

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.345

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-414>

Стабильные изотопы ^{18}O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь)

© 2019 г. А.А. Галанин^{1*}, М.Р. Павлова¹, Т.С. Папина², А.Н. Эйрих², Н.А. Павлова¹¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия;²Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

*agalanin@gmail.com

Stable isotopes of ^{18}O and D in key components of water flows and the permafrost zone of Central Yakutia (Eastern Siberia)

A.A. Galanin^{1*}, M.R. Pavlova¹, T.S. Papina², A.N. Eyrikh², N.A. Pavlova¹¹Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia;²Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

*agalanin@gmail.com

Received December 8, 2018 / Revised March 24, 2019 / Accepted June 13, 2019

Keywords: Central Yakutia, dunes, ice-wedges, inter-permafrost taliks, loess, stable isotopes of water, underground sources, yedoma.

Summary

On the basis of about 430 analyses, the ^{18}O and D compositions (‰) of atmospheric precipitation, ground ice, surface and inter-permafrost underground waters of cryogenic-aeolian landscapes of Central Yakutia (Eastern Siberia) are discussed. Precipitation compositions here demonstrate a large annual variation (from -6.12 to -45.0 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and from -72.1 to -350.1 ‰ for δD), and they are described by the Local Meteoric Water Line according to the equation $\delta\text{D} = 7.81\delta^{18}\text{O} - 1.57$). In winter and in the process of spring melting, the snow storage is subjected to a significant evaporative fractionation, that is expressed by the equation $\delta\text{D} = 6.85\delta^{18}\text{O} - 31.9$. The heaviest and deuterium-depleted compositions ($\delta^{18}\text{O} = -19.3$ ‰, $\delta\text{D} = -160.9$, $d_{\text{exc}} = -6.7$ ‰) are found in the last snow patches in early June. The lightest compositions similar to the present-day winter precipitation (snow) are characteristic of the polygonal wedge ices (PWI) of the Central Yakutia. The most lightweight (from -30 to -34 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and from 240 to 275 ‰ for δD) were established to be typical for the ancient PWI, dated by the first half of the Late Pleistocene (MIS 3–4). Heavier compositions ($\delta^{18}\text{O} = -27.2 \pm 1.4$, $\delta\text{D} = -215.8 \pm 8.5$, $d_{\text{exc}} = 1.7 \pm 3.1$ ‰) with obvious features of evaporative fractionation correspond to younger PWI (MIS 2–1). The heaviest compositions ($\delta^{18}\text{O} = -12.2 \pm 0.7$, $\delta\text{D} = -99.2 \pm 4.7$, $d_{\text{exc}} = -2.0 \pm 0.8$ ‰) and high angular coefficients of approximating equations were determined in the investigated cave ices of sublimation origin, that implies the atmospheric origin of them. The current processes of evaporative fractionation are the most intensively reflected in the waters of aeolian lakes ($\delta^{18}\text{O} = -11.8 \pm 3.5$, $\delta\text{D} = -120.2 \pm 18.4$, $d_{\text{exc}} = -25.8 \pm 10.5$ ‰), and the compositions are described by the regression equation $\delta\text{D} = 5.52\delta^{18}\text{O} - 54.12$ ($R^2 = 0.97$). The phenomenal objects of the cryogenic-aeolian landscapes of the Central Yakutia are high-debit underground sources. Among all other components of the water flows, composition of these sources is the most stable ($\delta^{18}\text{O} = -21.6 \pm 0.8$, $\delta\text{D} = -172.6 \pm 5.1$, $d_{\text{exc}} = 0.23 \pm 3.0$ ‰). The regression of compositions of the largest underground source Bulus is approximated by the equation $\delta\text{D} = 6.31\delta^{18}\text{O} - 36.7$ ($R^2 = 0.78$), that is indicative to significant evaporative fractionation and close relation with the aeolian lakes in the alimentation area.

Citation: Galanin A.A., Pavlova M.R., Papina T.S., Eyrikh A.N., Pavlova N.A. Stable isotopes of ^{18}O and D in key components of water flows and the permafrost zone of Central Yakutia (Eastern Siberia). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (3): 333–354. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-3-414>.

Поступила 8 декабря 2018 г. / После доработки 24 марта 2019 г. / Принята к печати 13 июня 2019 г.

Ключевые слова: дюны, едома, ледяные жилы, межмерзлотные талики, подземные источники, стабильные изотопы воды, Центральная Якутия.

Особенности рельефа и строения криолитозоны Центральной Якутии связаны с широким распространением здесь позднечетвертичных супесчаных дюнных покровов. Они вмещают разветвлённые сети обводнённых межмерзлотных таликов, гидравлически связанных эоловых озёр, подземных источников, фрагменты едомных отложений с мощными ледяными жилами, а также наледи. На основе выборки более чем из 430 определений обсуждается разнообразие состава стабильных изотопов (^{18}O и D) перечисленных компонентов водного стока.

Введение

Изотопы ^{18}O и D уже более полувека используют для изучения циркуляционных процессов в атмо- и гидросфере [1–3 и др.], в гляциологии и геокриологии для оценки температур формирования ледников и подземных льдов [4–8 и др.]. Атмосферные и поверхностные воды – преимущественные дериваты океанической воды, поэтому для оценки концентраций ^{18}O и D используют величину отклонения δ (дельта) от среднего состава океанической воды (SMOW, Standard Mean Ocean Water) в промилле (‰). В настоящем исследовании в качестве эталона использован принятый в Европе Венский стандарт VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), также измеряемый в промилле (‰). Соотношение $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ в атмосферной влаге вблизи точки росы весьма устойчиво при различной температуре и описывается уравнением $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$, именуемым *глобальной линией метеорных вод* (ГЛМВ) [2, 9]. По мере движения атмосферной влаги в глубь континентов её изотопный состав меняется (фракционируется) в результате изменения температуры, относительной влажности и фазовых переходов [10]. Поэтому среднеголетние изотопные составы атмосферных осадков конкретных климатических районов могут быть охарактеризованы *локальными линиями метеорных вод* (ЛЛМВ).

В процессе фракционирования происходит не только «обогащение или обеднение» воды лёгкими или тяжёлыми молекулами, но и изменение соотношения $^{18}\text{O}/\text{D}$. Его принято выражать в виде дейтериевого эксцесса d_{exc} , рассчитываемого по формуле $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ [11]. Величина дейтериевого эксцесса в атмосферной влаге зависит от её относительной влажности, а в поверхностных водах наиболее чувствительна к процессам испарительного фракционирования [12]. Локальные изотопные составы атмосферных осадков испытывают существенные отклонения от ЛЛМВ, обусловленные аномалиями погоды. Однако взвешенные среднеголетние значения d_{exc} весьма устойчивы для конкретных регионов. Например, для атмосферных осадков умеренного пояса Северного полушария установлено средневзвешенное значение d_{exc} близкое к 10 ‰ [11]. Отклонения изотопных составов природных вод и льдов от данного значения в ту или иную сторону могут быть связаны как с непериодическими

сезонными аномалиями питающих их атмосферных осадков, так и с многократными процессами фракционирования воды (замерзание, оттаивание, испарение, конденсация) в ходе реализации водного стока [10, 12 и др.].

Отметим, что в холодных регионах осадки формируются при более низких температурах из остатков атмосферного пара, перемещённого на значительное расстояние от первичного источника (океана). Поэтому свежеснежный снег и лёд осадочно-метаморфического происхождения имеют наиболее облегчённые составы и высокие значения d_{exc} . Схема исследуемой территории приведена на рис. 1.

Изученность ^{18}O и D в криогенных ландшафтах Центральной Якутии

На основании базы данных GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) за 2000 г. [3] средневзвешенный за год изотопный состав атмосферных осадков в г. Якутск характеризуется ЛЛМВ с уравнением $\delta\text{D} = 7,81\delta^{18}\text{O} - 1,57$ ($R^2 = 0,99$). На основе наблюдений в 2013–2014 г. установлено, что здесь изотопный состав осадков тёплого периода года описывается уравнением $\delta\text{D} = 7,22\delta^{18}\text{O} - 18,9$ ($R^2 = 0,95$), а холодного – уравнением $\delta\text{D} = 8,17\delta^{18}\text{O} + 21,9$ ($R^2 = 0,99$) [14]. Существенные различия составов летних и зимних осадков связаны как с разной температурой конденсации атмосферной влаги, так и с изменением соотношения испарительного и криогенного фракционирования на протяжении тёплого и холодного периодов года [14].

Кроме атмосферных осадков, для территории Якутии имеются сведения о составе отдельных ледников (№ 29, 31) хр. Сунтар-Хаята [13, 15], некоторых позднеплейстоценовых полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) и цементобразующих льдов в едомных отложениях [6–8, 16 и др.]. Эти данные не исчерпывают разнообразие изотопных составов компонентов водного баланса криогенных ландшафтов региона, включающих в себя реки, озёра, болота, над- и подмерзлотные воды, а также разнообразные типы сезонных и многолетних льдов. К наиболее древним и массивным ледяным объектам криолитозоны Восточной Сибири относятся полигонально-жильные льды едомной свиты [17].

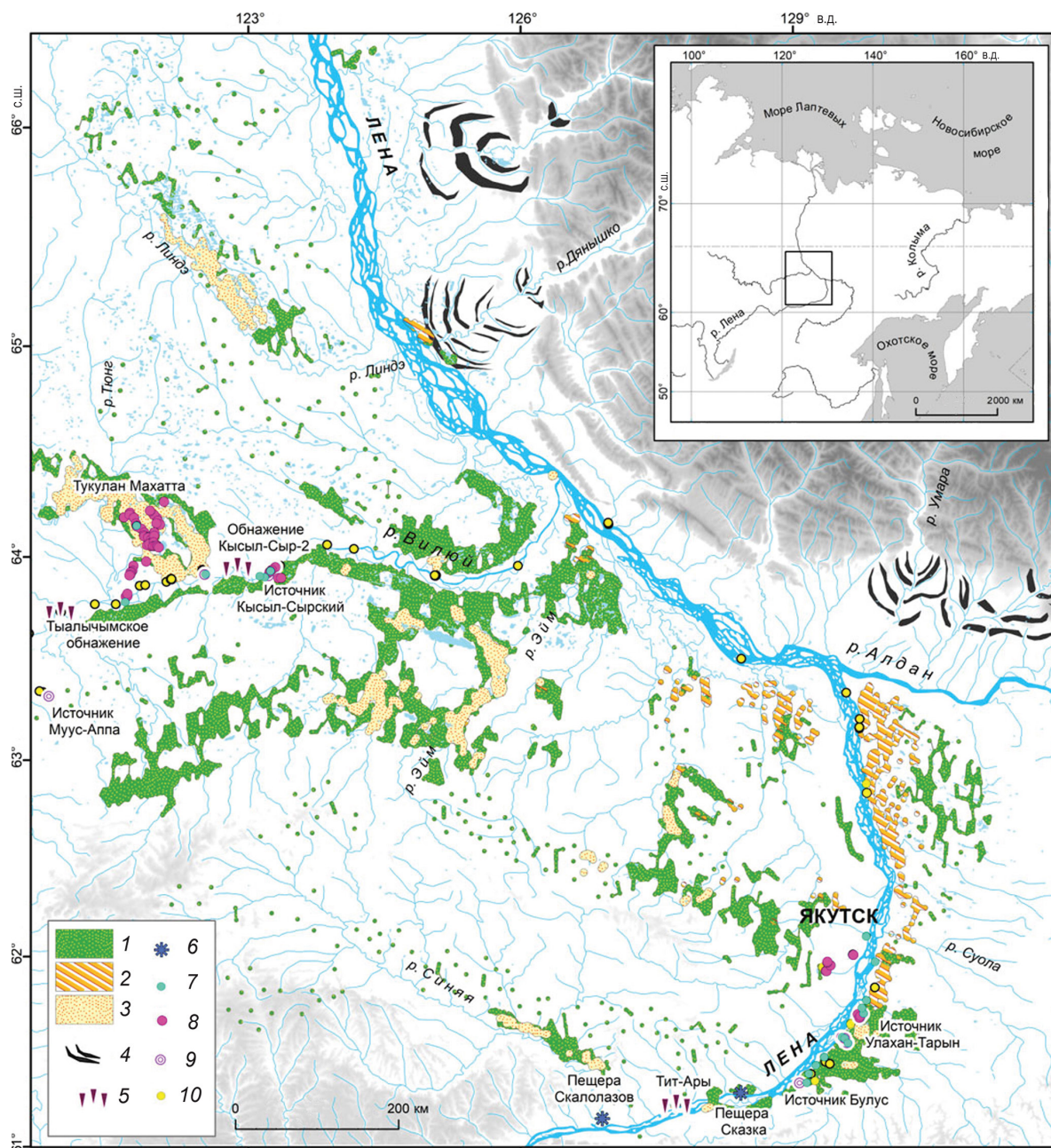


Рис. 1. Схема исследуемой территории. Ареалы распространения покровных дюнных отложений дьолкуминской свиты [27]:

1 – закреплённые покровы параболических дюн (МИС 2); 2 – закреплённые продольные и копьевидные дюны с параллельно ориентированными котловинами выдувания (МИС 4–2); 3 – современные незакреплённые массивы параболических и полисинтетических дюн (МИС 1); 4 – границы максимального распространения четвертичного оледенения; 5–10 – точки и участки отбора проб на ^{18}O и D: 5 – полигонально-жильные льды едомной свиты; 6 – пещерные (сублимационные и конжеляционные) льды; 7 – озёра; 8 – поверхностные водотоки; 9 – подземные межмерзлотные источники; 10 – прочие типы осадков, поверхностных вод и льдов

Fig. 1. The scheme of the study area. The distribution of aeolian sand dune deposits (D'olkuminian suit) in Central Yakutia [27]:

1 – mantle of vegetated parabolic dunes (MIS 2); 2 – vegetated longitudinal, spear-shaped and blow-out dunes with parallel oriented deflation depressions (MIS 4–2); 3 – modern non-vegetated massifs of parabolic and polysynthetic dunes (MIS 1); 4 – the maximum limits of the Quaternary glaciation; 5–10 – Sampling (^{18}O and D) sites and points: 5 – polygonal ice wedges of the Yedomo suite; 6 – cave (sublimation and congelation) ice; 7 – lakes; 8 – surface water courses; 9 – underground interpermafrost sources; 10 – other types of precipitation, surface water and ice

Их возраст варьирует от современного до 50 тыс. лет и более, а изотопный состав – наиболее облегченный среди всех известных компонентов водного стока региона. Существует несколько альтернативных гипотез происхождения ПЖЛ в результате замерзания в мерзлотных трещинах разных типов вод: речные паводковые и/или озёрные [18]; талые воды ледников и надмерзлотные воды сезонно-талого слоя (СТС) [19]; атмосферные осадки [17]; талые снеговые воды [4 и др.]; прямая кристаллизация водяного пара на стенках мерзлотных трещин [20] и др. Отсутствие сведений об изотопном составе (^{18}O и D) перечисленных источников влаги не даёт возможность верифицировать те или иные гипотезы и указывает на необходимость их комплексного исследования в конкретных климатических районах и криогенных ландшафтах, что и представляет собой цель настоящей статьи.

