от нее.

3. Линейные цепи интрузивных гор, связанные с трансформными разломами, не столь многочисленны, как первые два типа, но в отдельных районах являются наиболее характерными формами морского дна.

4. Среди возрожденных гор в дальнейшем можно будет выделить ряд самостоятельных генетических типов: неотектонические поднятия на границах разновозрастных блоков океанической литосферы, орогенные горы и горы коллапса.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Ильин А. В. Геоморфология дна Атлантического океана. — М.: Наука, 1976. — 232 с.
- Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. — М.: Наука, 1975. — 458 с.
- Котенов Б. Н. Вулканические горы Атлантического океана. — В кн.: Вопросы промысловой океанологии Мирового океана. Тезисы докладов IV Всесоюзной конференции по промысловой океанологии. Мурманск, 1977. — 120 с.
- Литвин В. М., Марова Н. А., Руденко М. В. Геоморфология рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., 1974, т. III, с. 28—41.
- Литвин В. М., Руденко М. В. Распределение подводных гор в Атлантическом океане. — М.: ДАН СССР, 1973, т. 213, № 4, с. 944—947.
- Макдональд Г. Вулканы. — М.: Мир, 1975. — 431 с.
- Пейве А. В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. — Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.
- Руденко М. В. Подводные горы Атлантического океана. — Известия ВГО, 1975, т. 107, вып. 4, с. 95—98.
- Van Andel T. H., Rea D. K., von Herzen R. P. and Hoskins H. Ascension fracture zone, Ascension Island, and the Mid-Atlantic Ridge. GSA Bull., 1973, 84, 10, p. 1527—1546.
- Baker P. E. Islands of the South Atlantic. In „The Ocean Basins and Margins, the South Atlantic“. 1973, v. 1, p. 493—553.

- Batiza R. Age, volume, composition and spatial relations of small isolated oceanic central volcanoes. *Mar. Geol.*, 1977, v. 24, No. 3, p. 169—183.
- Emery K. D., Uchupi E. Western North Atlantic Ocean: topography rock, water, structure, life, and sediments. *AAPG, Memoir*, 1972, 17, 532 p.
- Emery K. D., Uchupi E., Bowin C. D., Phillips I., Simpson E., S. W. Continental margin off Western Africa: Cape St. Francis to Walvis Ridge (South-West Africa). *AAPG, Bull.*, 1975a, v. 59, 1, p. 3—59.
- Emery K. D., Uchupi E., Phillips J., Bowin C., Mascle J. Continental margin off Western Africa: Angola to Sierra Leone. *AAPG, Bull.*, 1975b, 59, 12, p. 2209—2265.
- Hayes D. E., Ewing M. North Brazilian ridge and adjacent continental margin. *AAPG, Bull.*, 1970, v. 54, 11, p. 2120—2150.
- Hinz K. The Great Meteor Seamount results of seismic reflection measurements with a pneumatic sound source and their geological interpretation. *Meteor. Forsch.*, C., 1969, 6, 2, 63—77.
- Laughton A. S., Roberts D. G., and Graves. Bathymetry of the North-east Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to Southwest Europe. *Deep-Sea Res.*, 1975, 22, 12, p. 291—810.
- Johnson G. L., Vogt P. R. Mid-Atlantic Ridge from 47° to 51° N. *GSA Bull.*, 1973, 84, 10, p. 3443—3462.
- Jones E. J. W., Ramsay A. T. S., Preston N. J., Smith A. C. S. A cretaceous guyot in the Rockall trough. *Nature*, 1974, 251, 5471, p. 129—131.
- McGregor B. A., Krause D. C. Evolution of the sea floor in the Corner seamounts area. *J. Geoph. Res.*, 1972, 77, 14, p. 2526—2534.
- Peter G., Westerbrook G. K. Tectonic of southwestern North Atlantic and Barbados Ridge complex. *AAPG, Bull.*, 1976, 60, 7, p. 1078—1106.
- Rona P. A., Harbison R. N., Bassinger B. G., Scott R. B., Nalwalk A. J. Tectonic fabric and hydrothermal activity of Mid-Atlantic Ridge crest (lat. 26° N). *GSA Bull.*, 1976, 87, 5, p. 661—674.
- Uchupi E., Emery K. D., Bowin C. O., Phillips J. D. Continental margin off Western Africa. Senegal to Portugal. *AAPG, Bull.*, 1976, 60, 5, p. 809—878.
- Ulrich J. Geomorphologische Untersuchungen an tief Seakuppen in nordatlantischen Ozean. *Verhandl. Dt. Geogr.* 1970, 37, p. 367—378.
- Vogt P. R., Johnson G. L. Transform faults and longitudinal flow below the Midoceanic Ridge. *J. Geoph. Res.*, 1975, 80, 11, p. 1399—1428.

Types of underwater mounts in the Atlantic Ocean

KOTENEV B. N., ZARIKHIN I. P.

