

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА И ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ НОРВЕЖСКОГО И ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЕЙ

М. В. ФЕДОСОВ, И. А. ЕРМАЧЕНКО

Географическое положение и геоморфологические особенности Норвежско-Гренландского бассейна, состоящего из Норвежского и Гренландского морей, определяют структуру его водообмена и характерные черты режима вод [3].

Водообмен этого бассейна изучали многие исследователи. Последние обобщенные и уточненные данные приведены Г. Н. Зайцевым [5].

Основной артерией водообмена на юге является Фареро-Шетландский желоб, по которому поступают атлантические воды. На севере воды вытекают в смежный Полярный бассейн в основном по желобу «Лены». По трем сечениям граничных районов бассейна (на юге, севере и востоке) происходит двусторонний водообмен с преобладанием движе-

ния вод с юга на север. Полярные поверхностные воды, сильно опресненные при таянии льдов, поступают непосредственно из Полярного бассейна и из Баренцева моря с севера в районе Гренландии и с северо-востока и востока — в районе Шпицбергена (рис. 1).

В северо-западной и северо-восточной частях Гренландского моря заметно уменьшение степени минерализации поверхностных слоев воды под влиянием тающих льдов Гренландии, Шпицбергена и прилегающих островов, а также водного потока из Баренцева моря. В юго-западной части бассейна сказывается влияние вод от таяния льдов Гренландии.

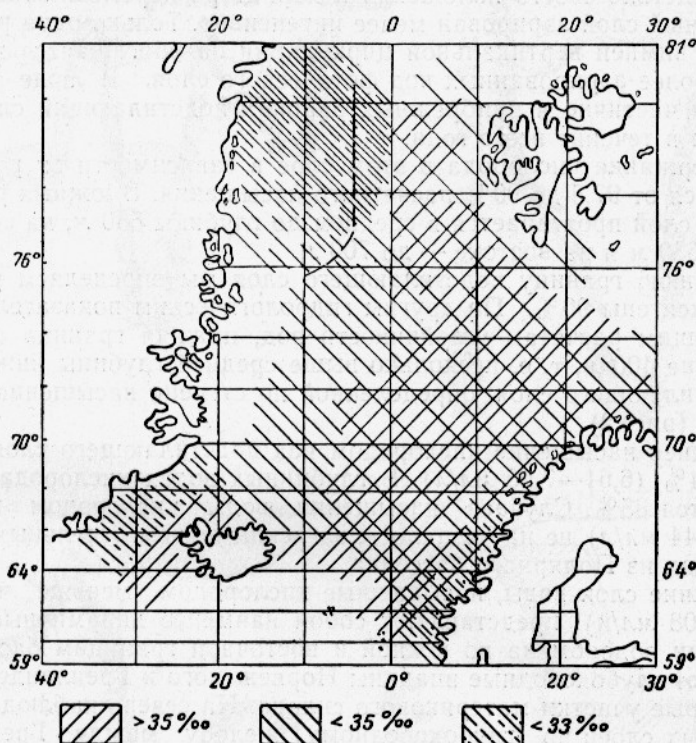


Рис. 1. Степень минерализации вод Норвежско-Гренландского бассейна (частая штриховка — верхний слой; редкая штриховка — нижележащий слой).

В восточной части Норвежского моря существенную роль в формировании поверхностных слоев местами играет речной сток Скандинавского полуострова.

Всю водную толщу этих морей по гидрологическим и гидрохимическим характеристикам можно разделить на три слоя.

Верхний — фотический — слой, в котором в вегетационный период протекает фотосинтез нового органического вещества, распространяется до глубины 30—50 м. Нижнюю границу его можно определить по изоксигенам, соответствующим началу увеличения содержания кислорода по сравнению с его концентрацией в воде в невегетационный период.

Воды фотического слоя насыщены, а в вегетационный период пересыщены кислородом, выделяющимся в процессе фотосинтеза и проникающим в воду в результате взаимодействия с атмосферой.

В этом же слое в период фотосинтеза наблюдается наиболее интенсивное уменьшение концентрации минеральных соединений фосфора,

азота и кремния. Весной (март—апрель) глубина слоя активного фотосинтеза в среднем по водоему достигала 50 м. В мае и июне этот слой распространялся до 70—100 м, а в южной части Норвежского моря — до 110—140 м. В июле и августе он значительно уменьшался.

В среднем за летние месяцы этот слой простирался только до 47 м. В сентябре—октябре в южных районах моря толщина его не превышала 30 м.

Фотический слой подстилается промежуточным слоем, захватываемым в значительной мере зимним вертикальным перемешиванием.

Вследствие своего положения и характера перемешивания вод промежуточный слой аэрирован менее интенсивно. Только один раз в году в процессе зимней вертикальной циркуляции он обогащается кислородом за счет более аэрированных вод фотического слоя. В зоне Полярного фронта и частично в прибрежных районах подстилающий слой перемешивается в течение всего года.

Содержание кислорода в этом слое в зависимости от района моря колеблется от 97,5 до 90% расчетного насыщения. В южных районах летом этот слой простирается в среднем до глубины 580 м, на северо-западе — до 630 м и на востоке — до 700 м.

Нижнюю границу подстилающего слоя мы определяем по положению изоксигены 90%. По другим гидрологическим показателям и соответствующим расчетам устойчивости вод, нижняя граница слоя лежит на глубине 400 м, т. е. несколько выше средней глубины нижней границы подстилающего слоя, определенной по степени насыщения воды кислородом (рис. 2).

Среднее насыщение кислородом вод подстилающего слоя составляет 93—94% (6,61—7,26 мл/л). В глубинных водах кислорода в среднем содержится 85%. Случаев насыщения воды кислородом ниже 80% (5,07—6,44 мл/л) не наблюдалось, за исключением отдельных струй, поступающих из Полярного бассейна.

Нижние слои воды, насыщенные кислородом меньше чем на 90% (6,22—7,08 мл/л), представляют собой наименее динамичные воды и в отношении водообмена по южной и восточной границам бассейна. Они заполняют глубоководные впадины Норвежского и Гренландского морей и некоторые участки материкового склона. На севере наблюдается водообмен этих слоев по глубоководному желобу между Гренландией и Шпицбергенем.

Водообмен Норвежско-Гренландского бассейна со смежными водоемами в разных слоях неодинаков. На севере между Гренландией и Шпицбергенем 77% водообмена всех трех слоев водной толщи приходится на водообмен глубинными водами. В фотическом слое двусторонний водообмен взаимно равновелик ($-2,7$ и $+2,9$ км³/ч). Это объясняется притоком поверхностных полярных и ледовых вод. В подстилающем слое отток в Полярный бассейн с водами атлантических струй в 2—3 раза превышает поступление вод из Полярного бассейна. В глубинных водах водообмен в первом приближении равновелик.

На юге водообмен глубинными водами составляет 24—25% общего водообмена в этих водах. В основном он происходит через Фареро-Шетландский канал, хотя наблюдается и в других проливах. В верхнем слое преобладает вынос в Атлантику вод фотического слоя через Датский пролив и Фареро-Шетландскую межостровную зону. Самый мощный водообмен, достигающий 50% от общего, характерен для подстилающего среднего слоя. Это объясняется наибольшим сечением пролива в пределах этого слоя. Возвышенности дна ограничивают водообмен глубинными водами в отличие от северной границы бассейна.

На востоке преобладает водообмен в сторону Баренцева моря, из-за мелководности которого в слое глубинных вод он составляет всего 3%.

