

ПРИМЕНЕНИЕ ПАРАМЕТРА $\delta^{18}\text{O}$ ДЛЯ АНАЛИЗА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВОДНЫХ МАСС НА ПРИМЕРЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

канд. геогр. наук А.А.НАМЯТОВ, инженер И.А.СЕМЕРЮК

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: Irinasemeryuk@aari.ru

Распределение гидрологических и гидрохимических параметров в арктических морях во многом зависит от типа распространения речных вод и морских, трансформированных в результате процессов ледообразования и ледотаяния. На основании данных, опубликованных на сайте NASA, содержащих значения температуры, солёности и $\delta^{18}\text{O}$, рассчитаны (в %) величины атлантических вод (f_m), речных вод (f_r), а также вод, образовавшихся в результате ледотаяния или пошедших на ледообразование (f_i), в исследуемых пробах морской воды моря Лаптевых. Расчет каждой из фракций выполнялся на основе системы уравнений, описывающих простое смешение различных водных масс. Коэффициенты корреляции f_m и f_r с величинами солёности оказались необычайно высокими. Так, коэффициент корреляции величины f_m с солёностью составил 1, а величины f_r с солёностью — 0,95. Что касается величины f_i , то при относительно невысоком коэффициенте корреляции зависимости этого параметра от солёности (0,55) наблюдаются некоторые особенности изменения этой величины. В диапазоне солёности от 0 до 10 ‰ величины f_i имеют положительные значения, достигая 40 %, т.е. наблюдается преобладание процесса ледотаяния. При величинах солёности 10–35 ‰ величины f_i имеют в основном отрицательные значения, т.е. преобладает процесс ледообразования. При солёностях, близких к 35 ‰, величины f_i стремятся к нулю. Полученные дополнительные характеристики $\delta^{18}\text{O}$, f_m , f_r и f_i позволяют судить о происхождении и строении водных масс.

Ключевые слова: изотоп кислорода, море Лаптевых, речной сток, процесс образования/таяния льда, аномалии солёности.

ВВЕДЕНИЕ

Распределение гидрологических и гидрохимических параметров в арктических морях во многом зависит от типа распространения речных вод и морских, трансформированных в результате процессов ледообразования и ледотаяния. В настоящее время для оценки присутствия речных (морских) вод используются несколько параметров, таких как температура, солёность, щёлочность (Alk/S или Alk/Cl), а также концентрации биогенных элементов, в частности концентрации силикатов, являющихся хорошим индикатором речных вод. Использование вышеперечисленных параметров зачастую позволяет проводить только качественный анализ и не позволяет количественно определить содержание фракций речных или морских вод. Оценка же трансформации морских вод в результате ледообразования/ледотаяния является еще более трудной задачей. Зачастую разные процессы приводят к одному результату. Например, понижение солёности воды может произойти как в результате увеличения

поступления речных вод, так и в результате ледотаяния, причем эти процессы могут происходить в одно и то же время.

В последнее время многими авторами показано, что хорошим трассером речных вод и вод, трансформированных в результате ледообразования и ледотаяния, наряду с соленостью и другими параметрами является содержание изотопа кислорода ^{18}O (а точнее параметр $\delta^{18}\text{O}$).

Величина $\delta^{18}\text{O}$ определяется как разница отношений содержания изотопов кислорода ^{18}O к ^{16}O в образце воды и в стандарте и рассчитывается по формуле:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{sample}}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \times 1000, \quad (1)$$

где SMOW – стандарт средней океанической воды.

В 1965 г. Х.Крейг [Craig, Gordon, 1965] одним из первых предложил использовать величину $\delta^{18}\text{O}$ и ее вариации как универсальный «инструмент» в океанологических и метеорологических исследованиях, отражающий гидрологический цикл формирования водной массы и зависимость ее свойств и параметров от источника формирования.

В работе [Östlund, Hut, 1984] по распределению ^{18}O и трития было рассчитано время нахождения поверхностных и галоклинных вод в Северном Ледовитом океане.