SUMMARY

There are about 2500 underwater mounts in the Atlantic Ocean. Mounts of rift and volcanic origin are predominant (90%). Volcanoes from the rift zone, slopes of the Mid-Atlantic Ridge and deep-sea basins are marked out among the latter group as to the structure and distribution pattern. There are more volcanoes on the east slope than on the west slope. Mounts forming linear chains along the transform fracture zones are rather scarce. Mounts of various genetic nature are referred to "revived" mounts. This group includes such types of mounts as Barbados Ridge and arch-like mounts on the Azore-Biscay elevation. Mounts (Porto, Vigo, Orphan etc.) formed in the course of the development of the underwater margin or collapse mounts are also referred to the group.

УДК 551.352(265.518)(261.244)

О СОДЕРЖАНИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В НАТУРАЛЬНЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ (НА ПРИМЕРЕ БЕРИНГОВА МОРЯ И РИЖСКОГО ЗАЛИВА)

Е. М. Заславский

Количество органического вещества донных осадков, служащего пищей донным беспозвоночным, является одним из важнейших экологических факторов, определяющих количественную сторону развития зообентоса. Однако в экологическом аспекте известные способы выраже-

ния содержания органического вещества в осадках мало пригодны, так как не характеризуют природную среду обитания организмов.

Содержание органического вещества в донных осадках принято выражать в расчете на сухой осадок обычно в весовых процентах. Натуральные донные осадки как среда обитания организмов представляют собой водно-твердофазную систему. При этом соотношение воды и твердой фазы варьирует в очень широком диапазоне. В зависимости от степени дисперсности отложений вода может составлять от 20—30% (по массе) в песках и до 70—90% в глинистых илах. В силу этого отложения, характеризующиеся при расчете на сухой осадок одинаковым содержанием органического вещества, в природной обстановке могут содержать различные его количества. И наоборот, осадки, различающиеся содержанием органического вещества при расчете на твердую фазу, в природной обстановке могут содержать одинаковые его количества (табл. 1).

Таблица 1

Содержание органического вещества в натуральном осадке в зависимости от его влажности и количества органического вещества при расчете на сухой осадок

Содержание $C_{орг}$ в сухом осадке, %	Содержание $C_{орг}$ в натуральном осадке при влажности, %				
	80	70	60	50	40
0,5	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3
1,0	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
2,0	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2
3,0	0,6	0,9	1,2	1,5	1,8

Из данных табл. 1 видно, что осадок, содержащий 3% $C_{орг}$ при пересчете на твердую фазу, в зависимости от влажности в природной обстановке содержит от 1,8% $C_{орг}$ (при влажности 40%) до 0,6% $C_{орг}$ (при влажности 80%), в то же время 0,6% $C_{орг}$ содержится в натуральных осадках как при 70% влажности и 2% $C_{орг}$ в расчете на сухой осадок, так и при 40% влажности и 1% $C_{орг}$ в расчете на сухой осадок.

Процентное содержание органического вещества в натуральных (влажных) осадках прямо пропорционально его содержанию в расчете на твердую фазу и обратно пропорционально влажности осадка. Оно может быть рассчитано по формуле

$$K_n = \frac{K_c (100 - W)}{100},$$

где K_n — содержание $C_{орг}$ в натуральном (влажном) осадке, весовые проценты;

K_c — содержание $C_{орг}$ в сухом осадке, весовые проценты;

W — содержание воды в натуральном осадке, весовые проценты.

Но весовые отношения — это не единственная, а в экологическом отношении и не самая важная размерность, которой можно охарактеризовать содержание органического вещества в осадках. Более важным с этих позиций было бы вычисление абсолютных масс органического вещества, т. е. запасов пищи зообентоса в единице объема натурального осадка, в слое заданной мощности, на 1 м² поверхности дна.

В зависимости от влажности осадков количество твердой фазы в единице объема натурального осадка меняется в значительных преде-

лах. Если принять плотность твердой фазы $2,5 \text{ г/см}^3$, то в 1 см^3 натурального осадка 80%-ной влажности содержится всего $0,25 \text{ г}$ твердой фазы, а в осадке 30%-ной влажности — $1,2 \text{ г}$. Естественно, что если эти осадки и будут в расчете на твердую фазу содержать одинаковое количество органического вещества, то в единице объема натурального осадка содержание органического вещества окажется существенно различным (табл. 2).

Таблица 2

Абсолютное содержание органического вещества в натуральных осадках в зависимости от их влажности и количества $C_{\text{орг}}$ в расчете на сухой осадок

Содержание $C_{\text{орг}}$ в сухом осадке, %	Сорг в натуральном осадке (мг/см ³ или г/м ² поверхности дна) при влажности натурального осадка, %				
	80	70	60	50	40
0,5	1,15	1,80	2,65	3,55	4,70
1,0	2,3	3,60	5,30	7,10	9,40
2,0	4,60	7,20	10,60	14,20	18,80
3,0	6,90	10,80	15,90	21,30	28,20

Например, осадок 40%-ной влажности с содержанием 1% $C_{\text{орг}}$ на сухое вещество в естественной обстановке может содержать органического вещества больше, чем осадок с 3% $C_{\text{орг}}$ на сухое вещество, но 80%-ной влажности. Содержание органического вещества K_n в мг в единице объема (см^3) натурального осадка можно рассчитать по следующей формуле:

$$K_n = \frac{K_c (100 - W) 10}{W + \frac{100 - W}{2,5}},$$

где $2,5$ — плотность твердой фазы осадка, г/см^3 .