Материалы и методы

Фактическая основа настоящей статьи – составы стабильных изотопов ^{18}O и D 423-х проб из поверхностных водоёмов (реки, озёра) и подземных источников, атмосферных осадков, расплавов поверхностных и подземных льдов, отобранных с 2014 по 2018 г. в Центральной Якутии в бассейнах рек Лена и Вилюй (см. рис. 1). Мы использовали стандартные приёмы опробования, упаковки и хранения проб, неоднократно рассмотренные в работах [5, 10, 14]. Для оценки сезонных вариаций изотопного состава подземных источников на некоторых из них – Булус (г. Якутск), Муус-Аппа (г. Верхневилуйск) и Соккукар (пос. Кемпендяй) – организовано систематическое опробование. Наиболее длинный ряд наблюдений – с марта 2017 г. по июнь 2018 г. – получен для источника Булус (окрестности Якутска) и состоит из более 100 определений.

Лабораторный анализ ($\delta^{18}\text{O}$, δD) выполнялся в Химико-аналитическом центре Института водных и экологических проблем СО РАН (г. Барнаул) методом лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии на приборе PICARRO L2130-i, оснащённом системой WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy). Точность измерения δD и $\delta^{18}\text{O}$ (1σ , $n = 5$) составила $\pm 0,4$ и $\pm 0,1$ ‰ соответственно. В качестве внутренних

стандартов использованы пробы воды, откалиброванные относительно Международного стандарта V-SMOW-2 (МАГАТЭ). Для десяти случайно отобранных проб выполнены перекрёстные определения на аналогичном оборудовании в Главной государственной лаборатории Северо-Западного института экологии и природопользования КНР (г. Ланьчжоу). Среднее значение отклонений для перекрёстных определений $\delta^{18}\text{O}$ и δD составило соответственно 0,29 и $-2,66$ ‰, что соответствует допустимой лабораторной ошибке 1–3%. Статистическая обработка результатов включала в себя группировку данных по районам и генетическим типам водно-ледовых объектов, оценку дейтериевого эксцесса d_{exc} и основных статистических характеристик стандартными способами, а также построение графиков в координатах $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$, сравнение данных с глобальной (ГЛМВ) и локальной (ЛЛМВ) линиями метеорных вод.

Климатические и мерзлотно-геологические условия региона

Центральная Якутия относится к наиболее холодной ультраконтинентальной области Северного полушария. Среднегодовая температура составляет около $-10,2$ °С, средняя температура июля $19,5$, января $-38,6$ °С. Абсолютный максимум $38,4$ °С (17.07.2011 г.), минимум $-64,4$ °С (5.02.1891 г.), максимальная амплитуда температуры – 108 °С. Среднегодовое количество осадков за 130-летний период метеонаблюдений варьировало от 147 мм (2001 г.) до 330 мм (1971 г.). Средняя многолетняя годовая сумма осадков составляет 237 мм, что сравнимо с пустынными регионами. Соотношение зимних и летних осадков примерно 1/6 [21, 22]. Установлено, что в летний период испарение в Центральной Якутии существенно превышает количество выпадающих осадков [23], а в зимний период испаряется (сублимируется) до 30% выпавшего снега [24, 25]. Центральная Якутия приурочена к зоне сплошного распространения многолетне-мёрзлых пород (ММП), мощность которых изменяется от 250 до 600 м, а температуры – от -3 до -8 °С [17]. Рельеф и четвертичные отложения региона характеризуются широким распространением разнообразных эоловых и криогенно-эоловых образований (рис. 2), кардинально

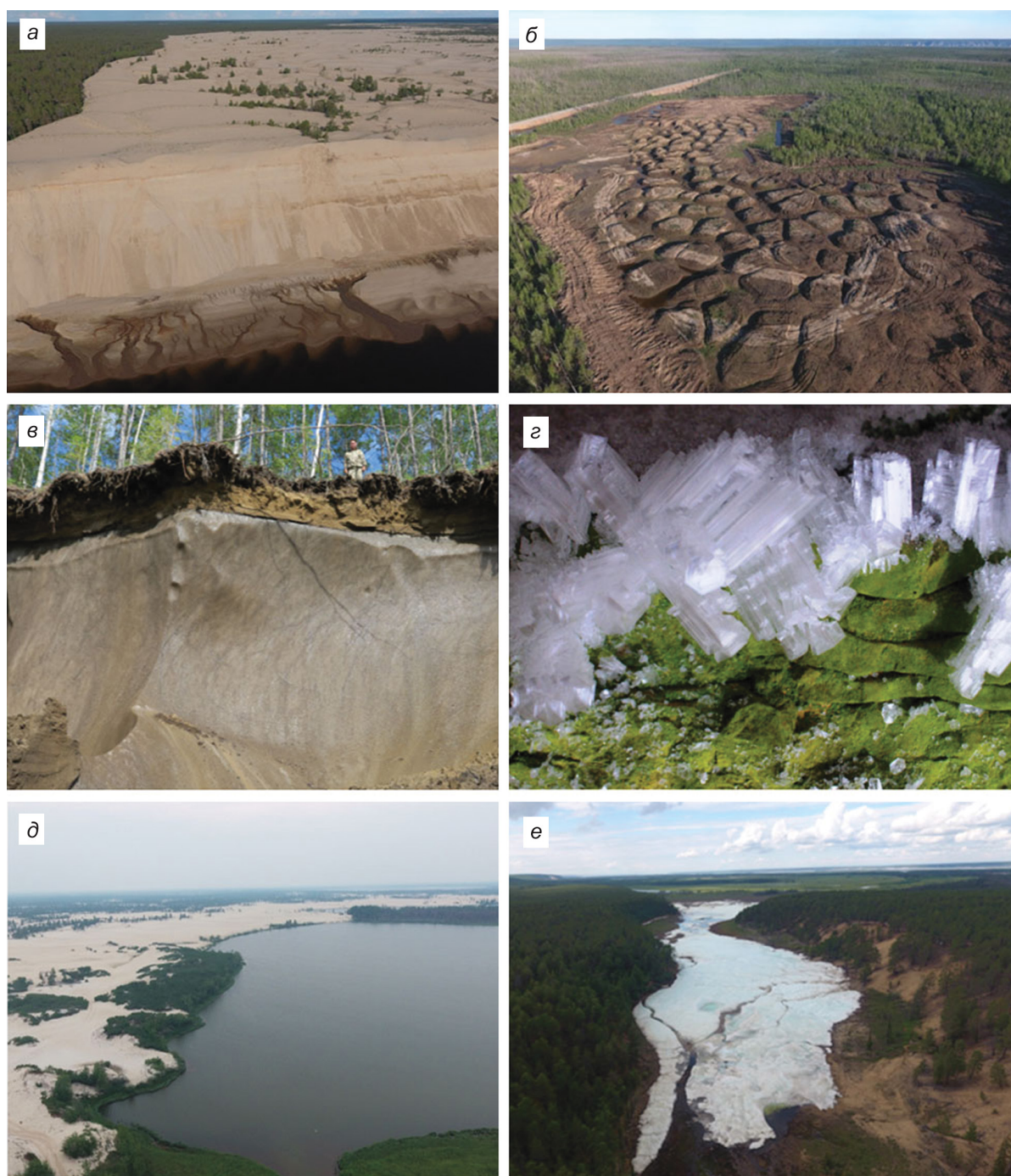


Рис. 2. Некоторые ключевые компоненты водного стока криогенно-эоловых ландшафтов Центральной Якутии: *a* – Кысыл-Сырский дюнный массив (дьолкуминская свита) и выходы подземных межмерзлотных источников; *б* – обнажение Тит-Ары (МИС 4–3) полигонально-жильных льдов в пределах распространения едомной свиты; *в* – Тыалычымское (МИС 4–3) обнажение полигонально-жильных льдов (35-метровая терраса р. Вилюй); *г* – столбчатые кристаллы сублимационного льда в пещере «Сказка» (Ленские столбы); *д* – подпрудно-эоловое озеро в пределах дюнного массива Махатта (бассейн р. Вилюй); *е* – термосуффозионный каньон межмерзлотного источника Булус и наледь (Бестяхская терраса р. Лена)

Fig. 2. Some key components of water runoff of cryogenic-eolian landscapes of Central Yakutia: *a* – Kysyl-Syr dune massif (D'olkuminsky suite) and outcrops of underground inter-permafrost sources; *b* – Tit-Ary-2 outcrop (MIS 4–3) of polygonal ice wedges (PIW) of Yedoma suite; *в* – Tyalychym (MIS 4–3) outcrop of PIW (Vilyui River 35-terrace); *г* – columnar crystals of freezall ice in the Fairy Tale cave (Lena Pillars); *д* – aeolian-dam lake within Makhatta dune massif (Vilyuy river basin); *е* – thermo-erosion canyon of the inter-permafrost Bulus source and large icing (Bestyakhskaya terrace of the Lena river)

различающихся по температурному режиму пород и мерзлотно-гидрогеологическим условиям [26, 27]. Среди них по температурному режиму и мерзлотно-гидрогеологическим условиям выделяют два принципиально различных типа.

Первый тип представлен ледово-лёссовыми отложениями едомной свиты (см. рис. 2, б, в), интенсивно насыщенными (до 50–70% и более) массивными ПЖЛ. В пределах данного типа отложений температура на подошве слоя годовых теплооборотов (СГТ) составляет от -3 до -7 °С [17]. Кровля ММП здесь залегает на глубине 1–1,5 м от дневной поверхности, талики, подземные источники и наледи практически не встречаются. Близкое залегание кровли ММП (1–1,5 м), отсутствие межмерзлотных таликов, подземных источников, высокая заболоченность, широкое распространение термокарстовых просадок с озёрами – характерные черты участков распространения едомной свиты.

Второй тип представлен супесчаными дюнными массивами (см. рис. 2, а) дьолкуминской свиты [27, 28], температура которых на подошве СГТ близка к нулю, грунтовые льды встречаются крайне редко в виде маломощных шлиров и поровой изморози, составляющих менее 5% объёма [28]. Высокие температуры дюнных массивов способствуют формированию в них сложной мозаичной мерзлотно-гидрогеологической структуры, образованной чередованием частично мёрзлых слабопроницаемых участков с некоторым количеством порового льда и мощных водонасыщенных таликов глубиной до 100 м [29].

Из-за преобладания подземного стока над поверхностным на участках распространения дюнных отложений дренажная (речная) сеть развита плохо. Сток здесь зарегулирован множеством озёр (см. рис. 2, д), сформировавшихся в результате подтопления древнего дюнного рельефа при увеличении количества осадков в период голоценового оптимума [27]. По сравнению с термокарстовым типом озёра эолового происхождения, как правило, гидравлически связаны между собой и резко отличаются большей глубиной и более чистой водой, а также широким распространением песчаных берегов и пляжей и др.

Разгрузка озёрно-таликовых систем дюнных массивов происходит в виде высокодебитных подземных источников (см. рис. 2, а), происхождение которых уже дискутируется более

полувека [26]. Дебиты наиболее крупных источников – Булус, Улахан-Тарын и Ерюю, выходы которых приурочены к бестяхской террасе р. Лена, превышают 15 тыс. м³/сут. [29]. Булус – один из самых крупных и известных источников, расположенный на правом берегу р. Лена (см. рис. 2, д) в окрестностях Якутска (110 км к юго-западу). В пределах зоны разгрузки подземных вод Булуса, протяжённость которой составляет 350–400 м, установлено более десяти локальных выходов, суммарный среднегодовой дебит которых с 1960-х годов практически не изменяется и составляет около 10 тыс. м³/сут. [29, 30]. Минерализация варьирует от 140 до 240 мг/л (пресные и ультрапресные) и относится к гидрокарбонатному магниевно-натриево-кальциевому типу. Сходные образования известны в Вилюйском районе. Например, источник Махатта в центре одноименного тукулана, по наблюдениям В.В. Шепелева [29], круглогодично разгружается с интенсивностью не менее 700 л/с.

Результаты исследований

Средние значения величин $\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc} исследованных компонентов водного стока приведены в таблице. Для более наглядного представления о разнообразии составов и структуре исследованной выборки исходные данные отображены на диаграмме (рис. 3) в координатах $\delta^{18}\text{O}/d_{\text{exc}}$. В общем виде они характеризуют все имеющиеся к настоящему времени сведения об изотопных характеристиках водных и ледовых объектов Центральной Якутии, в том числе составы осадочно-метаморфических льдов и водного стока современных ледников и каменных глетчеров хр. Сунтар-Хаята (Восточная Якутия) [13, 15], Горного Алтая и Северного Тянь-Шаня [31].