В работе [Брезгунов, 1987] приведены среднегодовые концентрации ^{18}O в осадках на европейской территории СССР, а в работе [Létolle et al., 1993] – величины $\delta^{18}\text{O}$ в стоках рек, впадающих в арктические моря.

Данный метод для исследования гидрологического режима арктических морей в последнее время был представлен в ряде работ [Bauch et al., 1995; Östlund, Hut, 1984; Bauch et al., 2003; Bauch et al., 2005; Bauch et al., 2009]. В этих работах проба воды рассматривалась как смесь морской воды (f_m), речного стока (f_r) и воды, образовавшейся в результате таяния морского льда (f_i). Далее по измеренным величинам солености и $\delta^{18}\text{O}$ рассчитывались величины содержания каждой из фракций. Распределения величин f_r и f_i в море Лаптевых по материалам исследований 1993, 1995, 2003 и 2006 гг. представлены в статье [Bauch et al., 2011]. Методика расчета приведена ниже.

Целью настоящей работы является обобщение материалов измерения $\delta^{18}\text{O}$ для моря Лаптевых и изучение возможности применения изотопного метода для анализа водных масс.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

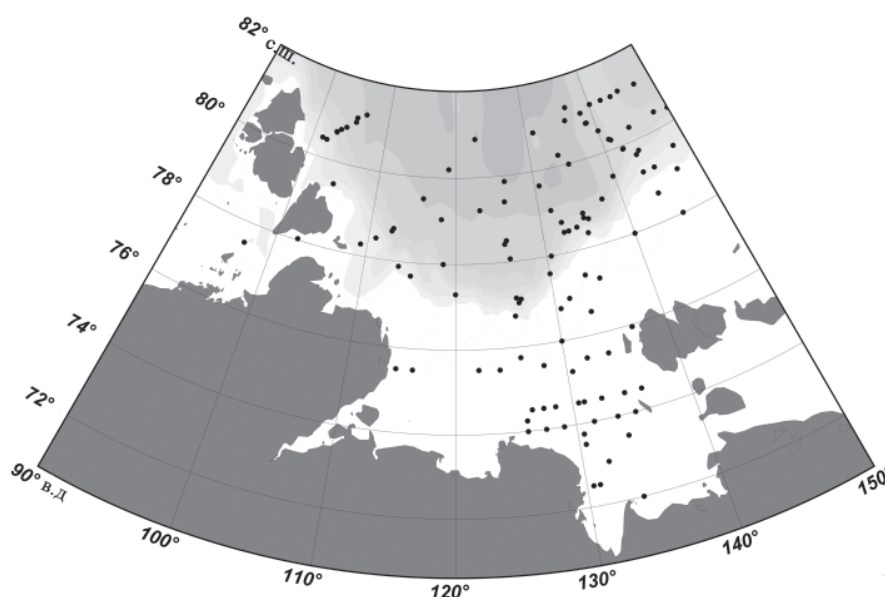
В настоящей работе были использованы результаты определения $\delta^{18}\text{O}$ из общедоступной базы данных, опубликованной на сайте NASA [NASA]. Эта база данных построена на результатах измерений различных лабораторий. Выборка данных была произведена для моря Лаптевых в диапазоне широт $70\text{--}82^\circ$ с.ш. и диапазоне долгот $100\text{--}150^\circ$ в.д. Кроме результатов определения $\delta^{18}\text{O}$ эта база данных содержит величины солености и температуры. Для моря Лаптевых результаты определения $\delta^{18}\text{O}$ (в базе данных NASA) были взяты из работ [Bauch et al., 1995; Abrahamsen et al., 2009; Mueller-Lupp et al., 2003; Frank, 1996; Letolle et al., 1993]. Исследования проведены в период 1989, 1993–2007 гг. Всего представлено 193 станции, 2047 определений (табл. 1, рис. 1).

Измерение солености по электропроводности при помощи CTD-зонда было произведено с точностью 0,005 ‰. Ошибка измерений $\delta^{18}\text{O}$ составляла 0,03–0,07 ‰ для исследований 1993–1995 гг. и 0,1–0,2 ‰ для исследований 1989 г. [Bauch et al., 2009].