Значительный интерес в экологическом аспекте представляют сведения о запасах органического вещества в определенном слое натурального осадка или о количестве органического вещества, приходящегося на 1 м^2 слоя натурального осадка. Количество органического вещества K_n (в г), находящегося под площадью в 1 м^2 слоя осадка заданной мощности, можно определить либо исходя из его содержания в 1 см^3 натурального осадка, либо непосредственно по исходным данным — K_c и W (в %)

$$K_n = \frac{K_c (100 - W) h \cdot 1000}{W + \frac{100 - W}{2,5}},$$

где h — мощность рассматриваемого слоя осадка, см.

Если в этих расчетах мощность слоя принять равной $0,1 \text{ см}$, то получим количество органического вещества, приходящегося на 1 м^2 поверхности дна, выраженное в г/м (см. табл. 2).

Очевидно, что рассматриваемые показатели более объективно характеризуют среду обитания донных организмов, чем выражение содержания органического вещества в процентах на сухой осадок.

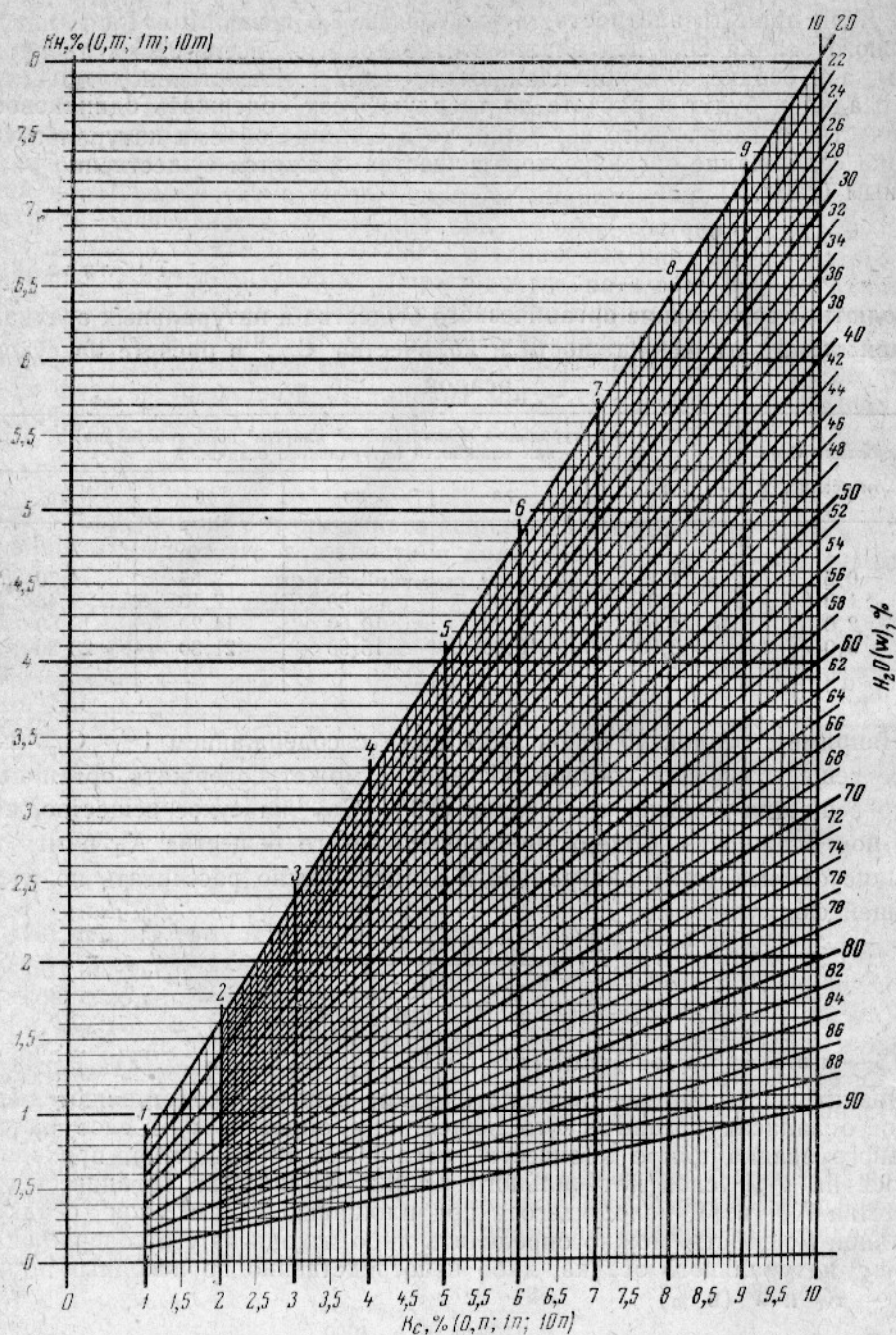


Рис. 1. Номограмма для пересчета содержания органического вещества в сухих осадках в содержание во влажных натуральных осадках (весовые проценты).