С юга в подстилающем слое воды наиболее интенсивно поступают в зоне Фареро-Шетландского проливного пространства, т. е. в слое, лежащем на глубине 400 м, причем преобладает поток вод в северном направлении. Этот слой является основным источником пополнения бассейна атлантическими водами. Только четвертая часть всего водообмена на юге происходит за счет глубинных вод; при этом наблюдается некоторое

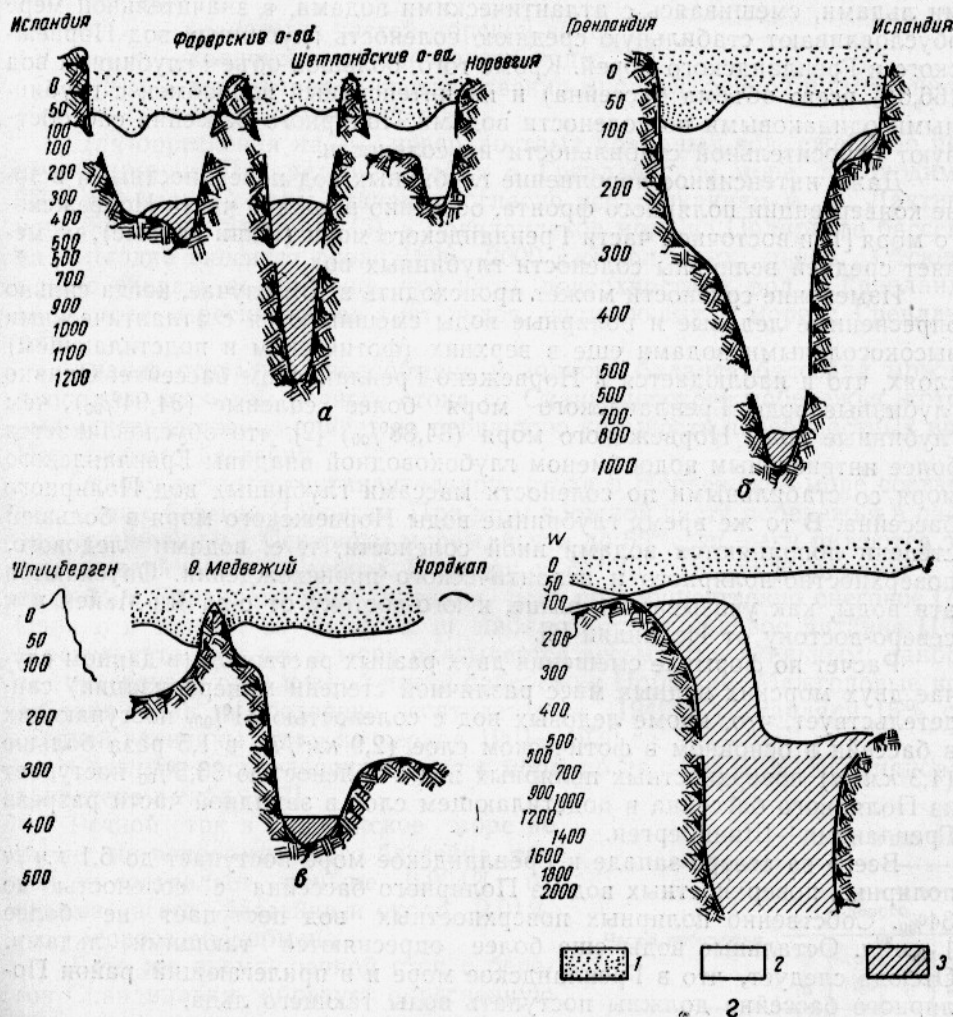


Рис. 2. Расположение слоев водной толщи на границах водообмена по разрезам: а — южному; б — через Датский пролив; в — на границе с Баренцевым морем; г — по 80° с. ш.; 1 — фотический слой; 2 — подстилающий слой; 3 — глубинные воды.

преобладание потока в южном направлении. Отток вод из бассейна на восток в Баренцево море также происходит в основном в подстилающем промежуточном слое. Этот слой заполняют высокосоленные воды, поступающие в водоем с юга из Атлантического океана.

На севере, как уже говорилось, интенсивный водообмен происходит в слое глубинных вод, но основной результирующий отток в Полярный бассейн наблюдается в подстилающем слое, т. е. осуществляется в ос-

новном за счет атлантических струй, прорезающих Норвежско-Гренландский бассейн над глубинными водами.

Соленость глубинных вод Полярного и Норвежско-Гренландского бассейнов почти одинакова и в среднем составляет $34,84 - 34,94\text{‰}$. По данным других исследователей, она колеблется от $34,7$ до $35,0\text{‰}$ [6, 11, 4].

Избыток солей, приносимых из Атлантического океана с более солеными водами ($35,1\text{‰}$), должен был бы увеличить соленость глубинных вод. Однако поверхностные полярные воды, сильно опресненные тающими льдами, смешиваясь с атлантическими водами, в значительной мере обуславливают стабильную среднюю соленость глубинных вод Норвежского и Гренландского морей. Кроме того, большой объем глубинных вод ($66,6\%$ всего объема бассейна) и их интенсивный водообмен с глубинными одинаковыми по солености водами Полярного бассейна способствуют относительной стабильности их солености.

Даже интенсивное пополнение глубинных вод поверхностными в зоне конвергенции полярного фронта, особенно в южной части Норвежского моря [1] и восточной части Гренландского моря (наши данные), не меняет средней величины солености глубинных вод.

Изменение солености может происходить в том случае, когда сильно опресненные ледовые и полярные воды смешиваются с атлантическими высокосолеными водами еще в верхних (фотическом и подстилающем) слоях, что и наблюдается в Норвежско-Гренландском бассейне. Однако глубинные воды Гренландского моря более соленые ($34,94\text{‰}$), чем глубинные воды Норвежского моря ($34,88\text{‰}$) [2], что обуславливается более интенсивным водообменом глубоководной впадины Гренландского моря со стабильными по солености массами глубинных вод Полярного бассейна. В то же время глубинные воды Норвежского моря в большей степени пополняются водами иной солености, т. е. водами ледового, поверхностно-полярного и атлантического происхождения. Опускаются эти воды, как указывалось выше, к юго-востоку от о-ва Ян-Майен и к северо-востоку от Исландии [2].

Расчет по формуле смешения двух разных растворов (в данном случае двух морских водных масс различной степени минерализации) свидетельствует, что, кроме ледовых вод с соленостью 31‰ , поступающих в бассейн в основном в фотическом слое ($2,9 \text{ км}^3/\text{ч}$), в 1,5 раза больше ($4,3 \text{ км}^3/\text{ч}$) поверхностных полярных вод с соленостью $33,5\text{‰}$ поступает из Полярного бассейна в подстилающем слое в западной части разреза Гренландия—Шпицберген.

Всего на северо-западе в Гренландское море поступает до $6,1 \text{ км}^3/\text{ч}$ полярных поверхностных вод из Полярного бассейна с соленостью до 34‰ . Собственно полярных поверхностных вод поступает не более $1 \text{ км}^3/\text{ч}$. Остальные воды еще более опресняются тающими льдами. Отсюда следует, что в Гренландское море и в прилегающий район Полярного бассейна должны поступать воды тающего льда.

Соленость воды, полученной при таянии льдов в полярных водах и ледников, не превышает 5‰ . По данным Н. Н. Зубова [6], при таянии пробы льда соленость воды оказалась равной $4,76\text{‰}$, а средняя соленость старого льда в слое $0-100 \text{ см}$ — $0,45\text{‰}$.

Отсюда следует

$$\begin{array}{rcl}
 34,0\text{‰} & & 28 = 97\% \\
 & \searrow \quad \nearrow & \\
 & 33,0\text{‰} & \\
 & \nearrow \quad \searrow & \\
 5\text{‰} & & 1 = 3\% \\
 & & 29 = 100\%
 \end{array}$$

Графическое изображение формулы проведенного расчета, вытекает из соотношения весовых и объемных частей двух смешивающихся природных растворов (морской и речной воды):

$$\frac{A}{B} = \frac{\frac{c-b}{a-b}}{\frac{a-c}{a-b}} = \frac{c-b}{a-c},$$

где: A — количество частей морской воды;

B — количество частей речной воды;

a, b, c — концентрация соответственно морской, речной и смешанной воды, причем $a > c > b$.