Данные об изотопном составе атмосферных осадков для г. Якутск на период до 2000 г. доступны из GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) [3]. Наибольшие различия составов характерны для твёрдых (зимних) и жидких (летних) осадков, что связано с огромной годовой амплитудой температуры воздуха (около 100 °С) в рассматриваемом регионе, при которой происходит конденсация атмосферной влаги в разные сезоны года. На период наблюдений до 2000 г. в г. Якутск значения $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках

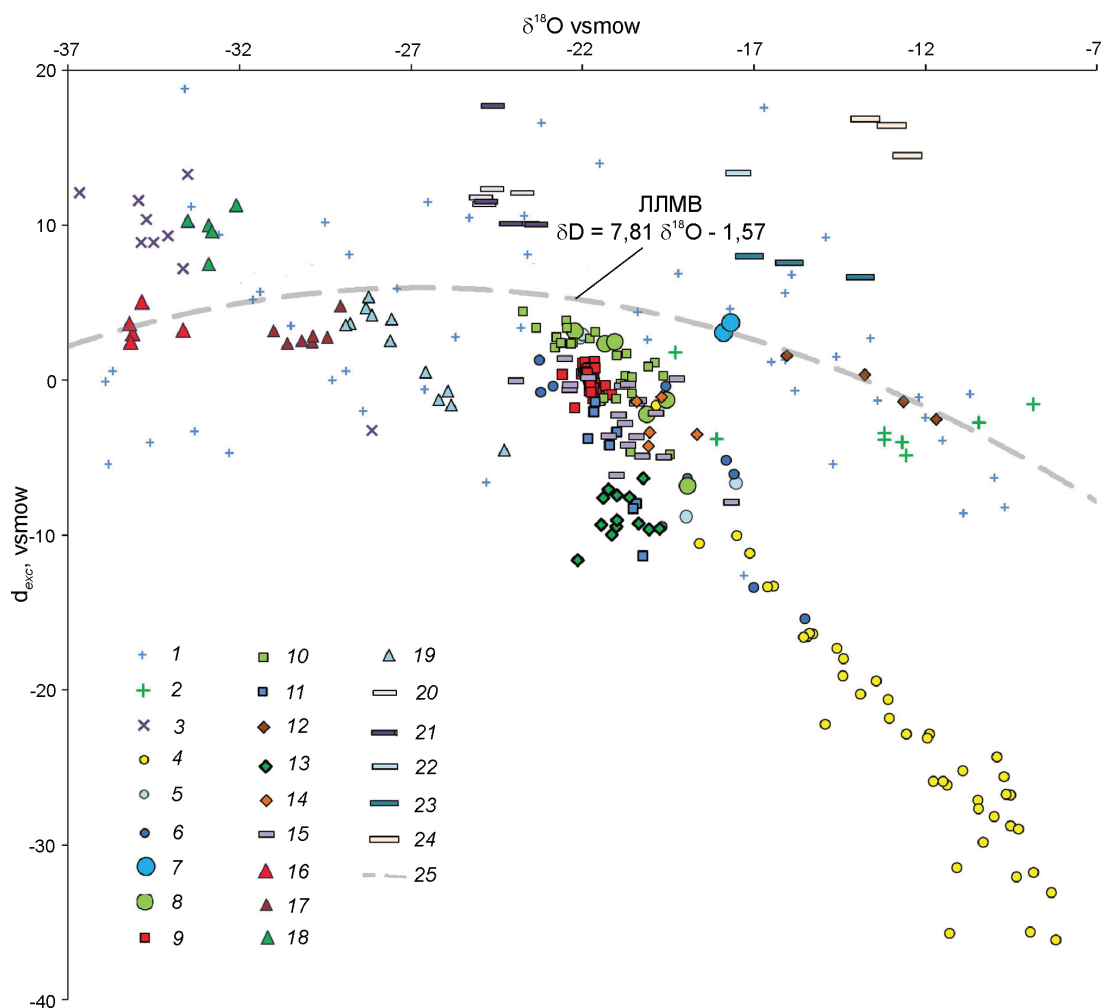


Рис. 3. Общая структура составов ^{18}O и d_{exx} в водных и ледовых компонентах стока в пределах дюнных массивов Центральной Якутии.

Здесь и далее на рисунках изотопные составы отображены в виде отклонений (δ) от VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), измеряемых в промилле (‰). *Атмосферные осадки (1–3):* 1 – до 2000 г. по данным GNIIP [3]; 2 – дождевые осадки в 2016–2017 г. по данным [14]; 3 – снеговой запас март–июнь 2016–2017 г. *Поверхностные воды (4–8):* 4 – эоловые озёра (тукулан Махатта); 5 – старичные озёра в пойме р. Вилюй; 6 – водотоки в пределах закреплённых дюнных массивов Бестяхской террасы; 7 – вода в р. Лена; 8 – вода в р. Вилюй. *Подземные межмерзлотные источники (9–11):* 9 – источники Бестяхской террасы р. Лена (Булус, Улахан-Тарын и др.); 10 – источники Кысыл-Сырского дюнного массива (нижнее течение р. Вилюй); 11 – источник Муус-Аппа (Верхневилуйское ветрогранниковое плато). *Пещерные льды (12–14):* 12 – сублимационные кристаллы в тёплой пещере «Сказка» (Приленское плато); 13 – сублимационные кристаллы в холодной пещере «Скалолазов» (Приленское плато); 14 – конгеляционный лёд (натёки и сталактиты) в холодной пещере «Скалолазов». *Поверхностные льды в дюнных массивах (2016–2017 г.):* 15 – наледь. *Подземные полигонально-жильные льды едомной свиты в исследованных обнажениях (16–19):* 16 – Тит-Ары 1 (МИС 4-3); 17 – Тит-Ары 2 (МИС 4-3); 18 – Тыялычымское (МИС 4-3); 19 – Кысыл-Сыр 2 (МИС 2-1). *Лёд из ледников и каменных глетчеров [15, 31] (20–25):* 20 – ледники хр. Сунтар-Хаята по данным [15]; 21 – каменные глетчеры хр. Сунтар-Хаята по данным [15]; 22 – ледники Горного Алтая по данным [31]; 23 – каменные глетчеры Горного Алтая по данным [31]; 24 – ледники Тянь-Шаня по данным [31]. *Прочее:* 25 – локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ) для г. Якутск по данным GNIIP [3]

Fig. 3. The general structure of the compositions (^{18}O and d_{exx}) in the water and ice components of the runoff within the aeolian dune massifs of Central Yakutia.

Hereinafter, in the figures, isotopic compositions are displayed as deviations (δ) from VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), measured in ppm (‰). *Atmospheric precipitation (1–3):* 1 – annual precipitation until 2000 after [3]; 2 – summer rainfall in 2016–2017 after [14]; 3 – snow cover March–June 2016–2017. *Surface water (4–8):* 4 – aeolian lakes in Tukulan Mahatta; 5 – oxbow lakes in the floodplain of Viluy river; 6 – water courses within the vegetated dune massifs of Bestyakhskaya terrace of Lena river; 7 – water in Lena river; 8 – water in Viluy river. *Underground permafrost sources (9–11):* 9 – sources of the Bestyakhskaya terrace of Lena river (Bulus, Ulakhan-Taryn and others); 10 – sources of the Kysyl-Syr dune massif (low-stream of Viluy river); 11 – source of Muus-Appa (Verkhnevilyuisk ventifacts plateau). *Cave ice (12–14):* 12 – sublimation crystals in a warm Fairy Tale cave (Prilenskoe Plateau); 13 – sublimation crystals in a cold cave of the Rock-Climbers (Prilenskoe Plateau); 14 – conglation ice (incrustations and stalactites) in the cold cave of the Rock Climbers. *Surface ice in the dune massifs (2016–2017):* 15 – icebergs. *Underground polygonal ice casts (wedges) of the Yedoma suite. Locations (16–19):* 16 – Tit-Ary-1 (MIS 4-3); 17 – Tit-Ary-2 (MIS 4-3); 18 – Tyalychym (MIS 4-3); 19 – Kysyl-Syr-2 (MIS 2-1). *Ice from glaciers and rock glaciers [15, 31] (20–24):* 20 – glaciers of Suntar-Hayat Ridge by [15]; 21 – rock glaciers of Suntar-Hayat Ridge by [15]; 22 – glaciers of Altai-Mt. by [31]; 23 – rock-glaciers of Altai Mt. by [31]; 24 – glaciers of Tien Shan Ridge by [31]. *Other:* 25 – local meteoric water line (LMWL) for Yakutsk according to [3]

Обобщённый состав стабильных изотопов (¹⁸O и D) некоторых компонентов водного стока позднечетвертичных дюнных массивов Центральной Якутии

Компонент водного стока	Число проб	$\delta^{18}\text{O} \pm \text{St.Dev.}, \text{‰}$	$\delta \text{D} \pm \text{St.Dev.}, \text{‰}$	$d_{\text{exc}} \pm \text{St.Dev.}, \text{‰}$
<i>Атмосферные осадки [3, 14]</i>				
Среднее по атмосферным осадкам до 2000 г. для г. Якутск по данным GNIP [3]	54	-23,6±8,8	-186,1±69,3	2,90±7,0
Средневзвешенные снеговые осадки в г. Якутск в 2013–2014 г. по данным [14]	8	-31,7	-237,1	16,1
Средневзвешенные дождевые осадки в 2014 г. в г. Якутск по данным [14]	23	-13,0	-109,3	-5,3
Средневзвешенное (нормированное) по осадкам за 2013–2014 гг. по данным [14]	31	-18,6	-147,6	1,12
Дождевые осадки (р. Вилюй)	9	-12,8±4,0	-109,2±26,4	-7,0±12,7
Снежный покров перед снеготаянием в окрестностях г. Якутск (март–июнь 2017 г.)	11	-32,0±5,1	-248,4±35,4	7,5±6,5
<i>Современные ледники хр. Сунтар-Хаята (Восточная Якутия) [15, 16]</i>				
Летний фирн в области питания [15]	5	-22,1±1,0	-169,6±7,1	7,4±0,9
Осолочно-метаморфический лёд [15]	23	-24,2±0,6	-182,2±4,6	11,5±1,0
Лёд из морен XIII–XIX вв. [15]	19	-24,5±0,5	-186,2±3,6	10,0±1,8
Водный сток из-под ледника [15]	5	-24,2±0,7	-181,3±3,6	12,3±3,7
<i>Полигонально-жильные льды (ПЖЛ) в ледово-лёссовых отложениях (едомная свита)</i>				
Обнажение Тип-Ары-1 (МИС 4-3)	5	-34,8±0,7	-274,9±5,4	3,5±1,0
Обнажение Тип-Ары-2 (МИС 4-3)	7	-30,0±0,7	-237,9±5,8	3,0±0,8
Обнажение Тыльчымское (МИС 4-3)	5	-32,8±0,5	-253,0±4,6	9,7±1,4
Обнажение Кысыл-Сыр-2 (МИС 2-1)	12	-27,2±1,4	-215,8±8,5	1,7±3,1
<i>Пещерные льды</i>				
Столбчатые кристаллы (тёплая (-8 °С) пещера «Сказка», март 2018 г.)	2	-12,2±0,7	-99,2±4,7	-2,0±0,8
Таблитчатые спиралевидные кристаллы (тёплая пещера «Сказка», март 2018 г.)	2	-14,9±1,6	-118,3±12,0	1,0±0,9
Шестиугольные дендриты (тёплая пещера «Сказка», март 2018 г.)	2	-21,2±0,8	-178,0±4,7	-8,2±1,5
Призматические кристаллы сублимационной изморози в холодной (-30 °С) пещере «Скалолазов», апрель 2018 г.	13	-20,9±0,7	-175,8±5,8	-8,8±1,5
Натёчный (конжеляционный) лёд в холодной (-30 °С) пещере «Скалолазов», апрель 2018 г.	5	-19,8±0,7	-161,0±4,6	-2,7±1,4
<i>Озёра</i>				
Подпрудно-эоловые и дефляционные (Бестяхская терраса, 2018 г.)	3	-14,4±1,4	-138,2±7,1	-23,2±4,7
Подпрудно-эоловые (бассейн р. Шестаковка, 2017 г.)	6	-9,6±1,6	-109,8±10,0	-33,0±2,8
Подпрудно-эоловые (Кысыл-Сырский незакреплённый дюнный массив, 2014 г.)	2	-14,8±1,8	-137,4±11,9	-18,7±2,5
Подпрудно-эоловые и дефляционные (незакреплённый дюнный массив Махатта)	48	-11,8±3,5	-120,2±18,4	-25,8±10,5
Старичные (пойма р. Вилюй)	4	-20,2±2,3	-163,6±12,7	-2,4±6,2
<i>Поверхностные водотоки</i>				
Лена, среднее течение (июль 2018 г.)	1	-20,6	-164,5	0,30
Лена, среднее течение (сентябрь 2017 г.)	2	-17,8±0,1	-138,7±1,7	3,4±0,5
Вилюй, нижнее течение (июль 2014–2017 г.)	6	-20,5±1,2	-164,6±6,4	-0,4±3,8
Тюнг, устье (июль 2018 г.)	1	-22,1	-175,8	1,00
Кемпендэй (январь 2018 г.)	1	-20,84	-169,62	-2,90

Менда, Бестяхская терраса (июнь 2017 г.)	1	-22,87	-183,34	-0,38
Менда, Бестяхская терраса (сентябрь 2017 г.)	1	-17,83	-147,77	-5,13
Тамма, Бестяхская терраса (июнь 2017 г.)	1	-23,23	-186,57	-0,73
Тамма, Бестяхская терраса (сентябрь 2017 г.)	1	-18,95	-157,92	-6,32
Мылы, Бестяхская терраса (июнь 2017 г.)	1	-19,69	-166,94	-9,42
Мылы, Бестяхская терраса (сентябрь 2017 г.)	1	-17,01	-149,44	-13,36
Лютенге, Бестяхская терраса (июнь 2017 г.)	1	-23,26	-184,76	1,32
Лютенге, Бестяхская терраса (сентябрь 2017 г.)	1	-17,59	-146,76	-6,04
<i>Подземные (межмерзлотные) источники</i>				
Группа Булус (закреплённые дюны Бестяхской террасы, 2017–2018 гг.)	102	-21,8±0,3	-173,6±1,9	0,1±2,1
Группа Улахан-Тарын (закреплённые дюны Бестяхской террасы, 2017 г.)	6	-21,2±0,7	-172,2±4,5	-2,5±1,4
Группа Кысыл-Сырская (тукулан Кысыл-Сырский, 2014–2018 гг.)	22	-21,6±1,2	-171,8±7,6	1,0±2,5
Группа Кысыл-Юрях (тукулан Махатта, 2015–2018 гг.)	8	-20,5±0,5	-164,0±2,0	-0,3±4,2
Ист. Муус-Аппа (дефляционное плато, Верхневиллойск, 2017–2018 гг.)	12	-21,4±0,7	-173,2±2,3	-2,5±5,2
Ист. Соккукар (закреплённые дюны бассейна р. Кемпендэй, 2017–2018 гг.)	9	-22,9±0,04	-181,6±0,3	1,9±0,3
Среднее по всем пробам из подземных источников (Центральная Якутия, 2014–2018 гг.)	176	-21,6±0,8	-172,6±5,1	0,23±3,0
<i>Наледи</i>				
Наледи в пределах термосуффузионных цирков и каньонов	21	-21,2±1,36	-172,2±9,8	-2,5±2,5

варьировали от $-9,70$ (летние) до $-40,1$ ‰ (зимние), значения δD изменялись от $-85,8$ (летние) до $-321,8$ ‰ (зимние) [3]. Средние многолетние значения за период наблюдений до 2000 г. составили, ‰: $\delta^{18}O = -23,63 \pm 8,8$; $\delta D = -186,1 \pm 69,3$; $d_{exc} = 2,90 \pm 7,0$.