С целью облегчения расчетов нами построены номограммы для определения содержания $C_{орг}$ в натуральных осадках в весовых процентах (рис. 1) и в $г/см^3$ или в $г/м^2$ поверхности дна (рис. 2).

Правила пользования номограммами несложны. От точки пересечения содержания $C_{орг}$ в сухом осадке (K_c — вертикальные линии) с линией влажности осадка (H_2O — наклонные линии) влево по гори-

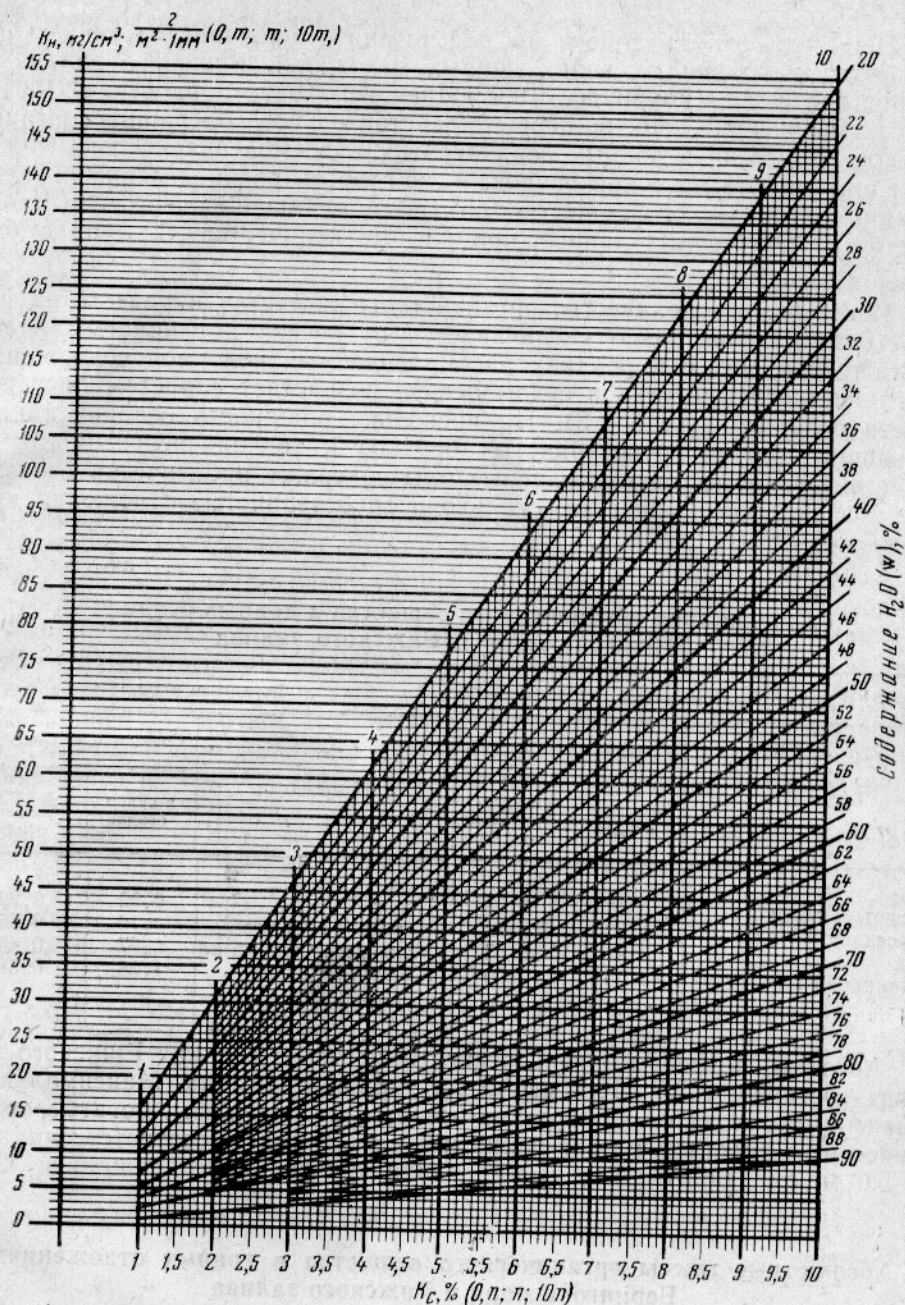


Рис. 2. Номограмма для пересчета содержания органического вещества в сухих осадках в содержание абсолютных масс органического вещества в натуральных осадках (мг/см^3 натурального осадка, г/м^2 поверхности дна).

