

Том XLVIII	Труды Всесоюзного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО)	1963
Том L	Известия Тихоокеанского научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии (ТИНРО)	

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА БЕРИНГОВА МОРЯ

(Экспедиция 1957, 1958 и 1959 г.)

М. В. Федосов и Р. Л. Давидович

ВНИРО — ТИНРО

Берингово море вмещает более  $3,6 \times 10^6$  км<sup>3</sup> морских вод при площади моря  $2,3 \times 10^6$  км<sup>2</sup>. Верхние слои этого громадного водоема, которые служат средой обитания и интенсивного развития морских промысловых организмов, подстилает на глубине в среднем от 370 до 670 м километровый слой водной толщи, очень бедный растворенным молекулярным кислородом (меньше 1 см<sup>3</sup> O<sub>2</sub> на 1 л морской воды). Нормальное дыхание в таких условиях для большинства морских промысловых организмов затруднено или невозможно.

В то же время Берингово море почти в 1,7 раза больше по площади, чем Баренцево море, и имеет большое рыбопромысловое значение.

В западной части глубоководной зоны Берингова моря поверхность водного слоя с большим дефицитом кислорода (меньше 1 см<sup>3</sup> O<sub>2</sub> на 1 л морской воды) расположена в среднем на глубине от 370 до 380 м (рисунки).

В восточной глубоководной части моря, и в северной ее области, верхняя граница слоя дефицита кислорода лежит на большей глубине, в среднем 640—670 м. Если считать 500 м за среднюю глубину положения верхней границы слоя дефицита кислорода, то в западной глубоководной части моря эта граница лежит выше указанной средней глубины, за некоторыми отдельными исключениями, с резким понижением в северной и в восточной глубоководной частях моря. Однако и в северной и в восточной частях моря верхняя граница дефицита кислорода местами расположена несколько выше средней глубины (470—480 м).

Такое расположение верхней границы дефицита кислорода с повышением на западе (380 м) и понижением к востоку (670—730 м) наблюдалось и в водах Тихого океана, омывающих Командорско-Алеутскую гряду островов с юга.

При размерах площади, приходящейся на глубоководную часть моря, около  $1,1 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup> объем верхнего аэрированного слоя равен  $0,5 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>. На материковую отмель воды со значительным дефицитом кислорода не проникают. Вместе с водной толщей, расположенной над

шельфом Берингова моря, объем аэрированной морской воды занимает  $0,5 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ . В этом случае около  $3 \cdot 10^6 \text{ км}^3$  морских вод аэрированы незначительно.

В то же время даже объем хорошо аэрированной водной толщи Берингова моря почти в два раза превышает весь объем водной массы Баренцева моря ( $0,32 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ ). Интенсивному обогащению биогенными питательными слоями фотического слоя Берингова моря в результате вертикального перемешивания водных слоев способствует то, что глубоководная часть его обеднена кислородом и вследствие этого здесь высокое содержание фосфатов и силикатов.

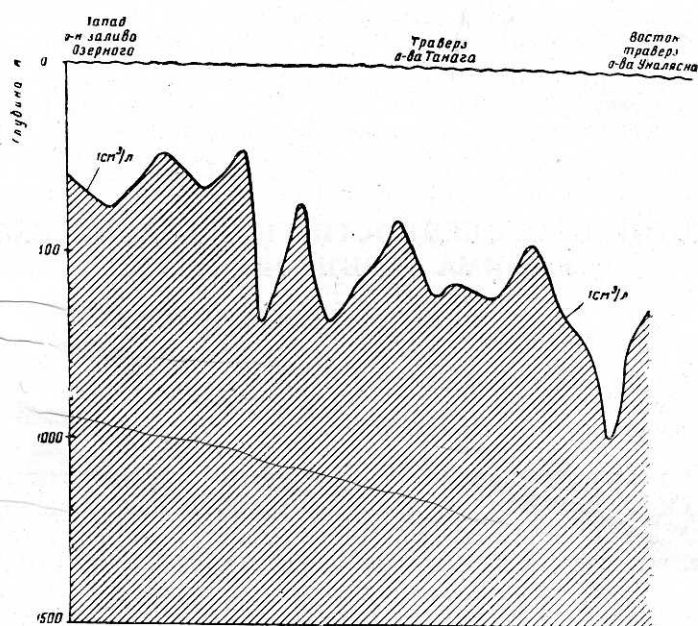


Схема расположения верхней границы водного слоя с дефицитом кислорода (меньше  $1 \text{ см}^3$  кислорода в  $1 \text{ л}$ ).

