

УДК 551.465

ИСТОЧНИКИ ОПРЕСНЕНИЯ ВОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ ПО ИЗОТОПНЫМ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) ДАННЫМ

© 2024 г. Е. О. Дубинина^{1,*}, С. А. Коссова¹, А. А. Осадчиев²,
Ю. Н. Чиждова¹, А. С. Авдеенко¹

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: elenadelta@gmail.com

Поступила в редакцию: 23.10.2023 г.

После доработки 26.10.2023

Принята к публикации 16.11.2023 г.

На основе изучения изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, δD) характеристик и солёности в 177 пробах морской воды проведена оценка изотопных параметров и происхождения источников опреснения субповерхностных, промежуточных и глубинных вод западной части Берингова моря. Показано, что субповерхностные, диотермальные и, частично, промежуточные воды (<1000 м) опреснены атмосферными осадками региона. Для этих вод установлены уравнения связи изотопных параметров с солёностью:

$$\delta^{18}\text{O} = [0.39 \pm 0.02]\text{S} - 13.52 \pm 0.61 \text{ и } \delta\text{D} = [3.1 \pm 0.1]\text{S} - 107.0 \pm 2.7.$$

Подстилающие их воды (1000–2500 м) также опреснены атмосферными осадками, но выпадающими южнее ($\approx$ на 40–45° с. ш.). Наиболее глубокие воды (2800–4300 м) сохраняют сигнал, приобретенный при опреснении талыми водами антарктического ледникового льда. Вариации изотопных параметров с глубиной указывают на процесс вертикального перемешивания в интервале $\approx$ 1000–2500 м, которое должно влиять на распределение биогенных компонентов, кислорода и органики в водах западной части Берингова моря. Изотопные параметры вод, поступающих в галлокин Северного Ледовитого океана ($S = 33.1$) из Берингова моря, по нашим оценкам, составляют $\delta^{18}\text{O} = -0.61\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -5.4\text{‰}$.

Ключевые слова: изотопы кислорода, изотопы водорода, Берингово море, опреснение, связь — изотопный состав — солёность, тихоокеанские воды, Арктика, Берингов пролив

DOI: 10.31857/S0030157424030035, EDN: QCOALI

ВВЕДЕНИЕ

Берингово море является единственным поставщиком тихоокеанских вод в Северный Ледовитый Океан (СЛО) ($\approx 1 \text{ Sv}^1$, [57]), остальной приток в СЛО составляют воды атлантического происхождения, поступающие через пролив Фрама, Баренцево море и Канадский архипелаг [6, 52 и другие работы]. Также как и атлантические, тихоокеанские воды отличаются повышенным содержанием биогенных компонентов по сравнению с поверхностными арктическими водами [8, 9, 16, 22, 24, 34] и являются фактором поддержания биологической продуктивности вод СЛО [64, 65, 67 и другие работы]. Однако они еще являются источником опреснения арктических вод, поскольку имеют солёность существенно ниже, чем солёность атлантических вод (в среднем ≈ 32 по сравнению с 34.9 епс).

Происхождение и перемещение пресных компонентов (ПК) в составе морских водных масс имеет большое значение для изучения динамики изменения климата Земли, и в этой области особую роль играют трассеры, которые позволяют идентифицировать морские и пресные воды по их геохимическому и изотопному облику (например, [13, 16, 58 и др.]). В Беринговом море процессы, связанные с потеплением климата, в последние десятилетия проявлены очень активно [38]: возрос поток тихоокеанских вод через Берингов пролив, повысилась средняя температура летних и упала солёность зимних берингоморских вод, что повлияло на их способность к вентилиции галлокина СЛО [65]. Классические термохалинные характеристики морских вод на фоне глобального потепления постепенно изменяются [32, 61], что отмечается даже для глубинных водных масс (например, [4]), в то время как изотопные

¹ Sv (свердруп) = 10 млн кубических метров в секунду.

параметры не зависят от смены физико-химических условий. На этом фоне установление источников и наблюдение за динамикой опреснения морских вод приобретает особую важность, в том числе для акваторий, не испытывающих значительного влияния континентального стока. К таким акваториям относится Берингово море, в котором материковый сток незначителен и сосредоточен лишь в северной части: реки Юкон (176 км^3 в год), Кукоквим (50 км^3 в год) и Анадырь (41 км^3 в год).

Процессы опреснения лучше всего отражаются в поведении консервативных параметров, таких как соленость и естественные изотопные трассеры ($\delta^{18}\text{O}$ и δD). Последние, в отличие от солености, способны дать информацию о происхождении ПК [9, 10, 14, 15, 49] и отразить процессы физической трансформации воды (испарение, конденсация, замерзание [15, 16, 21, 37]). В арктических акваториях источники опреснения разнообразны — это атмосферные осадки, континентальный сток, талые воды морского и речного льда, а также ледников архипелагов [17 и др.]. В водах, где происходит формирование и таяние льда, изотопные отношения кислорода и водорода являются чувствительными индикаторами модификации вод, которая проявляется в трансформации связи между величинами $\delta^{18}\text{O}$ (δD) и соленостью [3, 11, 12 и др.].

Пресный компонент в составе морской воды имеет внешнее, не морское происхождение, поэтому установление его типа и источника по изотопным параметрам молекулы воды позволяет делать заключения о движении водных масс. Прежде всего это касается промежуточных и глубинных вод, для которых локальное, или местное, опреснение не должно проявляться. Если удастся установить, в каком регионе могло иметь место опреснение, можно считать, что данная водная масса некоторое время назад там находилась. Для Берингова моря, имеющего сложное строение водной толщи, такой подход может оказаться информативным и пролить свет на историю движения водных масс по изменению типов ПК в их составе. Для решения этой задачи требуется знание двух изотопных параметров молекулы воды — кислорода и водорода.

Несмотря на высокую эффективность изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, δD) параметров в изучении арктических морских вод и ключевое значение Берингова моря в формировании вещественных потоков в СЛО, изотопных данных для вод севера и северо-запада Берингова моря опубликовано крайне мало. В основном изучались воды южной и северо-восточной частей Берингова моря, примыкающих к побережью Аляски [28, 68, 70, 71, и другие рабо-

ты]. Некоторая часть данных опубликована для поверхностных вод Берингова пролива и прилегающей территории шельфа севернее него (например, [18]), при этом большая часть работ посвящена биогенным компонентам (фосфаты, нитраты), а из изотопных трассеров — величинам $\delta^{18}\text{O}$, и $\delta^{13}\text{C}$ растворенного неорганического углерода (например, [16, 30 и др.]). Сколь-нибудь систематических данных по изотопному составу водорода для данного региона не имеется.

Оценки источников опреснения и величин $\delta^{18}\text{O}$ (ПК) вод Берингова моря имеют неоднозначный характер — они сильно варьируют в зависимости от места и глубины отбора проб [18, 19, 44, 66]. Например, вдоль побережья Аляски и севернее Берингова пролива на глубинах менее 200 м, как правило, устанавливается изотопно-легкий ПК ($\approx -20\text{‰}$). Со стороны Охотского моря и Анадырского залива воды Берингова моря опресняются компонентом, в котором величины $\delta^{18}\text{O}$ (ПК) выше примерно на 5–7‰. Такая разница, как правило, объясняется присутствием изотопно-“тяжелого” талого морского льда в летних водах Берингова моря [18]. Однако в Охотском море точно такой же изотопно-“тяжелый” ПК был установлен в промежуточных, а не поверхностных водах [66], что уже вряд ли можно отнести на счет талого морского льда. А, например, происхождение изотопно-“легкого” ПК в северной части Берингова моря может быть связано с вкладом полярных атмосферных осадков или речного стока с берегов Аляски.

Цель данной работы — установление природы и путей поступления пресных компонентов в воды Берингова моря, для чего были установлены изотопные параметры ($\delta^{18}\text{O}$, δD) основных водных масс и содержащихся в них ПК на разных глубинах, а также проведена оценка возможного влияния на расчеты процессов зимней модификации вод. Работы проведены в наименее изученной западной части Берингова моря — в зоне Корякского шельфа и Чукотского континентального склона, а также в районе Командорских островов в интервале глубин 10–4291 м, который охватывает весь диапазон субповерхностных, промежуточных и глубинных водных масс данной акватории.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В настоящей работе изучены образцы, собранные летом 2018 года в ходе 82-го рейса НИС “Академик Лаврентьев”. Были исследованы два района — полигон из 19 станций (ПОЛ), расположенный между Олюторским мысом и мысом

Наварин (зона Чукотского континентального склона и Корякский шельф), и группа из 7 станций (КОМ), расположенная немного севернее Командорских островов (рис. 1). Оба района находятся в зоне действия циклонического Берингово-морского течения [43, 59 и другие работы], часть вод которого поступает в зону шельфа, прилегающую к Берингову проливу [22, 23, 30, 33, 59 и другие работы]. Таким образом, изученный нами материал так или иначе характеризует состав вод, поступающих в СЛО из Берингова моря, не затронутых смешением с водами противотока, содержащими компоненты арктических вод. Район КОМ, в отличие от ПОЛ, существенно отдален от побережья — источника континентального стока вод и биогенных компонентов. Чтобы исключить переменные сезонные характеристики, в данной работе исключены из рассмотрения пробы, отобранные на глубинах менее 10 м.

Отбор проб проведен пробоотборником Rosette SBE32, оборудованным батометрами Нискина. На каждой станции опробованы горизонты от поверхности до дна, глубина опробования варьировала от 10 до 4291 м. При отборе проб проводилось гидрофизическое зондирование, по результатам которого для каждого образца были установлены температура и соленость. Расчет потенциальной температуры и условной плотности проведен с помощью программного обеспечения ODV [54].