Для опреснения на 1‰ поверхностных полярных вод, ежегодно поступающих из Полярного бассейна в Гренландское море, необходимо 2600 км³ ледовой воды. Однако, согласно исследованиям А. Ф. Лактионова [8] и В. С. Антонова [3], в Гренландское море из Полярного бассейна ежегодно вносится около 1800—2000 км³ полярных льдов. Отсюда можно сделать заключение, что часть поверхностных вод в Гренландском море опресняется за счет льдов, сползающих в море с Гренландии.

Анализ структуры водообмена и водного баланса бассейна можно дополнить расчетом речного стока со Скандинавского побережья, который непосредственно влияет на первичную кормность поверхностных вод Норвежского бассейна.

Основу речного континентального стока в Норвежское море составляет сток с берегов Норвегии. При этом в южной части побережья в районе, граничащем с Северным морем, почти до 65° с. ш. реки питаются за счет дождей и таяния снегов. К северу от 64° 40' с. ш. до Нордкапа, т. е. до района Баренцева моря, питание рек преимущественно снеговое [7]. Однако в зоне от 60 до 68° с. ш. наблюдается и ледовое питание [10]. В результате сток рек в море оказывается весьма значительным; наиболее интенсивен он в южной части побережья Норвегии. Межгодовые колебания стока за последние десятилетия с 1940 г. составляли 15% от средней величины стока за период 1901—1930 гг.

Сезонное распределение стока в море, по данным В. В. Куприянова, приведено в табл. 1 [7].

Речной сток в Норвежское море не влияет на водообмен всего бассейна, так как он составляет меньше 0,004% от объема всего бассейна и около 0,01% его годового водообмена.

В то же время речной сток с берегов Скандинавии образует опресненную зону, являющуюся местом нереста и развития молоди сельди. Для определения границы опресненной зоны мы берем в качестве критерия некоторый предел в море, за которым речной сток не влияет на повышение содержания биогенных питательных веществ.

В верхних слоях Норвежского моря в первом приближении содержится в среднем 2 мг/л органического вещества, в то время как в речной воде, стекающей с берегов Норвегии в море, органического вещества по крайней мере в 10 раз больше [12].

Таблица 1

Части побережья	Сток в % от годового			
	весна	лето	осень	зима
Южная	40	25	20	15
Центральная .	50	20	25	5
Северная . . .	40	30	20	10

Отсюда

$$\begin{array}{rcl} 20 & & 1 = 5,6\% \\ & \searrow & \\ & 3 & \\ & \swarrow & \\ 2 & & 17 = 94,4\% \\ & & 18 = 100\% \end{array}$$

Для увеличения содержания органического вещества в опресняемых водах в районе Скандинавского полуострова в 1,5 раза (до 3 мг/л) речные воды должны составлять 5,6%. Это, в свою очередь, вызывает опреснение морской воды до солености меньше 33,4‰.

Аналогичный результат дает расчет по фосфатам. Если в верхних слоях морской воды в среднем содержится 15 мкг Р/л, а в речных водах из норвежских фиордов 29 мкг Р/л [16], то доля речных вод для повышения содержания фосфатов в морской воде на 1 мкг Р/л равнялась бы примерно 7,1%:

$$\begin{array}{rcl} 15 & & 13 = 92,9\% \\ & \searrow & \\ & 16 & \\ & \swarrow & \\ 29 & & 1 = 7,1\% \\ & & 14 = 100\% \end{array}$$

Этим определяется крайняя граница распространения речных вод с суши в количестве, которое еще может оказать влияние на первичную кормность морской воды в минимальной степени.

Объем слоя опресненной морской воды, ограниченного изохалиной 33,4‰ (см. рис. 1), в Норвежском море вдоль Скандинавии составляет примерно 1700 км³. Средняя годовая соленость опресненной водной толщи 32,5‰. В год с берегов Скандинавии в Норвежское море стекает около 150 км³ речных слабоминерализованных вод [3].

Такое количество речной воды может опреснить 1700 км³ атлантической воды соленостью 35,1 до 32,2‰. Если учесть избыток атмосферных осадков, выпадаемых в этом районе моря [7], то опреснение будет еще больше. Некоторое превышение наблюдаемой средней величины солености опресненных вод (32,5‰) над вычисленной величиной солености (32,2‰) этих вод свидетельствует о том, что объем опресняемых вод больше, чем приведенный выше объем, вычисленный по наблюдениям без учета перемещения воды с юго-запада на северо-восток вдоль Скандинавского побережья. Если учитывать проточность водной массы, заполняющей зону, то объем морской воды, опресняемой за год в районе побережья, естественно, будет больше.

Решение вопроса о зоне, обогащаемой речным стоком, подтверждается расчетами по нескольким исходным данным с применением правил смешения растворов, в данном случае природных растворов. В прискандинавской прибрежной зоне опреснения, ограниченной изохалиной 33,4‰, снабжение речным стоком может увеличивать содержание органического вещества в морской воде на 1 мг/л органического вещества и на 1 мкг/л фосфора фосфатов. Последнее служит основой для биосинтеза 0,15 мг/л органического вещества фитопланктона.

Приведенные выше расчеты свидетельствуют в то же время, что первичная кормность вод в районе Скандинавии повышается, в первую очередь, за счет органического вещества речного стока, а затем за счет минеральных соединений биогенных элементов. Действительно, увеличение содержания органического вещества в морской зоне, примыкающей к берегам Норвегии, за счет непосредственного поступления с суши

в 20—30 раз больше, чем за счет фотосинтеза в водах рассматриваемой зоны.

Однако органическое вещество, приносимое с суши, биохимически более стойкое; значительная часть его менее усвояема, чем органическое вещество морского фитопланктона, и в кормовом отношении может быть менее ценна. Такое соотношение биохимической ценности двух групп органических веществ может несколько уменьшить «питательную ценность» берегового стока для молоди рыб, развивающейся в этом районе.

При оценке первичного кормового значения водных слоев этого района следует учесть, что бактериальное население может повышать кормовую ценность стабильных форм органического вещества речного стока в процессе их переработки в органическое вещество своих тел. Однако при этом примерно втрое уменьшается первоначальное количество переработанного бактериями органического вещества (Жукова и Федосов, 1961).

Оценка первичного кормового значения водных слоев этого района должна быть объектом тщательных исследований. По имеющимся косвенным данным можно считать, что чем больше поступление речных вод Скандинавии в море, тем больше оснований для повышенной «урожайности» в этом районе. Отсюда вытекает необходимость разработать такие мероприятия, чтобы фиорды не были местом осаждения и бесполезного захоронения органических веществ, поступающих с речным стоком. В основном, чем больше промываемость фиордов, тем больше питательных веществ поступает в прибрежную зону Скандинавии — зону, во многом определяющую продуктивность Норвежского моря.

Прежде чем характеризовать гидрохимический режим морского водоема как свойства водной среды, населенной организмами, следует рассмотреть условия его водного режима.

Величина водообмена всего бассейна составляет около 40% объема всей водной толщи Норвежского и Гренландского морей. Наиболее интенсивно водообмен происходит в глубинном слое на разделе с Полярным бассейном (табл. 2, 3).