зонталы переходят к искомым результатам. Номограммами можно пользоваться практически для любых значений K_c . Например, для K_c равным 5,0 и 0,5, пересчеты идут по одной вертикальной линии $K_c = 5,0$, но во втором случае результат умножается на 0,1. В случае необходимости значения K_c можно представить в виде суммы двух чисел, для каждого из них найти соответствующее значение K_n и затем их просуммировать.

Пользуясь этим методом, мы рассчитали содержание органического вещества в различных типах донных отложений Рижского залива и Берингова моря (Горшкова, 1961; Лисицын, 1959; Бордовский, 1964). Расчеты показали, что, во-первых, действительное содержание органического вещества в донных осадках этих водоемов значительно ниже, чем при расчете на сухой осадок, и, во-вторых, распределение концентраций органического вещества по типам осадков существенно отличается от полученных данных при расчете количества $C_{орг}$ на сухой осадок.

Известно, что количество органического вещества в расчете на сухой осадок значительно увеличивается от песков к глинистым илам. Естественно, что и в осадках рассматриваемых водоемов содержание органического вещества в сухом осадке возрастает с ростом дисперсности отложений (табл. 3). Но поскольку влажность осадков также увеличивается от грубозернистых осадков к тонкодисперсным, то в действительности тонкодисперсные илы содержат практически столько же органического вещества, сколько и грубозернистые отложения или даже меньше (см. табл. 3).

Таблица 3

**Содержание органического вещества в донных осадках
Берингова моря и Рижского залива**

Рижский залив			Берингово море		
Тип осадка	Содержание $C_{орг}$, %		Тип осадка	Содержание $C_{орг}$, %	
	в сухом осадке	в натуральном осадке		в сухом осадке	в натуральном осадке
Илистый песок	0,45	0,25	Песок	0,32	0,22
Песчанистый ил	1,63	0,72	Крупный алевроит	0,76	0,46
Ил	2,31	0,65	Мелкоалевритовый ил	0,97	0,45
Глинистый ил	2,55	0,50	Алевритово-глинистый ил	1,38	0,51

Абсолютные массы органического вещества в осадках Рижского залива составляют 3,7—10,2 мг/см³ натурального осадка. Максимальные значения приходятся на илистые пески, а, казалось бы, богатые органическим веществом илы и глинистые илы содержат соответственно 8,0 и 5,0 мг/см³. Более того, такие различающиеся по содержанию $C_{орг}$

Таблица 4

**Абсолютные массы органического вещества в донных отложениях
Берингова моря и Рижского залива**

Рижский залив			Берингово море		
тип осадка	Содержание $C_{орг}$, %		тип осадка	Содержание $C_{орг}$, %	
	K_c , %	K_n , мг/см ³		K_c , %	K_n , мг/см ³
Илистый песок	0,45	3,7	Песок	0,32	3,6
Песчанистый ил	1,63	10,2	Крупный алевроит	0,76	7,3
Ил	2,31	8,0	Мелкоалевритовый ил	0,97	6,3
Глинистый ил	2,55	5,0	Алевритово-глинистый ил	1,38	6,5

в сухом осадке отложения, как илистые пески и глинистые илы, в природной обстановке содержат практически одинаковое количество органического вещества (табл. 4). В осадках Берингова моря наибольшее количество органического вещества в расчете на 1 см^3 натурального осадка также приходится на относительно грубозернистые отложения — $7,3 \text{ мг/см}^3$ в крупных алевритах. Мелкоалевритовые и алевритово-глинистые илы содержат $C_{\text{орг}}$ в количестве $6,3\text{—}6,5 \text{ мг/см}^3$. Наименьшее количество органического вещества находится в песках — $3,7 \text{ мг/см}^3$ (см. табл. 4). Таким образом, в осадках Берингова моря и Рижского залива наибольшие абсолютные массы органического вещества находятся в относительно грубозернистых осадках — песчанистых илах и крупных алевритах.

Выводы

1. Приведены формулы, по которым можно рассчитать содержание органического вещества в натуральном осадке во всех экологически важных размерностях — весовых процентах и абсолютных массах органического вещества, содержащихся в 1 см^3 натурального осадка, в общем объеме слоя натурального осадка заданной мощности, на 1 м^2 поверхности дна. Для облегчения расчетов построены номограммы.

2. При пересчете на натуральный осадок в отложениях Рижского залива содержится $0,25\text{—}0,70\%$ $C_{\text{орг}}$, а в отложениях Берингова моря — $0,22\text{—}0,51\%$. Абсолютные массы органического вещества в отложениях Рижского залива составляют $3,7\text{—}10,2 \text{ мг/см}^3$ натурального осадка, в отложениях Берингова моря — $3,6\text{—}7,3 \text{ мг/см}^3$. В осадках этих водоемов максимальные значения абсолютных масс органического вещества приходятся не на тонкодисперсные, а на относительно грубозернистые отложения — песчанистые илы и крупные алевриты.

