

УДК 551.324.8

ФОРМИРОВАНИЕ ИЗОТОПНЫХ (δD , $\delta^{18}O$, d) ПАРАМЕТРОВ ЛЕДНИКОВ И ВОДНОГО СТОКА С СЕВЕРНОГО ОСТРОВА АРХИПЕЛАГА НОВАЯ ЗЕМЛЯ

© 2020 г. Е. О. Дубинина¹, *, Ю. Н. Чижова¹, С. А. Коссова¹,
А. С. Авдеенко¹, А. Ю. Мирошников¹

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

*e-mail: elenadelta@gmail.com

Поступила в редакцию 06.03.2019 г.

После доработки 04.06.2019 г.

Принята к публикации 16.12.2019 г.

Проведены изотопные (δD , $\delta^{18}O$) исследования ледников Северного острова архипелага Новая Земля, особенностью которых являются аномально узкие интервалы вариаций величин $\delta^{18}O$ ($-15.4...-17.6$ ‰) и δD ($-110.9...-127.1$ ‰). Точки проб ледникового льда формируют пологие ($s < 7$) наклоны линейных трендов в координатах δD – $\delta^{18}O$. Изучены изотопные характеристики водного стока с Северного острова Новой Земли, которые указывают на их преимущественно ледниковое происхождение. По сравнению со льдом ледников других арктических архипелагов (Шпицберген, Северная Земля, Земля Франца Иосифа) изотопные параметры ледникового льда Новой Земли отклоняются от величин, которые можно ожидать при западном переносе воздушных масс на фоне широтного географического эффекта. Эти параметры аналогичны атмосферным осадкам, выпадающим над континентом, в районе п. Амдерма. Наклоны трендов, величина дейтериевого эксцесса и узкий диапазон вариаций величин δD и $\delta^{18}O$ ледникового льда Северного острова Новой Земли могут формироваться в результате сезонного замерзания талой воды в фирновом остатке в закрытой системе.

Ключевые слова: изотопы кислорода и водорода, дейтериевый эксцесс, Северный остров, Новая Земля, ледники

DOI: 10.31857/S0030157420010098

ВВЕДЕНИЕ

Изотопно-геохимические исследования опресненных вод арктического шельфа становятся все более интенсивными [10–12, 26], и изотопная ($\delta^{18}O$, δD) систематика основных потенциальных источников опреснения арктических акваторий является базой для развития данной области науки. Для характеристики стока с континента изучаются вариации изотопных параметров крупных северных рек Евразии [35, 2]. Для того, чтобы иметь представление об изотопных параметрах стока с архипелагов (водотоков и фрагментов разрушающихся ледников), необходимо изучение ледникового льда.

Современное оледенение Новой Земли по площади и объему – самое большое в Арктике после Гренландии. Общая площадь ледников Новой Земли, составляет 22127 км², и основная масса льда сосредоточена на площади 21840 км² в пределах Северного острова [33]. Годовой сток с архипелага Новая Земля составляет 35.7 км³ [3], при

этом большая его часть поступает в Баренцево море. В связи с высокой скоростью перемешивания баренцевоморских вод, пресноводный сток с архипелага постоянно вовлекается в циркуляцию вод арктического океана. Вклад этих вод невелик по сравнению с речным континентальным стоком в Арктике [20], однако он постоянно возрастает, что подтверждается динамикой сокращения ледников Новой Земли. С 1952 по 2001 гг. ледники в бассейне Баренцева и Карского морей отступали в среднем на 8.36 и 2.70 км²/год соответственно. В период 2001–2015 гг. скорость их сокращения увеличилась почти вдвое – 13.88 и 6.32 км²/год [1] и продолжает расти [29]. Изменение климата, приводящее к сокращению крупных ледниковых покровов в Арктике, усиливает свое влияние на опреснение акваторий шельфа, что вносит свой вклад в изменение термохалинной структуры Северного Ледовитого океана [5, 24].

По сравнению с ледниками соседних архипелагов – Шпицбергена, Земли Франца Иосифа и Северной Земли [7, 19, 25, 30, 31, 38], изотопная

геохимия кислорода и водорода ледников Новой Земли изучена слабо. Первые отрывочные данные по изотопному составу кислорода льда, снега и талых вод ледника Шокальского [28] показали, что общий интервал вариаций величины $\delta^{18}O$ льда, талой воды и снега составляет от -12 до -16 ‰, а в погребенном под боковой мореной льду — от -16 до -20 ‰. Первые систематические данные по изотопному составу кислорода и водорода ледников Новой Земли были опубликованы для Северного ледникового купола и ледника Серп и Молот в 2017 г. [4]. Интервалы величин $\delta^{18}O$ и δD составили $-15.5...-17.8$ ‰ и $-113.1...-129.6$ ‰ для ледника Серп и Молот и $-13.9...-15.8$ ‰ и $-104...-116.8$ ‰ для Северного ледникового купола. Авторами отмечалось закономерное уменьшение вариаций этих параметров с глубиной, обусловленное процессами таяния ледников.

В соответствии с общепринятыми представлениями, изотопные характеристики ледников Новой Земли должны отражать состав атмосферной влаги, источником которой являются воздушные потоки, движущиеся преимущественно с запада на восток [6]. Сравнение изотопных характеристик ледников Новой Земли с ледниками соседних архипелагов показывает, что представления об источнике атмосферной влаги, формирующей ледниковые отложения на Новой Земле, не являются столь простыми. Например, величины $\delta^{18}O$ в ледниковых ядрах Ломоносовфонна и Аустфонна на архипелаге Шпицберген изменяются от -10.0 до -16.5 ‰ и от -15.1 до -20.8 ‰ соответственно [8, 19, 22], что полностью перекрывает интервал, полученный для ледников Северного острова Новой Земли. В то же время, для архипелага Северная Земля величины $\delta^{18}O$ во льду ядра, отобранного с купола Академии Наук, существенно ниже, и варьируют от -16.6 до -24.6 ‰ [31]. Если предположить, что основным источником влаги, поставляемой в период аккумуляции снега на Новую Землю, являются окружающие акватории, то характерной чертой ледников должны быть высокие величины дейтериевого эксцесса (d). Это следует из результатов моделирования состава атмосферной влаги над поверхностью моря в зимнее время, для которой должен быть характерен дейтериевый эксцесс с величинами $d \approx 18-24$ ‰ [32]. Однако таких высоких величин d для льдов Северного ледникового купола и ледника Серп и Молот отмечено не было. Авторами предыдущего исследования был сделан вывод о преобладании влаги, сформированной над окружающими акваториями, в формировании ледников Новой Земли, хотя величины d не превышали 15 [4].

Вторым фактором, играющим большую роль в формировании изотопных параметров ледникового льда, но почти неизученным на Новой Земле, является их постседиментационная история.

Высокая активность процессов таяния, отмечаемая по гомогенизации первичного изотопного сигнала выпадающего снега [4], должна приводить к изменению изотопно-геохимического облика ледникового льда, в том числе, к изменению величин дейтериевого эксцесса. Изучение двух основных факторов, определяющих изотопные параметры ледников Новой Земли — баланса континентального и морского источников атмосферной влаги и протекание постседиментационных процессов, является предметом настоящей работы. Не менее важным вопросом, рассмотренным в статье, является сравнение изотопных параметров водотоков и льда ледников, отобранных на Северном острове архипелага, что имеет большое значение для понимания процессов формирования стока с берегов архипелага.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Нами изучен лед четырех ледников: Серп и Молот, Голубой, Налли и Розе, расположенных на Карской стороне Северного острова (рис. 1). Материал для изотопных исследований был отобран в ходе арктических экспедиций НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2016 г.) и НИС “Профессор Штокман” (2014 г.). В 2014 г. были отобраны пробы ледникового льда на ледниках Розе из боковой части ледяной стенки фронта ледника на высоте 1.5–2.5 м над уровнем моря (т.е. примерно на 20 м ниже поверхности ледника) и пробы водотоков в заливах Цивольки, Ога и Седова. В 2016 г. был отобран лед вдоль вертикальной трещины во фронтальной области ледника Серп и Молот. Образцы отбирались после удаления коры таяния. На леднике Налли пробы отбирались с поверхности (10–20 см) в зоне абляции и с глубин менее 45 см. Для ледника Голубой изучен один образец льда с поверхности (гл. 10–20 см) на удалении 200 м от фронта ледника.

Изотопный анализ кислорода проведен на приборном комплексе DELTA V+ (Thermo, Германия) с использованием опции GasBench II в режиме постоянного потока гелия. Изотопный анализ водорода проведен методом разложения на металлическом хrome (опция H/Device) и измерением в режиме двойного напуска на масс-спектрометре DELTAplus (Thermo, Германия). Все величины $\delta^{18}O$ и δD калиброваны в шкале “V SMOW – V SLAP” и определены с точностью ± 0.05 и ± 0.3 ‰ соответственно.

Результаты изотопного анализа ледникового льда и пресных вод, отобранных в заливах Северного острова Новой Земли, представлены в табл. 1 и 2.