Таблица 2

Слой	Суммарный водообмен в км ³ /ч	Площадь поперечного сечения водной толщи слоев на граничных разрезах в км ²	Интенсивность внешнего водообмена	
			в км ³ /км ² ·ч	в % к общему объему
Фотический	+15,13—16,90	157	0,202	8,5
Подстилающий	+76,73—73,10	885	0,170	40,0
Глубинных вод	+97,00—98,51	476	0,410	51,5
Итого	+188,86—188,51	1518	±0,251	100

В зависимости от особенностей водного баланса Норвежско-Гренландского бассейна формируется степень и характер минерализации водных масс этих двух морей. В формировании природных растворов — слоев водной толщи бассейна — участвуют три исходные водные массы: атлантические воды, характеризующиеся в южной части Норвежского моря соленостью 35,21—35,29‰, щелочностью 2,301—2,347, A/S = 653—665, которые меняют характеристики; в центральном районе моря соленость 35,11—35,14‰, щелочность 2,301—2,377, A/S = 655—676, в Гренландском море соленость 35,03—35,06‰;

Таблица 3

Районы бассейна	Водообмен в км ³ /ч в слоях		
	фотическом	подстилающем	глубинном
Южный	—12,41+10,76	—36,43+60,86	—18,47+17,31
Восточный	—1,80+1,51	—7,20+2,25	—0,05+0,28
Северный	—2,69+2,86	—29,47+13,62	—79,99+79,41
Итого	—16,90+15,13	—73,10+76,73	—98,51+97,00

полярные глубинные воды соленостью 34,90—34,94‰, щелочностью 2,306—2,351 (в районе Ян-Майена), A/S=660—672;

воды пресного баланса: речные воды в зоне берегов Скандинавии, опресняющие атлантические воды до 32,50‰, и воды тающих льдов, под опресняющим влиянием которых образуются ледовые воды с соленостью в среднем 32,15—32,21‰, A/S=675—682 [13], щелочностью 2,17—2,20.

В результате смешения основных водных масс образуются местные глубинные воды с соленостью от 34,88 до 34,92‰, щелочностью 2,284—2,350 и A/S=654—672. Остальные воды являются также продуктами смешения в водоеме. Основные из них образуются в результате смешения атлантических вод и вод, опресненных речным стоком с берегов Скандинавии (эти воды характеризуются соленостью 30,84—33,27‰, щелочностью 2,280—2,336, A/S=738—702); кроме того, это воды смешения полярных, атлантических и ледовых вод, воды смешения в зоне между Ян-Майеном и Исландией. Поверхностные полярные воды характеризуются соленостью меньше 34,0‰ (в среднем от 33,50 до 33,64‰), щелочностью 2,28—2,30, A/S=682—679 [13].

Переходя к дальнейшей характеристике водных масс Норвежско-Гренландского бассейна, прежде всего следует осветить кислородный режим этого водоема.

Газовый режим водоема сильно и непосредственно связан с жизнедеятельностью организмов, населяющих его, и находится под влиянием процессов образования и распада органического вещества в водоеме. Предложенное нами деление водной толщи Норвежско-Гренландского бассейна на фотический, подстилающий и глубинный слои в значительной мере обуславливается их кислородным режимом.

Содержание кислорода в фотическом слое в вегетационный период находится под влиянием аэрации воды в процессе фотосинтеза. Водная толща этого слоя находится в непосредственном контакте с атмосферой. Подстилающий слой водной толщи и тем более глубинные воды могут аэрироваться в основном только в результате горизонтального переноса вод, содержащих большее количество кислорода. Ни фотосинтетической, ни атмосферной аэрации непосредственно эти слои нижней зоны водоема не подвергаются. В то же время во всех трех слоях водной толщи непрерывно с переменной интенсивностью кислород потребляется на всевозможные процессы окисления органических веществ.

Условия, влияющие на изменение содержания свободной углекислоты в фотическом слое, также отличаются большим разнообразием, чем в подстилающем и глубинном слоях водоема. Содержание углекислоты, в первом приближении косвенно характеризующееся активной реакцией воды, в подстилающем и глубинном слоях увеличивается в результате образования углекислоты при окислении и минерализации органического вещества и выделения ее в водную среду.

Уменьшается содержание свободной углекислоты в этих слоях в результате связывания ее — при этом образуются карбонаты. В фотическом слое в результате взаимодействия с атмосферой содержание свободной углекислоты стремится к равновесию в системе воздух атмосферы — морская вода. В этом слое в процессе фотосинтеза потребляется большое количество свободной углекислоты. Наступающий дефицит ее может сглаживаться за счет поступления из атмосферы и распада бикарбоната, всегда присутствующего в морской воде.

В результате наблюдений в Норвежско-Гренландском бассейне определено содержание кислорода в воде различных слоев и районов:

Слой	Содержание кислорода в мл/л
Фотический	6,6—8,5
Подстиляющий	6,7—7,3
Глубинный	6,2—7,1

Зимой во всех трех слоях кислорода содержится около 6,8 мл/л.

Весной в фотическом слое содержание кислорода увеличивается в среднем до 7,3 мл/л, а в подстиляющем и глубинном слоях составляет 6,9 мл/л.

Летом в фотическом слое в юго-западной и юго-восточной частях бассейна в среднем содержится кислорода 6,7—6,9 мл/л, в северных частях водоема — 7,5—7,7 мл/л. В подстиляющем и глубинном слоях бассейна также наблюдаются величины двух порядков: в южном секторе 6,7—6,2 мл/л, в северном секторе — 7,1—7,3 мл/л.

Осенью в фотическом слое в северных районах бассейна средняя концентрация (правда, из сравнительно малого числа наблюдений) кислорода увеличивается до 8,5 мл/л, а в юго-восточной части составляет только 6,6 мл/л. В подстиляющем и глубинном слоях кислорода соответственно содержится в южных районах 6,7—6,9 мл/л, в северных районах — 7,2—6,8 мл/л. Летом и осенью (для этих сезонов мы располагаем более обширным материалом) в южном секторе содержание кислорода в этих слоях было меньше, чем в северном секторе, на 0,75 мл/л летом и на 0,20 мл/л осенью.

Отклонения от приведенных средних величин содержания кислорода в воде в фотическом слое составляют $\pm 1,15$ мл/л, в подстиляющем и глубинном слоях до $\pm 0,6$ мл/л.

Величины, характеризующие содержание кислорода в водах бассейна, сильно осреднены, но все же хорошо отражают основные процессы «аэрации» морских вод (фотосинтез и перемешивание водных слоев) и основной процесс биохимического потребления кислорода.

Зимой во всех слоях водной толщи содержание кислорода однородно и близко к средней величине его содержания в основной массе воды всего бассейна, в глубинных слоях водоема. Это свидетельствует о том, что фотический и подстиляющий слои водной толщи, т. е. активные слои водоема, хорошо перемешиваются в процессе зимней циркуляции.

Весной в фотическом слое содержание кислорода возрастает в среднем на 0,5 мл/л. Есть основание считать, что слои перемешиваются и весной, хотя менее интенсивно. Подстиляющий и более глубокие слои водоема обогащаются кислородом по сравнению с зимним содержанием в среднем на 0,1 мл/л.

Летом на изменение содержания кислорода в морской воде, кроме фотосинтеза, начинает влиять усилившийся процесс минерализации органического вещества, образовавшегося в предшествующий период при более высокой температуре воды, а также усилившаяся в этих условиях «дезаэрация» путем эвазии кислорода из водной толщи водоема. При

этом процесс минерализации органического вещества в южной части бассейна вызывает снижение содержания кислорода в нижних слоях на 0,1—0,6 мл/л по сравнению с зимне-весенними величинами среднего содержания его в этих водных слоях.

В северных районах бассейна содержание кислорода увеличивается на 0,8 мл/л по сравнению с его зимним содержанием в воде. В южных районах в фотическом слое, несмотря на повысившуюся температуру воды, оно равно зимнему. Здесь начинает усиливаться биохимическое потребление кислорода. Продолжающееся перемешивание водных слоев способствует повышению содержания кислорода в среднем и подстилающем слоях еще на 0,1 мл/л (от 0,0 до 0,4 мл/л). В то же время летом в южной и северной частях водоема прослеживается хорошо выраженная стратификация средних величин содержания кислорода по слоям: в фотическом слое >98—100% насыщения, в подстилающем слое от 98 до 90% насыщения, в глубинных слоях <90%, в среднем 85,5% насыщения.