Верхние аэрированные слои Берингова моря сравнительно высоко продуктивны, особенно на материковой отмели, обогащаемой в первую очередь речным стоком с суши. Этому способствует большой по площади размер материковой отмели. Водные слои, заполняющие пространство над шельфом Берингова моря, покрывают площадь до 46% всей поверхности дна этого водоема. Однако значительная часть этого пространства в холодное время года покрыта льдом. Наибольший интерес как продуктивные районы промысла представляют средняя и южная части шельфа. Как известно, формирование водных слоев этого мелководья происходит путем поступления сюда вод глубинной части Берингова моря и тихоокеанской воды из зоны зал. Аляска, а также и речного стока с берегов Аляски. В свою очередь воды глубоководной части Берингова моря состоят в основном из вод Тихого океана, трансформированных морем в различной степени.

При исследовании условий снабжения питательными веществами верхнего фотического слоя, где в морском водоеме происходит новообразование органического вещества — основной части его первичной продуктивности, — необходимо произвести анализ количественных показателей водообмена рассматриваемого водоема и отдельных его районов и слоев.

Составляющие водного баланса Берингова моря оцениваются рядом исследователей в следующих величинах.

В Берингово море поступает от  $100 \cdot 10^3$  до  $240 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> тихоокеанских вод; от  $62 \cdot 10^3$  до  $160 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> ежегодно уходит из Берингова моря обратно в пределы Тихого океана.

Водообмен с Тихим океаном через проливы Командорско-Алеутской гряды в западной, более открытой части проходит через сечение в  $580$  км<sup>2</sup> и в восточной части с множеством островов — через сечение в  $154$  км<sup>2</sup>.

Учитывая размеры проливов, можно считать что в восточной части из Тихого океана в Берингово море ежегодно поступает не более  $40000$  км<sup>3</sup> воды, в среднем около  $15000$  км<sup>3</sup>.

Исследователи указывают, что внешний водообмен Берингова моря летом, т. е. в период вегетации, возрастает в 2—3 раза. Такое неравномерное распределение по сезонам года интенсивности водообмена Берингова моря позволило А. Ф. Плахотнику критически пересмотреть величину водообмена Берингова моря с Полярным бассейном. Он оценивает ежегодный расход берингоморской воды в Полярный бассейн не в  $44,8 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>, а всего в  $21 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> в год.

Еще меньшую величину составляет ежегодный принос воды из Полярного бассейна через Берингов пролив — от  $3,4 \cdot 10^3$  до  $5,7 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup> в год.

Ежегодное поступление атмосферных осадков на поверхность Берингова моря, являющихся источником снабжения фотического слоя моря в основном биогенными соединениями азота, оценивается от  $1300$  до  $1600$  км<sup>3</sup> в год.

В Берингово море стекает в среднем  $650$  км<sup>3</sup> в год речных вод с большим количеством взвешенных веществ.

Из приведенных данных видно, что основную часть водообмена составляют тихоокеанские воды, которые могут создать полный обмен вод юго-западной глубоководной части Берингова моря не ранее как через 12—15 лет.

В таком случае снабжение биогенными элементами верхнего фотического слоя моря, где происходит новообразование органического вещества — основной части первоисточника органической пищи в открытой зоне морского водоема, прежде всего обеспечивается вертикальным перемешиванием вод подстилающего слоя с водами фотического слоя. Кроме ежегодного зимнего вертикального перемешивания вод, в Беринговом море происходит интенсивное перемешивание вод над восточным материковым склоном.

В результате вертикального перемешивания в зоне материкового склона воды более глубоких слоев Берингова моря, обогащенные биогенными элементами, проникают частично и на береговую отмель. С другой стороны интенсивное вертикальное перемешивание в восточной области моря способствует аэрации нижележащих слоев воды, тем самым опуская верхнюю границу слоя дефицита кислорода на востоке еще на  $200—300$  м в глубину.

В результате вся верхняя часть материкового склона в восточной части Берингова моря до  $700$  м и более в глубину содержит более  $1$  см<sup>3</sup> O<sub>2</sub> в  $1$  л воды, что и придает этой зоне восточного склона биологически удовлетворительные условия для существования здесь морских организмов, о чем нельзя сказать для подобных глубин в западной части моря.

В то же время водообмен северо-восточной части моря, обширной области материковой отмели, происходит интенсивно. По данным и обобщениям ряда исследователей [1, 3] можно считать, что водообмен над восточной и северо-восточной областью обширной материковой отмели в восточной части Берингова моря в основном протекает с юга и юго-запада от глубоководной части Берингова моря и через восточные

проливы Алеутской гряды от океана в северном направлении к Берингову проливу.