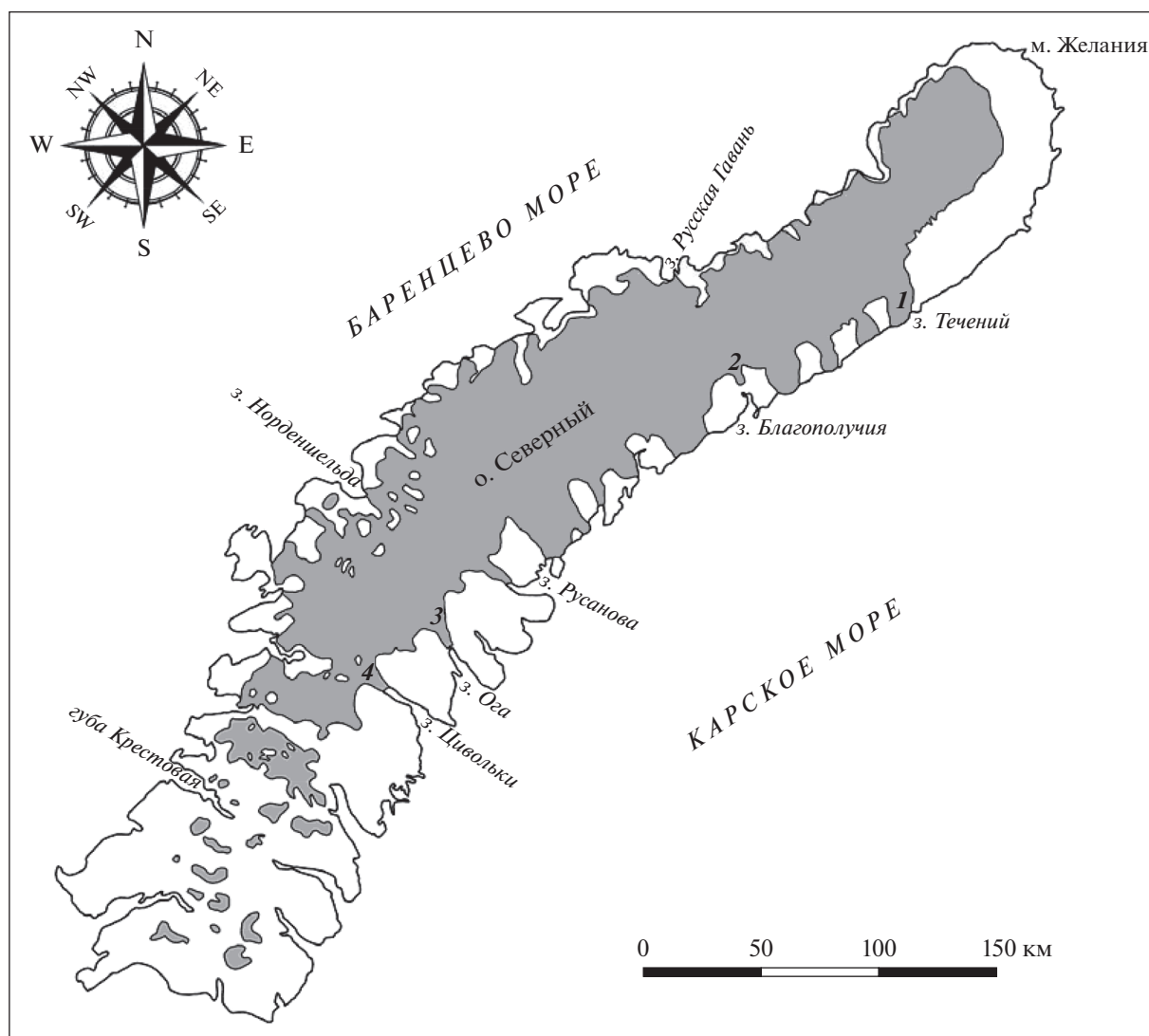


Рис. 1. Схема расположения исследованных ледников на о. Северный архипелага Новая Земля: 1 – ледник Розе, 2 – ледник Налли, 3 – ледник Голубой, 4 – ледник Серп и Молот.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Лед ледников. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD ледникового льда на Новой Земле варьируют от -15.4 до -17.6‰ и от -110.1 до -127.1‰ соответственно (табл. 1). Диапазон изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ ($\approx 2.2\text{‰}$) и δD ($\approx 17.1\text{‰}$) является очень узким, как для разных частей покровного оледенения Северного острова архипелага (от ледника Розе до ледника Серп и Молот), так и для изученных вариаций в пределах вертикального разреза ледника Серп и Молот (табл. 1). Прослеженная до глубины 10 м верхняя часть ледника Серп и Молот показывает тенденцию к затуханию амплитуды вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD ледникового льда с глубиной (рис. 2). Аналогичный результат был получен при изучении этого ледника до глубины 15 м [4].

Сопоставление изотопных параметров льда ледников Новой Земли и соседних архипелагов (Шпицберген, Северная Земля и Земля Франца Иосифа) по величине $\delta^{18}\text{O}$ – единственной изотопной характеристике, имеющейся в литературе для кернов ледникового льда – показывает, что только ледники Новой Земли имеют столь узкий интервал вариаций изотопного состава кислорода (рис. 3). Возможно, что эта черта ледников Новой Земли является уникальной и не изменится при будущем изучении более представительного кернового материала.

Поскольку изотопные параметры ледников Новой Земли, как и других арктических архипелагов, отражают сигнал атмосферных снеговых осадков, выпадающих в период накопления льда, стоит ожидать закономерного распределения изотоп-

Таблица 1. Изотопные характеристики ($\delta^{18}O$, δD и d) ледников Новой Земли

Ледник	Координаты		Глубина отбора, м	$\delta^{18}O$, ‰	δD , ‰	d , ‰
	с.ш.	в.д.				
Серп и Молот	74°59.089′	58°22.738′	0.5–0	–17.2	–124.4	13.3
			1.0–0.5	–17.1	–123.8	12.8
			1.5–1.0	–15.7	–113.4	12.5
			2.0–1.5	–16.5	–118.3	13.9
			2.5–2.0	–17.6	–125.5	15.3
			3.0–2.5	–17.1	–124.8	11.7
			3.5–3.0	–16.1	–117.4	11.3
			4.0–3.5	–16.0	–117.5	10.8
			4.5–4.0	–16.3	–119.1	11.7
			5.0–4.5	–16.8	–119.4	15.0
			5.5–5.0	–16.2	–116.5	13.1
			6.0–5.5	–16.5	–120.6	11.6
			6.25–6.0	–16.8	–121.5	12.6
			6.5–6.25	–16.7	–120.8	12.9
			6.75–6.5	–16.7	–121.3	12.5
			7.0–6.75	–16.8	–120.8	13.7
			7.25–7.0	–16.8	–122.3	11.9
7.5–7.25	–16.8	–121.7	13.1			
7.75–7.5	–17.5	–122.1	18.2			
8.0–7.75	–16.8	–119.2	15.0			
9.0–8.0	–16.3	–117.7	13.0			
10.0–9.0	–16.7	–118.2	15.4			
Голубой	74°43.192′	59°04.552′	4	–16.8	–123.2	11.4
Налли	75°48.722′	63°22.798′	0.1	–16.2	–119.2	10.6
	75°48.364′	63°22.981′	0.1	–15.4	–110.9	12.0
	75°48.007′	63°24.183′	0.1	–16.5	–121.4	10.9
	75°46.743′	63°29.640′	0.1	–15.6	–112.2	12.3
	75°46.320′	63°31.082′	0.1	–17.4	–122.9	16.5
	75°45.721′	63°32.758′	0.1	–17.3	–124.1	14.1
	75°45.308′	63°34.561′	0–0.2	–17.3	–127.1	11.0
			0.2–0.5	–16.8	–122.5	11.7
Розе	75°59.210′	66°11.164′	10	–16.5	–119.0	13.2
			10	–16.3	–118.2	12.6
			10	–17.0	–122.8	13.1

ных характеристик ледникового льда Новой Земли и соседних архипелагов в пространстве. Такая закономерность прослеживается в зависимости от географической долготы – наблюдается понижение величины $\delta^{18}O$ ледникового льда архипелагов в направлении с запада на восток, что указывает на преобладание западного переноса воздушных масс с их последовательным изотопным истощением (рис. 3а). Ледники Новой Земли лежат в общей последовательности, находясь на

границе верхних значений поля, характерного для составов ледникового льда Земли Франца Иосифа. Однако в зависимости от географической широты, ледники Новой Земли выбиваются из общей последовательности, показывая более низкие величины $\delta^{18}O$, чем ожидаемые в рамках широтного изотопного эффекта (рис. 3б).