3. Использование размерностей, отражающих содержание органического вещества в натуральных донных осадках, позволяет охарактеризовать не условную, а реальную среду обитания организмов и, следовательно, ближе подойти к решению многих научных и практических вопросов, связанных с экологией зообентоса.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Бордовский О. К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. — М.: Недра, 1964. — 125 с.

Горшкова Т. И. Осадки Рижского залива. — Труды НИИРХ СНХ Латв. ССР, 1961, т. 3, с. 369—409.

Лисицын А. П. Донные отложения Берингова моря. — Труды ИОАН СССР, 1959, т. 29, с. 65—183.

On the content of organic matter in natural bottom sediments

ZASLAVSKY E. M.

SUMMARY

As a rule, the content of organic matter in sediments is expressed by estimates obtained for "dry residue". However the actual content of dry matter in sediments with natural humidity differs greatly from estimated values. The evidence is supported by the analysis of samples in which the content of organic matter is estimated with regard to the dry residue, moisture content and a granulometric type of the residue. Some formulas are given which can be used for estimation of the content of organic matter in natural sediments in all significant ecological measurements, i. e. weight percentage and absolute weight of organic matter per unit of volume of natural sediments, per total volume of a certain layer of natural sediments, per unit of area of the bottom surface if the content of organic matter estimated by the dry residue method and moisture content in the sediments are known. Nomograms are also developed. The application of the method provides a better estimation of the actual environment of bottom species and consequently may be used for finding solutions to many scientific and practical problems associated with the ecology of zoobenthos.

О долговременных детерминированных составляющих многолетних колебаний гидрологических показателей различных природных систем северного полушария. Солянкин Е. В. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Выполнена попытка установить статистические связи между космогеофизическими факторами (солнечная активность, долгопериодный лунный прилив, нутации полюса Земли) и соответствующими составляющими (предположительно детерминированными, указанными внешними силами) многолетних колебаний различных гидрологических характеристик (термика атлантических вод; общее количество айсбергов, выносимых Лабрадорским течением; водность Волги, положение оси Курسو к югу от острова Хонсю). Показано, что необходимым условием выявления таких связей является учет начальных условий в виде преобладающего фона барико-циркуляционных условий в течение длительных интервалов времени (циркуляционные эпохи, по Гирсу). Представлены статистические характеристики связей (коэффициенты корреляции для различных временных интервалов — эпох, уравнения регрессии). Расчетные оценки детерминированных составляющих колебаний гидрологических характеристик свидетельствуют о значительной изменчивости вклада каждой из них в формирование реальных колебаний этих характеристик.

Таблиц 2. Иллюстраций 2. Список литературы — 30 названий.

УДК 574.583(261.1)

Об океанологических основах пространственного распределения планктона (на примере Северной Атлантики). Елизаров А. А., Щербинин А. Д. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Неравномерность пространственного распределения фито- и зоопланктона основывается на неравномерности строения полей важнейших океанологических характеристик.

Тесную связь с распределением планктона обнаруживают такие явления и характеристики, как интенсивность перемешивания вод, уровень стратификации вод, скорость поступления биогенных веществ в слой фотосинтеза и другие, относящиеся к динамике вод.

Температура воды, как и многие другие физико-химические свойства морских вод, оказывает решающее воздействие на распределение планктона вблизи крайних пределов обитания массовых организмов. Однако во многих случаях температура воды может быть использована и как показатель динамики вод.

В Северной Атлантике наиболее продуктивные районы приходится на области повышенных значений максимальных градиентов плотности, рассчитанных по 5-градусным квадратам за весь срок наблюдений. Существует также прямая зависимость между топографией максимальных градиентов плотности и биомассой планктона. Чем выше к поверхности моря залегает слой максимальных градиентов плотности, тем выше уровень биомассы планктона.

Иллюстраций 5. Список литературы — 35 названий.

УДК 551.463.6(265)

Аномалии теплосодержания вод северной части Тихого океана. Муромцев А. М. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Взаимосвязь тепловых и динамических процессов позволяет использовать показатель теплосодержания и его аномалий в различных областях северной части океана в качестве не только характеристики энергозапасов слоев воды, но и для оценки их динамического состояния. Положительным аномалиям теплосодержания соответствуют активные в тепловом и динамическом отношении области океана, отрицательным — области, в которых тепловые и динамические процессы выражены слабее. В первом случае, как правило, наблюдается пониженное содержание фосфатов и меньшая продуктивность вод. Во втором — большее содержание фосфатов и повышенная продуктивность.

Иллюстраций 2. Список литературы — 8 названий.

Расчеты вертикальной составляющей течений в граничных районах Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Зарипов Б. Р., Ржеплинский Д. Г. Труды ВНИРО, том СХХХVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

На основании диагностических расчетов построены схемы вертикальных движений вод на стандартных горизонтах для зимнего и летнего сезонов. Установлено, что интенсивность вертикальной циркуляции возрастает с глубиной. На формирование вертикальной циркуляции большое влияние оказывает рельеф дна. Выделены районы, в которых в оба сезона вертикальные движения сохраняют один знак, например, подъем вод в открытой части Норвежского моря. Скорость вертикального обмена вод до 2000 м в таких районах составляет от 4 до 12 лет.