Пробы для изотопного анализа кислорода и водорода отбирались в 10-мл герметичные од-

норазовые контейнеры из полипропилена. Изотопный анализ кислорода выполнен методом изотопного уравнивания в режиме CF IRMS с использованием масс-спектрометра DELTA V+ в опции GasBenchII (Thermo, Германия). Изотопный анализ водорода выполнен в режиме DI IRMS методом разложения микроколичеств воды на горячем хроме. Методы были детально описаны ранее [1]. Воспроизводимость определения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD составила $\pm 0.05\text{‰}$ и $\pm 0.3\text{‰}$ (1σ) соответственно. Правильность измерений и калибровка в шкале VSMOW-VSLAP контролировались измерением международных стандартов VSMOW, VSLAP, USGS45, USGS47. Измеренные величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD выражены в промилле (‰) относительно международного стандарта VSMOW:

$$\delta^{18}\text{O}(\delta\text{D}) = (R_{\text{SA}}/R_{\text{VSMOW}} - 1) \cdot 1000,$$

где R_{SA} и R_{VSMOW} — изотопные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$ в образце и стандарте соответственно. Результаты измерений вместе с гидрофизическими данными приведены в таблице электронного приложения (SM-1.xlsx).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Термохалинные характеристики и основные типы вод западной части Берингова моря

По своим TS характеристикам воды ПОЛ и КОМ, отобранные в июле 2018 года, близки к водам зоны Камчатского течения в летнее время

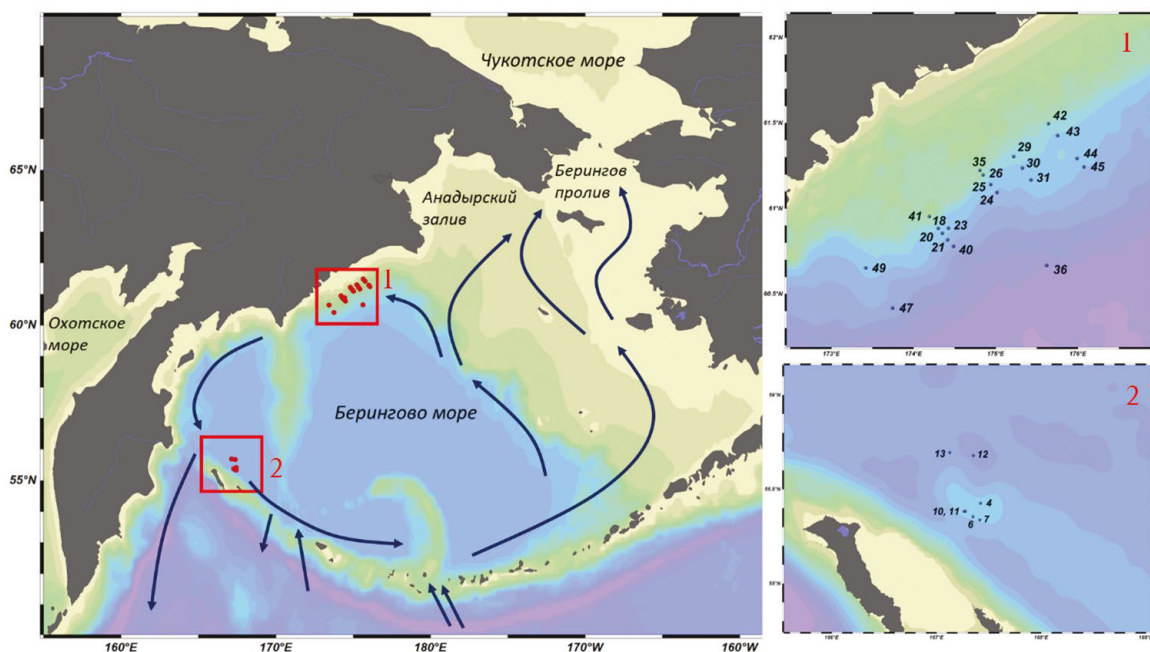


Рис. 1. Расположение станций, на которых были отобраны образцы вод западной части Берингова моря в ходе 82-го рейса НИС «Академик Лаврентьев» (июнь-июль 2018 г.). Районы: 1 — ПОЛ, 2 — КОМ. Течения — по работам [22, 30, 33, 43, 59].

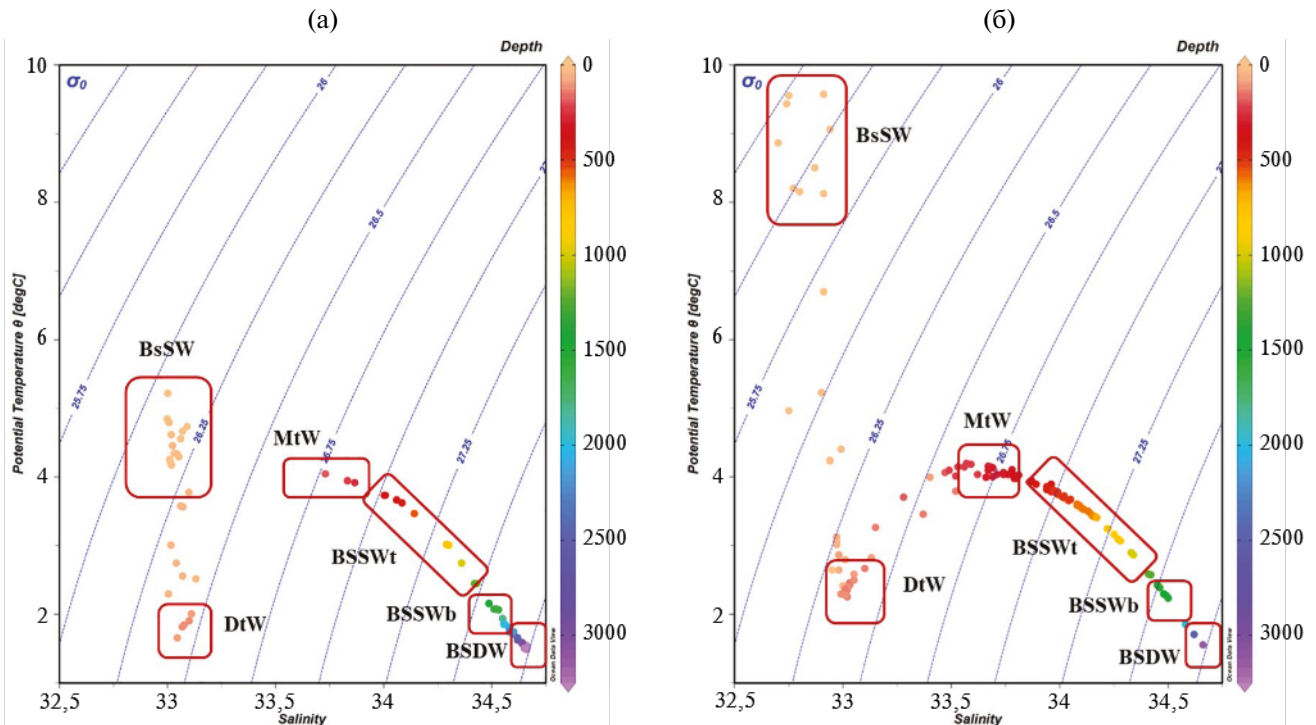


Рис. 2. TS-диаграммы, построенные для образцов вод, отобранных в районах КОМ (а) и ПОЛ (б). Обозначения вод: BsSW – субповерхностные; DtW – дихотермальные; MtW – мезотермальные; BSSWt, b – промежуточные верхние и нижние, BSDW – глубинные воды Берингова моря.

[41], а также к водам западного субарктического кругового течения [59] и водам Охотского моря [42, 66]. Это следует из очень характерного вида TS диаграмм (рис. 2), наиболее яркой чертой которых является присутствие так называемых дихотермальных, мезотермальных и глубинных плотных вод [57]. Отличием дихотермальных вод (Dichothermal Waters – DtW [40, 41]), называемых также промежуточной берингоморской водной массой, является их минимальная температура по сравнению с выше- и нижележащими водами.

Считается, что они формируются в процессе осеннего выхолаживания и последующей осенне-зимней конвекции (например, [69] и другие работы). Зимой DtW занимают слой морской воды от поверхности до глубин в 150–200 м. В летнее и осеннее время верхняя граница дихотермального слоя заглубляется до 20–60 м за счет распреснения и прогрева тонкого поверхностного слоя [7, 45, 55]. В изученных районах DtW проявлены отчетливо, причем при одинаковой солености, около 33 епс, минимальная их температура для КОМ несколько ниже, чем для ПОЛ (1.85 и 2.58°C соответственно). Несколько различаются и глубины нахождения ядра этих вод – в районе КОМ они составляют 100–120 м, а в районе ПОЛ – 120–160 м. Слой теплых и опресненных

субповерхностных вод, экранирующий от атмосферы дихотермальные воды, назван здесь сокращенно BsSW (Bering subSurface Waters), что соответствует летним поверхностным водам Берингова моря.

Непосредственно под DtW расположены более теплые и соленые мезотермальные воды (MtW, [57]), называемые также промежуточной тихоокеанской водной массой. Для обоих районов S и T этих вод близки и составляют $\approx 4^\circ\text{C}$ и ≈ 33.7 епс соответственно. Мезотермальные воды можно отнести к верхней части промежуточных вод, которые обозначены здесь как BSSW (Bering Sea Slope waters) согласно имеющимся в литературе классификациям [22, 32, 71].