Соотношение величин $\delta^{18}O$ и δD ледникового льда Новой Земли также имеет особенности. На изотопной $\delta^{18}O$ – δD диаграмме (табл. 3) точки

Таблица 2. Изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O}$, δD и d) поверхностных пресных вод Северного острова Новой Земли

Залив	Тип водотока	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d , ‰
Цивольки	Ручей по правому борту ледника	-15.6	-111.5	13.3
	Водоток на поверхности воды в заливе, параметры экстраполированы на нулевую соленость (Дубинина и др., в печати)	-16.5	-118.2	13.8
	Водоток	-15.2	-107.5	14.1
Ога	Ручьи около ледника и на его поверхности	-16.4	-117.4	13.4
		-16.0	-115.7	12.5
		-16.6	-120.4	12.3
		-16.5	-119.9	12.1
Благополучия	Водотоки	-15.6	-111.9	13.0
		-14.2	-103.6	9.6
		-14.1	-101.5	11.1
		-14.6	-107.4	9.6
		-14.6	-106.6	10.0
		-13.2	-95.6	10.3
Седова	Водотоки	-15.4	-112.8	10.5
		-15.6	-112.2	13.0
		-16.1	-116.3	12.5
	Небольшая речка	-16.0	-114.6	13.7
	Водоток на поверхности воды в заливе, параметры экстраполированы на нулевую соленость (Дубинина и др., в печати)	-14.6	-105.2	11.6

Таблица 3. Уравнения линий на изотопной диаграмме $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ для ледников и водотоков Северного острова Новой Земли

	Уравнение связи $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$	R^2
Ледник Серп и Молот	$\delta\text{D} = 5.70 \delta^{18}\text{O} - 25.31$	0.80
То же без пробы с глубины 7.75–7.5 м	$\delta\text{D} = 6.32 \delta^{18}\text{O} - 14.96$	0.85
Ледник Налли	$\delta\text{D} = 6.94 \delta^{18}\text{O} - 5.03$	0.90
Все опробованные ледники Северного острова	$\delta\text{D} = 6.67 \delta^{18}\text{O} - 9.35$	0.87
Все опробованные водотоки Северного острова	$\delta\text{D} = 6.98 \delta^{18}\text{O} - 3.6$	0.95

всех ледников Северного острова образуют линейный тренд с углом наклона 6.67, а точки отдельно взятого ледника Серп и Молот формируют еще более пологий тренд с углом наклона 5.70. Однако в статистику по леднику Серп и Молот входит одна точка с аномальными изотопными параметрами и максимальной величиной дейтериевого эксцесса (проба с глубины 7.75–7.5 м). Без учета этой пробы угол наклона тренда на изотопной диаграмме составляет 6.32. Столь низкие углы наклона линейных трендов на изотопной $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ диаграмме не могут быть унаследованы от атмосферных осадков, которые характеризу-

ются зависимостью δD от $\delta^{18}\text{O}$ с угловым коэффициентом, близким к 8 [13].

Величина дейтериевого эксцесса во всех изученных пробах ледникового льда не опускается ниже 10‰, варьируя вокруг значений около 13‰. Эпизодически наблюдается повышение дейтериевого эксцесса до 15–18‰. Для 10-метрового разреза ледника Серп и Молот установлено три таких эпизода – на уровнях 2.5–2.0, 5.0–4.5 и 7.75–7.5 м (рис. 2). В последнем случае величина d оказалась максимальной среди всех изученных проб ледникового льда Северного острова (18.2‰).

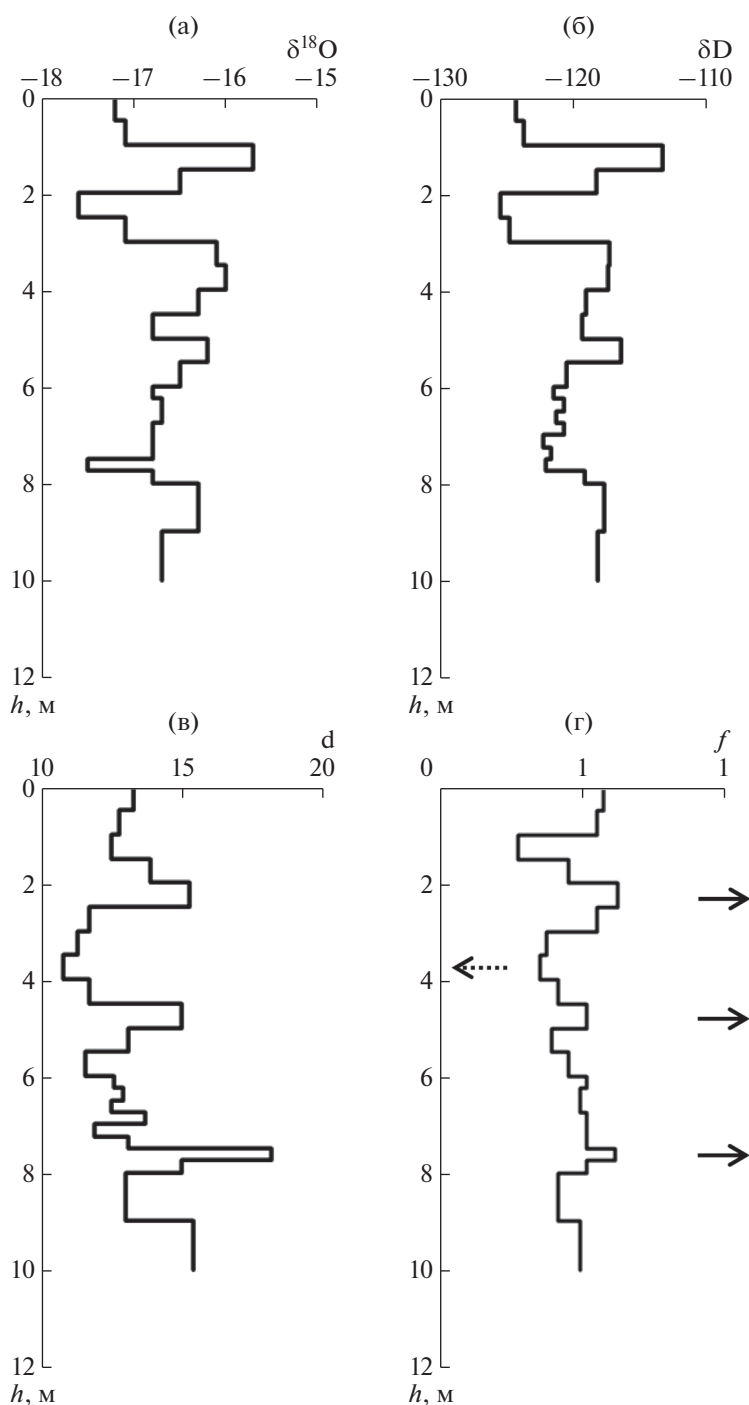


Рис. 2. Изменение изотопного состава кислорода (а), водорода (б), дейтериевого эксцесса (в) и степени замерзания талых вод (г) в вертикальном разрезе ледника Серп и Молот.

Водный сток с Северного острова. Воды водотоков Северного острова были опробованы в 4-х заливах – Цивольки, Ога, Седова и Благополучия. В целом, они имеют величины $\delta^{18}O$ и δD , близкие к ледниковому льду Новой Земли (табл. 3), что однозначно характеризует их как продукт таяния ледников архипелага. Однако, несмотря на очевидное ледниковое питание, для водотоков ха-

рактерны более высокие величины δD и $\delta^{18}O$ и более низкие величины дейтериевого эксцесса по сравнению с ледниковым льдом (табл. 1 и 2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отличием изотопных параметров ледникового льда Северного острова Новой Земли является