Осенью интенсификация биохимического потребления кислорода продолжается, но ограничивается только верхними слоями. В результате в южных районах бассейна среднее содержание кислорода в верхнем слое несколько ниже его зимней концентрации, а в подстилающем слое ниже, чем весной. В глубинном слое обоих секторов бассейна содержание кислорода почти такое же, как зимой. На севере бассейна проявляется осенняя вспышка фотосинтеза и содержание кислорода в воде возрастает по сравнению с летней его концентрацией в среднем на 0,9 мл/л и по сравнению с зимней концентрацией на 1,7 мл/л.

Такое высокое содержание кислорода является результатом интенсивной фотосинтетической деятельности фитопланктона в сравнительно небольшом по глубине фотическом слое в толще ледовых вод. Однако и в подстилающем слое содержание кислорода осенью, как и летом, поддерживается на более высоком уровне, чем зимой (на 0,4—1,0 мл O_2 /л) за счет обмена с фотическим слоем.

Данные о содержании кислорода в водах Норвежско-Гренландского бассейна приводятся в табл. 4.

Таблица 4

Районы бассейна	Содержание кислорода в мл/л в слоях		
	фотическом	подстилающем	придонном
Северный			
лето	7,53	7,26	7,08
осень	8,48	7,22	6,76
Восточный			
зима	6,81	6,69	6,82
лето	7,69	7,25	7,05
Юго-западный			
лето	6,86	6,85	6,26
Юго-восточный			
весна	7,32	6,89	6,92
лето	6,77	6,61	6,22
осень	6,60	6,68	6,87

Активная реакция морской воды зависит от солености и солевого состава воды, температуры и соотношения между содержанием свобод-

ной углекислоты, бикарбоната и карбоната; в меньшей степени на нее влияет содержание боратов и в отдельных случаях силикатов. Активная реакция может быть выражена величинами, приводящими результаты анализа к стандартной температуре и постоянной величине солености.

В глубинных водах Норвежского моря величина рН весной и осенью колеблется в среднем от 7,9 до 8,05, летом — от 7,6 до 8,07 и даже составляет 8,10. На глубине 1000 м зимой рН оказался равным около 8,09.

В подстиляющем слое в Норвежском море, Датском проливе и в районе Ян-Майена рН в среднем колеблется от 7,95 до 8,13. Лишь в одном случае весной он оказался равным 7,94, а в двух случаях летом 8,17 и 8,32.

Наименьшее среднее значение рН в подстиляющем слое в различные сезоны не было ниже 7,94—7,95, а в глубинных водах выражалось величиной 7,84—7,87.

В фотическом слое активная реакция воды в вегетационный период достигает 8,32—8,41, но в большинстве районов Норвежского моря она составляет 8,02—8,20. Весной в ряде случаев рН оказался меньше 8,00 (7,99), а в районе Ян-Майена даже 7,90. Среднее значение рН больше 8,23 не зарегистрировано. В южных районах Норвежского моря летом среднее значение рН 8,20—8,41, в северной части 8,02—8,15, в Датском проливе и в районе Ян-Майена 8,11—8,41. Осенью в фотическом слое средние значения рН не превышают 8,18 и не снижаются ниже 8,02.

Из сопоставления средних значений рН в различных слоях и различных сезонах видно, что активная реакция водной толщи Норвежского моря и некоторых частей Гренландского моря в глубинных слоях и в подстиляющем слое весьма стабильна, за исключением подстиляющего слоя в летний период. Колебания средних значений рН в этих слоях по сезонам не превышают 0,24 в подстиляющем и 0,16 в глубинном слое. В фотическом слое эти колебания весьма велики и достигают 0,33 в южных районах Норвежского моря, а летом даже 0,51. Летом и в подстиляющем слое колебания средних значений рН весьма велики — от 7,89 до 8,32.

В фотическом слое даже осредненные значения рН четко характеризуют интенсивность фотосинтеза, в процессе которого неизбежно связывается относительно большое количество свободной углекислоты, в результате чего резко уменьшается ее содержание в морской воде и повышается рН.

Данных о величине активной реакции вод Гренландского моря мало, однако можно предположить, что наибольшие величины рН можно наблюдать на севере в слоях ледовой воды при фотосинтезе.

По данным А. А. Мусиной [11], в центральной части Арктического бассейна в слое 0—50 м рН изменялся от 8,1 до 8,25, в слое 50—150 м наблюдалось снижение концентрации водородных ионов от 8,1 до 7,85, а в слое от 200 м до дна рН сохранялся равным 8,1.

Переходя к характеристике режима минеральных соединений основных биогенных элементов, составляющих основу при синтезе фитопланктоном белковых и жировых веществ и скелетного основания своего организма, следует отметить, что в Норвежско-Гренландском бассейне обнаруживаются воды, не содержащие аналитически уловимых количеств фосфатов и кремния, не говоря уже о нитритах и нитратах. Исключение, вероятно, представляет аммонийный катион, содержание которого весьма невелико, но редко снижается ниже 5 мкг N/l.

Минеральные соединения микроэлементов содержатся в морской

воде и в количестве $n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-9}$ весовых частей. В процессе ассимиляции фитопланктоном содержание их в морской воде снижается. Пополнение ими извне происходит с водами, стекающими с суши, с атмосферными осадками и с водами, поступающими из смежных водоемов. Живыми организмами они ассимилируются в основном в фотическом слое. Согласно имеющимся данным, органические соединения фосфора и азота также ассимилируются водными растительными организмами, но минеральные соединения являются первичной основой при образовании белковых и жировых веществ в природных водах.

Фотический слой пополняется минеральными соединениями также за счет их регенерации из органических соединений водной толщи водоема. В результате процессов диагенеза минеральные соединения, ранее перешедшие в органически связанной форме в донные осадки, повторно поступают в водную толщу. Различные процессы перемешивания водных слоев в конечном итоге содействуют и процессу ассимиляции морским фитопланктоном в первую очередь минеральных соединений биогенных микроэлементов.

Содержание биогенных элементов в различных слоях Норвежско-Гренландского водоема характеризуется данными табл. 5.

Таблица 5

Слой	Содержание в мкг/л			
	фосфора		кремния	
	южнее 71° с. ш.	севернее 71° с. ш.	южнее 71° с. ш.	севернее 71° с. ш.
Фотический				
зима	—	21	—	154
весна	21	—	162	—
лето	9—12	10—12	102	92
осень	12	7	87	76
Подстилающий				
зима	—	21	—	174
весна	26	—	210	—
лето	20—21	20	176	135
осень	22	9	178	219
Глубинный				
весна	27	—	259	—
лето	28	23—24	243	236
осень	30	18	293	220

Зимой содержание фосфатов и силикатов почти одинаково в двух верхних слоях водоема. Весной начинает проявляться стратификация содержания этих элементов по слоям.

Летом обнаруживается резкое уменьшение содержания этих соединений в фотическом слое, начавшееся в конце весеннего периода, но не заметное по осредненным величинам. В фотическом слое фосфатов и силикатов содержится в 2—3 раза меньше, чем в глубинных водах, и меньше, чем в подстилающем слое морской воды. Осенью уменьшенное содержание этих соединений в фотическом слое сохраняется и даже в ряде районов проявляется еще более резко.

В глубинных водах в среднем для водоема содержание фосфатов и растворенных силикатов остается стабильным, около 25 мкг Р/л и около 250 мкг Si/л .