Таблица 1

Список исследований в море Лаптевых, включающих определение $\delta^{18}\text{O}$ [NASA]

Источник	Год исследований	Кол-во станций	Кол-во измерений
Bauch et al., 1995	1991	9	9
Abrahamsen et al., 2009	2007	62	891
Mueller-Lupp et al., 2003	1994	25	62
Ekwurzel et al., 2001	1994	1	10
Frank, 1996	1994–1995	76	1035
Östlund, Hut, 1984	1978	3	17
Bauch et al., 1995	1992	5	5
Letolle et al., 1993	1989	12	18

Рис. 1. Схема станций определения $\delta^{18}\text{O}$ в море Лаптевых.

Пробу воды можно представить как смесь морской воды (f_m), речного стока (f_r) и воды, полученной в результате таяния/образования морского льда (f_i). Расчет каждой из фракций выполнялся на основе системы уравнений, описывающей смешение различных водных масс [Bauch et al., 1995; Bauch et al., 2005]:

$$\begin{aligned} f_m + f_r + f_i &= 1, \\ f_m \cdot S_m + f_r \cdot S_r + f_i \cdot S_i &= S_{\text{meas}}, \\ f_m \cdot O_m + f_r \cdot O_r + f_i \cdot O_i &= O_{\text{meas}}, \end{aligned} \quad (2)$$

где f_m , f_r и f_i – фракции морской воды, речного стока и вод, трансформированных в результате ледообразования/ледотаяния морского льда; S_m , S_r , S_i , O_m , O_r и O_i – соответствующие значения солёности и $\delta^{18}\text{O}$ в исходных водных массах и морском льду соответственно; S_{meas} и O_{meas} – значения солёности и $\delta^{18}\text{O}$, измеренные в образце [Bauch et al., 2005].

Значения солёности и $\delta^{18}\text{O}$, использованные для расчёта фракций в образце представлены в табл. 2.

Таблица 2

Значение солёности и $\delta^{18}\text{O}$, использованные в ходе расчёта [Bauch et al., 1995; Bauch et al., 2005]

Фракция воды	Солёность, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Морская (f_m)	34,92	0,3
Речная (f_r)	0	-20
Таяние/образование морского льда (f_i)	4	Surface +2,6

Соотношение величины $\delta^{18}\text{O}$ и солёности представлено на рис. 2. Все пробы были отобраны в летне-осенний период, с июля по октябрь, тем не менее направление прогиба кривой указывает на преобладание в данных пробах процессов трансформации морских вод, полученных в результате ледообразования, над процессами трансформации в результате ледотаяния.

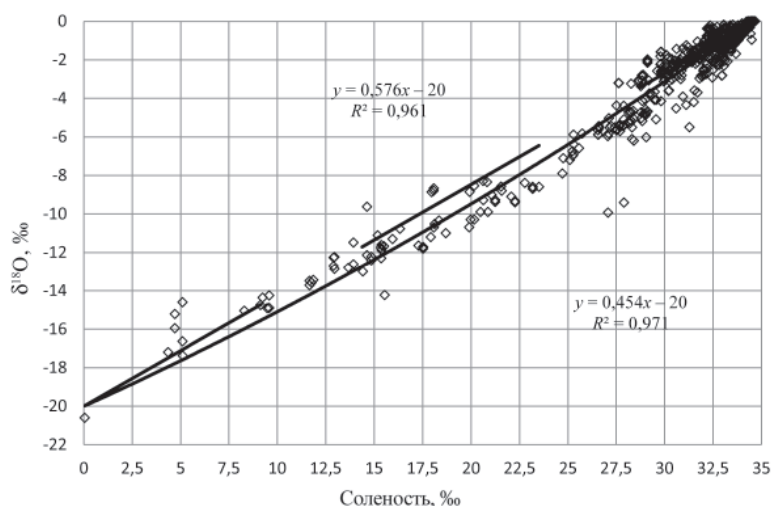


Рис. 2. Соотношение величины $\delta^{18}\text{O}$ (‰) и солёности (‰) для моря Лаптевых.