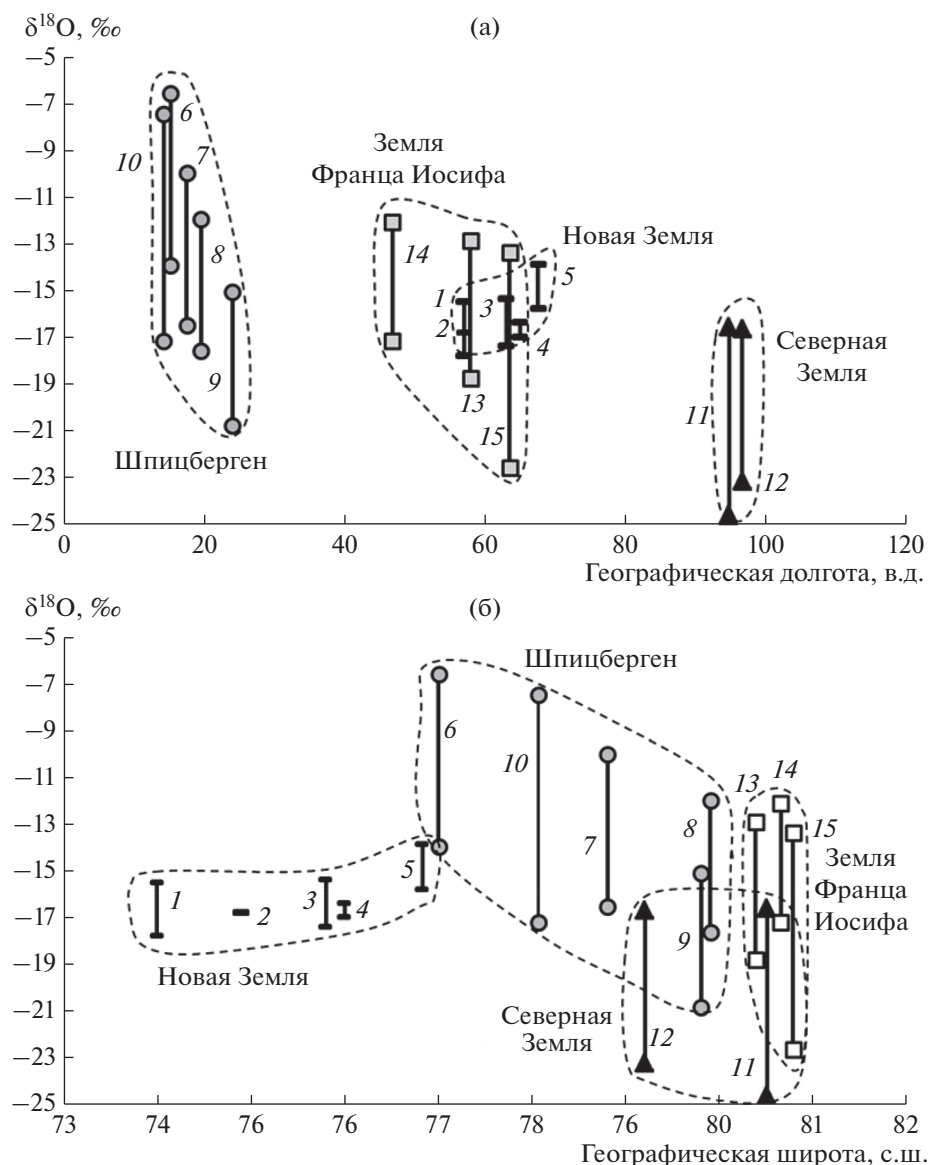


Рис. 3. Изотопный состав кислорода ледникового льда Северного острова Новой Земли и соседних архипелагов в зависимости от географической долготы (а) и широты (б). Ледники Новой Земли: 1 – Серп и Молот ([4] и данная работа), 2, 3, 4 – Голубой, Налли, Розе соответственно (данная работа), 5 – Северный купол [4]. Ледники архипелага Шпицберген: 6, 7, 8, 9 – AMN80, Ломоносовфонна, VEF81 и Аустфонна соответственно [9], 10 – Баренцбург (цитирование по [4]). Ледники Северной Земли: 11 – купол Академии наук AN [31, 9], 12 – купол Вавилова VAV83 [9]. Ледники Земли Франца Иосифа: 13 – ледник на о. Галля, 14 – купол Лунный, 15 – купол Ветреный (цитирование по [4]).

отсутствие широтного эффекта относительно соседних архипелагов – Шпицбергена, Северной Земли и Земли Франца Иосифа (рис. 3б). Для ледников Новой Земли характерен крайне узкий диапазон вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с вариациями, наблюдаемыми в ледяных покровах соседних архипелагов (см. рис. 3). Еще одна характерная черта ледников Северного острова – пологие тренды в координатах $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$. И, если первая особенность ледников Новой Земли определяется источником атмосферных осадков,

участвующих в аккумуляции ледникового льда, то остальные особенности, по-видимому, отражают процессы, протекающие после отложения снега.

1. Источники атмосферных осадков в период аккумуляции льда

Возраст всего льда на Северном острове Новой Земли не превышает 1000 лет, поскольку ледники данного архипелага отличаются высокой скоростью течения (60 м/год и выше [29]). Глубина от-

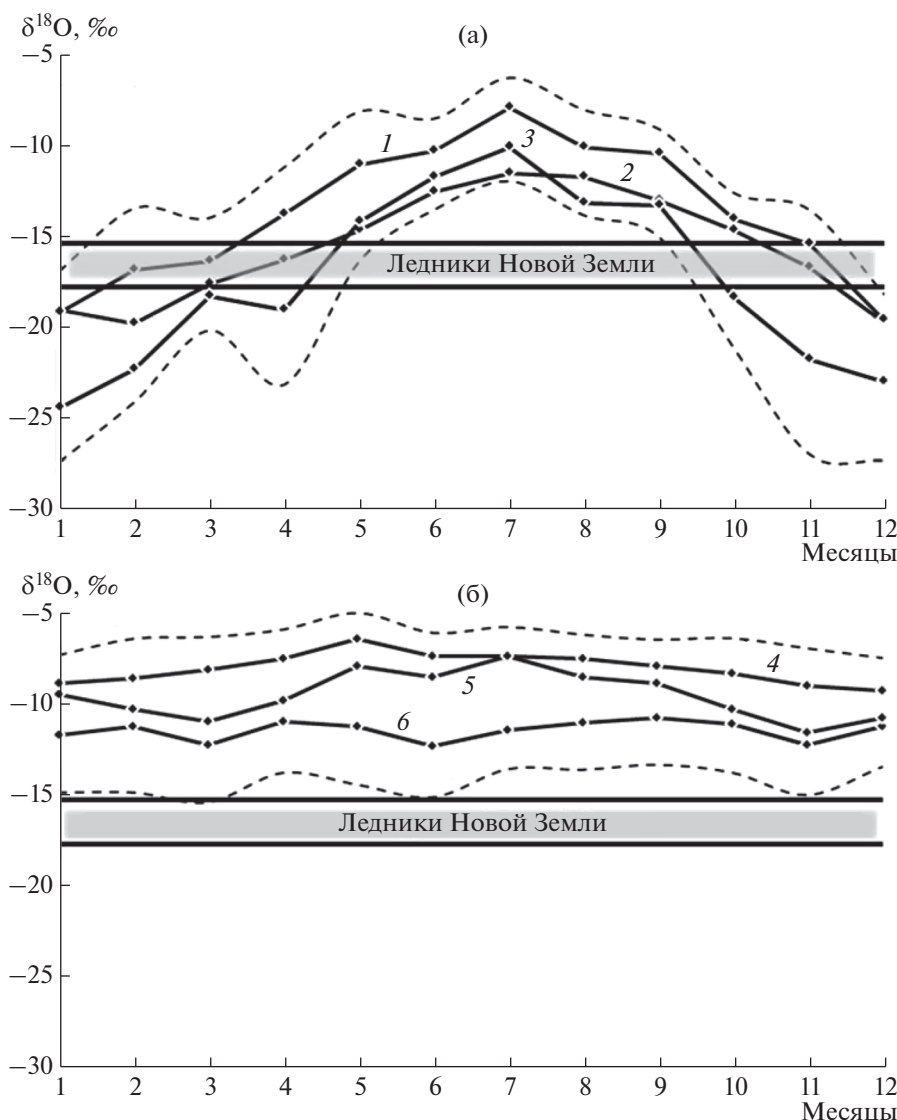


Рис. 4. Годовой ход среднемесячных значений величин $\delta^{18}O$ в атмосферных осадках на станциях метеонаблюдений сети GNIP, расположенных в континентальной части России (а): 1 – Архангельск, 2 – Амдерма, 3 – Салехард; и на островных территориях (б) – 4 – Рейкьявик (о. Исландия), 5 – Исфьорд Радио и 6 – Нью-Олесунн (арх. Шпицберген). Пунктирные линии – наблюдаемые вариации величин $\delta^{18}O$ в пределах групп 1–3 и 4–6. Залитое поле – интервал вариаций величин $\delta^{18}O$ в ледниковых льдах Новой Земли по данным настоящей работы и [4].

бора проб льда, изученного в настоящей работе, не превышала 10 м, поэтому его можно считать продуктом современного накопления, а имеющиеся данные можно сравнивать с изотопными параметрами современных атмосферных осадков, выпадающих в районе ближайших к Новой Земле метеостанций [21]. Величины $\delta^{18}O$ ледникового льда Новой Земли соответствуют осадкам, выпадающим в районе континентальных станций метеонаблюдений (Амдерма, Салехард, Архангельск, рис. 4а). Величины $\delta^{18}O$ осадков, выпадающих в районе морских станций наблюдений на архипелаге Шпицберген и о. Исландия, даже в зимний период не опускаются до значений, на-

блюдающихся в ледниковом льду Новой Земли (рис. 4б). Таким образом, на формирование ледникового покрова Северного острова ключевое влияние оказывают континентальные воздушные массы.

Чтобы проверить это утверждение, были рассчитаны обратные траектории движения воздушных масс по модели HYSPLIT лаборатории NOAA [15]. Расчеты проведены на примере зимнего сезона 2015–2016 гг., предшествующего отбору проб ледников и водотоков Северного острова. За период аккумуляции с октября 2015 по май 2016 гг. на метеостанции Малые Кармакулы (Южный остров архипелага Новая Земля) было

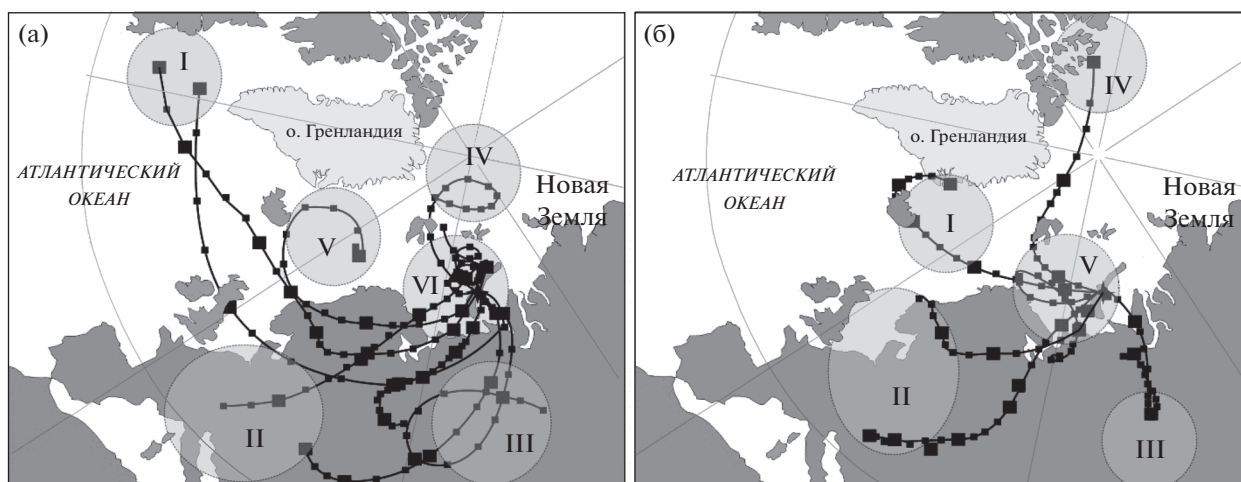


Рис. 5. Основные источники и пути переноса воздушных масс, приносящих осадки на Новую Землю в 2015–2016 гг.: (а) в период аккумуляции (октябрь–май 2015–2016 гг.); (б) в летний период (июнь–сентябрь 2016 г.). Римскими цифрами обозначены основные районы нахождения воздушных масс за 120 часов до выпадения из них атмосферных осадков на Северном острове Новой Земли (пояснения в тексте).