Промежуточные воды в обоих районах занимают больший интервал глубин, переходя в мезотермальные воды в верхней части толщи и в глубинные воды (BSDW, Bering Sea Deep Waters) – в нижней. Их термохалинные и изотопные характеристики плавно меняются от характеристик, присущих MtW до присущих BSDW.

Выделение водных масс по температуре и солености не всегда соответствует распределению геохимических параметров, и, в принципе, эти критерии не обязаны совпадать [32, 61]. В связи с различным поведением величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в пределах BSSW, о чем будет сказано ниже,

Таблица 1. Термохалинные и изотопные (δD , $\delta^{18}O$) характеристики вод западной части Берингова моря

Тип вод*, район	Глубина, м	Соленость, епс	T, °C	$\delta^{18}O$, ‰	δD , ‰	$\delta^{18}O(ПК)$, ‰	$\delta D(ПК)$, ‰	Характеристика ПК
BsSW (КОМ)	9–92	33.04 ± 0.03	4.43 ± 0.23	–0.63 ± 0.14	–5.9 ± 0.4	–12.9 ± 1.8	–96 ± 11	Летние атмосферные осадки региона
BsSW (ПОЛ)	9–50	32.83 ± 0.09	8.22 ± 2.04	–0.75 ± 0.15	–6.4 ± 0.4			
DtW (КОМ)	92–119	33.08 ± 0.03	1.85 ± 0.13	–0.61 ± 0.11	–5.5 ± 0.4			
DtW (ПОЛ)	50–159	33.00 ± 0.03	2.58 ± 0.29	–0.61 ± 0.06	–5.6 ± 0.2			
MtW	138–351	33.66 ± 0.11	4.07 ± 0.09	–0.40 ± 0.12	–3.6 ± 0.5	–13.5 ± 0.6	–107 ± 3	Атмосферные осадки региона
BSSWt	239–874	33.83–34.30	3.01–3.95	–0.47...–0.06	–4.0...–1.3			
BSSWb	998–2418	34.49 ± 0.08	2.22 ± 0.36	–0.11 ± 0.04	–2.2 ± 0.3	–8...–11	–60...–70	Атмосферные осадки более южных широт
BSDW	2803–4291	34.64 ± 0.01	1.58 ± 0.07	–0.06 ± 0.03	–1.9 ± 0.1	–37 ± 15‰	–410 ± 140‰	Льды Антарктиды

* BsSW – субповерхностные; DtW – дихотермальные; MtW – мезотермальные; BSSWt, b – промежуточные верхние и нижние, BSDW – глубинные воды Берингова моря.

эта водная масса была разделена на верхнюю и нижнюю часть (BSSWt и BSSWb). Граница между этими двумя подтипами находится на глубине ≈ 1000 м.

На станциях 12 и 13 в районе КОМ и станции 36 в районе ПОЛ на глубинах более 2800 м установлены воды, которые отличаются по термохалинным и изотопным характеристикам от вышележащей толщи, и мы выделили их в отдельную группу глубинных вод (BSDW, Bering Sea Deep waters). Для этих вод характерна высокая условная плотность ($\sigma_0 = 27.75$), постоянная потенциальная температура (около 1.5°C) и соленость (выше 34.6 епс), а также крайне малые вариации изотопных параметров.

Для всех указанных типов вод были обособлены группы образцов, представляющих ядра водных масс (за исключением BSSWt, характеристики которой являются переменными), по которым были рассчитаны усредненные изотопные параметры (табл. 1). Поля соответствующих типов вод обозначены на TS диаграмме (рис. 2). Необходимо отметить, что для обоих районов различие в TS характеристиках вод проявлено только для субповерхностных (BsSW) и дихотермальных (DtW) вод, поэтому в таблице 1 характеристики этих вод для отдельных районов указаны отдельной строкой. Остальные типы вод идентичны для двух районов, и в таблице 1 приведены их общие характеристики.

Распределение изотопных характеристик вод с глубиной

По вертикали величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD в водах обоих районов распределены монотонно, аналогично поведению солености (рис. 3 а-в), однако не отвечают ему полностью. До глубин ≈ 1000 м как $\delta^{18}\text{O}$, так и δD снижаются резко, почти линейно, после чего быстро выходят на постоянные значения. При этом в распределении солености не наблюдается подобных перегибов.

Распределение изотопных характеристик вод в зависимости от солености

Соленость является основным параметром, по которому можно судить о консервативном поведении других трассеров морской воды. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD показывают линейную зависимость от солености, несмотря на некоторый разброс данных (рис. 4). В области $S \approx 33$ епс, которая маркирует воды дихотермального слоя, наблюдается небольшой вертикальный экскурс (рис. 4б), более заметный в масштабе рисунка для величин δD . В области солености до 34.3 епс для обоих

параметров наблюдаются линейные тренды, статистические параметры которых приведены на рис. 4а. Граница солености 34.3 епс соответствует глубинам до 1000 м. В области более высокой солености (от 34.3 до 34.6 епс, т. е. на глубинах 1000–2800 м) поведение изотопных параметров меняется, и особенно отчетливо это видно для величин δD , которые перестают возрастать пропорционально солености. Для величин $\delta^{18}\text{O}$ в этом интервале наблюдается резкое уменьшение разброса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Признаки модификации вод западной части Берингова моря

Консервативные изотопные трассеры $\delta^{18}\text{O}$ и δD , как правило, отражают модификацию вод, возникающую при формировании и выносе льда. Эти процессы хорошо различимы в координатах “изотопный состав — соленость”, но при условии, что система, из которой выносятся лед, является закрытой от активного обмена с окружающими водами. Согласно представлениям о происхождении дихотермальных вод, процесс модификации должен проявиться в них в первую очередь. Действительно, в координатах $\delta^{18}\text{O}$ -соленость (рис. 4б) наблюдается небольшой, но характерный экскурс в области солености ≈ 33 епс, к которой относятся дихотермальные воды. Это проявление крайне слабое, поскольку участки Берингова моря на Чукотском склоне и в районе Командорских островов вряд ли подходят под характеристику закрытой системы. Однако пусть слабое, но заметное проявление признаков модификации в DtW на диаграмме изотопный состав-соленость позволяет сделать два важных вывода. С одной стороны, активное формирование и вынос льда в зимнее время действительно имеет место, раз это находит отражение в изотопных параметрах крупной водной массы, распространенной во всей западной части Берингова моря. По-видимому, именно так проявлено влияние Сирениковской полыньи, постоянно существующей в результате ветрового воздействия в зимне-весенний период на большой акватории (до 10000 км^2) к югу от Чукотского полуострова [5], а также более мелких полыней у островов Св. Лаврентия, Св. Матвея, Нунивак и у побережья Аляски [56]. С другой стороны, процесс зимней модификации слабо сказывается на изотопных $\delta^{18}\text{O}$ и δD характеристиках вод Берингова моря, что позволяет пренебречь в расчете состава

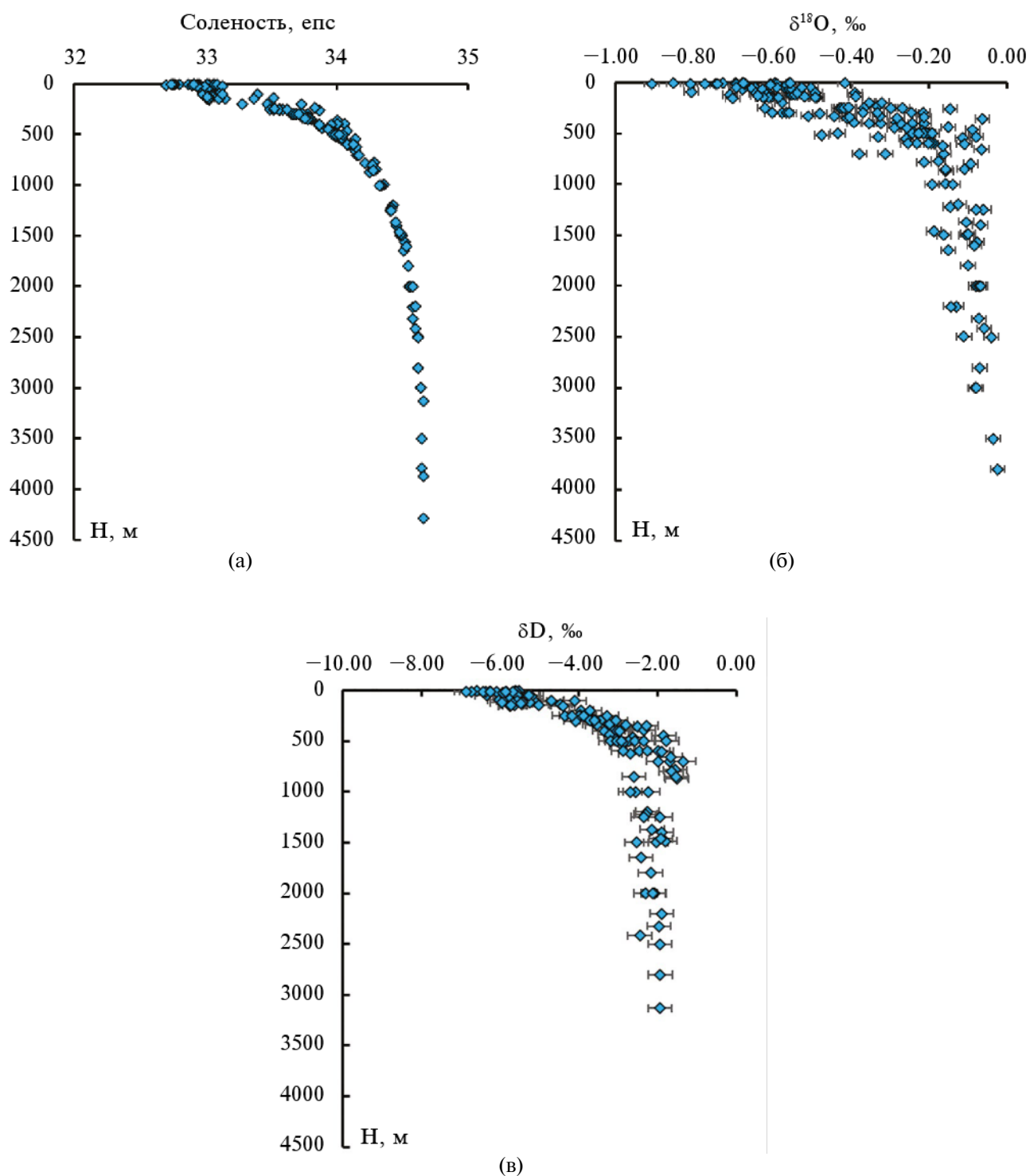


Рис. 3. Вертикальное распределение солености (а), изотопного состава кислорода (б) и водорода (в) вод западной части Берингова моря.