Многочисленные исследования водообмена в Беринговом проливе и наиболее доступная область моря для подобных измерений при всех сложностях работы в зоне полярных льдов позволяют взять полученные результаты за основу расчета порядка величин годового водообмена над материковой отмелью восточной части Берингова моря.

Наиболее вероятной в настоящее время величиной годового выноса вод через Берингов пролив в Полярный бассейн можно считать величину равную  $22 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  в год. В зоне Анадырского залива и западной части северного шельфа преобладает движение вод с севера в южном и юго-западном направлениях, в северо-восточной части берингоморского шельфа — с юга на север, иначе невозможен был бы выход берингоморских вод через Берингов пролив в Полярный бассейн. Да и непосредственные наблюдения и гидрологические расчеты показывают, что в северной части над материковой отмелью Берингова моря основное перемещение водных слоев происходит против часовой стрелки.

Этим течением весь большой сток р. Юкона, впадающей в море севернее о-вов Нельсон и Нунивак, уносится к северу, поэтому некоторые исследователи относят сток этой реки к составляющей водного баланса Полярного бассейна.

От  $22 \cdot 10^3$  до  $44 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  воды из смежных глубоководных районов ежегодно проходит в основном в северном направлении над восточным и северо-восточным шельфом Берингова моря и участвует в формировании водной толщи этой области.

Интенсивность такого водообмена над восточной материковой отмелью — 25—50% от объема воды в этой зоне.

$$\frac{0,22 \cdot 10^5 \text{ км}^3 \cdot 10^2}{0,09 \cdot 10^6 \text{ км}^3} = 25\%$$

и

$$\frac{0,44 \cdot 10^5 \text{ км}^3 \cdot 10^2}{0,09 \cdot 10^6 \text{ км}^3} = 50\%$$

Такой порядок интенсивности водообмена превышает интенсивность водообмена со средней величиной для всего Берингова моря, которую называет в своей монографии А. К. Леонов [3]. По Леонову, величина интенсивности водообмена Берингова моря по отношению к его объему составляет 3%.

$$\frac{1,1 \cdot 10^5 \text{ км}^3 \cdot 10^2}{3,6 \cdot 10^6 \text{ км}^3} = 3\%$$

Такое различие относительных величин интенсивности водообмена для моря в целом и для его мелководной области можно объяснить тем, что в мелководной области скорости течений под влиянием воздействия ветров больше и вследствие этого водообмен более интенсивен (3% для моря и до 50% на мелководье). Это подтверждается наличием возвратного потока морских вод в северной части зоны мелководья севернее и вокруг о-ва Лаврентия. По объему переноса вод этот поток мощнее, чем поток вод, поступающих ежегодно через Берингов пролив из Полярного бассейна, и существует за счет притекающих вод из района северо-восточного и восточного шельфа в дополнение к водным массам, вытекающим из Полярного бассейна через пролив.

Эти расчеты позволяют считать, что с юга и юго-запада из смежных глубоководных районов через область восточной материковой отмели ежегодно проходит в северном направлении до  $45 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  морской воды, опресняемой почти  $450 \text{ км}^3$  вод материкового стока.

Интенсивность снабжения поверхностного фотического слоя биогенными элементами, накопленными в нижних слоях водоема, можно про-



следить и оценить по послойному распределению этих элементов. При этом следует учитывать физико-химические условия в каждом из рассматриваемых слоев морской воды.

**Распределение концентраций фосфатов и моносиликатов в различных водах по слоям**

(средние величины в *мкг/л* и % (в скобках) от средней концентрации глубинных вод).

*I. Воды Тихого океана, омывающие Курильско-Алеутские о-ва с юга (1957 г.).*

Слой	Район		
	Прикамчатский	Западный	Центральный
Фосфаты			
Фотический . . . . .	36 (39)	36 (39)	40 (43,5)
Подстиляющий . . . . .	80 (87)	77 (84)	69 (75)
Нижний с дефицитом кислорода . . . . .	—	96 (103)	88 (96)
Кремний моносиликатов			
Фотический . . . . .	789 (12,5)	1090 (17)	931 (15)
Подстиляющий . . . . .	2506 (40)	3312 (62)	3213 (51)
Нижний с дефицитом кислорода . . . . .	—	6233 (98,5)	6355(100,3)