Полученные в 2013–2014 гг. [14] данные о составе атмосферных осадков в г. Якутск, в целом, подтвердили выводы предшественников и показали ещё более значительную сезонную вариацию изотопного состава: по $\delta^{18}O$ от $-6,12$ ‰ (летние осадки) до $-45,0$ ‰ (зимние осадки). По δD – от $-72,1$ ‰ (летние осадки) до $-350,1$ ‰ (зимние осадки). Средневзвешенный изотопный состав осадков тёплого сезона 2014 г. составил $-13,0$ ‰ для $\delta^{18}O$ и $-109,3$ ‰ для δD . Наиболее лёгкий средневзвешенный изотопный состав установлен для зимнего снега, ‰: $\delta^{18}O = -31,7$; $\delta D = -237,1$; $d_{exc} = 16,1$. Экстремальные значения дейтериевого эксцесса d_{exc} в пробах атмосферных осадков г. Якутск за 2013–2014 гг. варьировали в весьма широких пределах: – от $+21,4$ ‰ (зимние) до $-24,6$ ‰ (летние) [14]. Существенные различия уравнений регрессий для осадков тёплого ($\delta D = 7,22\delta^{18}O - 18,9$; $R^2 = 0,95$) и холодного ($\delta D = 8,17\delta^{18}O + 21,9$; $R^2 = 0,99$) сезонов обусловлены преобладанием роли испарительного и криогенного фракционирования соответственно [14].

Если принять во внимание, что 70% осадков в регионе приходится на летний период [21], то, нормировав изотопные характеристики для холодного (30%) и тёплого (70%) сезонов, можно приближённо оценить средневзвешенное значение изотопного состава атмосферных осадков за год, поступающих на водосборные бассейны в области питания дюнных массивов Центральной Якутии. Оно может составлять около $-18,6$ ‰ для $\delta^{18}O$, $-147,6$ ‰ для δD , при этом осреднённый дейтериевый эксцесс d_{exc} варьирует в пределах 1–3 ‰.

Изотопный состав снежного покрова перед началом и во время активного снеготаяния непосредственно влияет на изотопный состав формирующихся талых вод, сезонных и многолетних подземных льдов. В марте–апреле 2017 г. авторы отобрали 11 объёмных проб снега (с учётом всего снегозапаса) на разных участках в радиусе до 100 км от Якутска. Осреднённый состав (см. таблицу, рис. 4, а) характеризуются следующими значениями, ‰: $\delta^{18}O = -32,0 \pm 5,1$;

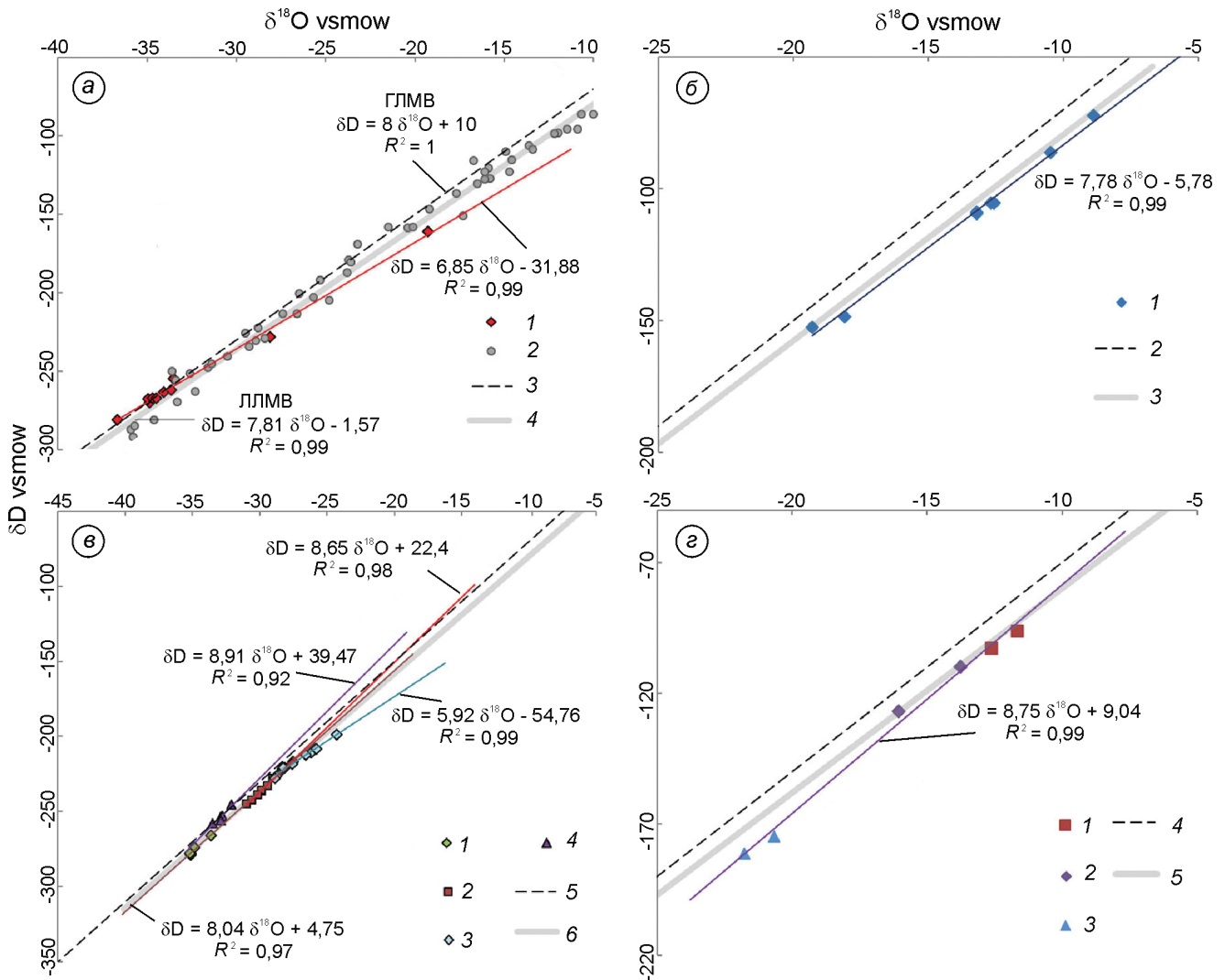


Рис. 4. Изотопные составы (^{18}O и D) и уравнения регрессий атмосферных осадков и некоторых типов осадочно-метаморфических подземных льдов Центральной Якутии в сравнении локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ). *Снеговой запас* (а): 1 – весенний снежный покров в окрестностях Якутска (март–июнь 2017 г.); 2 – годовые осадки в Якутске до 2000 г. [3]; 3 – ГЛМВ; 4 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. *Летние осадки* (б): 1 – пробы дождя в 2017 г.; 2 – ГЛМВ; 3 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. *Полигонально-жильные льды* (в) из едомных обнажений: 1 – Тит-Ары-1 (МИС 4-3); 2 – Тит-Ары-2 (МИС 4-3); 3 – Кысыл-Сыр-2 (МИС 2-1); 4 – Тыалычымское (МИС 4-3); 5 – ГЛМВ; 6 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. *Лёд в тёплой пещере «Сказка»* (г): 1 – столбчатые кристаллы; 2 – таблитчатые спиралевидные кристаллы; 3 – шестилучевые дендриты; 4 – ГЛМВ; 5 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]

Fig. 4. Isotopic compositions (^{18}O and D) and the equations of regressions of the precipitation and some types of sedimentary-metamorphic ground ices of Central Yakutia in comparison with a local line of meteoric water (LLMW).

Spring snow reserve (a): 1 – spring snow cover in the vicinity of Yakutsk (March-June 2017); 2 – annual precipitation in Yakutsk until 2000 [3]; 3 – GMWL; 4 – LMWL on the data of GNIP [3]. *Summer precipitation* (б): 1 – rain samples in 2017; 2 – GMWL; 3 – LMWL on the data of GNIP [3]. *Polygonal ice wedges from yedoma suit exposures* (в): 1 – Tit-Ary-1 (MIS 4-3); 2 – Tit-Ary-2 (MIS 4-3); 3 – Kysyl-Syr-2 (MIS 2-1); 4 – Tyalychym (MIS 4-3); 5 – GMWL; 6 – LMWL on the data of GNIP [3]. *Ice in a warm Fairy Tale cave* (Prilenskoe Plateau) (г): 1 – columnar crystals; 2 – tabular spiral crystals; 3 – six-ray dendrites; 4 – GMWL; 5 – LMWL on the data of GNIP [3]

$\delta\text{D} = -248,4 \pm 35,4$; $d_{\text{exc}} = 7,5 \pm 6,5$. Уравнение регрессии $\delta\text{D} = 6,85\delta^{18}\text{O} - 31,88$ ($R^2 = 0,99$) (см. рис. 4, а) свидетельствует об утяжелении изотопного состава и снижении дейтериевого эксцесса в снежном покрове на протяжении ве-

сеннего снеготаяния. Самые тяжёлые составы ($\delta^{18}\text{O} = -19,3$, $\delta\text{D} = -160,9$, $d_{\text{exc}} = -6,7$ ‰) характерны для проб июня 2017 г., отобранных из последних снежников. На рост концентрации ^{18}O и D (в 1,5–3 раза) в снежном покрове в ре-

зультате его прямого испарения (сублимации) уже указывалось ранее [25]. Вклад зимней сублимации в баланс снежного покрова в Центральной Якутии достигает 25–30% [24, 25]. Значительная роль сублимации снежного покрова и увеличения роли испарительного фракционирования особенно возрастает в условиях недостаточного снегозапаса, низкой влажности зимнего воздуха и интенсивной ветровой нагрузки.

Полигонально-жильные льды (ПЖЛ) едомной свиты – наиболее распространённый тип ископаемых подземных льдов в регионе и в пределах всей криолитозоны. Они содержат основной объём древней, законсервированной в криолитозоне атмосферной влаги (см. рис. 2 б, в). В географическом отношении едомные отложения с ПЖЛ распространены от Северной Монголии до арктического побережья Сибири и рассматривались некоторыми исследователями как специфический тип подземного оледенения, сформировавшегося на протяжении четвертичных криохронов [17]. В пределах Центральной Якутии едомные образования распространены в виде обширных термоденудационных ледово-лёссовых плато (Верхневиллюйское, Абалахское и др.) в окаймлении дюнных массивов, покрывающая плащеобразным чехлом поверхности полых водоразделов. Реже они встречаются в виде останцов во внутренних частях дюнных массивов. В гипсометрическом отношении едомные образования по сравнению с дюнными покровами располагаются на более высоких уровнях. Максимальная мощность (более 80 м) установлена в пределах Абалахского плато (Лено-Амгинский водораздел) [32].

В условиях современного потепления и деградации криолитозоны необратимое оттаивание ПЖЛ существенно влияет не только на баланс и изотопный состав водного стока, но и на преобразование рельефа водосборов, изменение морфологии дренажной (талвеговой) сети низких порядков, развитие термокарстовых явлений и др.

В настоящей статье изотопный состав ПЖЛ рассмотрен на основе четырёх ключевых обнажений. Первые два – Тит-Ары-1 (61°13'35" с.ш.; 127°42'42" в.д.) и Тит-Ары-2 (61°14'52" с.ш.; 127°46'27" в.д.) – расположены на пологом водоразделе Приленского плато в 180 км к югу от Якутска вблизи пос. Тит-Ары (см. рис. 1 и 2, б). Здесь в интервале абсолютных высот 180–250 м

обнаружено множество участков покровного распространения едомной свиты с массивными ПЖЛ, насыщенными тонкодисперсной органикой, остатками мамонтовой фауны. Ширина жил варьирует от 6 до 8 м, головные части вскрыты на глубине 1–1,5 м от дневной поверхности и служат одновременно подошвой СТС. Абсолютная датировка растительного детрита, отобранного в обнажении Тит-Ары-2 на подошве СТС с глубины 1,5 м, показала запредельный возраст (более 50 тыс. С-14 л.н., МРІ-125).

В обнажении *Тит-Ары-1* через каждые 0,5 м было отобрано пять проб льда. Их осреднённый состав оказался наиболее лёгким из исследованной нами выборки (см. таблицу), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -34,8 \pm 0,7$; $\delta\text{D} = -274,9 \pm 5,4$; $d_{\text{exc}} = 3,5 \pm 1,0$. Он существенно легче (на 2,7 ‰ по ^{18}O и на 32,5 ‰ по D), чем состав весеннего снежного покрова в Центральной Якутии перед началом снеготаяния. Уравнение регрессии $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ для ПЖЛ из обнажения Тит-Ары-1 имеет следующий вид: $\delta\text{D} = 8,04\delta^{18}\text{O} + 4,75$ ($R^2 = 0,97$) (см. рис. 4, в), что весьма близко к снежным осадкам наиболее холодного периода года, выпадавших в климатических условиях существенно более холодных, чем современные. Снижение дейтериевого эксцесса в ПЖЛ, вероятно, связано с неизбежным фракционированием атмосферной влаги в процессе образования снежного покрова, его оттаивания и миграции расплавов в мерзлотные трещины. Поэтому изначальный изотопный состав выпадающих твёрдых осадков, вероятно, был ещё более лёгким, а зимние температуры – холоднее современных.

В обнажении *Тит-Ары-2* карьером была вскрыта массивная полигональная решётка, в которой наиболее мощные жилы достигали ширины 7–8 м. Осреднённый по семи пробам состав характеризуется следующими значениями (см. таблицу), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -30,0 \pm 0,7$; $\delta^{18}\text{D} = -237,9 \pm 5,8$; $d_{\text{exc}} = 3,0 \pm 0,8$. Несмотря на более массивный характер жильного льда в обнажении Тит-Ары-2, его осреднённый изотопный состав ПЖЛ оказался существенно тяжелее (на 4,8 ‰ по ^{18}O и на 36,0 ‰ по D), чем ПЖЛ из Тит-Ары-1.