ПК процессами модификации. Вкладом талого морского льда, тоже можно пренебречь, по двум причинам. Во-первых, нами удалены из рассмотрения поверхностные воды, где этот компонент может присутствовать с наибольшей вероятностью. Во-вторых, если рассматривать ПК

как отдельную водную составляющую с нулевой соленостью, имеющей *не* морское происхождение (сток с континента, атмосферные осадки и т. д.), то талый морской лед нужно считать частью морской воды, периодически извлекаемой из нее и возвращаемой обратно.

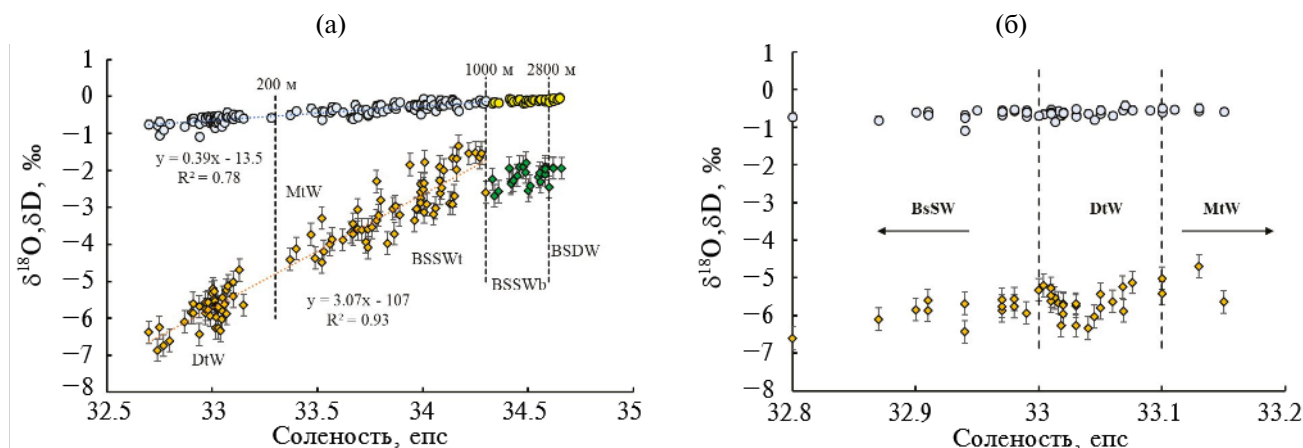


Рис. 4. Распределение величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в зависимости от солености: а – весь интервал значений солености; б – область солености, соответствующая дихотермальным водам. Обозначения вод: BsSW- субповерхностные; DtW- дихотермальные; MtW- мезотермальные; BSSWt, b- промежуточные верхние и нижние, BSDW- глубинные воды Берингова моря. Круги – величины $\delta^{18}\text{O}$, ромбы – величины δD .

Изотопные характеристики вод западной части Берингова моря

За исключением субповерхностных и дихотермальных вод, термохалинные свойства водной толщи ПОЛ и КОМ являются одинаковыми (выделенные типы вод обозначены в таблице 1 как MtW, BSSWt, BSSWb и BSDW). Поскольку они являются продуктом трансформации водных масс Тихого океана, циркулирующих южнее Алеутской дуги – NPIW (North Pacific Intermediate Waters), NPDW (North Pacific Deep Waters), AAIW (Antarctic Intermediate Waters) и NEqPW (North Equatorial Pacific Waters), можно провести их сравнение. Для этого мы использовали диаграмму $S-\sigma_0$, которая отражает различие в соотношении динамики остывания/опреснения вод, циркулирующих в разных гидрологических системах (рис. 5). На диаграмме видно, что водные массы Берингова моря и Тихого океана лежат вдоль параллельных трендов, что связано с меньшей соленостью берингоморских вод по отношению к водам Тихого океана. Исключение составляют только воды NPDW, которые очень близки к BSDW, и отличаются чуть большей условной плотностью. По солености и температуре воды BSDW полностью соответствуют водам OPW (Pacific Outflow Waters, в классификации [46]). Таким образом, BSDW можно рассматривать как минимально измененные глубинные воды Тихого океана, которые считаются наиболее “древними”, т. е. наибольшее время изолированными от контакта с атмосферой. Остальные берингоморские промежуточные и глубинные воды заметно трансформированы относительно тихоокеанских вод, являясь их опресненными аналогами: воды

MtW и BSSWt – аналогами NPIW и AAIW, а воды BSSWb – аналогами смеси NPDW и, возможно, NEqPW.

Изотопные характеристики выделенных типов вод для западной части Берингова моря представлены на рис. 6. С глубиной, по мере возрастания условной плотности, величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD возрастают, при этом диапазоны вариаций изотопных параметров заметно сужаются, достигая минимума в глубинных водах – BSSWb и BSDW. Характерной чертой вышележащих вод BSSWt является, напротив, широкий диапазон вариаций их изотопных параметров. Основное различие вод BSSWt и BSSWb состоит в том, что в верхней части толщи (до глубин ≈ 1000 м, BSSWt) происходит заметное изменение величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , а в нижней части водной толщи (>1000 м, BSSWb)

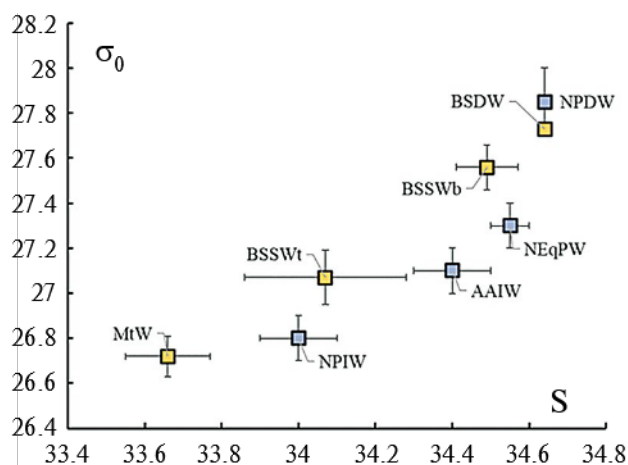


Рис. 5. Сравнение термохалинных характеристик промежуточных и глубинных вод Тихого океана и Берингова моря. Обозначения вод – см. текст.

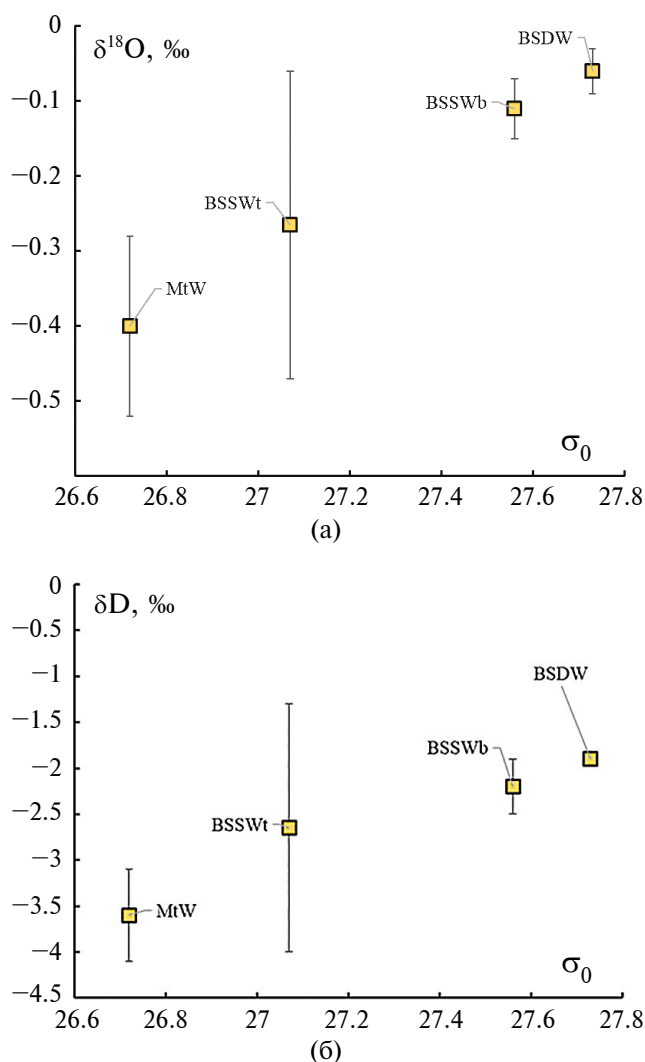


Рис. 6. Изотопные характеристики промежуточных и глубинных вод западной части Берингова моря. Обозначения вод: MtW — мезотермальные; BSSWt, b — промежуточные верхние и нижние, BSDW — глубинные воды Берингова моря.