зафиксировано 104 даты выпадения осадков [39]. Эти даты были использованы для восстановления обратных траекторий движения воздушных масс с конечной точкой 74° с.ш., 57° в.д. на 12 ч всемирного времени. Обратные траектории продолжительностью 120 ч моделировались для высоты 3 км.

По району происхождения обратные траектории разделены на 6 групп. На поступление воздушных масс из северной Атлантики ($45\text{--}50^\circ$ с.ш., $60\text{--}30^\circ$ з.д., район I на рис. 5а) указывают 17 обратных траекторий. На западный перенос атлантических воздушных масс над территорией центральной Европы указывает 19 траекторий (район II на рис. 5а). Значимым источником происхождения осадков являются воздушные массы, прошедшие над континентом – 22 обратные траектории иллюстрируют перенос воздушных масс с юга (район III на рис. 5а), т.е. за 120 ч до прихода к Новой Земле воздушные массы находились в секторе между южной Европой и северным Казахстаном. Высокоширотный сектор Арктики (район северного полюса, северной Гренландии, IV на рис. 5а) являлся источником поступления влаги в 12 случаях, в 15 случаях воздушные массы поступали из акватории Норвежского моря (район V на рис. 5а). Остальные 17 обратных траекторий берут начало в секторе между Шпицбергом, Северной Землей и Салехардом.

Форма обратных траекторий (рис. 5а) характеризует пути переноса воздушных масс, которые в большинстве случаев проходят над континентальным побережьем Карского моря. По-видимому, это объясняет близкие величины δD и $\delta^{18}O$ ледникового льда Северного острова Новой Земли и атмосферных осадков, выпадающих над континентальными станциями метеонаблюдений.

Особенности переноса воздушных масс, затрагивающего континентальные районы, могут объяснить и отклонение от широтного эффекта, наблюдаемое для Новой Земли (рис. 3б).

2. Формирование изотопных параметров ледникового льда Северного острова

Для ледников Новой Земли уже отмечалась значительная роль процессов летнего таяния, которые приводят к гомогенизации изотопных параметров [4]. Вода, образующаяся при таянии в центральной области ледяного щита, проникает в фирново-ледяную толщу. Здесь она может остаться, замерзнув в порах фирна, а может частично стечь по водонепроницаемым ледяным слоям. По некоторым оценкам, после летнего таяния около 75% всей массы талой воды может остаться в фирново-ледяной толще за счет инфильтрационного льдообразования [6]. Эта талая вода замерзает при наступлении зимнего сезона. По сравнению с ледниками других архипелагов, на Новой Земле процессы таяния и повторного замерзания проявлены очень активно, что приводит к эффективной гомогенизации исходного изотопного сигнала, наследуемого от атмосферных осадков (рис. 2, 3).

При замерзании в закрытой системе, соотношение величин δD и $\delta^{18}O$ во вновь сформированном льду изменится, что приведет к уменьшению угла наклона тренда, на изотопной диаграмме $\delta D\text{--}\delta^{18}O$ [23]. Допущение о реализации условий закрытой системы в данном случае оправдано тем, что замерзание талых вод в инфильтрационной-рекристаллизационной и инфильтрационной зонах ледника происходит внутри нестывающего

снежно-фирнового остатка. При охлаждении сверху, в нем начинается образование льда, то время как в нижней части ЭТОГО СЛОЯ находится ледниковый лед, непроницаемый для талой воды. Вследствие того, что молекулы воды, содержащие тяжелые изотопы D и ^{18}O , преимущественно входят в кристаллизующийся лед, остающаяся вода обедняется относительно этих изотопов. Объяснение появления пологих наклонов на изотопной δD – $\delta^{18}O$ диаграмме в процессе кристаллизации льда в закрытой системе привлекалось для подошвенного льда ледников в Альпах и канадской Арктике, в качестве подтверждения этой модели были проведены и экспериментальные исследования [23]. Предложенная авторами модель изменения изотопного состава кислорода (водорода) при кристаллизации льда в закрытой системе описывается уравнениями рэлеевского исчерпания [14].

Расчеты динамики величин δD и $\delta^{18}O$ льда, формирующегося в закрытой системе, проводились нами по формулам:

$$\delta_L = (\delta^0 + 1000)(1 - f)^{(\alpha-1)} - 1000, \quad (1)$$

$$\delta_S = \alpha(\delta^0 + 1000)(1 - f)^{(\alpha-1)} - 1000, \quad (2)$$

$$\bar{\delta}_S = (\delta^0 + 1000) \left[\frac{1}{f} + \left(1 - \frac{1}{f}\right)(1 - f)^{(\alpha-1)} \right] - 1000, \quad (3)$$

где δ^0 – изотопный состав кислорода или водорода воды до начала кристаллизации льда, δ_L – изотопный состав воды, δ_S – изотопный состав равновесного с ней льда и $\bar{\delta}_S$ – интегрального льда, α – коэффициент фракционирования, f – фракция воды, перешедшая в лед. Для численных расчетов нами использовались равновесные коэффициенты фракционирования в системе вода–лед ($\alpha_{18O} = 1.00291$, $\alpha_D = 1.0212$, [27]).

При расчете дейтериевого эксцесса (d) или наклона линейного тренда (s) на диаграмме $\delta^{18}O$ – δD были использованы соотношения:

$$d = \delta D - 8\delta^{18}O \text{ и } s = \frac{d\delta D}{d\delta^{18}O}. \quad (4)$$

Расчеты показывают, что по мере кристаллизации льда происходит возрастание дейтериевого эксцесса, причем в порциях свежееобразованного льда и оставшейся воды величины d резко возрастают к концу процесса. Из уравнения (4) следует, что величина дейтериевого эксцесса, как и наклон на изотопной δD – $\delta^{18}O$ диаграмме, зависит не только от степени замерзания талой воды, но и от ее исходного изотопного состава. Величины s , рассчитанные для остаточной воды, локально-равновесного с ней льда и интегрального льда близки друг к другу и линейно снижаются по мере снижения величины $\delta^{18}O$ в исходной воде. Изо-

топные параметры исходной воды, заданные в расчете, соответствуют наклону линии метеорных вод, равному 8. Кристаллизация льда из воды с низкими величинами $\delta^{18}O$ (ниже -50‰) приводит к появлению наклонов, достигающих 5.5. Однако такие низкие наклоны соответствуют замерзанию экстремально облегченных вод, которые не характерны ни для ледников, ни для зимних осадков Новой Земли. Основная часть данных для ледников Северного острова формирует на диаграмме $\delta^{18}O$ – δD тренд с наклоном около 6.67 (табл. 3), и наиболее представительную часть этих данных составляют пробы льда ледника Серп и Молот, фигуративные точки которого формируют тренд с наклоном, близким к 6.3.

Вся совокупность данных, полученных для ледников Северного острова, может быть описана с помощью модели замерзания воды в закрытой системе. Однако для численных оценок необходимо задать конкретные изотопные параметры талой воды. Исходя из соображений, что источником талой воды являются поверхностные зоны ледника, сложенные зимними осадками последнего сезона аккумуляции, можно в качестве исходной талой воды принять изотопные параметры средневзвешенных зимних осадков, выпадающих в районе близлежащих станций метеонаблюдений (табл. 4). Расчеты показывают, что изотопный состав кислорода и водорода зимних осадков, который может привести к формированию пологих трендов на изотопной диаграмме $\delta^{18}O$ – δD для ледников Северного острова Новой Земли, соответствует данным, осредненным для наблюдений метеостанции в районе п. Амдерма (рис. 6). В расчете приведены два случая – для интегрального льда и льда, локально-равновесного с водой во время замерзания. Сравнение этих вариантов расчета позволяет понять, с какими именно составами мы имеем дело, измеряя изотопный состав кислорода и водорода в конкретной порции льда. Из этого сравнения следует, что все полученные составы для ледникового льда Северного острова близки к линиям и локального, и интегрального льда, сформированного из талой воды с составом, близким к составу зимних осадков в районе п. Амдерма (рис. 6а, 6б). Однако поведение дейтериевого эксцесса в аналогичных вариантах расчета позволяет заключить, что расчет для локально-равновесного льда описывает природные данные более точно (рис. 7). Принимая, что все изученные пробы представляют определенные порции локально-равновесного льда, кристаллизующегося на разных этапах замерзания единой порции талых вод, можно рассчитать степень замерзания талых вод на момент формирования изученных образцов льда, которая составляла от 33 до 87% (рис. 7б).