*II. Воды Берингова моря (1959 г.)*

Слой	Глубоководная зона	Свал	Морской край шельфа		Материковая отмель	
			200—100 м	200—50 м	50 м	
Кремний моносиликатов						
Фотический . . . . .	540—890	420	342	207	204	—
Подстиляющий . . . . .	2620—2850	1840—2540	2700	730	—	—
С дефицитом кислорода . . . . .	4850—6540	—	—	—	—	—
Глубинный . . . . .	6850—6940	—	—	—	—	—
Фосфаты						
Фотический . . . . .	31—43	14	17—15	15—20	18	—
Подстиляющий . . . . .	77—86	69	52—71	50—67	—	—
С дефицитом кислорода . . . . .	107—109	—	—	—	—	—
Глубинный . . . . .	102—112	—	—	—	—	—

Воды западного шельфа обычно содержат в соответствующих слоях больше фосфатов и силикатов, чем воды восточного шельфа.

На западе четко обрисовываются области подъема глубинных вод выше среднего горизонта этих вод для всего моря (выше 500 м). Создаются условия для повышенного содержания биогенных элементов в фотическом и подстиляющем его слоях в этих местах. Однако дефицит кислорода, сохраняющийся в поднимающихся водах, свидетельствует, что перемешивание их с поверхностным фотическим слоем в период вегетации незначительно.

Приведенные средние данные, полученные при обработке результатов экспедиционных сборов, сделанных в рейсах 1957, 1958 и 1959 г., показывают, что при переходе от глубоководных зон к морскому склону и к морской отмели содержание фосфатов в фотическом, верхнем слое снижается до 23 *мкг Р/л* и в подстиляющем его слое до 13—16 *мкг Р/л*. При средних концентрациях фосфатов, наблюдавшихся в вегетационные периоды в фотическом слое глубоководных зон в 37—40 *мкг Р/л*, это уменьшение равно 62%. Такие величины расхода фосфатов при переходе

вод в область материковой отмели следует считать минимальными, так как на мелководье, безусловно, происходило пополнение содержания фосфатов в верхнем слое за счет значительно более высоких концентраций их в нижележащем подстилающем слое. Для кремния растворенных моносиликатов наблюдалось даже большее снижение концентрации при переходе от глубоководной зоны на мелководье — до 510  $\text{мкг Si/l}$  (до 72%), так же как и для кремния растворенных моносиликатов в нижележащем подстилающем слое при переносе вод в сторону мелководья.

Следует учитывать, что снижение концентрации фосфатов и растворенных силикатов наблюдалось не только в зоне фотосинтеза, но и в подстилающем его слое воды. Это позволяет нам принять величину потребления фосфатов в 38  $\text{мкг P/l}$  (23+15) за минимальную, учитывая, что происходит пополнение фосфатами фотического слоя из подстилающего слоя воды, где фотосинтез не протекает, что компенсирует убыль растворенных фосфатов за счет изменения их растворимости под влиянием новых физико-химических условий морской воды в зоне береговой отмели.

Д. А. Сметанин [4] на основании фактических данных, собранных в западных районах Берингова моря, рассчитывает убыль в содержании фосфатов и относит ее за счет ассимиляции их фитопланктоном за ежегодный вегетационный период. При толщине фотосинтетического слоя в среднем в 30 м полученные Сметаниным результаты в пересчете на объем воды дают величины ассимиляции за вегетационный период в году от 40 до 183  $\text{мкг P/l}$  (от 1200 до 5500  $\text{мг P/m}^3$ ). За год проходит над восточным мелководьем, как было показано выше, не менее  $44 \cdot 10^3 \text{ км}^3$  морской воды; ежегодно при этом ассимилируется не менее 38  $\text{мг P/m}^3$  из каждого кубического метра (или 38 т из каждого кубического километра). Ассимиляция такого количества фосфатов позволяет фитопланктону синтезировать  $250,8 \cdot 10^6 \text{ т}$  полноценного органического вещества.

$$38 \times 44\ 000 \times 150 = 250\ 800\ 000 \text{ т орг. веш.}$$

Известно, что рассчитанный по убыли биогенных элементов «урожай» фитопланктона без учета возврата их за счет регенерации при распаде органического вещества и повторной ассимиляции их фитоорганизмами меньше в несколько раз величины первичной продукции фитопланктона. Для Берингова моря, в основном, по данным наблюдений в его западной части, В. Н. Иваненков [2] вычисляет величину первичной продукции в три — пять раз больше, чем величина «урожая» фитопланктона за вегетационный период в году. По данным Иваненкова можно рассчитать, что в неретической зоне Берингова моря в период 1950—1952 гг. ежегодная видимая продукция органического вещества фитопланктона составляла в среднем  $735 \cdot 10^6 \text{ т орг. веш.}$   $\left(\frac{589,1 \times 2}{1,6}\right)$ .