изотопные характеристики являются стабильными на протяжении около 1500 м. Таким образом, диапазон глубин 1000–2500 м, по-видимому, является зоной вертикального перемешивания вод BSSWb и MtW, что подтверждается видом диаграмм на рис. 3 (б, в).

По-видимому, выделяемая граница между BSSWt и BSSWb на глубинах ≈ 1000 м соответствует границе между промежуточными водами, поступающими в Берингово море из Тихого океана через проливы Командорско-Алеутской островной гряды, и относительно стабильными глубинными водами Берингова моря. Действительно, большая часть потока вод из Тихого океана в Берингово море проходит через восточную часть пролива Ближний (~ 14.4 Sv), расположенного между Алеутскими и Командорскими островами

с глубинами ~ 800 – 1000 м, и через пролив Амчитка (~ 4.4 Sv), расположенного в северной части Алеутского архипелага с глубинами до 1200 м. Обратный поток из Берингова моря в Тихий океан осуществляется через более глубокие Камчатский пролив (~ 4000 м) и западную часть пролива Ближний (~ 1500 м), давая начало холодному Камчатскому течению. Таким образом, наличие четкого вертикального фронта по изотопным параметрам вод на глубинах ~ 1000 м объясняется циркуляцией Берингова моря и глубинами проливов, через которые осуществляется водообмен между Беринговым морем и Тихим океаном.

Полученные нами величины $\delta^{18}\text{O}$ для BSDW ($-0.06 \pm 0.03\text{‰}$) оказались выше, чем величина -0.21‰ [21] приведенная для NPDW ($S = 34.7$) в районе 44 – 54° с. ш. Однако сравнивать эти данные трудно, поскольку во времена цитируемой работы использовались совершенно другие методы как отбора проб, так и измерения солёности. Кроме того, в более поздних работах рассматривался более широкий интервал вариаций величины $\delta^{18}\text{O}$ в глубинных тихоокеанских водах (до $0 \pm 0.3\text{‰}$, до глубины 1800 м в районе желоба Окинава [53]). Если же принять, что величина $\delta^{18}\text{O}$ в BSDW действительно повышена относительно NPDW, то либо следует предположить, что произошло изменение изотопных характеристик NPDW за последние 55–60 лет, либо считать, что за время нахождения в пределах Берингова моря происходит трансформация изотопной системы кислорода глубинных вод. Первое предположение маловероятно, если исходить из представлений о времени циркуляции глобального конвейера (не менее 1000 лет, например, [50]). Второе приводит к выводу о том, что воды Берингова моря испытывают активное вертикальное перемешивание, за счет чего в состав ПК BSDW частично попадает изотопно-“тяжелый” ПК из вышележащих горизонтов. Этот вывод согласуется с наблюдаемыми изотопными характеристиками в водах BSSWb, которые указывают на процесс вертикального перемешивания глубинных и промежуточных вод.

Источники опреснения вод западной части Берингова моря

Процессы опреснения наблюдаются во всей толще вод Берингова моря, в том числе, безусловно, в субповерхностных и дихотермальных водах. Сложное строение водной толщи, а также признаки трансформации вод в Беринговом море, позволяют предположить, что опреснение его вод тоже не является простым и может иметь

несколько источников. Для проверки этой идеи нами проведены расчеты характеристик ПК отдельно для каждого из типов вод, приведенных в таблице 1.

Изотопные параметры субповерхностных и дихотермальных вод устойчивы в разных районах западной части Берингова моря (табл. 1), но надежного наклона в координатах $\delta^{18}\text{O}(\delta\text{D})$ -соленость для них не наблюдается из-за малых вариаций солености. Следовательно, метод экстраполяции на нулевую соленость для оценки изотопных параметров ПК в этих водах непригоден, и к ним можно применить только балансовый расчет по изменению солености. Поскольку эти воды содержат существенную долю ПК, такой расчет может быть проведен с приемлемой точностью. Для верхних 120–150 м вод Берингова моря, то есть тех вод, которые, как считается, поступают в СЛО через мелководный Берингов пролив [18], можно принять значения величин $\delta^{18}\text{O} = -0.6$ и $\delta\text{D} = -5.5 \dots -6.0\text{‰}$ (табл. 1). Соленость этих вод соответствует примерно 5%-ному опреснению по отношению к наименее опресненным водам в этой части моря (BSDW). Это соответствует изотопным параметрам ПК в субповерхностных и дихотермальных водах обоих районов, равным $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК}) = -12.9 \pm 1.8$ и $\delta\text{D}(\text{ПК}) = -96 \pm 11\text{‰}$ (табл. 1, рис. 7). Данные величины соответствуют атмосферным осадкам региона, причем преимущественно летним (рис. 7). Составы современных атмосферных осадков, выпадающих над акваторией западной части Берингова моря, были рассчитаны с использованием международной базы данных и программного обеспечения OIPSC3.1 [62]. В составе ПК, особенно в районе Корякского шельфа, теоретически возможно присутствие речных вод Анадыря, однако установить это сложно по нескольким причинам. Данных по изотопному составу О и Н в водах реки Анадырь не имеется, но можно ожидать, что состав должен быть близок к параметрам атмосферных осадков региона, поскольку данная река имеет локальную область питания, расположенную в том же регионе. Если это так, то изотопный сигнал речных вод не будет отличаться от сигнала региональных атмосферных осадков. Однако мы считаем, что влияние речного стока в изученных районах Берингова моря на изотопный состав ПК является минимальным. Устье реки Анадырь удалено от района ПОЛ примерно на 500–600 км, считая обход мыса Наварин. На такое расстояние, в принципе, речные воды могут распространяться, но, как правило, в виде плюмов, и это касается очень крупных рек типа Лены, Оби или Ени-

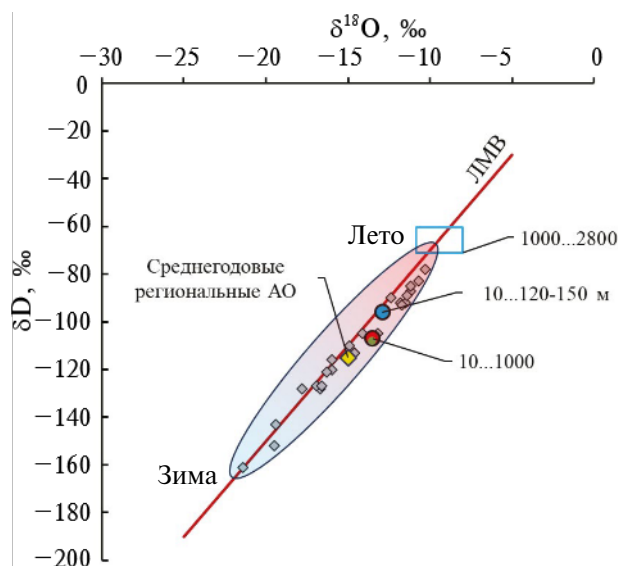


Рис. 7. Систематика изотопных параметров пресных компонентов (ПК), присутствующих в водах западной части Берингова моря на разной глубине (см. текст и табл. 1). Данные для атмосферных осадков (АО) региона приведены согласно [62]. ЛМВ — линия метеорных вод Крейга [20].

сея [26, 47, 48]. Многолетний среднегодовой сток реки Анадырь (60–70 км³ в год) несопоставим со стоком данных рек (525 км³, 430 км³ и 620 км³ в год соответственно). Кроме того, речной плюм легко идентифицируется по пониженной солености, чего в изученных водах не наблюдается.

В принципе, наши оценки $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ для верхнего слоя вод западной части Берингова моря находятся между опубликованными величинами $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ для Охотского моря (-13.56‰ , [66]) и Анадырского залива (-12.16‰ , [44]), что указывает на опреснение данных акваторий единым региональным атмосферным компонентом, который плавно меняется с изменением географической широты. В отличие от кислорода, изотопный состав водорода в ПК, опресняющем верхние воды Берингова моря, ранее не оценивался, и провести подобное сравнение для величин δD пока невозможно.

В мезотермальных и промежуточных водах степень опреснения быстро уменьшается до 1–2%, а величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD возрастают по мере возрастания солености. Практически во всем интервале глубин от 10 до 1000 м наблюдается хорошая линейная корреляция в координатах $\delta^{18}\text{O}(\delta\text{D})$ -соленость (рис. 4а). При экстраполяции корреляционных зависимостей на нулевую соленость изотопные параметры ПК составили $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК}) = -13.5 \pm 0.6$ и $\delta\text{D}(\text{ПК}) = -107 \pm 3\text{‰}$. Эти величины также соответствует составу

региональных атмосферных осадков, но уже ближе к их среднегодовым значениям (рис. 7). Таким образом, опреснение региональным атмосферным компонентом охватывает толщу вод до глубин около 1000 м, включая MtW и BSSWt.

Для оценки состава ПК в более глубоких водах, экстраполяция на нулевую соленость вновь оказывается неприемлемой из-за пологого расположения точек этих вод на δ -S диаграммах рис. 4а. Однако уже сам факт пологого расположения точек указывает на участие ПК с более “тяжелым” изотопным составом водорода и кислорода, чем в предыдущем случае.