В фотическом слое ярко выражено изменение средних концентраций фосфатов и растворенных силикатов по сезонам, а в подстилающем

слое сезонные изменения выражены менее четко, но имеют почти ту же направленность (табл. 6).

Таблица 6

Сезон	Содержание в мкг/л			
	фотический слой		подстилающий слой	
	фосфаты	растворенные моносиликаты	фосфаты	растворенные моносиликаты
Зима	21	154	21	174
Весна	21	162	26	210
Лето	10,8	90	20,1	162
Осень	10,7	82	15,6	186

Отклонения от средних величин иногда весьма значительны. Весной в южной части Норвежско-Гренландского бассейна содержание минеральных соединений фосфора колеблется в фотическом слое от 2 до 27 мкг/л , кремния — от 58 до 250 мкг/л , а в глубинных водах — фосфатов от 18 до 36 мкг/л и растворенных силикатов от 190 до 560 мкг/л .

В северном районе Гренландского моря в глубинных водах фосфаты составляют 15—45 мкг/л , а растворенные силикаты — 100—475 мкг/л .

Данные, характеризующие содержание минеральных соединений азота в водах Норвежско-Гренландского бассейна, приведены в табл. 7.

Таблица 7

Слой	Содержание минеральных соединений азота в мкг/л					
	южный район			северный район		
	NO_3	NO_2	NH_4	NO_3	NO_2	NH_4
Фотический						
зима	—	—	—	40	0,01	74
весна	87	0,8	8	—	—	—
лето	—	0,6	19	47	0,6	—
осень	16	1,6	17	—	—	—
Подстилающий						
зима	—	—	—	40	0,01	74
весна	89	0,6	8	—	—	—
лето	—	0,9	30	51	0,3	—
осень	13	1,0	14	—	—	—
Глубинный						
весна	84	0	14	—	—	—
лето	—	0	19	53	0	—
осень	102	0	7	—	—	—

Наибольший дефицит основных биогенных микроэлементов наблюдается в вегетационный период после наиболее интенсивно протекающего фотосинтеза в данном районе моря (рис. 3).

На основе рассмотренного выше водного баланса бассейна можно дать в первом приближении количественную характеристику процесса снабжения водоема питательными веществами с суши, из атмосферы и из смежных водоемов. По сравнению с поступлением биогенных элементов из смежных водоемов с юга, севера и востока сток питательных ве-

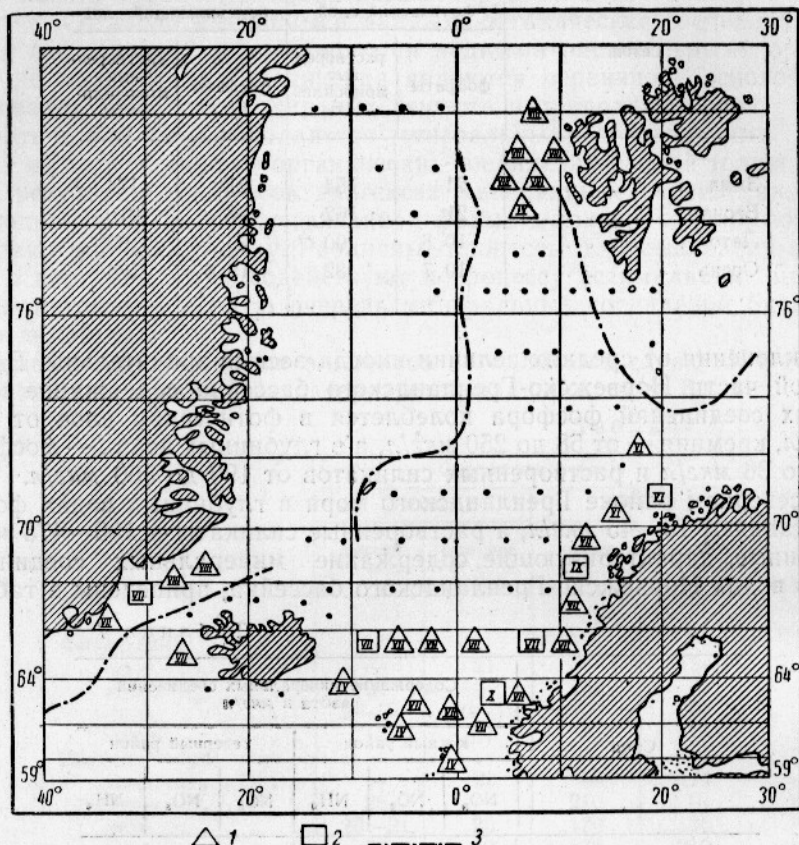


Рис. 3. Районы Норвежского моря, характеризующиеся дефицитом биогенных элементов:

1 — дефицит фосфатов; 2 — дефицит кремния; 3 — зона полярного фронта.

ществ с суши и азотистых соединений с атмосферными осадками крайне мал. При величине речного стока с берегов Скандинавии 150 км^3 в год и выпадении 1600 км^3 в год атмосферных осадков на зеркало водоема в Норвежско-Гренландский бассейн поступает до 25 тыс. т соединений фосфора и до 300 тыс. т соединений азота, а также более 20 тыс. т кремния моносилкатов.

Норвежско-Гренландский бассейн снабжается биогенными элементами не только в форме минеральных растворенных и органических соединений, но и в виде коллоидной формы кремния. При этом, по нашим исследованиям, количество кремния в форме органических и коллоидных соединений в несколько раз больше, чем растворенных моносилкатов.

На основе анализа концентрации минеральных соединений микро-биогенных элементов в морских водах и их соотношений можно считать, что кремния растворенных минеральных соединений по сравнению с фосфатами и азотистыми минеральными соединениями содержится больше на севере и востоке бассейна, где проявляется влияние вод Полярного

бассейна ($\text{Si/P}_{\text{мин}} = 10,1$ и $11,5$; $\text{Si/N}_{\text{мин}} = 2,00$ и $2,74$). В районах влияния атлантических вод кремния содержится относительно меньше ($\text{Si/N}_{\text{мин}} = 1,75$ и $\text{Si/P}_{\text{мин}} = 8,1$ и $8,7$). В районе поступления атлантических глубинных вод с юга относительное содержание кремния растворенных соединений больше ($\text{Si/N}_{\text{мин}} = 2,5$ и $\text{Si/P}_{\text{мин}} = 9,8$). Относительное содержание фосфатов и минеральных соединений азота в водах бассейна весьма постоянно ($\text{P/N}_{\text{мин}} = 0,195$ до $0,22$) и лишь в зоне прохождения глубинных атлантических вод оно повышается в связи с большей растворимостью фосфатов ($\text{P/N}_{\text{мин}} = 0,26$).

В связи с проблемой первичной продукции органического вещества в промысловом водоеме наибольший интерес представляют условия пополнения фотического слоя соединениями биогенных элементов. Составляющие обмена этими элементами со смежными водоемами приведены ниже.

Соединения	$m \times 10^6$
фосфора	10,8
азота	26—28
кремния (растворенных моносиликатов)	23

Так как объем водообмена составляет около 40% объема всей водной толщи Норвежского и Гренландского морей, то можно считать, что воды этого бассейна обновляются за 2—3 года. Глубинная зона, судя по соотношению ее объема и величины годового водообмена, обновляется горизонтальными течениями не менее чем за 3—4 года.

Количество поступающих питательных веществ в результате водообмена со смежными бассейнами, а также из атмосферы и с суши выражается следующими величинами.

Соединения	$m \times 10^6$
фосфора	130
азота	350
кремния (минерального растворенного)	390

Однако только 20—30% этого количества биогенных элементов расходуется на образование нового органического вещества фитопланктона.