Подобная зависимость для моря Лаптевых представлена в работе [Bauch et al., 2009] для проб, отобранных в 1989 и 1993–1995 гг. и имеет схожий характер. Используя выражения (2), можно вычислить величины f_m , f_r и f_i для массива наблюдений, описанного выше (табл. 1). Вероятно, что величины f_m и f_r будут коррелировать с величинами солёности. На рис. 3 представлены зависимости значений f_m , f_r и f_i от солёности. Коэффициенты корреляции оказались необычайно высокими. Так, коэффициент корреляции величины f_m к солёности составил 1, а f_r к солёности – -0,95.

График зависимости между f_r и солёностью имеет некоторый прогиб, который указывает на повышенное значение объёмов речных вод относительно солёности, полученной по линейной зависимости, описывающей простое смешение речных и атлантических вод. Так, при солёности в 15 ‰ содержание речной фракции должно было бы составлять 58 %, а составляет 68 %. Очевидно, что такое повышение солёности может быть связано только с трансформацией вод (их осолонением) в процессе ледообразования. Такой эффект можно объяснить тем, что величина f_i имеет смысл

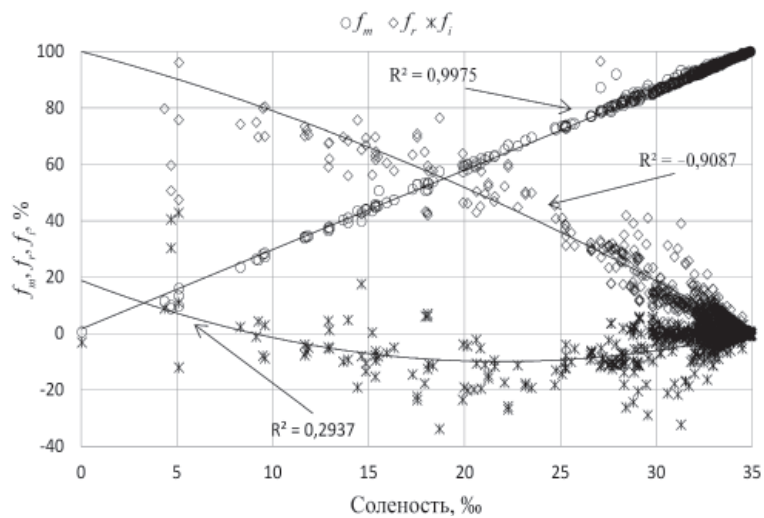


Рис. 3 Содержание фракций речных, морских и трансформированных вод в результате ледообразования/ледотаяния вод (f_r, f_m и f_i в %) в зависимости от солености для моря Лаптевых.

как процент воды в данной пробе, ушедшей на ледообразование. Но лед сносится, и образовавшийся водный «прогиб» заполняется другими водами. В данном случае эффект отклонения от линейности в сторону относительного увеличения речных вод указывает на то, что образовавшийся «прогиб» заполняется водами с большим содержанием фракции речных вод. А если бы система была стационарна, т.е. без адвекции льда, то очевидно, что соотношение f_r – соленость было бы также линейно.

Что касается величины f_i , то при относительно невысоком коэффициенте корреляции зависимости этого параметра от солености (0,55) наблюдаются некоторые особенности изменения этой величины.

Во-первых, в диапазоне солености от 0 до 10 ‰ величины f_i имеют положительные значения, достигая 40 %, что говорит о преобладании процесса ледотаяния.

Во-вторых, при величинах солености 10–35 ‰ величины f_i имеют в основном отрицательные значения (преобладание процесса ледообразования), хотя, как отмечалось выше, все пробы были отобраны в летне-осенний период, когда наблюдается наибольшая интенсивность процессов ледотаяния. Данный эффект, вероятно, объясняется тем, что процесс трансформации вод в результате ледообразования охватывает все водную толщу шельфа моря Лаптевых, проникая в придонные слои в результате конвективного перемешивания в зимний период. Кроме того, данный эффект может «сохраняться» и «накапливаться» в промежуточных и донных слоях. В противоположность этому процесс ледотаяния охватывает только поверхностный слой.