Составы ПК для этих вод мы оценили приблизительно, используя балансовый расчет по сдвигу солености и величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в этих водах относительно BSDW. Точность расчета состава ПК является невысокой из-за малой степени опреснения, и можно лишь обозначить интервалы $-8\ldots-11\text{‰}$ и $-60\ldots-70\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ и $\delta\text{D}(\text{ПК})$ соответственно (прямоугольное поле на рис. 7). Полученный диапазон значений устойчиво выходит за пределы вариаций, характерных для региональных атмосферных осадков, и соответствует составам осадков, выпадающих в более южных областях Тихого океана, примерно на $40\text{--}45\text{-м}$ градусах с. ш. [62].

Изотопные метки $\delta^{18}\text{O}$ и δD в образцах наиболее глубоких вод (BSDW), имеющих максимальную условную плотность (рис. 2) и постоянные TS параметры (рис. 2, табл. 1), использовались нами как исходная точка отсчета при оценке разных вариантов опреснения. Однако сам этот состав можно сравнить с аналогичными характеристиками глубоких вод Северной Атлантики, полагая, что “старые” тихоокеанские воды являются результатом длительной трансформации и опреснения “молодых” атлантических вод за время глобальной термохалинной циркуляции. Согласно солености BSDW (34.67) их опреснение относительно атлантических вод (34.9 епс) составляет 0.7%. Величины $\delta^{18}\text{O}$ глубоких и промежуточных атлантических вод по разным оценкам составляют около $+0.2 \pm 0.1$ и $+1 \pm 1\text{‰}$ соответственно [25, 27, 60, 67 и наши неопубликованные данные]. Исходя из параметров BSDW ($\delta^{18}\text{O} = -0.06\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -1.9\text{‰}$, табл. 1), расчетные параметры ПК составляют $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК}) = -37 \pm 15\text{‰}$ и $\delta\text{D}(\text{ПК}) = -410 \pm 140\text{‰}$, что близко к изотопным параметрам талых антарктических льдов (например, [29, 31, 36, 39, 63 и др.]. При столь малом содержании ПК, расчет очень чувствителен к изменению величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD , к тому же в нашем распоряжении оказалось совсем немно-

го образцов этих вод, поэтому мы считаем, что приведенные оценки носят качественный характер. Тем не менее даже на качественном уровне видно, что если ПК в промежуточных, дихотермальных и субповерхностных вод западной части Берингова представлен атмосферными осадками, то основная часть ПК в BSDW представлена талыми водами ледников Антарктиды. Этот вывод согласуется с представлениями о глобальной термохалинной циркуляции, при которой происходит охлаждение и опускание поверхностных вод в Южном океане, их продвижение в придонном слое Индийского и Тихого океанов и последующее поднятие в северной части Тихого океана, т. е. недалеко от Берингова моря [16, 28, 35, 51]. Экзотическое происхождение ПК в BSDW дополнительно подтверждает, что эти воды являются полным аналогом NPDW. Остальные водные массы, которые могут содержать антарктический тип ПК, меньше подходят на роль аналога BSDW: для AAIW характерна существенно меньшая соленость, а для циркумполярных вод, близких по солености к BSDW, характерны еще более низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ ($-0.2\ldots-0.3\text{‰}$, [21]).

Уравнения связи “изотопный состав – соленость” для вод западной части Берингова моря

Коэффициенты линейного уравнения, связывающего величину $\delta^{18}\text{O}$ с соленостью вод (пересечение с осью ординат и наклон линии), являются важнейшими параметрами, которые характеризуют как изотопные параметры глобального ПК, так и баланс между его поступлением и отводом [21]. Для полярных условий, где процессы испарения редуцированы, зато активно проявлены процессы формирования льда и модификации вод, эти коэффициенты несут несколько измененный физико-химический смысл, однако их обсуждение находится за рамками данной статьи. Нами уравнения связи $\delta^{18}\text{O}$ -S и δD -S были рассчитаны для промежуточных вод, где имела статистически надежная корреляция, и в расчет не брались воды, опресненные за пределами западной части Берингова моря (BSSWb и BSDW):

$$\delta^{18}\text{O} = [0.39 \pm 0.02] \cdot S - 13.52 \pm 0.61; \quad (1)$$

$$\delta\text{D} = [3.1 \pm 0.1] \cdot S - 107.0 \pm 2.74 \quad (2)$$

Близкое уравнение связи $\delta^{18}\text{O}$ -S было получено для промежуточных вод Охотского моря [66]:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.3195 \cdot S - 13.561.$$

Это позволяет считать общим компонент, опресняющий промежуточные воды в обеих акваториях, и поскольку ПК для данных вод

представлен среднегодовыми атмосферными осадками региона, совпадение уравнений не случайно.

Обращает на себя внимание небольшой по значению угловой коэффициент в уравнении $\delta^{18}\text{O}-S$ (0.39), который значительно отличается от угловых коэффициентов аналогичных уравнений для Северной Атлантики [21, 25] и СВ части Берингова моря (≈ 0.6) [18]. Последняя работа основана на обобщении данных, опубликованных с 1987 по 2020 гг. для поверхностных вод Берингова пролива. По оценкам авторов, изотопный состав кислорода вод, опресняющих галоклин СЛО ($S = 33.1$ епс), составляет -1.1‰ , а $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ являются более низкими — от -19.3 до -23.3‰ . Однако, столь низкие величины $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$, в основном, соответствуют Евразийскому и Канадскому континентальному стоку, что вряд ли можно отождествлять с составом ПК, поставляемым водами Берингова моря. В более ранней работе [19] приводились величины $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ для вод Берингова моря (-17.4‰ – -21.1‰), варьирующие в зависимости от глубины, которая не превышала 168 м, а сами образцы вод были отобраны севернее Берингова пролива, что не исключает присутствия посторонних пресных вод в составе ПК.

Полученные нами более высокие величины $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ можно было бы рассматривать как результат вклада талого морского льда [19], но рассчитанные соотношения величин $\delta^{18}\text{O}(\text{ПК})$ и $\delta\text{D}(\text{ПК})$ показывают, что источником опреснения вод западной части Берингова моря являются исключительно региональные атмосферные осадки. По нашим оценкам, величина $\delta^{18}\text{O}$, которую можно отождествить с вкладом вод Берингова моря в галоклин СЛО ($S = 33.1$ епс), является более высокой (-0.61‰), чем установленная ранее (-1.1‰) [18]. Эта разница существенна для балансовых расчетов, например, соотношения атлантических и тихоокеанских вод в арктических акваториях: при использовании более низких величин $\delta^{18}\text{O}$ вклад тихоокеанских вод будет недооценен. Величина δD вод, опресняющих галоклин СЛО, по нашим оценкам, составляет -5.4‰ .

Исходя из соотношения глубин и солености вод, в которых преобладают разные типы ПК, можно подсчитать, что примерно 75% ПК в западной части Берингова моря представлено региональными атмосферными осадками, остальная часть приходится на атмосферные осадки более южных районов Тихого океана ($\approx 15\%$) и антарктические льды ($\approx 10\%$). Однако эти “экзотические” компоненты находятся, в основном, на

больших глубинах, и их поступление через мелководный Берингов пролив в СЛО маловероятно. Основным же опресняющим компонентом, который попадает в СЛО с водами Берингова моря, являются региональные атмосферные осадки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Недостаток знаний об изотопных характеристиках конкретных водных масс, распространенных в высоких широтах Тихого океана, является одной из проблем, встающих на пути создания глобальных моделей водообмена в СЛО и прогнозирования климатических изменений в Арктике. В настоящей работе мы уделили основное внимание происхождению и распределению в пространстве ПК берингоморских вод, поскольку именно он в дальнейшем попадает в СЛО. На основе изотопных $\delta^{18}\text{O}$ и δD характеристик вод западной части Берингова моря мы показали, что основным источником опреснения верхней части вод (< 1000 м) являются региональные атмосферные осадки. Это сильно облегчает задачу при создании глобальных моделей опреснения арктических вод, поскольку атмосферный компонент хорошо предсказуем и может быть задан с необходимой точностью для нужного сезона.

По изотопным данным нам удалось проследить наличие активного вертикального перемешивания вод в интервале глубин $\approx 1000\text{--}2500$ м в западной части Берингова моря. Этот процесс, безусловно, сказывается на перераспределении биогенных компонентов, кислорода и органики в толще берингоморских вод, что актуально при оценке потенциала их продуктивности. Мы впервые получили уравнения связи величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD с соленостью для западной части Берингова моря, что важно для модельных оценок баланса ввода-вывода ПК. Важно и то, что для изотопной системы водорода не только уравнение связи, но и сами изотопные характеристики вод Берингова моря детально изучены впервые.

В данной работе нам удалось установить пространственное распределение источников опреснения в пределах вертикальной структуры вод и показать, что в опреснении промежуточных и глубинных вод принимают участие ПК стороннего, не регионального происхождения. Воды, расположенные на глубинах $1000\text{--}2500$ м опреснены атмосферными осадками более южных районов Тихого океана, а в опреснении глубинных вод принимают участие антарктические льды. Таким образом, с ростом глубины, источник опреснения становится более глобальным

и “удаленным” от точки наблюдения. К аналогичному выводу мы приходили при изучении вод Карского моря [2], где в более глубоких водах заливов Новой Земли устанавливался более удаленный источник опреснения. Возможно, что это явление окажется закономерным и для других крупных морских бассейнов.