Тыалычымское обнажение ПЖЛ (63°44'06" с.ш.; 120°55'47" в.д.) установлено в 2018 г. вблизи устья одноимённого притока (р. Тыалычыма) на правом берегу р. Виллюй в 34 км к западу от г. Виллюйск в береговом обрыве высотой 35–40 м (см. рис. 1

и 2, в). Верхние 20 м разреза сложены тонкослоистыми сизовато-бурыми лёссовидными суглинками, насыщенными органическим детритом и пронизаны ПЖЛ шириной до 12–15 м и глубиной проникновения 10–15 м. Осреднённый по семи пробам состав ПЖЛ Тылычымского обнажения характеризуется следующими значениями (см. таблицу), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -32,8 \pm 0,5$; $\delta\text{D} = -253,0 \pm 4,6$; $d_{\text{exc}} = 9,7 \pm 1,4$. Условия залегания, весьма лёгкий изотопный состав и высокий дейтериевый эксцесс позволяют предположить формирование ПЖЛ данного обнажения в первую половину позднего неоплейстоцена (МИС 4–3), аналогично обнажениям Тит-Ары-1 и Тит-Ары-2.

Установленные уравнения регрессии составов ПЖЛ первой половины позднего неоплейстоцена из обнажений Тит-Ары-1 ($\delta\text{D} = 8,04\delta^{18}\text{O} + 4,75$; $R^2 = 0,97$) Тит-Ары-2 ($\delta\text{D} = 8,65\delta^{18}\text{O} + 22,40$; $R^2 = 0,98$), Тылычымское ($\delta\text{D} = 8,91\delta^{18}\text{O} + 39,47$; $R^2 = 0,92$) кардинально отличаются от всех водных и ледовых компонентов современных криогенных ландшафтов Центральной Якутии (см. рис. 4, в), но проявляют сильное сходство с современными осадками холодного сезона, описываемых уравнением $\delta\text{D} = 8,17\delta^{18}\text{O} + 21,94$; $R^2 = 0,99$ [14].

Исследованные составы ПЖЛ также близки к осреднённому составу современного зимнего снегозапаса в начале периода снеготаяния, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -32,0 \pm 5,1$; $\delta\text{D} = -248,4 \pm 35,4$; $d_{\text{exc}} = 7,5 \pm 6,5$. Однако их дейтериевые эксцессы и угловые коэффициенты регрессий значительно выше, чем в современном весеннем снегозапасе и даже в свежес выпавшем снеге, что указывает на прямую связь источника данных льдов со снеговыми атмосферными осадками. Некоторые исследователи правомочно считают, что для палеотемпературных реконструкций необходимо сравнение изотопных составов древних ПЖЛ с аналогичными льдами, возникающими в современных климатических условиях. Однако это не снимает вопросов о характере связи изотопных составов современных и древних жил с составами исходного снега.

Анализируя составы древних ПЖЛ, можно предположить два альтернативных объяснения их формирования из расплавов снежного покрова. Согласно первому, необходимо считать, что изотопный состав ПЖЛ и исходного снежного покрова весьма близки. Это возможно, если

мерзлотные трещины заполняются в условиях очень интенсивного снеготаяния, незначительной миграции талых вод и быстрого повторного замерзания. Такая последовательность минимизировала эффекты испарительного фракционирования. Второй вариант объяснения состоит в том, что очередное заполнение мерзлотных трещин происходило уже в самом начале снеготаяния за счёт первых расплавов, наиболее обеднённых дейтерием и тяжёлым кислородом. Поэтому трещины полностью закрывались задолго до окончания снеготаяния, и утяжелённые остаточные фракции талых вод не поступали в трещины. По мнению авторов, второй вариант наиболее правдоподобен и логичен. Однако в данном случае необходимо принять, что специфика изотопного состава ПЖЛ связана не только с температурами холодного времени года, но в существенной степени зависит от толщины снежного покрова перед началом снеготаяния.

Высокий положительный дейтериевый эксцесс ПЖЛ данного (МИС 2–3) возраста также свидетельствует о менее значительном испарительном фракционировании (сублимации) исходного состава снега на протяжении формирования его запаса в зимний период. Это можно связать с наличием более мощного снежного покрова. Очевидно, что для решения данных вопросов необходимы постановка специальной методики пробоотбора и отдельные исследования.

В пределах обнажения *Кысыл-Сыр-2* ($63^{\circ}56'57,4''$ с.ш.; $122^{\circ}52'47,8''$ в.д., см. рис. 1) был исследован изотопный состав более молодых ПЖЛ, сформировавшихся на протяжении МИС 2–1. Исследованный разрез приурочен к верхней части 65-метровой террасы на левобережье р. Виллой в 10 км ниже пос. Кысыл-Сыр. Здесь пачка пылеватых оглеенных суглинков и супесей с примесью растительного детрита мощностью от 4 до 8 м пронизана решёткой вертикальных ледяных жил толщиной до 2–3 м и глубиной проникновения 6–8 м. Верхушки жил залегают на глубине 1,4–2 м от дневной поверхности, сливаясь с подошвой СТС.

Возраст отложений с ПЖЛ охарактеризован шестью датировками. В интервале 3–4 м (МР1-33) установлен возраст $22,0 \pm 0,3$ С-14 тыс. л.н. На глубине 2,5 м (МР1-96) получена дата $23,97 \pm 0,8$ С-14 тыс. л.н, а на глубине 0,5 м (подошва СТС) – «нулевая» дата (МР1-96).

Из подстилающих отложений (перекрёстно-слоистые дюнные пески) с фрагментами палеопочв на глубине 10,5, 14 и 19 м от поверхности также было получено три абсолютные даты: $34,8 \pm 2,0$; $33,1 \pm 1,7$ и $35,5 \pm 2,0$ тыс. С-14 л.н. (МРІ-84; МРІ-95; МРІ-94), указывающие на каргинский (МИС 3) возраст подстилающих отложений. На основании этого формирование ПЖЛ обнажения Кысыл-Сыр-2 отнесено к сартанскому криохрону и началу голоцена (МИС 2–1).

Изотопный состав одной из жил на основе 12 образцов (см. таблицу) характеризуется следующими значениями, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -27,2 \pm 1,4$; $\delta\text{D} = -215,8 \pm 8$; $d_{\text{exc}} = 1,7 \pm 3$. По сравнению с рассмотренными ранее ПЖЛ первой половины позднего плейстоцена их состав оказался существенно тяжелее: на 3 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и на 37 ‰ по δD , а дейтериевый эксцесс был в 3 раза меньше.

Уравнение регрессии изотопных составов ПЖЛ обнажения Кысыл-Сыр-2 (см. рис. 4, в) имеет вид $\delta\text{D} = 5,92\delta^{18}\text{O} - 54,76$ ($R^2 = 0,99$) и кардинальным образом отличается как от осадков холодного сезона Якутска ($\delta\text{D} = 8,17\delta^{18}\text{O} + 21,9$; $R^2 = 0,99$) [14], так и от ЛЛМВ Якутска ($\delta\text{D} = 7,81\delta^{18}\text{O} - 1,57$; $R^2 = 0,99$) весьма низким угловым коэффициентом. Ближе всего к современным изотопным аналогам данных ПЖЛ – составы весеннего снегозапаса, аппроксимируемые уравнением $\delta\text{D} = 6,85\delta^{18}\text{O} - 31,88$ ($R^2 = 0,99$), что свидетельствует о более сухих условиях последнего криохрона по сравнению с предыдущими, малой толщине снежного покрова и крайне недостаточной влагообеспеченности криогенных ландшафтов Центральной Якутии.

В целом кардинальное иссушение в заключительную наиболее холодную эпоху позднего неоплейстоцена и в начале голоцена хорошо укладывается в общие палеогеографические представления о Центральной Якутии и может быть связано с глобальными изменениями циркуляционных процессов в Арктике и Субарктике в зоне развития современного Сибирского антициклона и на прилегающих территориях [3, 8].

Изотопный состав пещерных льдов. Пещеры – довольно редкое явление в рассматриваемом регионе, поэтому потенциально содержащиеся в них льды не играют существенной роли в водном балансе Центральной Якутии. Однако в них могут быть встречены некоторые ге-

нетические типы, изотопный состав которых, на наш взгляд, может прояснить дискуссионные вопросы происхождения источников влаги ПЖЛ едомной свиты.

Так, в рамках выдвинутой С.В. Томирдиаро [20] «ультрааридной теории» происхождения лёссово-ледовых отложений (едомы) предполагается, что в условиях холодного и гиперконтинентального климата последних четвертичных криохронов ландшафты Восточной Сибири были крайне обезвоженными, количество твёрдых зимних осадков было столь незначительным, что их интенсивная сублимация приводила к исчезновению снежного покрова ещё до начала тёплого периода. Поэтому источником влаги для ПЖЛ на водораздельных пространствах, по мнению автора, была прямая конденсация атмосферного пара в виде инея на стенках мерзлотных трещин [20]. В данном случае правомочно допустить, что изотопный состав влаги ПЖЛ должен проявлять некоторое сходство с современными сублимационными льдами (инеем, изморозью), которые часто обнаруживаются в небольших пещерах Центральной Якутии.

Сублимационные льды изучены авторами в двух пещерах – «Сказка» и «Скалолазов», расположенных на левобережье р. Лена в 180–200 км к югу Якутска в пределах урочища Ленские столбы (см. рис. 1). Обе пещеры выработаны в палеозойских карбонатных отложениях и расположены в одинаковых климатических условиях, однако они резко различаются по температурному режиму, объёму и типу подземного оледенения.

Пещера «Сказка» ($61^{\circ}14'31''$ с.ш.; $127^{\circ}50'47''$ в.д., 100 м над ур. моря) расположена в нижней части коренного берегового обрыва Лены в 14 км от пос. Еланка в 800 м от устья р. Кетеме. Пещера выработана в коренных карбонатных породах палеозойского возраста, её протяжённость – 10–12 м, максимальная ширина – 4,5 м, максимальная высота – 3 м. Во время обследования пещеры (17 марта 2017 г.) температура наружного воздуха у входа была -25°C , в то время как внутри пещеры – около -8°C . Наиболее мощный (15–20 см) слой кристаллической изморози в виде шестилучевых дендритов наблюдался вблизи входа в пещеру, постепенно сокращаясь по мере продвижения вглубь. В самой глубокой и тёплой части пещеры она практически отсутствовала. На расстоянии 3–4 м от

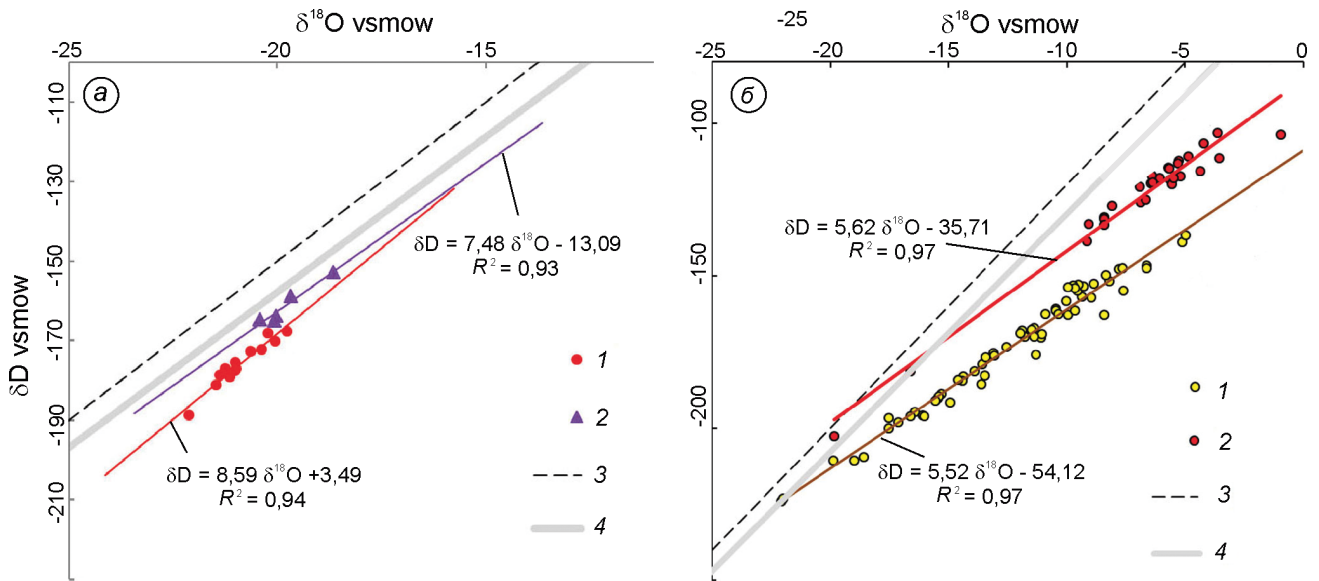


Рис. 5. Изотопный состав (^{18}O и D) и уравнения регрессий пещерных льдов и озёр Центральной Якутии в сравнении с локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ).

Лёд в холодной пещере «Скалолазов» (а): 1 – сублимационные таблитчатые и столбчатые кристаллы; 2 – натечные (конжеляционные) льды и сталагмиты; 3 – ГЛМВ; 4 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. *Озёра (б):* 1 – Центральная Якутия; 2 – Тибетское плато [32]; 3 – ГЛМВ; 4 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]

Fig. 5. The isotopic composition (^{18}O and D) and the regression equations for cave ices and Aeolian lakes in Central Yakutia in comparison with a local line of meteoric water (LLMW).

Ice in the cold cave of Rock-Climbers (a): 1 – sublimation tabular and columnar crystals; 2 – sinter (congelation) ices and stalagmites; 3 – GMWL; 4 – LMWL on the data of GNIP [3]. *Lakes (b):* 1 – Central Yakutia; 2 – Tibetan Plateau [32]; 3 – GMWL; 4 – LMWL on the data of GNIP [3]

входа шестилучевые кристаллы сменились крупными спиралевидными таблитчатыми, а на расстоянии 5–6 м – столбчатыми кристаллами размером 4–6 см (см. рис 2, з). Выполненные анализы показали, что кристаллы сублимационного льда разной морфологии различаются также изотопически (см. таблицу). Наиболее тяжёлые ($\delta^{18}\text{O} = -12,2 \pm 0,7$, $\delta\text{D} = -99,2 \pm 4,7$ ‰) кристаллы столбчатой формы встречаются в самой тёплой части пещеры, а наиболее легкие ($\delta^{18}\text{O} = -21,2 \pm 0,8$, $\delta\text{D} = -178,0 \pm 4,7$ ‰) шестилучевые кристаллы – вблизи входа. Все исследованные кристаллы имеют низкий ($\ll 10$) дейтериевый эксцесс; $d_{\text{exc}} = 1,7 \pm 3,1$ ‰), описываются регрессией с уравнением $\delta\text{D} = 8,75\delta^{18}\text{O} + 9,04$ ($R^2 = 0,99$) и лежат вблизи ЛЛМВ (см. рис. 4, з). Это свидетельствует об их происхождении путём прямой кристаллизации атмосферной влаги.