В-третьих, при соленостях, близких к 35 ‰, величины f_i стремятся к нулю.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные высокие значения коэффициентов корреляции значений f_r и f_m к солености позволяют сделать предположение, что величины f_r, f_m и f_i можно оценивать, используя только измеренные величины солености. Проверить данное предположение можно, разбив первоначальный ряд на две части и используя данные первой части для вычисления уравнений связи между соленостью и величинами f_r и

f_m . Обозначим величины f_r и f_m , полученные по формулам уравнения (2), как $f_r(\delta^{18}\text{O})$ и $f_m(\delta^{18}\text{O})$. Используя полученные уравнения связи для первой части ряда, вычислим значения f_r и f_m для второй части массива данных по значениям солёности. Обозначим эти величины $f_r(\text{Sal})$ и $f_m(\text{Sal})$. В итоге для второго ряда получили два массива данных f_r и f_m , полученные различными способами:

- первый состоит из значений $f_r(\delta^{18}\text{O})$ и $f_m(\delta^{18}\text{O})$, которые рассчитаны по системе уравнений (2);

- второй состоит из значений $f_r(\text{Sal})$ и $f_m(\text{Sal})$, рассчитанных по уравнениям связи $f_r(\delta^{18}\text{O})$ и $f_m(\delta^{18}\text{O})$, с одной стороны, и солёностью, с другой стороны, полученной для первой части ряда.

Для проведения вышеописанных вычислений операций весь массив данных (табл. 1) был разбит на две части:

1-я часть – весь ряд наблюдений без данных [Abrahamsen et al., 2009] и [Letolle et al., 1993], всего 1138 наблюдений;

2-я часть – оставшиеся данные – всего 909 наблюдений.

В результате для первой части массива данных получены зависимости, аналогичные зависимостям, представленным на рис. 3, с высокими значениями коэффициентов корреляции (для f_m $r^2 = 0,998$ и для f_r $r^2 = 0,904$). По полученным зависимостям были рассчитаны значения $f_r(\text{Sal})$ и $f_m(\text{Sal})$ для второй части массива данных. Зависимости $f_m(\text{Sal})$, $f_r(\text{Sal})$ и $f_i(\text{Sal})$ от $f_m(\delta^{18}\text{O})$, $f_r(\delta^{18}\text{O})$ и $f_i(\delta^{18}\text{O})$ для второй части массива данных представлены на рис. 4а, б.

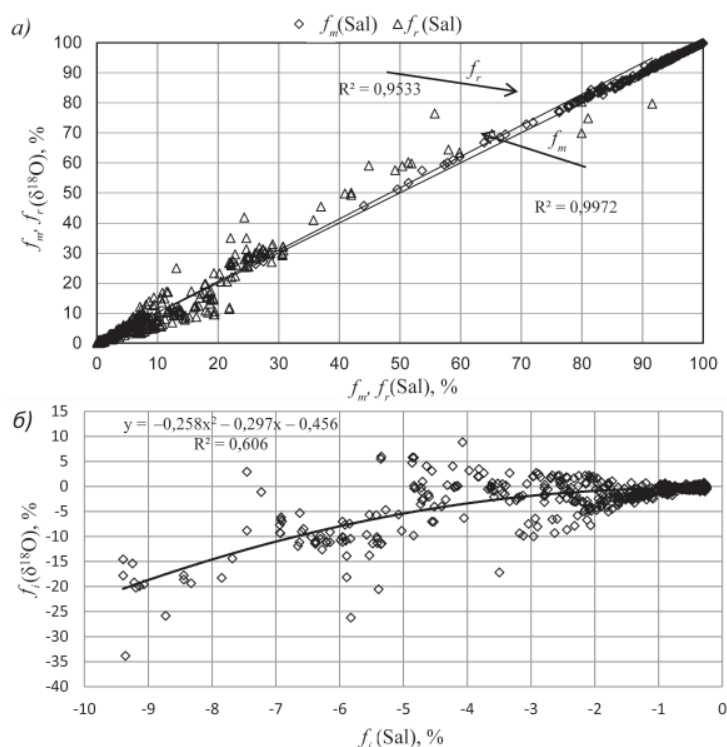


Рис. 4. Зависимости $f_m(\text{Sal})$ и $f_r(\text{Sal})$ от $f_m(\delta^{18}\text{O})$ и $f_r(\delta^{18}\text{O})$ – (а) и $f_m(\text{Sal})$ от $f_i(\delta^{18}\text{O})$ – (б) для второй части массива данных.