Благодарности. Авторы благодарны организаторам 82 рейса НИС “Академик М.А. Лаврентьев”, команде и капитану судна за предоставленную возможность отобрать материал для исследований. Авторы выражают признательность рецензенту данной работы Б.Г. Покровскому за актуальные замечания, которые помогли улучшить текст статьи.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00001, <https://rscf.ru/project/23-17-00001/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Кокрятская Н.М. Изотопная (δD , $\delta^{18}O$) систематика вод морей Арктического сектора России // Геохимия. 2017. № 11. С. 1041–1052.
2. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю. Источники и механизмы опреснения морских вод в заливах Цивольки и Седова (Новая Земля) по изотопным (δD , $\delta^{18}O$) данным // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 928–938. <https://doi.org/10.31857/S0030-1574596928-938>
3. Дубинина Е.О., Мирошников А.Ю., Коссова С.А., Шука С.А. Модификация опресненных вод на шельфе моря Лаптевых: связь изотопных параметров и солености // Геохимия. 2019. № 1. Р. 3–19. <https://doi.org/10.31857/S0016-752564113-19>
4. Морозов Е.Г., Фрей Д.И., Камнос Э. Поток Антарктической донной воды в канале Вима. Обзор // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2018. Т. 11. № 2. С. 94–102. <https://doi.org/10.7868/S2073667318020089>
5. Пипко И.И., Пугач С.П., Савельева Н.И. и др. Карбонатные характеристики вод Анадырского залива // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 487. № 3. С. 328–332. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524873328-332>
6. Aagaard K., Weingartner T.J., Danielson S.L. et al. Some controls on flow and salinity in Bering Strait // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L19602. <https://doi.org/10.1029/2006GL026612>
7. Aagaard K., Coachman L.K., Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean // Deep-Sea Res. 1981. V. 28A. № 6. P. 529–545.
8. Aksenov Y., Karcher M., Proshutinsky A. et al. Arctic pathways of Pacific Water: Arctic Ocean Model Inter-comparison experiments // J. Geophys. Res. Oceans. 2015. V. 121. P. 27–59. <https://doi.org/10.1002/2015JC011299>
9. Alkire M.B., Morison J., Andersen R. Variability in the meteoric water, sea-ice melt, and Pacific water contributions to the central Arctic Ocean, 2000–2014 // J. Geophys. Res. Oceans. 2015. V. 120. P. 1573–1598. <https://doi.org/10.1002/2014JC010023>
10. Alkire M.B., Jacobson A., Macdonald R.W. et al. Assessing the Contributions of Atmospheric/Meteoric Water and Sea Ice Meltwater and Their Influences on Geochemical Properties in Estuaries of the Canadian Arctic Archipelago // Estuaries and Coasts. 2019. V. 42. P. 1226–1248. <https://doi.org/10.1007/s12237-019-00562-w>
11. Bauch D., Cherniavskaya E., Timokhov L. Shelf basin exchange along the Siberian continental margin: Modification of Atlantic Water and Lower Halocline Water // Deep-Sea Res. I. 2016. V. 115. P. 188–198. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.06.008>
12. Bauch D., Torres-Valdes S., Polyakov I. et al. Halocline water modification and along-slope advection at the Laptev Sea continental margin // Ocean Sci. 2014. V. 10. P. 141–154. <https://doi.org/10.5194/os-10-141-2014>
13. Behrens M.K., Pahnke K., Schnetger B. et al. Sources and processes affecting the distribution of dissolved Nd isotopes and concentrations in the West Pacific // Geochim. Cosmochim. Acta. 2018. V. 222. P. 508–534. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.11.008>
14. Belem A.L., Caricchio C., Albuquerque A.L. S. et al. Salinity and stable oxygen isotope relationship in the Southwestern Atlantic: constraints to paleoclimate reconstructions // An Acad Bras Cienc. 2019. V. 91. <https://doi.org/10.1590/0001-3765201920180226>
15. Benetti M., Reverdin G., Aloisi G. et al. Stable isotopes in surface waters of the Atlantic Ocean: Indicators of ocean-atmosphere water fluxes and oceanic mixing processes // J. Geophys. Res. Oceans. 2017. V. 122. P. 4723–4742. <https://doi.org/10.1002/2017JC012712>
16. Bostock H.C., Opdyke B.N., Williams M.J.M. Characterising the intermediate depth waters of the Pacific Ocean using $\delta^{13}C$ and other geochemical tracers // Deep-Sea Res. I. 2010. V. 57. P. 847–859. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.04.005>
17. Brown K.A., Holding J.M., Carmack E.C. Understanding Regional and Seasonal Variability Is Key to Gaining a Pan-Arctic Perspective on Arctic Ocean Freshening // Front. Mar. Sci. 2020. V. 7. P. 606. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00606>
18. Cooper L.W., Magen C., Grebmeier J.M. Changes in the oxygen isotope composition of the Bering Sea contribution to the Arctic Ocean are an independent measure of increasing freshwater fluxes through the Bering Strait // PLoS ONE. 2022. V. 17. № 8. P. e0273065. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0273065>

19. *Cooper L.W., Whitledge T.E., Grebmeier J.M. et al.* The nutrient, salinity, and stable oxygen isotope composition of Bering and Chukchi Seas waters in and near the Bering Strait // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № C6. P. 12563–12573.
<https://doi.org/10.1029/97JC00015>
20. *Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters // *Science*. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
21. *Craig H., Gordon L.I.* Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere // In: Tongiorgi E. et al (Eds.) *Proc. Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*, Spoleto, Italy. Pisa, 1965. P. 9–130.
22. *Danielson S.L., Eisner L.B., Ladd C.A. et al.* A comparison between late summer 2012 and 2013 water masses, macronutrients, and phytoplankton standing crops in the northern Bering and Chukchi Seas // *Deep Sea Research II: Topical Studies in Oceanography*. 2017. V. 135. P. 7–26.
23. *Danielson S.L., Weingartner T. A., Hedstrom K.S. et al.* Coupled wind-forced controls of the Bering – Chukchi shelf circulation and the Bering Strait throughflow: Ekman transport, continental shelf waves, and variations of the Pacific–Arctic sea surface height gradient // *Prog. Oceanogr.* 2014. dx.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.006>
24. *Ekwurzel B., Schlosser P., Mortlock R. et al.* River runoff, sea ice meltwater, and Pacific water distribution and mean residence times in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 9075–9092.
<https://doi.org/10.1029/1999JC000024>
25. *Frew R.D., Dennis P.F., Heywood K.J. et al.* The oxygen isotope composition of water masses in the northern North Atlantic // *Deep-Sea Res. I*. 2000. V. 47. P. 2265–2286.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00023-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00023-6)
26. *Frey D.I., Osadchiv A.A.* Large river plumes detection by satellite altimetry: case study of the Ob-Yenisei plume // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. 5014.
<https://doi.org/10.3390/rs13245014>
27. *Friedman I., Redfield A.C., Schoen B. et al.* The variation of the deuterium content of natural waters in the hydrologic cycle // *Reviews of Geophysics*. 1964. V. 2. Is. 1. P. 177–224.
<https://doi.org/10.1029/RG002i001p00177>
28. *Fuhr M., Laukert G., Yu Y. et al.* Tracing Water Mass Mixing From the Equatorial to the North Pacific Ocean With Dissolved Neodymium Isotopes and Concentrations // *Front. Mar. Sci.* 2021. V. 7. P. 603761.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2020.603761>
29. *Graly J.A., Licht K.J., Kassab C.M. et al.* Warm-based basal sediment entrainment and far-field Pleistocene origin evidenced in central Transantarctic blue ice through stable isotopes and internal structures. // *Journal of Glaciology*. 2018. V. 64. Is. 244. P. 185–196.
<https://doi.org/10.1017/jog.2018.4>
30. *Grebmeier J.M., Cooper L.W., DeNiro M.J.* Oxygen isotopic composition of bottom seawater and tunicate cellulose used as indicators of water masses in the northern Bering and Chukchi Seas. // *Limnol. Oceanogr.* 1990. V. 35. Is. 5. P. 1182–1195.
<https://doi.org/10.4319/lo.1990.35.5.1182>
31. *Hennig A.N., Mucciarone D.A., Jacobs S.S. et al.* Glacial Meltwater in the Southeast Amundsen Sea: A timeseries from 1994–2020 // *EGU sphere [preprint]* 2023.
<https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-141>
32. *Hirawake T., Oida J., Yamashita Y. et al.* Water mass distribution in the northern Bering and southern Chukchi seas using light absorption of chromophoric dissolved organic matter // *Progress in Oceanography*. 2021. V. 197.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102641>
33. *Johnson G.C., Staben P.J.* Deep Bering Sea Circulation and Variability, 2001–2016, From Argo Data // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2017. V. 122.
<https://doi.org/10.1002/2017JC013425>
34. *Jones E.P., Anderson L.G., Swift J.H.* Distribution of Atlantic and Pacific waters in the upper Arctic Ocean: Implications for circulation // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. № 6. P. 765–768.
<https://doi.org/10.1029/98GL00464>
35. *Kawabe M., Fujio S.* Pacific Ocean Circulation Based on Observation // *Journal of Oceanography*. 2010. V. 66. P. 389–403.
<https://doi.org/10.1007/s10872-010-0034-8>
36. *Kino K., Okazaki A., Cauquoin A. et al.* Contribution of the Southern Annular Mode to variations in water isotopes of daily precipitation at Dome Fuji, East Antarctica // *J. Geophys. Res.: Atmospheres*. 2021. V. 126. e2021JD035397.
<https://doi.org/10.1029/2021JD035397>
37. *Landais A., Barkan E., Vimeux F. et al.* Combined Analysis of Water Stable Isotopes ($H_2^{16}O$, $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$, $HD^{16}O$) in Ice Cores // 2009.
<https://www.researchgate.net/publication/352052928>
38. *Macdonald R.W., Harner T.T., Fyfe J.* Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data // *Science of the Total Environment*. 2005. V. 342. P. 5–86.
39. *Masson V., Vimeux F., Jouzel J. et al.* Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotopic records // *Quaternary Research*. 2000. V. 54. P. 348–358.
<https://doi.org/10.1006/qres.2000.2172>
40. *Miura T., Suga T., Hanawa K.* Numerical Study of Formation of Dichothermal Water in the Bering Sea // *Journal of Oceanography*. 2003. V. 59. P. 369–376.
41. *Miura T., Suga T., Hanawa K.* Winter Mixed Layer and Formation of Dichothermal Water in the Bering Sea // *Journal of Oceanography*. 2002. V. 58. P. 815–823.
42. *Mizuta G., Ohshima K.I., Fukamachi Y. et al.* Winter mixed layer and its yearly variability under sea ice in the southwestern part of the Sea of Okhotsk // *Cont. Shelf Res.* 2004. V. 24. P. 643–657.