Различие величин найденной нами по ассимиляции биогенных элементов и вычисленной по данным Иваненкова, почти трехкратное, для области материкового склона вполне вероятно, если учесть интенсивность регенерации биогенных элементов.

Сказанное позволяет считать, что приведенные величины ежегодной продукции органического вещества на материковой отмели Берингова моря достигают от  $0,5 \cdot 10^9$  до  $1 \cdot 10^9 \text{ т}$ .

Интенсивность образования нового органического вещества из минеральных соединений на восточной отмели выражалась в 1958—1959 гг. показателями суточного прироста кислорода порядка 0,05—0,28  $\text{мг O}_2/\text{л}$  и пресыщения воды растворенным кислородом до 105—109%. В то же время наблюдалась прерывистость в упомянутом процессе фотосинтеза. Рядом с водной толщей, в которой наблюдается интенсивный фотосинтез, встречаются водные слои, пересыщенные кислородом, но в момент наблюдения суточного прироста кислорода в них не наблюдается. Мощ-

ность фотического слоя, однако, невелика и колеблется от 15 до 30 м в глубину.

Об интенсивности фотосинтеза в фотическом слое отдельных районов восточной береговой отмели говорит и процент ассимиляции биогенных элементов в этом слое, судя по сравнению с содержанием этих соединений в подстилающей водной толще. В вегетационный период фосфаты убывают в фотическом слое на 30—35 мг до 30—40% от их содержания в сезоны регенерации. Аналогичную картину представляет анализ данных о содержании в воде растворенных моносиликатов. В фотическом слое их содержится на 500 и более *мкг Si/л* меньше, чем в подстилающих этот слой водах, что составляет также до 35% уменьшения их концентрации. Однако на восточном шельфе это можно объяснить ассимиляцией их фитопланктоном в процессе фотосинтеза не во всех районах, в то время как на западе в горле Анадырского залива пересыщение воды молекулярным кислородом достигало 128—145% и вообще было не ниже 110% и соответственно суточный прирост кислорода достигал очень большой величины — 0,43—0,65 *мл O<sub>2</sub>/л*. В этом районе и ассимиляция биогенных элементов идет очень интенсивно, но в верхнем слое всего в 8—15 м в глубину.

Берингоморские воды богаты биогенными элементами. Своеобразие распределения молекулярного кислорода в водной толще делает громадный морской водоем мелководным, подстилаемым снизу водными массами с летальным дефицитом кислорода и богатыми фосфатом и другими биогенными элементами. Такая своеобразная «мелководность» водной толщи моря с благоприятным для водных организмов кислородным режимом создает предпосылку для большего сосредоточения объектов промысла в верхних слоях моря, содержащих достаточное количество кислорода для жизнедеятельности морских организмов. Область восточной береговой отмели обильно снабжается речным стоком с берегов Аляски (до 2% и более от объема фотического слоя). Однако основная масса речного стока, поступающего по руслу р. Юкона, безусловно, приносила бы несравнимо больше пользы для продуктивности вод восточного шельфа, если была бы перераспределена по руслу нижнего течения р. Кускоквима, тем более, что русла обеих рек на 160 меридиане расположены близко. Обильный речной сток в более теплый, свободный от льдов район восточного шельфа значительно повысил бы первичную продуктивность этой перспективной в рыболовном отношении области.

Мероприятия по повышению продуктивности глубоководных районов моря путем увеличения интенсивности перемешивания водных слоев (электрические и атомные реакторы) именно в Беринговом море весьма перспективны и создали бы новые зоны повышенной первичной кормности, первичной продуктивности и концентрации промысловых организмов. Дополнительные запасы питательных веществ и тепла поступали бы в верхние продуктивные слои водоема. Но и в современных физико-географических условиях Берингово море по содержанию биогенных веществ и биохимическим процессам синтеза органического вещества относится к числу продуктивных морских водоемов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Добровольский А. Д. и Арсеньев В. С. К вопросу о течениях Берингова моря. «Проблемы Севера». Вып. 3. Изд. АН СССР, 1959.
2. Иваненков В. Н. Первичная продукция Берингова моря. Тр. Института океанологии. Т. 51. Изд. АН СССР, 1961.
3. Леонов А. К. Региональная океанография. Ч. I. Гидрометеиздат, 1960.
4. Сметанин Д. А. Об оценке продукции органического вещества в некоторых районах Берингова и Охотского морей. Тр. Института океанологии. Т. 17. Изд. АН СССР, 1956.