Интерес к тому, какой именно тип льда (интегральный или локально-равновесный) описывает

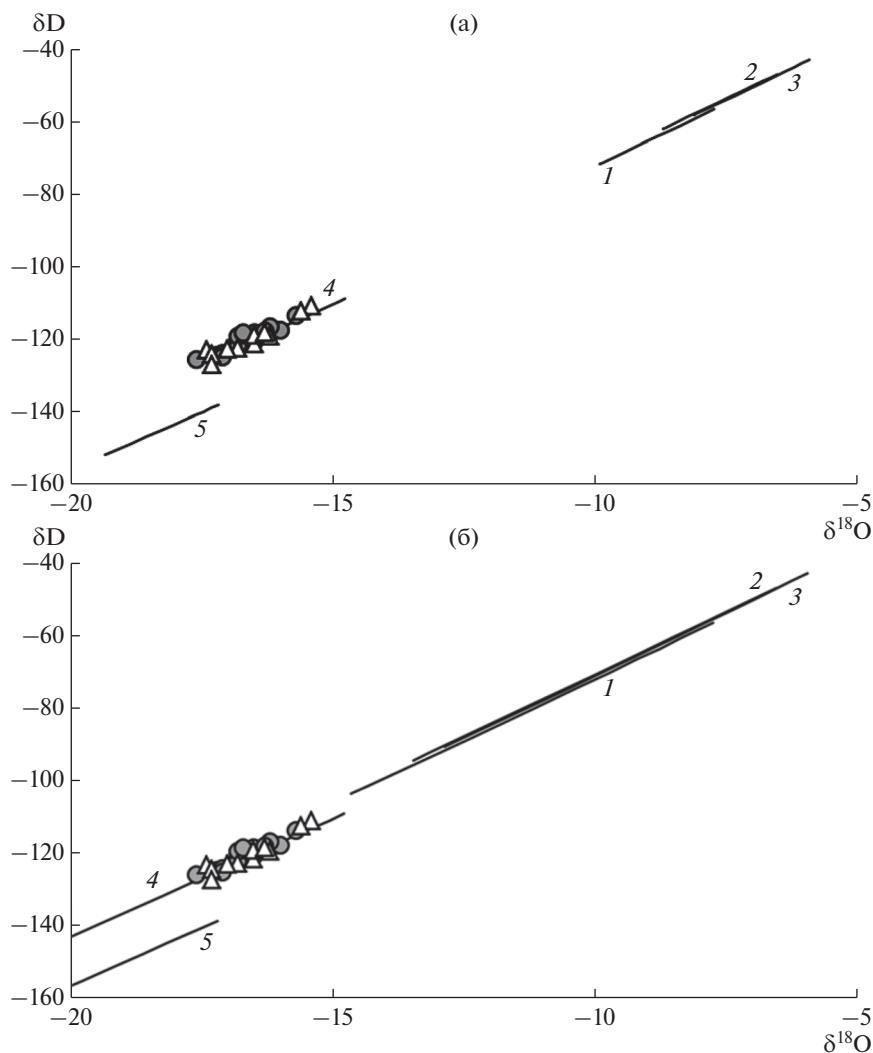


Рис. 6. Изменение изотопного состава кислорода и водорода интегрального (а) и локально-равновесного (б) льда, формирующегося при замерзании в закрытой системе вод, отвечающим средневзвешенным изотопным характеристикам атмосферных осадков, выпадающих в зимний период в районе метеостанций Нью-Олесунн (1) и Исфьорд Радио (2), Шпицберген; г. Рейкьявик (3), п. Амдерма (4) и г. Салехард (5). Наклон линий варьирует от 6.2 до 6.8.

Таблица 4. Средневзвешенные изотопные параметры атмосферных осадков летнего и зимнего сезонов, выпавших в районе станций метеонаблюдений GNIP, расположенных вокруг архипелага Новая Земля

Станция, архипелаг, (число наблюдений)	Период наблюдений	Период осреднения	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d , ‰	Уравнение связи $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$
Нью-Олесунн, Шпицберген, (305)	1990–2014	Зима	-10.7	-75.6	9.6	$\delta\text{D} = 7.28 \delta^{18}\text{O} + 0.96$
		Лето	-11	-85.3	4.2	
Исфьорд Радио, Шпицберген, (75)	1960–1976	Зима	-9.4	-64.0	10.8	$\delta\text{D} = 6.46 \delta^{18}\text{O} - 5.98$
		Лето	-7.8	-59.1	3.3	
Рейкьявик, Исландия, (380)	1962–2016	Зима	-8.8	-62.0	8.4	$\delta\text{D} = 7.07 \delta^{18}\text{O} - 0.66$
		Лето	-7.9	-58.5	5.0	
Амдерма, (31)	1980–1990	Зима	-17.6	-121.9	18.6	$\delta\text{D} = 7.62 \delta^{18}\text{O} + 6.86$
		Лето	-11.9	-83.6	12.0	
		Год	-15.7	-110.1	13.9	
Салехард, (59)	1973–2000	Зима	-19.9	-154.5	4.7	$\delta\text{D} = 7.86 \delta^{18}\text{O} + 1.21$
		Лето	-12.3	-94.5	4.1	

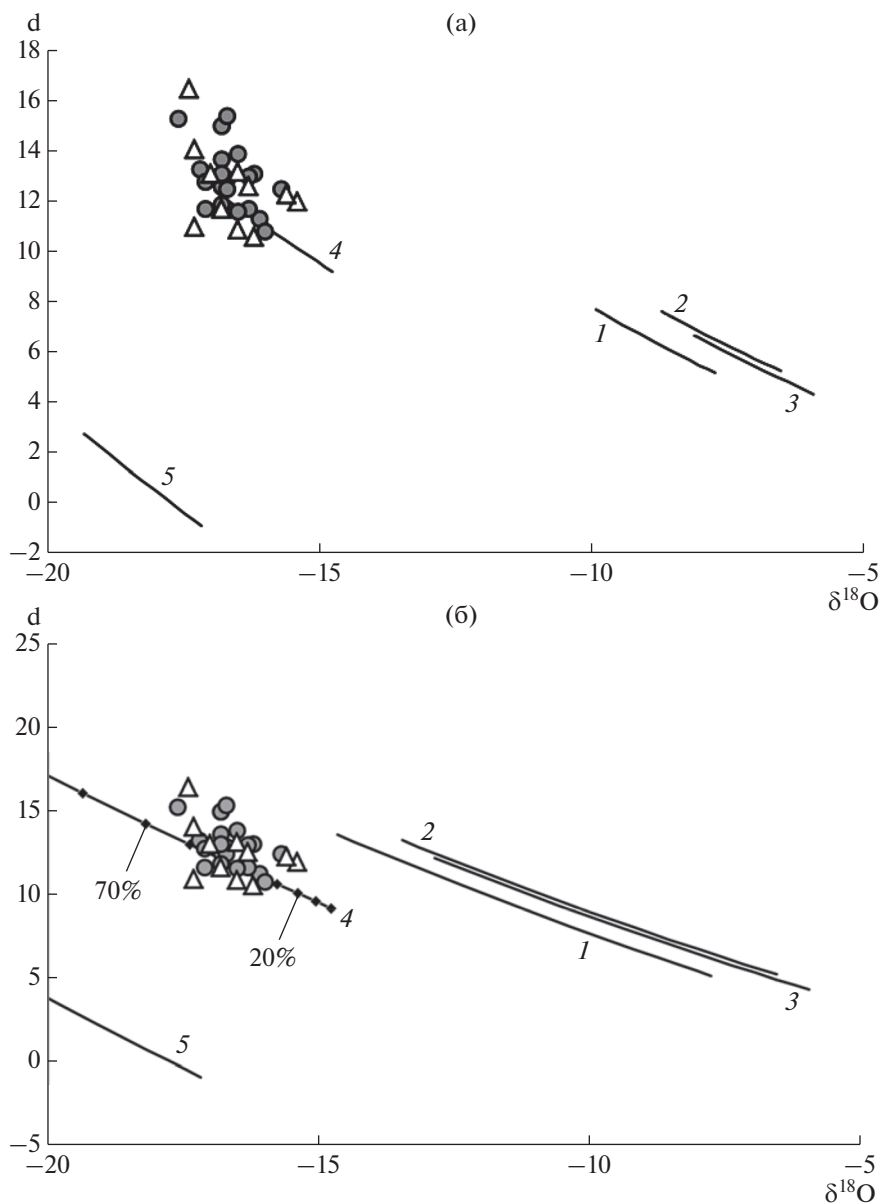


Рис. 7. Изменение изотопного состава кислорода и дейтериевого эксцесса интегрального (а) и локально-равновесного (б) льда, формирующегося при замерзании в закрытой системе вод со средневзвешенными изотопными характеристиками атмосферных осадков, выпадающих в зимний период в районе метеостанций Нью-Олесунн (1) и Исфьорд Радио (2), Шпицберген; г. Рейкьявик (3), п. Амдерма (4) и г. Салехард (5). Цифры на линии 4 рисунка (б) – доля замерзших талых вод в процентах.