В фотическом слое самого водоема синтезируется в 2—3 раза больше нового органического вещества, чем поступает стабильных форм органического вещества с водами из смежных водоемов. Такое соотношение органического вещества, формирующего первичную кормность фотического слоя водоема, еще больше увеличивает значение жизнедеятельности морского фитопланктона как поставщика первичного органического вещества. Более старые, стабильные формы органического вещества, накопленного в водоемах за прежнее время, лишь частично и через гетеротрофные микроорганизмы может получить кормовое значение.

На базе формирующейся, как было показано выше, химической основы синтезируется новое органическое вещество в процессе жизнедеятельности фитопланктона. При образовании его происходит ассимиляция микроэлементов, в том числе фосфатов, минеральных соединений азота и силикатов, растворенных в воде. Образование нового органического вещества в Норвежско-Гренландском бассейне происходит в вегетационные периоды в различных районах в течение 5—6 месяцев на севере и 7—8 месяцев на юге.

Весь бассейн можно разделить на зоны с примерно одинаковой продолжительностью вегетационного периода (табл. 8), расположенные в широтном направлении. Световой период в этих широтах, так же как и вегетационный, уменьшается по мере продвижения к северу (рис. 4).

Интенсивность синтеза нового органического вещества в водах бассейна определена по средней суточной величине прироста кислорода на различных горизонтах фотического слоя с поправками на изменение

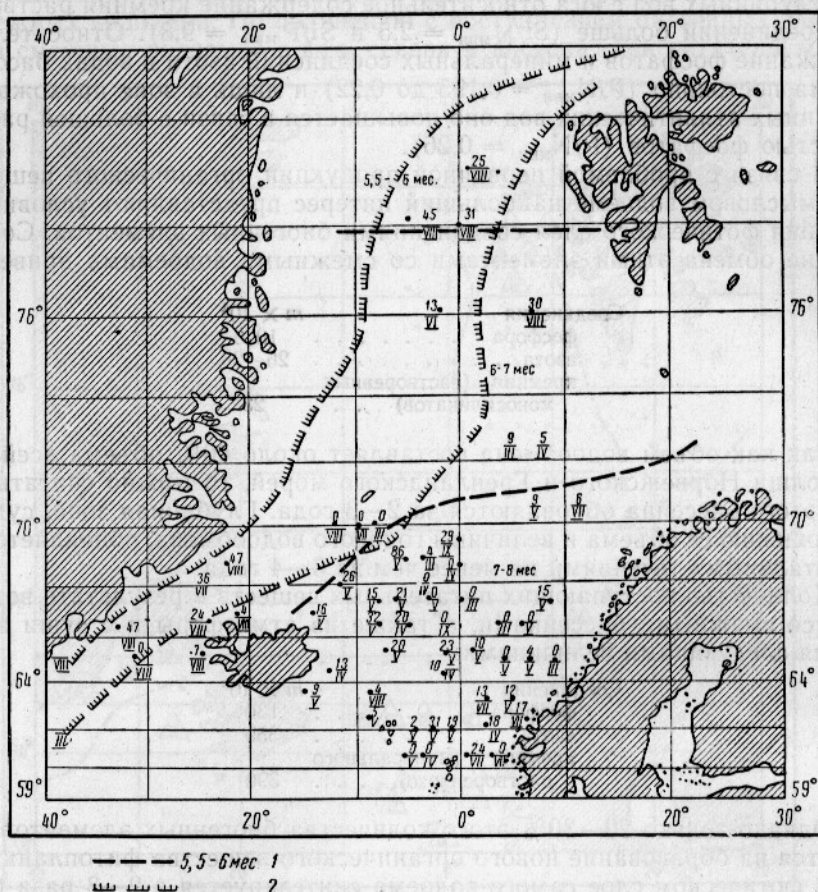


Рис. 4. Интенсивность и продолжительность фотосинтеза в Норвежском и Гренландском морях:
1 — зоны с различной продолжительностью фотосинтеза; 2 — кромка льдов в марте и августе. Цифрами указана интенсивность «видимого» фотосинтеза в $\text{мг-апт } \text{O}_2/\text{л}$ в данном месяце.

Таблица 8

Широта	Продолжительность вегетационного периода в месяцах	Продолжительность светлого времени в месяцах	
		всего	в том числе «непрерывный день»
75—80°	До 5	8,5	4
70—75°	До 7	9,5	2,5
65—70°	До 8	11	1,5
60—65°	До 9	12	0

растворимости молекулярного кислорода в морской воде в зависимости от ее температуры и солености. В результате получены величины суточной интенсивности продукции кислорода от 0,05 до 0,40 $\text{мл } \text{O}_2/\text{л}$.

В связи с этим можно считать, что за сутки в различных районах бассейна образуется от 0,07 до 0,54 мг/л органического вещества фитопланктона. По зонам водоема и месяцам вегетационного периода интенсивность этого процесса за последние годы приведена в табл. 9.

Таблица 9

Район	Суточная продукция органического вещества в мл O_2 /л по месяцам								
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Атлантические воды в южном районе Норвежского моря	0	0,07	0,1	—	0,18	0,02	—	0,03	0,02
Норвежское море, центральный район	0,1	0,06	0,1	0,1	0,07	—	0,16	0,21	—
Полярные воды в Гренландском море	0	—	0,32	0,35	—	0,24	—	0	0
Атлантические воды в Гренландском море	—	0	—	0,14	—	0,34	—	0	0
Датский пролив и район Исландии, Ян-Майен	0	0,18	0,35	0	0	0,11	0,29	0,17	—
Зона «ледовых вод» в районе юго-восточного побережья Гренландии	—	—	0	0,04	0,40	0,53	—	0	0
Береговые воды в Норвежском море	—	0	0,18	0,1	0,1	—	—	0	—
Береговые воды в Гренландском море	—	—	—	0,33	—	0,38	—	0	0

Наибольшая суточная интенсивность фотосинтеза наблюдается в северной зоне бассейна, где в июле — августе продукция кислорода за сутки достигает 0,38—0,40 мл O_2 /л. В полярных водах интенсивность фотосинтеза выражается величинами 0,21—0,35 мл O_2 /л, особенно в зоне, покрываемой в холодные сезоны года плавучими льдами. Воды гающих льдов обогащены большим количеством питательных веществ в связи с непрерывным контактом льдов с постоянно обновляющимися массами морской воды. В атлантических водах суточная продукция кислорода равна 0,06—0,13 мл O_2 /л, а в водах самого бассейна от 0,16 до 0,22 мл O_2 /л.

Толщина фотического слоя, в котором в вегетационный период протекает фотосинтез нового органического вещества, достигает 30—50 м и более в глубину, в зависимости от сезона года. В весенние месяцы (март — май) глубина слоя активного фотосинтеза в среднем по водоему достигает 50 м.

В мае и июне слой фотосинтеза распространяется до 70—100 м, а в южной части Норвежского моря до 110—140 м. В июле и августе он значительно уменьшается и в среднем за летние месяцы простирается только до глубины 47 м. В сентябре в южных районах этот слой уменьшается до 30 м. При оценке толщины фотического слоя следует учитывать, что солнечный свет, поставляющий энергию для фотосинтеза, достигает глубин 100 м и больше в количестве, едва достаточном для того, чтобы поддержать фотосинтез и уровень выделяемого при этом кислорода на уровне его потребления при дыхании организмов. По нашим данным и данным других исследователей, интенсивность освещенности и фотосинтеза с глубиной представлена на рис. 5.

Для диатомовых величин, компенсирующей потребление кислорода при дыхании, можно считать 0,4‰ световой интенсивности ясного дня (Трофимов, 1938), составляющей 200—400 лк. Фотосинтез происходит и при меньшей освещенности, на глубине более 100 м, но интенсивность его постепенно затухает. Темновой эффект фотосинтеза, исследованный рядом авторов, по-видимому, можно ожидать и на больших глубинах океанов и морей.

Распределение интенсивности фотосинтеза по глубине в фотическом слое по нашим расчетам характеризуется данными табл. 10.