43. *Nishioka J., Obata H., Hirawake T. et al.* A review: iron and nutrient supply in the subarctic Pacific and its impact on phytoplankton production // *J. Oceanogr.* 2021. V. 77. P. 561–587.
<https://doi.org/10.1007/s10872-021-00606-5>
44. *Nomura D., Abe H., Hirawake T. et al.* Formation of dense shelf water associated with sea ice freezing in the Gulf of Anadyr estimated with oxygen isotopic ratios // *Progress in Oceanography*. 2021. V. 196. 102595.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2021.102595>
45. *Nomura D., Kawaguchi Y., Webb A. et al.* Meltwater layer dynamics of a central Arctic lead: Effects of lead width variation and re-freezing and mixing events during late summer // *Elem. Sci. Anth.* 2023. V. 11. <https://doi.org/10.1525/elementa.2022.00102>.
46. *Oppo D.W., Fairbanks R.G.* Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25.000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 86. P. 1–15.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90183-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90183-X)
47. *Osadchiv A., Sedakov R., Frey D. et al.* Intense zonal freshwater transport in the Eurasian Arctic during ice-covered season revealed by in situ measurements // *Scientific Reports*. 2023. V. 13. 16508.
<https://doi.org/10.1038/s41598-023-43524-w>
48. *Osadchiv A.A., Frey D.I., Spivak E.A. et al.* Structure and inter-annual variability of the freshened surface layer in the Laptev and East-Siberian seas during ice-free periods // *Front. Mar. Sci.* 2021. V. 8. 735011.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2021.735011>
49. *Ostlund H.G., Hut G.* Arctic Ocean Water Mass Balance From Isotope Data // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 6373–6381.
50. *Rahmstorf S.* Ocean circulation and climate during the past 120.000 years // *Nature*. 2002. V. 12. P. 207–214.
<https://doi.org/10.1038/nature01090>
51. *Reid J.L.* On the total geostrophic circulation of the Pacific ocean: flow patterns, tracers, and transports // *Prog. Oceanogr.* 1997. V. 39. P. 263–352.
[https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(97\)00012-8](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(97)00012-8)
52. *Rudels B., Carmack E.* Arctic Ocean Water Mass Structure and Circulation // *Oceanography*. 2022. V. 35. No. 3–4. P. 52–65.
<https://doi.org/10.5670/oceanog.2022.116>
53. *Salmeron A.D., Takayanagi H., Wakaki S. et al.* Characterization of water masses around the southern Ryukyu Islands based on isotopic compositions // *Progress in Earth and Planetary Science*. 2022. V. 9.
<https://doi.org/10.1186/s40645-022-00503-5>
54. *Schlitzer R.* Ocean Data View. Available online at: <http://odv.awi.de> (accessed October 29, 2020). 2020.
55. *Steele M., Morison J., Ermold W. et al.* Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res. Oceans*. 2004. V. 109. Is. C2. C02027.
<https://doi.org/10.1029/2003JC002009>
56. *Stringer W.J., Groves J.E.* Location and areal extent of polynyas in the Bering and Chukchi Seas // *Arctic*. 1991. V. 44. P. 164–171.
<https://doi.org/10.14430/arctic1583>
57. *Talley L., Pickard G., Emery W. et al.* Pacific Ocean // *Descriptive Physical Oceanography*. Elsevier, Boston, 2011. P. 303–362.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-7506-4552-2.10010-1>
58. *Taylor J.R., Falkner K.K., Schauer U. et al.* Quantitative considerations of dissolved barium as a tracer in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. Is. P. 12.
<https://doi.org/10.1029/2002JC001635>
59. *Tazoe H., Obata H., Hara T. et al.* Vertical Profiles of ²²⁶Ra and ²²⁸Ra Activity Concentrations in the Western Subarctic Gyre of the Pacific Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2022. V. 9. P. 824862.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2022.824862>
60. *Voelker A.H.L., Colman A., Olack G. et al.* Oxygen and hydrogen isotope signatures of Northeast Atlantic water masses // *Deep-Sea Res. II*. 2015. V. 116. P. 89–106.
<https://doi.org/10.1016/j.jdsr.2014.11.006>
61. *Wang Y., Liu N., Zhang Z.* Sea Ice Reduction During Winter of 2017 Due to Oceanic Heat Supplied by Pacific Water in the Chukchi Sea, West Arctic Ocean // *Front. Mar. Sci.* 2021. V. 8. P. 650909.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2021.650909>
62. *Waterisotopes Database.* <http://waterisotopesDB.org>. Accessed 2/25/2017
63. *Werner M., Jouzel J., Masson-Delmotte V. et al.* Reconciling glacial Antarctic water stable isotopes with ice sheet topography and the isotopic paleothermometer // *Nature Communications*. 2018. V. 9.
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-05430-y>
64. *Woodgate R.A., Aagaard K., Swift J.H. et al.* Pacific ventilation of the Arctic Ocean's lower halocline by upwelling and diapycnal mixing over the continental margin // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. P. L18609.
<https://doi.org/10.1029/2005GL023999>
65. *Woodgate R.A., Peralta-Ferriz C.* Warming and freshening of the Pacific inflow to the Arctic from 1990–2019 implying dramatic shoaling in Pacific Winter Water ventilation of the Arctic water column // *Geophys. Res. Lett.* 2021. 48, e2021GL092528.
<https://doi.org/10.1029/2021GL092528>
66. *Yamamoto M., Tanaka N., Tsunogai S.* Okhotsk Sea intermediate water formation deduced from oxygen isotope systematics // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № C12. P. 31075–31084.
67. *Yamamoto-Kawai M., McLaughlin F.A., Carmack E.C. et al.* Freshwater budget of the Canada Basin, Arctic Ocean, from salinity, $\delta^{18}\text{O}$, and nutrients // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. C01007.
<https://doi.org/10.1029/2006JC003858>

68. Yamashita Y., Yagi Y., Ueno H. *et al.* Characterization of the water masses in the shelf region of the Bering and Chukchi Seas with fluorescent organic matter // *J. Geophys. Res.* 2019. V. 124. P. 7545–7556. <https://doi.org/10.1029/2019JC015476>
69. Yang J., Honjo S. Modeling the near-freezing dichothermal layer in the Sea of Okhotsk and its interannual variations // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. No. C7. P. 16421–16433.
70. Yang Y., Bai X. Summer changes in water mass characteristics and vertical thermohaline structure in the Eastern Chukchi Sea, 1974–2017 // *Water*. 2020. V. 12. P. 1434. <https://doi.org/10.3390/w12051434>
71. Yao Y., Li T., Zhu X. *et al.* Characteristics of water masses and bio-optical properties of the Bering Sea shelf during 2007–2009 // *Acta Oceanol. Sin.* 2022. V. 41. No. 10. P. 140–153. <https://doi.org/10.1007/s13131-022-2019-z>

SOURCES OF FRESH WATER COMPONENTS IN SEAWATERS OF WESTERN PART OF THE BERING SEA ACCORDING TO ISOTOPE ($\delta^{18}\text{O}$, δD) DATA

E. O. Dubinina^a, S. A. Kossova^a, A. A. Osadchiev^b,
Yu. N. Chizhova^a, A. S. Avdeenko^a

^a Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^b Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

* e-mail: elenadelta@gmail.com

The estimates of isotope parameters and sources of fresh water components for subsurface, intermediate, and deep waters of Western part of the Bering Sea were carried out using the isotope ($\delta^{18}\text{O}$, δD) data for 177 seawater samples. We show that subsurface, dichothermal and, partially, intermediate waters (< 1000 m) are freshened by the regional atmospheric precipitations. For these waters the next equations of relations between delta values and salinity were obtained:

$$\delta^{18}\text{O} = [0.39 \pm 0.02]S - 13.52 \pm 0.61 \text{ and } \delta\text{D} = [3.1 \pm 0.1]S - 107.0 \pm 2.7.$$

A deeper (1000–2500 m) waters also freshened by atmospheric precipitations, but from the more south region (≈ 40 – 45 S). The deepest waters (2800–4300 m) are preserving their isotope signal obtained by freshening with meltwaters of Antarctic glacier ice. The distribution of isotope parameters with the depth shows that the vertical mixing at the ≈ 1000 – 2500 m depth take place. This process should influent on the re-distribution of the biogenic elements, dissolved oxygen, organic matter, and other components in waters of the Western part of the Bering Sea. Isotope composition of waters passing into the Arctic Ocean halocline ($S = 33.1$) from the Bering Sea are $\delta^{18}\text{O} = -0.61\text{‰}$, and $\delta\text{D} = -5.4\text{‰}$.

Keywords: oxygen isotopes, hydrogen isotopes, Bering Sea, freshening/desalination, relation between salinity and isotope composition, pacific waters, Arctic, Bering strait