наблюдаемые природные данные, состоит в том, что локально-равновесный лед является продуктом замерзания одной порции талой воды, и разные пробы льда соответствуют разным степеням замерзания этой порции. Изотопные параметры интегрального льда, напротив, соответствуют некой гипотетической усредненной пробе локально-равновесного льда, что, в принципе, трудно представить для реального объекта. Однако если происходит повторное или многократное таяние-замерзание льда, его изотопные параметры будут приближаться к составу интегрального

льда. Аналогичный процесс был описан для модели многократной перекристаллизации минерала в закрытой системе [16]. Поскольку процесс сезонного таяния-замерзания ледников, по-видимому, не является однократным, наиболее вероятно, что природные образцы представлены смесью интегрального и локально-равновесного типов льда. Проявление признаков, указывающих на принадлежность к локально-равновесному типу льда, может говорить о том, что при конжеляционно-инфильтрационном льдообразовании на ледниках Северного острова таяние

льда, сформированного в предыдущие сезоны, происходит частично.

Расчеты показывают, что основной тип зимних атмосферных осадков в районе Северного острова Новой Земли аналогичен современным атмосферным осадкам, выпадающим в районе п. Амдерма. Это еще раз подтверждает, что в формировании изотопных параметров ледникового покрова Новой Земли огромную роль играет близость архипелага к континенту. Величины дейтериевого эксцесса осадков в районе п. Амдерма близки к величинам, установленным для ледникового льда Новой Земли, хотя, как можно видеть из вышеприведенных расчетов, этот фактор не является критичным — величина избытка дейтерия заметно возрастает при кристаллизации льда в закрытой системе. Характерной чертой зимних осадков в районе п. Амдерма является высокий дейтериевый эксцесс, около 18 ‰ (табл. 4). Возможно, что ритмичность экскурсов величины d в вертикальном разрезе ледника Серп и Молот (рис. 2в) связана с чередованием климатических циклов, в пределах которых процессы летнего таяния и последующего замерзания регулярно варьируют. На рис. 2г приведены результаты расчета степени замерзания по наблюдаемым величинам дейтериевого эксцесса во льду ледника Серп и Молот (табл. 1). В качестве исходных величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD были приняты средневзвешенные величины зимних осадков, выпадающих в районе п. Амдерма (табл. 4). Расчет проведен для локально-равновесного льда. Вертикальное распределение рассчитанных значений f показывает, что условия промерзания талых вод во время накопления 10-метровой ледниковой толщи были примерно постоянными ($f \approx 0.5$, т.е. около половины талой воды успевало замерзнуть). Исключением являются ритмично повторяющиеся экскурсии в область высоких значений — до 0.76–0.87 (сплошные стрелки на рис. 2г). Данные экскурсии указывают как на малое количество талых вод, появившихся в летний период, так и на быстрое охлаждение осенью, что приводит к высокой степени замерзания. Кроме того, наблюдается хорошо выраженный эпизод резкого понижения f до 0.33 (пунктирная стрелка на рис. 2г), что может указывать на аномально теплый период с обилием талых вод и низкими скоростями осеннего охлаждения. Таким образом, расчет способен фиксировать вариации условий инфильтрационного льдообразования в разные годы — разное количество талых вод, остающихся в разрезе снежно-фирновой толщи и разную скорость охлаждения поверхности, которая определяется разным градиентом температуры в начале зимнего сезона. Необходимо отметить, что вероятность того, что расчетные величины f фиксируют колебания климатических условий, определяется тем, насколько механизм накопления льда ледников соответ-

ствует предлагаемой модели. В отличие от ледников с относительно непрерывными условиями аккумуляции, для ледников, подверженных сезонному таянию, только модельные подходы позволяют проследить климатические условия их накопления, и то лишь в первом приближении.

Подводя итог обсуждению, нужно отметить, что возможны и другие механизмы, способные дополнительно повлиять на дейтериевый эксцесс или изменить углы наклона трендов на изотопной $\delta^{18}\text{O}$ – δD диаграмме. Например, на изотопное фракционирование в системе “лед–вода” может влиять изменение скорости замерзания [34, 37]. Кроме того, изменение угловых коэффициентов на изотопной $\delta^{18}\text{O}$ – δD диаграмме может быть связано с кинетическим фракционированием при диффузионном переносе водяного пара во время метаморфизма снежной толщи [17, 18, 36]. Но так или иначе, все эти процессы реализуются на постседиментационном этапе жизни ледника.

3. Формирование изотопных параметров водотоков Северного острова

Соотношение изотопных ($\delta^{18}\text{O}$, δD и d) параметров между льдом ледников и водами водотоков Северного острова Новой Земли показывает, что кроме талого компонента в водотоках присутствует небольшая доля летних атмосферных осадков. Общая статистика для всех водотоков и ледников Северного острова показывает, что угол наклона точек, формируемых пробами водотоков, несколько выше, чем для льда ледников (6.98 и 6.67 соответственно, табл. 3).

Происхождение летних и зимних осадков, выпадающих в районе Новой Земли, может быть разным. Для установления источников атмосферной влаги в летнее время, были восстановлены обратные траектории движения воздушных масс по модели HYSPLIT за май–сентябрь 2016 г. (рис. 5б). По данным метеостанции Малые Кармакулы в этот период было зафиксировано 50 эпизодов осадков [39], даты которых были использованы для интерпретации формы обратных траекторий. Восстановленные обратные траектории движения воздушных масс свидетельствуют о преобладающем северо-западном переносе в это время. Из 50 эпизодов выпадения осадков, 16 были связаны с западным переносом воздушных масс из северной и центральной Европы (сектор I на рис. 5б), что в целом характеризует атлантический источник влаги. В 15 случаях осадки были связаны с поступлением воздушных масс из высокоширотного сектора Арктики, при этом путь движения воздушных масс, как правило, проходил над арх. Шпицберген (рис. 5б, сектор IV). Еще 10 случаев выпадения осадков были вызваны приходом воздушных масс из акватории Норвеж-

ского моря, из сектора между Исландией, Гренландией и Шпицбергом (сектор I на рис. 5б). С континентальным источником (сектор III на рис. 5б) были связаны 6 траекторий воздушных масс. В трех случаях выпадение осадков на Новой Земле было связано с локальным источником — восстановленные обратные траектории указывают на то, что в течение 120 ч воздушные массы находились в районе Баренцева и Белого морей (сектор V на рис. 5б).

Общая картина происхождения и форм путей переноса воздушных масс в течение летнего сезона указывает на единый источник влаги для архипелагов Новая Земля и Шпицберген (в половине случаев) и, частично, Исландии. По сравнению с зимним сезоном, когда форма преобладающего числа обратных траекторий указывает на прохождение воздушных масс над континентальным севером России и их поступление к Новой Земле с юга, летом форма большинства траекторий указывает на поступление воздушных масс с запада и с севера.

Для осадков архипелага Шпицберген и Исландии характерны относительно высокие значения δD и $\delta^{18}O$ при низкой сезонной амплитуде. Однако сезонность величины дейтериевого эксцесса проявлена отчетливо в резком понижении в летнее время. Это обстоятельство позволяет идентифицировать летние атмосферные осадки с низким дейтериевым эксцессом в водотоках Северного острова Новой Земли, например, используя материальный баланс для изотопной системы кислорода. Для расчета можно принять, что средние величины $\delta^{18}O$ ледникового льда (талые воды) и водотоков составляют -16.6 и -15.3‰ соответственно (осредненные данные из табл. 1, 2), а величина летних атмосферных осадков варьирует от -8 до -11‰ (для арх. Шпицберген и о. Исландия, табл. 4). В этом случае вклад летних атмосферных осадков в водном стоке с Новой Земли может составлять от 16 до 25%.

Таким образом, пресноводный сток с архипелага Новая Земля, поступающий в Карское и Баренцево моря в летнее время, представлен не только тальми водами ледников, но и летними атмосферными осадками, которые могут составлять до четверти от общего пресного стока с берегов Новой Земли. Данное соотношение может быть учтено при дальнейших оценках динамики опреснения морских вод арктического шельфа России и составления соответствующих балансовых моделей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопные характеристики ледникового льда Северного острова Новой Земли определяются двумя факторами: спецификой переноса воздуш-

ных масс в сезон аккумуляции льда и процессами таяния — замерзания в летне-осенний сезон. В период аккумуляции льда большое влияние имеют воздушные массы, поступающие со стороны континента. Кроме морских территорий (Северная Атлантика, Северное море, высокоширотные районы Арктики) равноправным источником влаги являются воздушные массы, трансформированные над континентом в разных районах — от южной Европы до северного Казахстана. Пути переноса воздушных масс указывают на общие источники осадков для п. Амдермы и Новой Земли в зимний период.

Дальнейшая трансформация снеговых атмосферных осадков, связанная с частичным таянием в летнее время и замерзанием с наступлением зимы, приводит к уникально однородным изотопным параметрам ледникового льда Новой Земли и положим наклонам трендов на изотопной $\delta^{18}O$ — δD диаграмме.

Как показывает анализ обратных траекторий, в летний и зимний сезоны атмосферные осадки Новой Земли должны иметь контрастные изотопные параметры из-за разных источников и путей перемещения воздушных масс. Однако практически все изученные пробы ледникового льда указывают на активно протекающую гомогенизацию изотопных параметров льда в процессах постседиментационного таяния и замерзания. В результате, изотопный сигнал атмосферных осадков теряется, и такие ледники не могут быть использованы для палеоклиматических реконструкций. Тем не менее, применение соответствующих моделей, по-видимому, может дать ключ к расшифровке условий формирования ледников с выраженным летним таянием, по крайней мере, в первом приближении. Установленные ритмичные колебания дейтериевого эксцесса и расщепленной степени замерзания льда позволяют отличить сезоны активного таяния и медленного охлаждения от сезонов слабого таяния и резкого охлаждения. Безусловно, для проверки данной гипотезы необходим более дробный отбор материала, в идеале — ледяного керна, что можно рассматривать как задачу будущих исследований.