Пещера «Скалолазов» ($61^{\circ}15'36''$ с.ш.; $128^{\circ}02'15''$ в.д., 100 м над ур. моря) приурочена к средней части берегового обрыва р. Лена в 14 км к западу от пос. Еланка. Пещера имеет сходные размеры с предыдущей, но более сложную морфологию и

узкий вход (1×1 м). Высота потолка постепенно повышается в глубь пещеры и в тыльной её части представляет собой узкую вертикальную щель (камин) длиной более 20 м. Камин выходит на дневную поверхность вблизи бровки берегового обрыва, его стенки покрыты натёками льда. Во время опробования (28 марта 2017 г.) температура наружного воздуха составляла около -10°C , в то время как внутри пещеры она была -25°C . Здесь установлены призматические и столбчатые кристаллы сублимационного происхождения, а также конжеляционные натёки и ледяные сталактиты. Для 13 образцов призматических кристаллов с потолка пещеры установлен следующий состав, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -20,7 \pm 0,7$; $\delta\text{D} = -175,8 \pm 5,8$. Существенное отличие сублимационных льдов исследованных пещер (см. рис. 4, з, рис. 5, а) можно объяснить их разными температурными условиями. Отклонение влево (против часовой стрелки) линии регрессии ($\delta\text{D} = 8,59\delta^{18}\text{O} + 3,49$; $R^2 = 0,94$) изотопных составов сублимационных льдов из пещеры «Скалолазов» также свидетельствует об атмосфер-

ном происхождении кристаллов, но при более низкой температуре и из более иссушенного воздуха, чем в пещере «Сказка». На процессы испарительного фракционирования в момент кристаллизации также указывает низкий дейтериевый эксцесс ($d_{\text{exc}} = -8,8 \pm 1,5 \text{‰}$).

Осреднённый состав исследованных конжеляционных льдов ($\delta^{18}\text{O} = -19,8 \pm 0,7$, $\delta\text{D} = -161,0 \pm 4,6$, $d_{\text{exc}} = -2,7 \pm 1,4 \text{‰}$) из пещеры «Скалолазов» весьма схож с составом наледных льдов. Вероятно, конжеляционные льды (натёки и сталактиты) формируются здесь в летний период, когда потоки тёплого атмосферного воздуха начинают проникать в пещеру, что приводит к оттаиванию сублимационной изморози и вторичному замерзанию расплава на стенках. Существенно более тяжёлый изотопный состав исследованных пещерных льдов свидетельствует об их кардинальном отличии от современных снеговых осадков, а также ископаемых осадочно-метаморфических льдов едомной свиты (см. рис. 3), что противоречит предположению С.В. Томирдиаро о генезисе ПЖЛ в результате кристаллизации водяного пара на стенках мерзлотных трещин.

Изотопный состав озёрных вод. Многочисленные замкнутые понижения в пределах дюнных массивов Центральной Якутии способствуют распространению множества гидравлически связанных озёр дефляционного происхождения, формирующихся в котловинах выдувания и питающихся преимущественно за счёт грунтовых вод. Такие озёра представляют собой участки выхода зеркала грунтовых вод на поверхность. Сезонные колебания уровня грунтовых вод приводят к одновременному понижению уровня всех озёр и наоборот. Вопросы генезиса и таксономии эоловых озёр Центральной Якутии практически не разработаны и требуют исследований. В летние периоды 2016–2017 г. авторами опробовано 73 озера (см. рис. 1, а также таблицу). В Бестяхской дефляционно-аккумулятивной равнине (правобережье р. Лена) осреднённый состав такой, ‰ : $\delta^{18}\text{O} = -14,4 \pm 1,4$; $\delta\text{D} = -138,2 \pm 7,1$; $d_{\text{exc}} = -23,2 \pm 4,7$. В пределах озёр дефляционно-аккумулятивного плато левобережья р. Лена в бассейне р. Шестаковка (оз. Чабыда и др.) на основании шести проб установлены следующие средние значения, ‰ : $\delta^{18}\text{O} = -9,6 \pm 1,6$;

$\delta\text{D} = -109,8 \pm 10,0$; $d_{\text{exc}} = -33,0 \pm 2,8$. В границах позднеплейстоцен-голоценовых эолово-аккумулятивных равнин в бассейне нижнего течения р. Вилюй опробовано 50 озёр. Для Кысыл-Сырского дюнного массива (две пробы) средние значения озёрной воды составили, ‰ : $\delta^{18}\text{O} = -14,8 \pm 1,8$; $\delta\text{D} = -137,4 \pm 11,9$; $d_{\text{exc}} = -18,7 \pm 2,5$; для озёр внутренней части массива Махатта (48 проб), ‰ : $\delta^{18}\text{O} = -11,8 \pm 3,5$; $\delta\text{D} = -120,2 \pm 18,4$; $d_{\text{exc}} = -25,8 \pm 10,5$.

Вместе с эоловыми озёрами в июле 2017 г. одновременно было опробовано четыре типичных старичных озера в пойме р. Вилюй, полностью отшнурованных от русла и соединяющихся с руслом только во время высокого половодья. Их средний состав характеризуется следующими значениями, ‰ : $\delta^{18}\text{O} = -20,2 \pm 2,3$; $\delta\text{D} = -163,6 \pm 12,7$; $d_{\text{exc}} = -2,4 \pm 6,2$. Таким образом, озёрные воды характеризуются наиболее тяжёлым изотопным составом среди всех исследованных водно-ледовых объектов в пределах ареалов распространения дюнных массивов. Они проявляют значительное сходство между собой и близки по составу дождевым осадкам летнего периода в Центральной Якутии, но отличаются от последних крайне низким дейтериевым эксцессом, достигающим -48‰ в некоторых водоёмах внутренней части незакреплённого тукулана Махатта.

Распределение изотопных составов тукуланных озёр Центральной Якутии хорошо описывается линейной регрессией с уравнением $\delta\text{D} = 5,52\delta^{18}\text{O} - 54,12$ ($R^2 = 0,97$) (см. рис. 5, б), коэффициенты которой свидетельствуют об определяющей роли испарительного фракционирования при формировании их изотопного состава (см. рис. 4, б). Примечательно, что составы высокогорных озёр Тибетского нагорья, расположенные в ультрааридной области [33], описываются близким уравнением регрессии: $\delta\text{D} = 5,62\delta^{18}\text{O} - 35,71$ ($R^2 = 0,97$) (см. рис. 5, б). Очевидно, что угловые коэффициенты, близкие к 5,5, отражают мощное испарительное фракционирование в ходе формирования изотопного состава озёрных вод в данных гипераридных регионах.

Изотопный состав поверхностных водотоков. Поверхностные водотоки имеют весьма сложную структуру, и их изотопный состав испытывает значительные сезонные колебания. С 2014 по 2017 г. мы опробовали некоторые во-

дотоки, в том числе магистральные реки Лена и Вилюй (см. таблицу). Средний состав июльских проб воды (меженный период) в нижнем течении р. Вилюй характеризуется следующими значениями, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -20,5 \pm 1,2$; $\delta\text{D} = -164,6 \pm 6,4$; $d_{\text{exc}} = -0,4 \pm 3,8$. Более репрезентативно опробованы водотоки Бестяхской террасы на правом берегу р. Лена (см. таблицу). Осреднённые по 11 пробам характеристики следующие, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -19,5 \pm 2,3$; $\delta\text{D} = -160,4 \pm 17,4$; $d_{\text{exc}} = -6,3 \pm 6,0$. Сравнение весенних и осенних проб показывает, что во всех поверхностных водотоках наблюдается существенная сезонная вариация – утяжеление изотопных составов примерно на 3–5 ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и на 25–35 ‰ по δD . Отчасти это можно связать со сменой типа питания водотоков – от изотопически облегчённых талых снеговых вод весной до тяжёлых летних атмосферных осадков в осенний период. Вероятно, утяжеление изотопного состава связано также с прогревом речных вод и усилением испарения с поверхности.

Изотопный состав межмерзлотных источников. Всего с 2014 по 2018 г. мы проанализировали 176 проб межмерзлотных вод, отобранных более чем из 25 источников Центральной Якутии (см. рис. 1). Источники современных незакреплённых дюнных массивов в бассейне нижнего течения р. Вилюй характеризуются следующими значениями, ‰: а) Тукулан Кысыл-Сырский (22 пробы) – $\delta^{18}\text{O} = -21,6 \pm 1,2$, $\delta\text{D} = -171,8 \pm 7,6$, $d_{\text{exc}} = 1,0 \pm 2,5$; б) Тукулан Махатта (восемь проб) – $\delta^{18}\text{O} = -20,5 \pm 0,5$, $\delta\text{D} = -164,0 \pm 2,0$, $d_{\text{exc}} = -0,3 \pm 4,2$. В пределах водораздельного дефляционного ветроградникового плато в среднем течении р. Вилюй, закреплённого редкостойным лесом, подземный источник Муус-Аппа (Верхневиллюйский район) опробовался ежемесячно с ноября 2017 г. по июнь 2018 г. Его средний состав (12 проб), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,4 \pm 0,7$; $\delta\text{D} = -173,2 \pm 2,3$; $d_{\text{exc}} = -2,5 \pm 5,2$ ‰. Источник Соккукар в бассейне р. Кемпендяй (бассейн верхнего течения р. Вилюй) приурочен к ареалам дюнных массивов, закреплённых парковыми сосновыми лесами. На основе ежемесячного опробования с ноября 2017 г. по апрель 2018 г. он характеризуется наиболее облегчённым и стабильным составом (девять проб), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -22,9 \pm 0,04$; $\delta\text{D} = -181,6 \pm 0,3$; $d_{\text{exc}} = 1,9 \pm 0,3$. В пределах за-

креплённых дюнных массивов Бестяхской террасы р. Лена множество обследованных источников имеют сходный состав. Группа Булус (102 пробы), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,8 \pm 0,3$; $\delta\text{D} = -173,6 \pm 1,9$; $d_{\text{exc}} = 0,1 \pm 2,1$. Группа Улахан-Тарын (шесть проб), ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,2 \pm 0,7$; $\delta\text{D} = -172,2 \pm 4,5$; $d_{\text{exc}} = -2,5 \pm 1,4$. Приведём осреднённый состав всех проб (176 проб), отобранных из подземных источников Центральной Якутии, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,6 \pm 0,8$; $\delta\text{D} = -172,6 \pm 5,1$; $d_{\text{exc}} = 0,23 \pm 3,0$. Это свидетельствует о весьма схожем и стабильном составе данных элементов водного стока, несмотря на географическую удалённость друг от друга.

Воды межмерзлотных источников наиболее близки к средневзвешенному составу атмосферных осадков региона за год (см. таблицу). Для круглогодичных крупных групп источников уравнения регрессий весьма устойчивы даже для разных групп (рис. 6, а). Так, для наиболее крупного и стабильного источника Булус на основе выборки из более 73 образцов получено уравнение $\delta\text{D} = 6,31 \cdot \delta^{18}\text{O} - 36,7$ ($R^2 = 0,78$). Для источников Кысыл-Сырской группы (22 пробы) – уравнение $\delta\text{D} = 6,34 \delta^{18}\text{O} - 34,90$ ($R^2 = 0,95$), для группы источников Улахан-Тарын (восемь проб) – $\delta\text{D} = 6,20 \delta^{18}\text{O} - 40,70$ ($R^2 = 0,99$). Эти данные указывают на тесное генетическое родство изотопного состава подземных источников с водами озёр, расположенных в области их питания (см. рис. 6, б). Составы и тех, и других имеют признаки значительного испарительного фракционирования.

Сезонные вариации изотопного состава стока изучались на основе систематического отбора проб из трёх разных межмерзлотных источников (рис. 7): Соккукар (Кемпендяйский район), Муус-Аппа (Верхневиллюйский район) и Булус. Первый (см. рис. 7, а) опробовался с интервалом один месяц – с ноября 2017 г. по июнь 2018 г., второй (см. рис. 7, б) – ежемесячно с ноября 2017 г. по март 2018 г. Самый длинный ряд наблюдений получен для источника Булус (см. рис. 7, в), где с марта 2017 г. по июнь 2018 г. проводилось еженедельное опробование. Анализ временных рядов (см. рис. 7) свидетельствует о сезонных вариациях у всех обследованных источников, проявляющихся в незначительном утяжелении изотопного состава в летний период и облегчении в зимний. Вариация наиболее

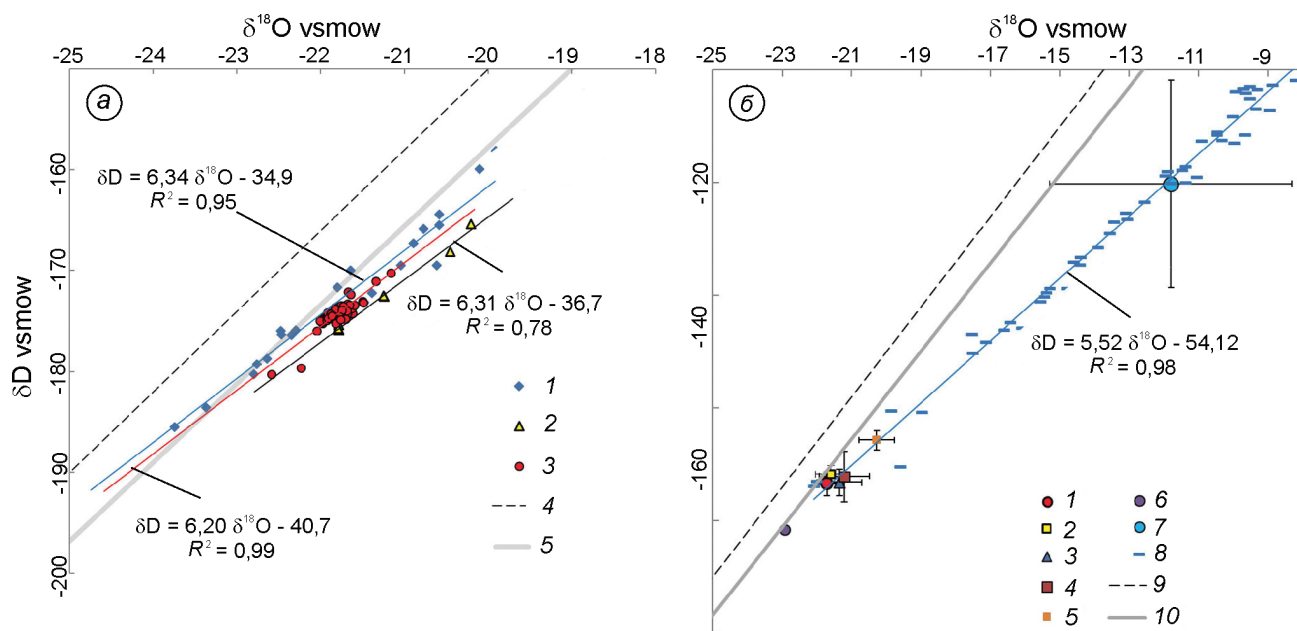


Рис. 6. Изотопные составы (^{18}O и D) и уравнения регрессий подземных источников Центральной Якутии и эоловых озёр в их области питания в сравнении с локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ).