Иллюстраций 3. Список литературы — 11 названий.

УДК 551.465(261.6)

Особенности многолетней изменчивости гидрометеорологических характеристик в юго-западной части атлантического сектора Антарктики. Масленников В. В. Труды ВНИРО, т. СХХХVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Анализ временных рядов (1903—1975 гг.) температуры приземного слоя воздуха на гидрометеорологических станциях Южных Оркнейских островов (южная часть моря Скотия) и острова Южная Георгия (северная часть моря) для лета южного полушария позволил выявить существование длительных интервалов времени (эпох) с преобладанием в ту или иную эпоху лет с положительными или отрицательными аномалиями температуры воздуха. Для различных климатических эпох характерны определенные, хорошо выраженные особенности полей температуры поверхностного слоя моря, а также распространения льда.

Таблица 1. Иллюстраций 4. Список литературы — 7 названий.

УДК 551.465.41(269.42)

Некоторые черты динамики вод в районе Фолклендских островов. Масленников В. В., Парфенович С. С. Труды ВНИРО, т. СХХХVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Съемки, выполненные НПС «Академик Книпович» в различные гидрологические сезоны, позволили выявить две самостоятельные ветви Фолклендского течения вблизи одноименного архипелага островов, названные Западно-Фолклендской и Восточно-Фолклендской. Установлено, что воды, относящиеся к первой ветви течения, отличаются от второй температурой и соленостью. При сезонном изменении (от зимы к лету) в выявленной циркуляционной системе наблюдаются расширение потока вод Восточно-Фолклендской ветви течения и сокращение Западно-Фолклендской.

Иллюстрация 1. Список литературы — 2 названия.

УДК 551.46:629.78

Некоторые зависимости оптической плотности космических изображений водной среды от океанологических условий (по материалам советско-американского эксперимента). Ванюшин Г. П., Зубаревич В. Л., Мокрушин В. А. Труды ВНИРО, т. СХХХVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

В результате совместного анализа многозональных снимков, полученных с ИСЗ «Ландсат», и подспутниковых наблюдений, выполненных судами АтлантНИРО, установлено соответствие структур полей оптической плотности изображений водной среды распределению некоторых океанологических характеристик. Найдена прямая зависимость оптической плотности изображения в спектральном диапазоне 0,5—0,6 мкм от величины относительной прозрачности. С помощью новейших методов оптико-электронной обработки космических изображений водной среды значительно увеличивается возможность преобразования многозональных изображений по различным функциональным направлениям.

Иллюстраций 3. Список литературы — 5 названий.

УДК 551.464.38

Роль скачка плотности в вертикальном распределении биогенных элементов в океане (на примере Индийского океана). Максимова М. П. Труды ВНИРО, т. СХХХVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Впервые на основе обобщения первичных материалов советских и зарубежных экспедиционных исследований (на примере Индийского океана) произведены расчет вертикальных градиентов биогенных элементов для всей акватории океана и их корреляционный, графический и картографический анализ. Выявлены степень влияния слоя скачка плотности и вертикальных градиентов плотности в нем на вертикальное распределение биогенных элементов и содержание их в поверхностном слое по зонам.

Распределение биогенных элементов по вертикали в поверхностной структуре океана носит зональный характер.

Самые высокие значения вертикальных градиентов биогенных элементов характерны для тропической зоны, низкие — для умеренных и высоких широт.

Таблиц 8. Иллюстраций 4. Список литературы — 1 название.

УДК 551.352:574.578(265.54)

Взаимосвязь концентрации органического вещества в осадках и распределения бентоса залива Петра Великого. Андреева Н. М., Заславский Е. М., Климова В. Л. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Количество органического вещества в осадках составляет 0,2—2,3% и увеличивается с ростом дисперсности отложений. Углеводы составляют 7—18% общего органического вещества, аминокислоты — 0,6—5,0%. Характер распределения концентраций углеводов и аминокислот в осадках в общем такой же, как и органического вещества. Биомасса детритофагов (преимущественно собирателей) определяется количеством органического вещества в осадках.

Таблиц 6. Иллюстраций 3. Список литературы — 4 названия.

УДК 551.464.796.4

Роль аминокислот в синтрофии морской экосистемы. Налетова И. А. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Концентрация растворенных (свободных+связанных) аминокислот в слое 0—100 м претерпевает сезонные и пространственные изменения, в слое 300—1000 м их концентрация однородна по всей исследуемой акватории.

Величина отношения связанные — свободные аминокислоты в водах Атлантического океана изменяется в широких пределах (0,5—4,5) и может служить показателем фотосинтетической активности фитопланктона.

Установлено, что концентрация связанных аминокислот зависит от уровня продукции фитопланктона. Эта зависимость описывается уравнением 1-го порядка и в общем виде может быть использована для оценки продукции уровня фитопланктона за период от начала вегетации до момента определения в водоемах, где имеется сезонный ход биологических процессов.