Водный сток с Новой Земли, формируется при активном участии летних атмосферных осадков, вклад которых может достигать 25%. Однако основным его источником являются талые воды архипелага.

Благодарности. Авторы благодарны руководителю обеих экспедиций академику РАН РАН М.В. Флинту, а также экипажам НИС “Академик Мстислав Келдыш” и “Профессор Штокман”, создавшим благоприятные условия по сбору материала, составившего основу настоящей работы. Особую благодарность хотим выразить И. Лав-

рентьеву, А. Кудикову и Л. Радуну за проведенный отбор проб на ледниках.

Источник финансирования. Изотопные исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-00740). Разработка подходов к интерпретации данных и модельные расчеты выполнены при частичной поддержке РНФ (грант № 18-17-00089).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипелаг Новая Земля и Карское море: геохимия, гляциология, радиационное состояние / Под. ред. Флинта М.В. М.: АПР, 2018. 152 с.
2. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Фяйзулина Р.В. Изотопные (δD , $\delta^{18}O$) параметры и источники опресненных вод Карского моря // Океанология. 2017. Т. 57. № 1. С. 38–48.
3. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
4. Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Екайкин А.А. и др. Изотопный состав снега и льда на ледниках Новой Земли // Лед и снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 293–306.
5. Фролов И.Е., Ашик И.М., Кассенс Х. и др. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного ледовитого океана // Докл. РАН. 2009. Т. 429. № 5. С. 688–690.
6. Чижев О.П., Корякин В.С., Давидович Н.В. и др. Оледенение Новой Земли. М.: Наука, 1968. 338 с.
7. Andreev A.A., Nikolaev V.N., Bolshiyakov D.Yu., Petrov V.N. Pollen and isotope investigations of an ice core from Vavilov ice cap, October Revolution Island, Severnaya Zemlya Archipelago, Russia // Geographie, Physique et Quaternaire. 1997. V. 51. № 3. P. 379–389.
8. Arkhipov S.M., Vaykmyae R.A., Vasilenko E.V. et al. Soviet glaciological investigation on Austfonna, Nordaustlandet, Svalbard in 1984–1985 // Polar Geography and Geology. 1987. V. 11. № 1. P. 25–49.
9. Arkhipov S.M., Kotlyakov V.M., Punning Ya-M.K. et al. Deep drilling of glaciers: Russian projects in the Arctic (1975–1995). Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 2008. Moscow, PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.707363>
10. Bauch D., Erlenkeuser H., Stanovoy V. et al. Freshwater distribution and brine waters in the southern Kara Sea in summer 1999 as depicted by $\delta^{18}O$ results // Siberian river run-off in the Kara Sea / Ed. Stein R. et al. 2003. P. 73–90.
11. Bauch D., Erlenkeuser H., Andersen N. Water mass processes on Arctic shelves as revealed from ^{18}O of H_2O // Global and Planetary Change. 2005. V. 48. P. 165–174.
12. 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 $H_2^{18}O$ // Prog. Oceanography. 1995. V. 35. P. 53–80.
13. Craig H., Gordon L. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere // Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures: Spoleto, 1965. P. 9–130.
14. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
15. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model Access via NOAA ARL READY Website (NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD, 2011); <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>.
16. Dubinina E.O., Lakshatanov L.Z. A kinetic model of exchange in dissolution-precipitation processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 2265–2273.
17. Epstein S., Sharp R.P., Gow A.J. Six-year record of oxygen and hydrogen isotope variations in South Pole firn // J. Geophys. Res. 1965. V. 70. P. 1809–1814.
18. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism // Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication № 3. 1991. P. 211–221.
19. Gordienko F.G., Kotlyakov V., Punning Ya-M K., Vaikmaye R. Study of 200-m core from the Lomonosov Ice Plateau on Spitsbergen and the paleoclimatic implications // Polar Geography and Geology. 1981. V. 5. P. 242–251.
20. Holmes R.M., McClelland J.W., Peterson B.J. et al. Seasonal and annual fluxes of nutrients and organic matter from large rivers to the Arctic Ocean and surrounding seas // Estuaries and Coasts. 2011. <https://doi.org/10.1007/s12237-011-9386-6>
21. IAEA/WMO. Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. Accessible at: <https://nucleus.iaea.org/wiser>. 2019.
22. Isaksson E., Hermanson M., Hicks S. et al. Ice cores from Svalbard – Useful archives of past climate and pollution history // Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C. 2003. V. 28. P. 1217–1228.
23. Jouzel J., Souchez R.A. Melting-refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice // J. of Glaciology. 1982. V. 28. № 98. P. 35–42.
24. Kondrik, D., Popov A.V., Rubehenya A. Specific features of the transport of freshwater anomalies in the Arctic Ocean // Russian Meteorology and Hydrology. 2016. V. 41. P. 285–292.
25. Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O.V. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23. P. 1371–1390.
26. Laukert G., Makhotin M., Petrova M.V. et al. Water mass transformation in the Barents Sea inferred from radiogenic neodymium isotopes, rare earth elements and stable oxygen isotopes // Chemge. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.10.002>
27. Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // J. of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
28. Leibman M.O., Arkhipov S.M., Perednya D.D. et al. Geochemical properties of the water-snow-ice complexes in the area of Shokalsky glacier, Novaya Zemlya, in relation to tabular ground-ice formation // Annals of Glaciology. 2005. V. 42. P. 249–254.
29. Melkonian A.K., Willis M.J., Pritchard M.E., Stewart A.J. Recent changes in glacier velocities and thinning at Novaya Zemlya // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 174. P. 244–257.

30. Opel T., Fritzsche D., Meyer H. Eurasian Arctic climate over the past millennium as recorded in the Akademii Nauk ice core (Severnaya Zemlya) // *Clim. Past.* 2013. V. 9. P. 2379–89.
31. Opel T., Fritzsche D., Meyer H. et al. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change // *J. of Glaciology.* 2009. V. 55(189). P. 21–31.
32. Pfahl S., Sodemann H. What controls deuterium excess in global precipitation? // *Clim. Past.* 2014. V. 10. P. 771–781.
33. Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A. et al. The Randolph consortium. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers // *J. of Glaciology.* 2014. V. 60. № 221. P. 537–552.
34. Posey J.C., Smith H.A. The Equilibrium Distribution of Light and Heavy Waters in a Freezing Mixture // *J. Am. Chem. Soc.* 1957. V. 79. P. 555–557
35. Shiklomanov, A.I., Holmes R.M., McClelland J.W. et al. Arctic Great Rivers Observatory. Discharge Dataset. Version 20180523. 2018. <https://www.arcticrivers.org/data>.
36. Sommerfeld R.A., Friedman I., Nilles M. The Fractionation of Natural Isotopes During Temperature Gradient Metamorphism of Snow / Eds. Jones H.G., Orville-Thomas W.J. *Seasonal Snowcovers: Physics, Chemistry, Hydrology.* NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences), Springer, Dordrecht, 1987. V. 211.
37. Toyota T., Smith I.J., Gough A.J. et al. Oxygen isotope fractionation during the freezing of sea water // *J. of Glaciology.* 2013. V. 59. № 216. P. 697–710.
38. Vaikmaye R., Punning, Ya-M.K. Isotope and geochemical investigations on the Vavilov Glacier Dome, Severnaya Zemlya // *Polar Geography and Geology.* 1984. V. 8. Iss. 1. P. 73–79.
39. www.pogodaiclimat.ru, 2004–2019, Справочно-информационный портал “Погода и климат”.

Formation of Isotope Parameters (δD , $\delta^{18}O$, d) of Glaciers and Water Runoff from the North Island of the Novaya Zemlya Archipelago

E. O. Dubinina^{a, #}, Ju. N. Chizhova^a, S. A. Kossova^a, A. S. Avdeenko^a, A. Yu. Miroshnikov^a

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

[#]*e-mail: elenadelta@gmail.com*

The isotope signature (δD , $\delta^{18}O$) of glaciers and small rivers runoff of the North Island of the Novaya Zemlya archipelago has been studied. The characteristic feature of the glacial ice of Novaya Zemlya is the abnormally narrow ranges of $\delta^{18}O$ and δD values, which vary within -15.4‰ – -17.6‰ and -110.9‰ – -127.1‰ respectively. Glacial ice sample points form gentle ($s < 7$) slopes in δD – $\delta^{18}O$ coordinates. The isotope signatures of the small rivers from the North Island of Novaya Zemlya indicate its mainly glacial origin. Compare to the ice of the glaciers of other arctic archipelagos (Spitsbergen, Severnaya Zemlya, and Franz Josef Land) the isotope parameters of the Novaya Zemlya glacier ice deviate from the values that can be expected with the western transfer of air masses taking into account latitudinal effect. The main isotope parameters of winter precipitation in the area of Novaya Zemlya are similar to the modern precipitation in Amderma GNIP station. Features of the isotopic parameters of glacier ice (trend slopes, deuterium excess) can be transformed as a result of melt water freezing in the residual firn. The model of closed system freezing of liquid water describes the observed characteristics of the Novaya Zemlya glacier ice.

Keywords: oxygen isotopes, hydrogen isotopes, deuterium excess, Novaya Zemlya archipelago, North Island, glaciers