Подземные источники (а): 1 – группа Кысыл-Сыр; 2 – группа Улахан-Тарын; 3 – группа Булус; 4 – ГЛМВ; 5 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]. *Средние значения и квадратические отклонения по источникам (б):* 1 – Булус; 2 – Кысыл-Сыр; 3 – Муус-Аппа; 4 – Улахан-Тарын; 5 – Махатта; 6 – Соккукар; 7 – среднее и квадратические отклонения по эоловым озёрам; 8 – все пробы из эоловых озёр; 9 – ГЛМВ; 10 – ЛЛМВ по данным GNIP [3]

Fig. 6. Isotopic compositions (^{18}O and D) and the regression equations of the underground sources and aeolian lakes in their feeding areas in comparison with a local line of meteoric water (LLMW).

Underground sources (a): 1 – Kysyl-Syr group; 2 – Muus-Appa; 3 – Sokkukar; 4 – Ulakhan-Taryn group; 5 – Bulus group; 6 – annual precipitation in Yakutsk until 2000 [3]. *Mean values and quadratic deviations by source (b):* 1 – Bulus; 2 – Kysyl-Cheese; 3 – Muus-Appa; 4 – Ulakhan-Taryn; 5 – Mahatta; 6 – Sokkkar. Aeolian lakes: 7 – mean values and quadratic deviation for Aeolian lakes; 8 – samples from aeolian lakes; 9 – GMWL; 10 – LMWL on the data of GNIP [3]

заметна у источников с небольшим дебитом – Муус-Аппа и Саккукар (см. рис. 7, а, б) и не превышает 1 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и около 5 ‰ для δD . При этом облегчение изотопного состава зимнего стока сопровождается снижением дейтериевого эксцесса на 1–5 ‰. Наблюдения на источнике Булус свидетельствуют о наличии тренда роста величины δD с марта 2017 г. по июнь 2018 г. примерно на 5 ‰, что проявляется в увеличении дейтериевого эксцесса примерно на 5 ‰ (см. рис. 7, в). Высокую стабильность изотопного состава крупных источников типа Булус можно связать с мощным резервуарным эффектом питающих их бассейнов межмерзлотных вод, период водообмена которых может превышать несколько десятилетий [33].

Кроме долгопериодных вариаций ряд наблюдений источника Булус характеризуется множеством квазиритмических «выбросов» (см. рис. 7, в), амплитуда которых достигает 1,5 ‰

по $\delta^{18}\text{O}$ и 5–7 ‰ по δD и несколько превышает величину лабораторной погрешности определений. Неслучайное распределение скачков и приуроченность к зимнему периоду позволяют связать их с мерзлотно-гидрогеологическими процессами, приводящими к перераспределению стока внутри межмерзлотной таликовой системы области питания, например, с блокированием стока в результате частичного или полного перемерзания отдельных участков питающего подземного бассейна (например, группы озёр с подозёрными таликами) или перемерзанием мелких источников группы Булуса, что приводит к подъёму уровня подземных вод, возрастанию гидростатического напора и др. Все эти явления и их связь с изменением изотопного состава межмерзлотных источников требуют дополнительных исследований.

Изотопный состав наледей. В Центральной Якутии наледи распространены исключительно в

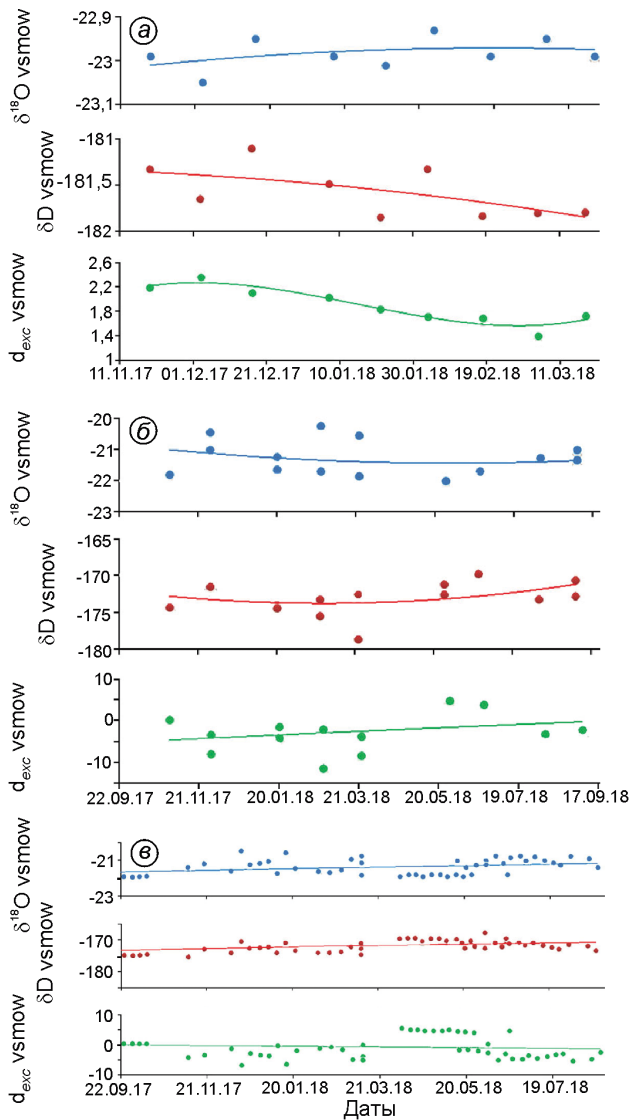


Рис. 7. Динамика тяжёлого кислорода ^{18}O , дейтерия D и дейтериевого эксцесса d_{exc} в подземных межмерзлотных источниках Центральной Якутии в 2017–2018 г.

a – Соккукар (Кемпендяй, ноябрь 2017 – март 2018 г.); *б* – Муус-Аппа (Верхневилуйск, ноябрь 2017 – июнь 2018 г.); *в* – Булус (Якутск, март 2017 – июнь 2018 г.)

Fig. 7. Dynamics of heavy oxygen ^{18}O , deuterium D and deuterium kurtosis d_{exc} in subsurface permafrost water sources in Central Yakutia in 2017–2018:

a – Sokkukar (Kempendyay, November 2017 – March 2018); *b* – Muus-Appa (Verkhne-Vilyuisk, November 2017 – June 2018); *c* – Bulus (Yakutsk, March 2017 – June 2018)

ареалах дюнних покровов дьолкуминской свиты, а наиболее крупные из них приурочены к зонам разгрузки высокодебитных межмерзлотных источников. На протяжении 2014–2018 гг. в весенне-летний период мы отобрали 21 пробу льда из

наледей на участках разгрузки исследованных источников (см. таблицу). Их осреднённый состав таков, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,1 \pm 1,2$; $\delta\text{D} = -172,2 \pm 9,5$; $d_{\text{exc}} = -2,5 \pm 2,5$. Несмотря на большую удалённость опробованных наледей друг от друга и различия во времени отбора проб, их изотопный состав оказался весьма устойчив и практически идентичен осреднённым составам подземных источников, ‰: $\delta^{18}\text{O} = -21,6 \pm 0,8$; $\delta\text{D} = -172,6 \pm 5,1$; $d_{\text{exc}} = 0,23 \pm 3,0$. Изотопный состав наледей также проявляет значительное сходство с речным стоком и со среднемноголетними значениями атмосферных осадков (см. таблицу). Отношение $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ исследованной выборки аппроксимируется уравнением $\delta\text{D} = 6,88\delta^{18}\text{O} - 25,85$ ($R^2 = 0,96$), коэффициенты которого указывают на испарительное фракционирование источника питания наледей, подчёркивая его связь с подземными таликами и эоловыми озёрами в пределах водосборных бассейнов.

Заключение

Мозаичное сочетание отложений дьолкуминской и едомной свит, формировавшихся синхронно на протяжении второй половины позднего неоплейстоцена, определяет формирование в Центральной Якутии высококонтрастных мерзлотно-геологических обстановок, сложную систему водного обмена и стока, включающую в себя атмосферные осадки, поверхностные и подземные воды, межмерзлотные источники, наледы, полигонально-жильные и пещерные льды, а также разнообразные типы сезонных и многолетних льдов. В ходе исследований накоплен банк данных из более 400 определений, свидетельствующих как о значительном разнообразии изотопных составов, так и о генетической взаимосвязи ключевых компонентов водного стока эолово-криогенных ландшафтов Центральной Якутии.

Широкая амплитуда сезонных вариаций изотопного состава атмосферных осадков от $-6,12$ до $-45,0$ ‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от $-72,1$ до $-350,1$ ‰ по δD связана с огромной годовой амплитудой температуры воздуха в Центральной Якутии. Средневзвешенные составы атмосферных осадков в Центральной Якутии описываются уравнением $\delta\text{D} = 7,81\delta^{18}\text{O} - 1,57$ ($R^2 = 0,99$), коэффициенты

которого указывают на существенную роль испарительного фракционирования при формировании атмосферной влаги. В целом все исследованные компоненты водного стока Центральной Якутии в той или иной степени обеднены дейтерием, что отражается в значительном снижении дейтериевого эксцесса и отклонении линии регрессии влево (по часовой стрелке) от глобальной и локальной линий метеорных вод.

Несмотря на низкие зимние температуры, накапливающиеся на протяжении зимы снегозапасы подвергаются значительному испарительному фракционированию. К началу снеготаяния их осреднённый состав описывается уравнением регрессии $\delta D = 6,85\delta^{18}O - 31,88$ ($R^2 = 0,99$), а наиболее тяжёлые и обеднённые дейтерием составы ($\delta^{18}O = -19,3$, $\delta D = -160,9$, $d_{exc} = -6,7$ ‰) имеют последние снежники в начале июня.

Широко распространённые в Центральной Якутии полигонально-жильные льды едомной свиты проявляют наибольшее сходство с атмосферными осадками зимнего периода. Изотопно наиболее лёгкие (от -30 до -34 ‰ по $\delta^{18}O$ и от 240 до 275 ‰ по δD) – древние ПЖЛ, формировавшиеся в первой половине позднего неоплейстоцена (МИС 3–4). Более молодые ПЖЛ, датированные концом позднего неоплейстоцена и началом голоцена (МИС 2–1), имеют более тяжёлый состав ($\delta^{18}O = -27,2 \pm 1,4$ ‰; $\delta D = -215,8 \pm 8,5$ ‰; $d_{exc} = 1,7 \pm 3,1$ ‰) с явными признаками испарительного фракционирования. Это показывает, что на протяжении последнего (сартанского) криохрона аридизация климата в Восточной Сибири достигла наиболее экстремальных значений, что проявилось в снижении мощности снежного покрова, увеличении роли зимнего испарения и утяжелении изотопного состава снегозапасов к началу весеннего снеготаяния. Вероятно поэтому, несмотря на более холодные климатические условия последнего криохрона по сравнению с предыдущим, ПЖЛ этого возраста имеют более тяжёлый изотопный состав. Наиболее ярко процессы испарительного фракционирования отражаются в составе вод из озёр эолового генезиса, описываемых уравнением регрессии $\delta D = 5,52\delta^{18}O - 54,12$ ($R^2 = 0,97$). Множество таких озёр установлено в Центральной Якутии в пределах дюнных покровов дьолкуминской свиты. Их водные составы имеют сходство с со-

ставами озёр ультрааридной области Тибетского нагорья – $\delta D = 5,62\delta^{18}O - 35,71$ ($R^2 = 0,97$) [33].

Составы поверхностных водотоков низких порядков в пределах распространения дюнных покровов Центральной Якутии также характеризуются низкими величинами дейтериевого эксцесса, что подтверждает их гидравлическую связь через систему межмерзлотных таликов с эоловыми озёрами в области питания. Изотопный состав крупных (магистральных) водотоков более стабилен на протяжении летнего периода и близок к средневзвешенному составу атмосферных осадков в регионе. На протяжении летних периодов 2016–2018 гг. вода в р. Лена имела более тяжёлый ($\delta^{18}O = -19,5 \pm 2,3$, $\delta D = -160,4 \pm 17,4$, $d_{exc} = -6,3 \pm 6,0$ ‰) состав, чем вода р. Вилюй ($\delta^{18}O = -20,5 \pm 1,2$, $\delta D = -164,6 \pm 6,4$, $d_{exc} = -0,4 \pm 3,8$ ‰). Это можно объяснить существенными природно-климатическими и географическими различиями их бассейнов.

Феномены криолитозоны Центральной Якутии – высокодебитные круглогодичные источники, приуроченные к ареалам распространения позднечетвертичных дюнных отложений [34]. Из всех компонентов водного стока межмерзлотные источники характеризуются самым стабильным составом ($\delta^{18}O = -21,6 \pm 0,8$, $\delta D = -172,6 \pm 5,1$, $d_{exc} = 0,23 \pm 3,0$ ‰), что связано с большой резервуарной ёмкостью их подземного бассейна и длительным периодом его водообмена, достигающего, возможно, у некоторых источников нескольких десятилетий [35]. Данное свойство и высокие питьевые качества вод ставят некоторые крупные подземные источники в ряд стратегически важных объектов. Стабильный изотопный состав стока подземных источников может быть использован в качестве уникальных интегральных геотермических индикаторов среднесуточных изменений климата и реакции криогенно-эоловых ландшафтов Центральной Якутии на эти изменения.

Исследованные группы межмерзлотных подземных источников (Булус, Улахан-Тарын, Кысыл-Сырский, Муус-Аппа и др.) имеют сходные уравнения регрессий изотопных составов с весьма низкими угловыми коэффициентами (6–6,5), что свидетельствует о крайней обеднённости дейтерием и подтверждает предположение о хорошей гидравлической связи источников с эоловыми озёрами в их области питания. Отметим, что изучение вопросов формирования состава

стабильных изотопов водного стока в Центральной Якутии, как и в пределах всей криолитозоны, находится пока на начальном этапе и требует дальнейших систематических исследований.