Таблица 1. Иллюстраций 3. Список литературы — 19 названий.

УДК 551.463(269.43)

О соотношении между верхним перемешанным слоем и эвфотической зоной в море Скотия. Аржанова Н. В. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

В статье приведены соотношения между толщиной верхнего перемешанного слоя, где обитает фитопланктон, эвфотической зоной (K) и слоем оптимальной освещенности (K_1), где фитопланктон интенсивно продуцируется, для различных районов моря Скотия. Установлено, что прирост биомассы фитопланктона возможен лишь при условии, если слой оптимальной освещенности составляет не менее десятой части всего перемешанного слоя. Оптимальные условия наступают, когда эвфотическая зона становится не менее половины, а слой оптимальной освещенности — не менее пятой части слоя гомотермии. На основании изменений указанных соотношений в течение года определены сроки, когда возможен интенсивный фотосинтез в различных районах моря Скотия.

Таблиц 3. Иллюстраций 2. Список литературы — 17 названий.

УДК 551.463.8(261.4)

Распределение взвешенных веществ в зоне Канарского течения. Варечкин Б. Н. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

В статье приведены результаты по определению содержания взвеси в воде и ее распределению в зоне Канарского течения. Пробы взвеси были взяты на поверхности воды и на глубине пластиковыми батометрами с последующей ультрафильтрацией.

Наибольшие концентрации взвеси наблюдались в пределах океанического фронта и в местах подъема глубинных вод как открытой части океана, так и у берега. Максимальное количество взвеси отмечено в верхнем слое.

Суточные наблюдения свидетельствуют о значительных колебаниях содержания взвешенных частиц на различных горизонтах во времени.

Иллюстраций 3. Список литературы — 14 названий.

УДК 551.462.6(261.5)

Ландшафтные наблюдения на подводных горах Центрально-Восточной Атлантики. Федоров В. В., Бадулин В. В., Данилов И. В., Зарихин И. П. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Рассматриваются особенности строения подводных ландшафтов вершинных поверхностей гор группы Атлантик—Грейт-Метеор и гор Мадейро-Канарского района. Сравнительный анализ подводных ландшафтов показал, что на горах группы Атлантик—Грейт-Метеор численность бентоса значительно меньше, чем на горах Мадейро-Канарского района. Большим количеством донных беспозвоночных характеризуются края вершин и верхняя часть склонов гор, центральные части вершин бедны бентосом. Эта закономерность нарушается только в группе гор Мадейро-Канарского района, в центрах вершин которых, на скальных грядках, наблюдаются массовые поселения неподвижных сестонофагов. Отчетливо выделяются «наветренные» и «подветренные» части краев вершин и склонов гор, богатые бентосом.

Таблица 1. Иллюстраций 4. Список литературы — 10 названий.

УДК 551.462.6.(261)

Типы подводных гор Атлантического океана. Котенев Б. Н., Зарихин И. П. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Количество гор в океане оценивается примерно в 2500. Преобладают (90%) горы горстово-вулканического (рифтового) и вулканического происхождения. Среди последних по строению и особенностям распределения выделяются вулканы рифтовой зоны и склонов Срединно-Атлантического хребта и глубоководных котловин. На восточном склоне хребта вулканов значительно больше, чем на западном. Сравнительно немногочисленные горы, образующие линейные цепи вдоль трансформных разломов. Выделяются также «возрожденные» горы, к которым отнесены горы различного генезиса: типа Барбадосского хребта, сводообразных гор на Азорско-Бискайском поднятии. В этот же тип включены горы, образованные в ходе развития подводной окраины или горы коллапса: Порто, Виго, Орфан и др.

Иллюстрация 1. Список литературы — 25 названий.

УДК 551.352(265.518) (261.244)

О содержании органического вещества в натуральных донных осадках (на примере Берингова моря и Рижского залива). Заславский Е. М. Труды ВНИРО, т. СXXXVI, вып. 1 «Океанологические исследования промысловых районов Мирового океана», 1979.

Обычно содержание органического вещества в донных осадках выражается в пересчете на сухой осадок. Действительное содержание органического вещества в осадках натуральной влажности существенно отличается от его содержания в сухом осадке. Приведены формулы, по которым, зная содержание органического вещества в пересчете на сухой осадок и влажность натурального осадка, можно рассчитать концентрацию органического вещества в натуральных осадках в весовых процентах, а также в абсолютных массах органического вещества, приходящихся на единицу объема натурального осадка, на общий объем слоя натурального осадка заданной мощности, на единицу площади поверхности дна. Для облегчения расчетов построены номограммы. Использование указанных размерностей содержания органического вещества в донных осадках позволяет охарактеризовать не условную, а реальную среду обитания донных организмов и, следовательно, более правильно подойти к решению многих научных и практических вопросов, связанных с экологией зообентоса.

Таблиц 4. Иллюстраций 2. Список литературы — 3 названия.