Коэффициенты корреляции $f_m(\text{Sal})$ от $f_m(\delta^{18}\text{O})$ фактически получились равными 1 ($f_r(\text{Sal})$ от $f_r(\delta^{18}\text{O}) = 0,975$ и $f_i(\text{Sal})$ от $f_i(\delta^{18}\text{O}) = 0,78$). Это позволяет говорить о том, что в большинстве случаев при отсутствии измеренных величин $\delta^{18}\text{O}$ можно оценивать значения f_m и f_r , используя только величины солености по зависимостям, представленным на рис. 3. Величина f_i в данном случае оценивается как разница между 100 % и суммой f_m и f_r .

Полученные высокие коэффициенты корреляции величин f_r, f_m к солености позволяют оценить происхождение и трансформацию водных масс. Так, в известной работе Е.Г.Никифорова и А.О.Шпайхера [Никифоров, Шпайхер, 1980] представлены характеристики водных масс в «ядрах» арктических структур. Применяя зависимости, описанные выше (рис. 3), можно оценить происхождение (состав) водных масс моря Лаптевых (табл. 3).

Таблица 3

Характеристики водных масс в «ядрах» водных масс моря Лаптевых

Водная масса*	Температура*, °С	Соленость*, ‰	f_m , %	f_r , %	f_i , %
Поверхностная речная (летняя)	11,70	0,50	1,4	99,1	-0,55
Поверхностная летняя вода моря Лаптевых	-1,40	22,00	63,1	45,7	-8,8
Зимняя водная масса шельфа моря Лаптевых	-1,60	25,00	71,7	36,0	-7,7
Атлантическая водная масса	2,25	34,98	100	0,15	-0,15

Примечание: * – данные [Никифоров, Шпайхер, 1980]

Поверхностные речные водные массы имеют значение величины f_r до 100 %, что подтверждается соленостью 0,5 ‰, в то же время содержание фракции речных вод в поверхностной летней водной массе моря Лаптевых опускается до 46 %.

ВЫВОДЫ

Рассчитанные величины содержания фракций морских (атлантических) вод (f_m) и речных вод (f_r) по измеренным величинам солености и $\delta^{18}\text{O}$ для моря Лаптевых имеют высокие значения коэффициентов корреляции с соленостью. Так, коэффициент корреляции f_m с величиной солености составил 1, а величины f_r с соленостью –0,95. Это позволяет говорить о том, что в большинстве случаев при отсутствии измеренных величин $\delta^{18}\text{O}$ можно оценивать значения f_m и f_r , используя только величины солености. Величина f_i в данном случае оценивается как разница между 100 % и суммой f_m и f_r . Полученные дополнительные характеристики $\delta^{18}\text{O}, f_m, f_r$ и f_i дают возможность сделать предположение о происхождении и строении водных масс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брезгунов В.С., Есиков А.Д., Якимова Т.В., Визгалина Н.Е., Нечаев В.В. Распределение среднегодовых концентраций кислорода-18 в осадках на европейской территории СССР // Материалы метеорологических исследований. 1987. № 12. С. 54–58.
- Никифоров Е. Г., Шпайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 272 с.
- Abrahamsen E.P., Meredith M.P., Falkner K.K., Torres-Valdes S., Leng M.J., Alkire M.B., Bacon S., Laxon S.W., Polyakov I., Ivanov V.V. Tracer-derived freshwater composition of the Siberian continental

shelf and slope following the extreme Arctic summer of 2007 // *Geophysical Research Letter*. 2009. 36. L07602, doi:10.1029/2009GL037341.