Благодарности. Исследования выполнены при поддержке Комплексной программы фундаментальных научных исследований Сибирского от-

деления РАН II.1, грантов РФФИ № 17-05-00954-а, РФФИ-РС(Я) и № 18-45-140012.

Acknowledgments. The study was supported by the Integrated Program for Basic Scientific Research of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences II.1 and by the Russian Foundation for Basic Research № 17-05-00954-a and № 18-45-140012-r-a.

Литература

1. *Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters // *Science*. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
2. *Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R.* Isotopic patterns in modern global precipitation // *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophys. Monography. 1993. V. 78. P. 1–36.
3. *Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y., Fukazawa T., Makarov V.N., Watanabe O., Ichiyonagi K., Numaguti A., Yoshida N.* Isotopic composition and origin of snow over Siberia // *Journ. of Geophys. Research*. 2005. V. 110. D13102. doi: 10.1029/2004JD005053.
4. *Васильчук Ю.К.* Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). Т. 1. М.: Изд-во РАН, 1992. 420 с.
5. *Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.* Изотопные методы в географии. Ч. 1: Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: МГУ, 2011. 228 с.
6. *Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х.* Температурные условия зим Лаптевоморского региона за последние 50 тысяч лет в изотопной записи повторно-жильных льдов // *Криосфера Земли*. 2010. Т. XIV. № 1. С. 32–40.
7. *Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.L.* Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia // *The Cryosphere*. 2013. V. 7. P. 31–46. doi: 10.5194/tc-7-31-2013.
8. *Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M.* Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene // *Nature Geoscience*. 2015. V. 8. № 2. P. 122–125. doi: 10.1038/NGEO2349.
9. *Clark I. D., Fritz P.* Environmental isotopes in hydrogeology. New York: Lewis Publishers, Boca Raton, 1997. 328 p.
10. *Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, 1997. 201 p.
11. *Dansgaard W.* Stable isotope in precipitation // *Tellus*. 1964. V. XVI. № 4. P. 436–468.
12. *Kendall C., Coplen T.B.* Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States //

References

1. *Craig H.* Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133: 1702–1703.
2. *Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R.* Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate Change in Continental Isotopic Records*. Geophys. Monography. 1993, 78: 1–36.
3. *Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y., Fukazawa T., Makarov V.N., Watanabe O., Ichiyonagi K., Numaguti A., Yoshida N.* Isotopic composition and origin of snow over Siberia. *Journ. of Geophys. Research*. 2005, 110: D13102. doi: 10.1029/2004JD005053.
4. *Vasil'chuk Yu.K.* *Izotopno-kislorodniy sostav podzemnykh l'dov (opyt paleoekriologicheskikh rekonstruktsiy)*. Oxygen isotope composition of the ground ice (experience of paleoecryological reconstructions). V. 1. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1992: 420 p. [In Russian].
5. *Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.K.* *Izotopnye metody v geografii. Chast' 1. Geokhimiya stabil'nykh izotopov prirodnnykh l'dov*. Isotope ratios in the environment. Pt. 1. Geochemistry of stable isotopes of ground ices. Moscow: MSU, 2011: 228 p. [In Russian].
6. *Dereviagin A.Yu., Chizhov A.B., Meyer H., Opel T., Schirrmeyer L., Wetterich S.* Isotopic composition of texture ices, Laptev sea coast. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2010, XIV (1): 32–40. [In Russian].
7. *Boereboom T., Samyn D., Meyer H., Tison J.L.* Stable isotope and gas properties of two climatically contrasting (Pleistocene and Holocene) ice wedges from Cape Mamontov Klyk, Laptev Sea, northern Siberia. *The Cryosphere*. 2013, 7: 31–46. doi: 10.5194/tc-7-31-2013.
8. *Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M.* Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene. *Nature Geoscience*. 2015, 8 (2): 122–125. doi: 10.1038/NGEO2349.
9. *Clark I.D., Fritz P.* Environmental isotopes in hydrogeology. New York: Lewis Publishers, Boca Raton, 1997: 328 p.
10. *Hoefs J.* Stable isotope geochemistry. Berlin: Springer-Verlag, 1997: 201 p.
11. *Dansgaard W.* Stable isotope in precipitation. *Tellus*. 1964, XVI (4): 436–468.
12. *Kendall C., Coplen T.B.* Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States. *Hydrological Processes*. 2001, 15: 1363–1393. doi: 10.1002/hyp.217.

- Hydrological Processes. 2001. № 15. P. 1363–1393 (2001). Doi: 10.1002/hyp.217.
13. Буданцева Н.А., Мавлюдов Б.Р., Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав льда ледника № 30 в горах Сунтар-Хаята // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 20–28. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-20-28.
 14. Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 2. С. 60–69.
 15. Галанин А.А., Папина Т.С., Наказава Ф.З., Федоров А.Н., Лыткин В.М., Малыгина Н.С. Соотношение стабильных изотопов гляциально-криогенного комплекса хр. Сунтар-Хаята и источник его питания в позднем голоцене // Климатология и гляциология Сибири. Томск: Изд. Томского ЦНТИ, 2015. С. 228–231. <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:0005274882015>.
 16. Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Утяжеление изотопного состава повторно-жильных льдов Центральной Якутии вследствие активного испарения поверхностных вод // Арктика и Антарктика. 2017. № 3. С. 53–68.
 17. Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 414 с.
 18. Соловьев П. А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 144 с.
 19. Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальный анализ плейстоценовых отложений и палеогеография Центральной Якутии // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975. С. 16–22.
 20. Томирдиаро С.В., Черненко Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987. 198 с.
 21. Гаврилова М.К. Климат Центральной Якутии / Ред. М.К. Гаврилова. Якутск: Книж. изд-во, 1962. 63 с.
 22. Скачков Ю.Б. Тенденции изменения климата Центральной Якутии на рубеже XX–XXI вв. // Материалы Междунар. науч. конф. «Региональный отклик окружающей среды на глобальные изменения в Северо-Восточной и Центральной Азии». Т. 1. Иркутск: Ин-т географии СО РАН, 2012. С. 38–41.
 23. Ohata T., Hiyama T., Tanaka H., Kuwada T., Maximov T.C., Ohata T., Fukushima Y. Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in eastern Siberia // Hydrol. Processes. 2001. V. 15. P. 1459–1476. doi: 10.1002/hyp.219.
 24. Арэ А.Л. Испарение и эволюция снежного покрова в окрестностях Якутска // Экспериментальные исследования процессов теплообмена в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1972. С. 160–167.
 13. Budantseva N.A., Mavlyudov B.R., Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Oxygen isotopic composition of ice of the glacier № 30, Suntar-Khayata Mountains. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 20–28. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-20-28. [In Russian].
 14. Papina T.S., Malygina N.S., Eirikh A.N., Galanin A.A., Zheleznyak M.N. Isotopic composition and sources of atmospheric precipitation in Central Yakutia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (2): 60–69. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-2(60-69). [In Russian].
 15. Galanin A.A., Papina T.S., Nakazawa F., Lytkin V.M., Malygina N.S. Stable isotopic composition of glacial-cryogenic complex of Suntar-Khayta Range and the source of it's feeding in Late Holocene. *Klimatologiya i glatsiologiya Sibiri*. Climatology and glaciology of Siberia. Tomsk, 2015: 228–231. <http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:0005274882015>. [In Russian].
 16. Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. The enriched isotope composition of ice wedge in Central Yakutia due to active evaporation of surface waters. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2017. 3: 53–68. Doi: 10.7256/2453-8922.2017.3.24541. [In Russian].
 17. *Geokriologiya SSSR. Srednaya Sibir'*. Geocryology of the USSR. Middle Siberia. Ed. E.D. Ershov. Moscow: Nedra, 1989: 414 p. [In Russian].
 18. Solov'ev P.A. *Kriolitozona severnoy chasti Leno-Amginskogo mezhdurechya*. Cryolithozone of the northern part of the Lena-Amginsky interfluve. Moscow: RAS, 1959: 144 p. [In Russian].
 19. Katasonov E.M. Permafrost-facies analysis of Pleistocene sediments and paleogeography of Central Yakutia. *Paleogeografiya i periglyatsialnye yavleniya pleistotsena*. Paleogeography and periglacial phenomena of the Pleistocene. Moscow: Nauka, 1975: 16–22. [In Russian].
 20. Tomirdiario S.V., Chernenky B.I. *Kriogenno-eolovye otlozheniya Vostochnoy Arktiki i Subarkтики*. Cryogenic-aeolian deposits of the Eastern Arctic and Subarctic. Moscow: Nauka, 1987: 198 p. [In Russian].
 21. Gavrilova M.K. *Klimat Tsentral'noy Yakutii*. The climate of Central Yakutia. Yakutsk: Knizhnoye izdatel'stvo, 1962: 63 p. [In Russian].
 22. Skachkov Yu.B. Climate change trends in Central Yakutia at the turn of the XX–XXI centuries. *Regionalnyi otklik okruzhayshey sredy na globalnye izmeneniya v Severo-Vostochnoy i Tsentralnoy Azii*. Regional environmental response to global change in North-East and Central Asia. V. 1. Irkutsk: Institute of Geography SB RAS, 2012: 38–41. [In Russian].
 23. Ohata T., Hiyama T., Tanaka H., Kuwada T., Maximov T.C., Ohata T., Fukushima Y. Seasonal variation in the energy and water exchanges above and below a larch forest in eastern Siberia. *Hydrol. Processes*. 2001, 15: 1459–1476. doi: 10.1002/hyp.219.
 24. Are A.L. Evaporation and evolution of snow cover in the vicinity of Yakutsk. *Eksperimentalnye issledovaniya teplomassoobmena v merzlykh porodakh*. Experiment-

25. Голубев В.Н., Конищев В.Н., Сократов С.А., Гребенников П.Б. Влияние сублимации сезонного снежного покрова на формирование изотопного состава повторно-жильных льдов // Криосфера Земли. 2001. Т. V. № 3. С. 71–76.
26. Галанин А.А., Павлова М.Р., Шапошников Г.И., Лыткин В.М. Тукуланы: песчаные пустыни Якутии // Природа. 2016. № 11. С. 44–55.
27. Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. Позднечетвертичные дюнные образования (Д'юлкунинская свита) Центральной Якутии (Часть 1) // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 6. С. 3–15.
28. Катасонова Е.Г., Толстов А.Н. Геокриологические особенности развееваемых песков (тукуланов) правобережья р. Вилюй // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 166–178.
29. Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2011. 169 с.
30. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.
31. Галанин А.А., Оленченко В.В., Северский Э.В., Галанина А.А. Высокодинамичные каменные глетчеры Северного Тянь-Шаня // Криосфера Земли, 2017. Т. XXI. № 4. С. 58–74.
32. Pewe T.L., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. // Geological survey / Professional paper 1262. Washington: United States Government Printing Office, 1983. 46 p.
33. Yuan F., Sheng Y., Yao T., Fan C., Li J., Zhao H., Lei Y. Evaporative enrichment of oxygen-18 and deuterium in lake waters on the Tibetan Plateau // Journ. of Paleolimnology. 2011. V. 46. № 2. P. 291–307. dx.doi.org/10.1007/s10933-011-9540-y.
34. Galanin A.A. The aeolian-cryogenic origin of the inter-permafrost taliks and underground water sources in Central Yakutia // Cold-region hydrology in non-stationary world. Proc. of the 21st Northern Research Basins Symposium and Workshop. Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the RAS. Yakutsk, 2017. P. 19–25.
35. Hiyama T., Asai K., Kolesnikov A.B., Gagarin L.A., Shepelev V.V. Estimation of the residence time of permafrost groundwater in the middle of the Lena River basin, Eastern Siberia // Environmental Research Letters. 2013. № 8. 035040 (9 p.). doi: 10.1088/1748-9326/8/3/035040.
- tal studies of heat exchange processes in frozen rocks. Moscow: Nauka, 1972: 160–167. [In Russian].
25. Golubev V.N., Konishchev V.N., Sokratov S.A., Grebennikov P.B. Influence of sublimation in a seasonal snow cover on formation of an isotopic content of wedge ice. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2011, V (3): 71–76. [In Russian].
26. Galanin A.A., Pavlova M.R., Shaposhnikov G.I., Lytkin V.M. Tukulans: sand deserts of Yakutia. *Priroda*. Nature. 2016, 11: 44–55. [In Russian].
27. Galanin A.A., Pavlova M.R., Klimova I.V. Late quaternary dune formations (D'olkuminskaya series) in Central Yakutia (Part 1). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, XXII (6): 3–15. [In Russian].
28. Katasonova E.G., Tolstov A.N. Geocryological features of blowing sands (tukulans) on the right bank of the Vilyuy river. *Mноголетнемерзлые горные породы различных районов СССР*. Moscow: RAS, 1963: 166–178. [In Russian].
29. Shepelev V.V. *Nadmerzlotnye vody kriolitozony*. Permafrost waters of cryolithozone. Novosibirsk: «Гео», 2011: 169 p. [In Russian].
30. Anisimova N.P. *Kriogidrokhimicheskie ocoбennosti merzloy zony*. Cryogydrogeochemical features of frozen zone. Novosibirsk: Nauka, 1981: 153 p. [In Russian].
31. Galanin A.A., Olenchenko V.V., Khristoforov I.I., Sever'skiy E.V., Galanina A.A. Highly dynamic rock glaciers of Tien Shan. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2017, XXI (4): 58–74. [In Russian].
32. Pewe T.L., Journaux A. Origin and character of loess-like silt in unglaciated south-central Yakutia, Siberia, U.S.S.R. Geological survey. Professional paper 1262. Washington: United States Government Printing Office, 1983: 46 p.
33. Yuan F., Sheng Y., Yao T., Fan C., Li J., Zhao H., Lei Y. Evaporative enrichment of oxygen-18 and deuterium in lake waters on the Tibetan Plateau. *Journ. of Paleolimnology*. 2011, 46 (2): 291–307. dx.doi.org/10.1007/s10933-011-9540-y.
34. Galanin A.A. The aeolian-cryogenic origin of the inter-permafrost taliks and underground water sources in Central Yakutia. Cold-region hydrology in non-stationary world. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute Press, 2017: 19–25.
35. Hiyama T., Asai K., Kolesnikov A.B., Gagarin L.A., Shepelev V.V. Estimation of the residence time of permafrost groundwater in the middle of the Lena River basin, Eastern Siberia. *Environmental Research Letters*. 2013, 8: 035040 (9 p.). doi: 10.1088/1748-9326/8/3/035040.