Таблица 10

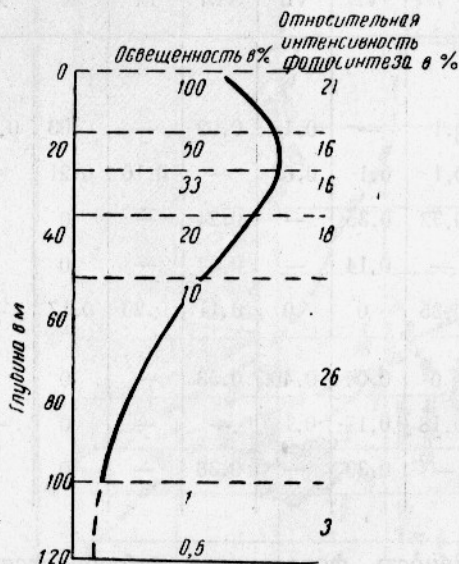


Рис. 5. Распределение освещенности и интенсивность фотосинтеза в морской воде на разной глубине.

Глубина в м	Относительная интенсивность фотосинтеза в %	
	согласно на- шим расче- там, по сред- ним данным Нильсена для океана	по данным суточной станции в Норвежском море (июнь)
0—15	21	16
15—35	32	34
35—50	18	20
50—100	26	26
100—120	3	4

Определив интенсивность фотосинтеза по сезонам и районам, а также толщину слоя активного фотосинтеза в соответствующих местах и по месяцам, можно установить порядок величины первичной продукции водоема за год.

В связи с малой доступностью северо-западной части Гренландского моря для океанографических наблюдений и исследований, эту часть водоема мы исключили из общей площади, занимаемой бассейном. Районы, покрытые в значительной мере постоянными сплоченными льдами, занимают, по нашим подсчетам, по сезонам следующие площади в пределах бассейна:

Сезон	Площадь в км ²
Зима	800×10 ³
Весна	780×10 ³
Лето	550×10 ³
Осень	650×10 ³

По данным полярных исследователей [14] известно, что в светлое время года в разводьях между льдами происходит интенсивный фотосинтез. По нашим наблюдениям и подсчетам, суточная интенсивность фотосинтеза в водах, опресняемых тающими льдами, относительно очень велика. Она выше, чем во многих остальных районах Норвежско-Гренландского бассейна. Однако во времени такой фотосинтез менее продолжителен, чем в других районах водоема, и по глубине охватывает весьма незначительный слой (10—20 м).

Роль ледовых вод в формировании первичной продуктивности всего водоема сводится в основном к кратковременному интенсивному процессу образования нового первичного органического вещества в водоеме, сконцентрированному в самом верхнем подповерхностном слое

воды. В сравнительно короткий период времени потребители органического вещества холодолюбивого фитопланктона получают весьма концентрированное и локализованное под самой поверхностью моря питание.

Величина первичной продукции по районам и сезонам составляет 2×10^9 т органического вещества в год. Составляющие этой продукции в Норвежско-Гренландском бассейне (согласно средним данным наблюдений и первичным расчетам по суточной «чистой продукции» кислорода) приведены в табл. 11.

Таблица 11

Сезон	Район	Площадь района в тыс. км ²	Слой активного фотосинтеза в км	Продолжительность вегетационного периода в днях	Дневная продукция глюкозы в мг/л	Продукция района в т глюкозы в год
Март—апрель	75—80°	270	0	—	—	—
	70—75°	538	0,025	61	0,054	443·10 ⁶
	61—70°	926	0,05	61	0,067	189·10 ⁶
Май — июнь	75—80°	270	0,05	61	0,107	88·10 ⁶
	70—75°	590	0,05	61	0,08	146·10 ⁶
	61—70°	950	0,05	61	0,134	382·10 ⁶
Июль — август	75—80°	338	0,05	92	0,18	280·10 ⁶
	70—75°	700	0,05	92	0,107	348·10 ⁶
Сентябрь—октябрь	61—70°	995	0,05	92	0,08	366·10 ⁶
Ноябрь	75—80°	700	0	—	—	—
	70—75°	300	0	—	—	—
	61—70°	1000	0,025	61	0,107	172·10 ⁶

ВЫВОДЫ

1. В формировании водной толщи Норвежско-Гренландского водоема, кроме вод Атлантического океана и Полярного бассейна, участвуют речные воды в основном с берегов Скандинавии и льды, приносимые из Полярного бассейна и с островных ледников.

2. Речной сток вдоль берегов Скандинавии создает предпосылку для повышения первичной кормности вод верхнего слоя.

3. В слоях морской воды, опресненной тающими льдами, наблюдается повышенная интенсивность образования нового органического вещества на базе питательных веществ, сконцентрированных плавающими льдами из воды.

4. При внешнем водообмене основную массу биогенных веществ в фотическом слое бассейн получает с водами Атлантического океана.

5. В фотическом слое образование нового органического вещества в несколько раз превышает его поступление из смежных водоемов.

6. Водообмен бассейна со смежными водоемами весьма интенсивен и достигает 40% его общего объема.

7. По величине образующегося в водоеме органического вещества верхние слои бассейна следует считать весьма продуктивными.

8. Полученный материал по газовому и биогенному режиму водоема позволяет обосновать величину его первичной продуктивности.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. П. Полярный фронт в Норвежском и Гренландском морях. Труды ПИНРО. Вып. XI. Пищепромиздат. 1959.
2. Алексеев А. П. О происхождении донной воды Норвежского моря. Научно-технический бюллетень ПИНРО. № 4 (8). 1959.
3. Антонов В. С. Роль материкового стока в режиме течений Северного Ледовитого океана. Проблемы Севера. Вып. 1. 1958.
4. Берникова Т. А. О методике анализа водных масс на примере Норвежского моря. Труды Балтиро. Вып. VI. Пищепромиздат. 1960.

5. Зайцев Г. Н. Тепловой баланс Норвежского и Гренландского морей и факторы, его образующие. Труды ВНИРО—ПИНРО. Изд-во журнала «Рыбное хозяйство». 1960.
 6. Зубов Н. Н. Льды Арктики. Изд-во Главсевморпути. 1944.
 7. Куприянов В. В. Сток и испарение с речных водосборов Скандинавии. Труды ГГИ. Вып. 78. 1960.
 8. Лактионов А. Ф., Шамонтьев В. А. и Янес А. В. Океанографический очерк северной части Гренландского моря. Труды ВНИРО—ПИНРО. Изд-во журнала «Рыбное хозяйство». 1960.
 9. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Труды НИУ. Серия IV «Гидрология суши». Вып. 18. Гидрометеиздат. 1945.
 10. Львович М. И. Нормы стока Норвегии. Известия ГГИ. № 70. Гидрометеиздат. 1935.
 11. Мусина А. А. Гидрохимическая характеристика Арктического бассейна. Вопросы гидрохимии Арктического бассейна. Т. 218. 1960.
 12. Скопинцев Б. А. и Крылова Л. П. Вынос органического вещества крупнейшими реками Советского Союза. ДАН СССР. Т. 105. № 4. 1955.
 13. Чигирин Н. И. Система угольной кислоты в водах северного полярного бассейна и Гренландского моря. Труды Первой высокоширотной экспедиции на «Садко» в 1935 г. Т. 1. Вып. 1. Изд-во Главсевморпути. 1939.
 14. Ширшов П. П. Жизнь полярного моря. Поход «Челюскина». Т. 1. Изд-во Главсевморпути. 1934.
 15. Paasvhe E. Phytoplankton Distribution in the Norwegian Sea in June 1954. Report on Norwegian Fishery and Marine Investigations. V. XII. № 11. 1960.
 16. Sverdrup H. U., Johnson M. W. a. Fleming R. H. The Ocean Their physich, chemistry and general biology. 1954.
-