Bauch D., Schlosser P., Fairbanks R.F. Freshwater balance and the sources of deep and bottom waters in the Arctic Ocean inferred from the distribution of $H_2^{18}O$ // *Progress in Oceanography*. 1995. Vol. 5. P. 53–80.

Bauch D., Erlenkeuser H., Andersen N. Water mass processes on Arctic shelves as revealed from $\delta^{18}O$ H_2O // *Global and Planetary Change*. 2005. Vol. 48. P. 165–174. doi:10.1016/j.gloplacha.2004.12.011.

Bauch, D., Erlenkeuser H., Stanovoy V., Simstich J., Spielhagen R.F. Freshwater distribution and brine waters in the southern Kara Sea in summer 1999 as depicted by $d18O$ results // *Proceedings in Marine Science, Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability and Environmental Significance* / R.Stein, K. Fahl, D. K. Fötterer, E. Galimov (Eds.). 2002. Vol. 6. P. 73–90.

Bauch D., Dmitrenko I., Wegner C., Hölemann J., Kirillov S., Timokhov L., Kassens H. Exchange of Laptev Sea and Arctic Ocean halocline waters in response to atmospheric forcing // *Journal of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114. C005008. doi:10.1029/2008JC005062.

Bauch D., Gröger M., Dmitrenko I., Hölemann J., Kirillov S., Mackensen A., Taldenkova E., Andersen N. Atmospheric controlled freshwater release at the Laptev Sea continental margin // *Polar Research*, 2011. Vol. 30. P. 14. doi:10.3402/polar.v30i0.5858.

Craig H., Gordon L.I. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere // *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* / Ed. by E.Tongiogi. Spoleto, Italy, 1965. P. 9–130.

Frank M. Spurenstoffuntersuchungen zur zirkulation im Eurasischen Becken des Nordpolarmeeres: Ph.D Thesis. Ruprecht Karls University, Heidelberg, Germany, 1996. 100 p.

Letolle, R., Martin J.M., Gordeev V.V., Gusarova S., Sidorov L.S. ^{18}O abundance and dissolved silicate in the Lena delta and the Laptev Sea (Russia) // *Marine Chemistry*. 1993. Vol. 43. P. 47–64.

Mueller-Lupp T., Erlenkeuser H., Bauch H.A. Seasonal and interannual variability of Siberian river discharge in the Laptev Sea inferred from stable isotopes in modern bivalves // *Boreas*. 2003. Vol. 2. P. 292–303.

Ostlund H.G., Hut G. Arctic Ocean water mass balance from isotope data // *Journal of Geophysical Research*. 1984. Vol. 89. P. 6373–6381.

NASA. On line version. URL: <http://data.giss.nasa.gov/o18data/ref.html> [дата обращения 29.04. 2013].

A.A.NAMYATOV, I.A.SEMERYUK

THE DELTA ^{18}O VALUES AS TRACER OF WATER MASSES FORMATION BY EXAMPLE OF THE LAPTEV SEA

Distribution of hydrological and hydro-chemical characteristics in the Arctic Ocean is under influence of distribution of river water, marine water and water formed in the processes of ice melting and formation. Fraction of marine water (f_m), sea-ice melt water fraction (f_i) and river runoff fraction (f_r) for samples from the Laptev Sea were calculated on the base of temperature, salinity and $\delta^{18}O$ datasets published on the official NASA website. Calculations of fractions were performed using system of equations describing the simple mixing of different water masses. The correlation coefficients f_m and f_r to the values of salinity were unusually high. Thus, the correlation coefficient between f_m and salinity is 1 and f_r and salinity – –0,95. Correlation coefficient between f_i and salinity is low and depends on salinity range. In a salinity range from 0 to 10 ‰ value f_i is positive, up to 40 ‰, or there is the predominance of the ice melting processes. In range of salinity from 10 to 35 ‰ f_i value is mainly negative, it means the predominance of ice formation process. At salinities close to 35 ‰, f_i values tend to zero. Gained characteristics $\delta^{18}O$, f_m , f_r , f_i can provide additional information about origin and structure of the water masses.

Keywords: oxygen isotope, the Laptev Sea, river runoff, process of sea ice melting/formation, salinity anomalies.