

## КРИОЛИТОГЕНЕЗ

УДК 551.345  
DOI: 10.15372/KZ20240601  
EDN: ODKLCF

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА  
В ДОЛИНЕ НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ВИЛОЙ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ

М.Р. Павлова\*, [А.А. Галанин](#), В.М. Лыткин, Н.В. Торговкин

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия

\* Автор для контакта; e-mail: [Nigaer@yandex.ru](mailto:Nigaer@yandex.ru)

Представлены результаты комплексного изучения ледового комплекса, вскрытого в пределах кольно-аккумулятивной террасы в нижнем течении реки Вилюй. На основании химических, изотопных, гранулометрических, палинологических и радиоуглеродных данных установлено, что формирование ледового комплекса происходило с конца каргинской (МИС-3) и на протяжении сартанской (МИС-2) эпох позднего неоплейстоцена (от 29.0 до 11.7 тысяч лет назад) в криоаридных условиях, когда преобладали ландшафты сухих холодных степей с доминированием ксерофитных сообществ, местами разнотравно-злаковых лугов. Низкая минерализация сингенетических повторно-жильных льдов ( $0.07\text{--}0.29\text{ г/дм}^3$ ), преобладание гидрокарбоната кальция в химическом составе свидетельствуют, что основным источником формирования жил являлись зимние атмосферные осадки – талая снеговая вода. Повышенное содержание тяжелых металлов (Fe, Mn, Co, V, Sr) указывает на то, что в формировании льдов участвовали также воды мелких промерзающих озер, приуроченных к полигональному рельефу. Отмечен относительно легкий изотопный состав льдов ( $\delta^{18}\text{O}-(29.2 \pm 0.3)\text{‰}$  и  $-(27.2 \pm 1.4)\text{‰}$ ,  $\delta\text{D}-(226.6 \pm 2.3)\text{‰}$  и  $-(215.8 \pm 8.5)\text{‰}$ ,  $d_{\text{exc}}(6.8 \pm 0.51)\text{‰}$  и  $(1.7 \pm 3.1)\text{‰}$ ), который схож с составом современных атмосферных осадков холодного сезона г. Якутска и весеннего снегозапаса. Такой изотопный состав свидетельствует о сухих и холодных условиях при формировании повторно-жильных льдов исследуемого участка.

**Ключевые слова:** ледовый комплекс, повторно-жильный лед, химический состав, изотопный анализ, палинология, радиоуглеродное датирование, гранулометрия, поздний неоплейстоцен, Центральная Якутия.

**Ссылка для цитирования:** Павлова М.Р., Галанин А.А., Лыткин В.М., Торговкин Н.В. Строение и условия формирования ледового комплекса в долине нижнего течения реки Вилюй, Центральная Якутия // Криосфера Земли, 2024, т. XXVIII, № 6, с. 3–19. DOI: 10.15372/KZ20240601. EDN: ODKLCF.

STRUCTURE AND FORMATION CONDITIONS OF THE ICE COMPLEX  
IN THE LOWER REACHES OF THE VILYUI RIVER, CENTRAL YAKUTIA

M.R. Pavlova\*, [A.A. Galanin](#), V.M. Lutkin, N.V. Torgovkin

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Merzlotnaya St. 36, Yakutsk, 677010 Russia

\* Corresponding author; e-mail: [Nigaer@yandex.ru](mailto:Nigaer@yandex.ru)

This article presents the results of a comprehensive investigation of the ice complex discovered within the strath terrace in the lower course of the Vilyui River, Central Yakutia. On the basis of chemical, isotopic, granulometric, palynological, and radiocarbon data, it has been revealed that the formation of the ice complex took place from the end of the Kargin (MIS-3) and throughout the Sartan (MIS-2) epochs of the Late Pleistocene (between 29 and 11.7 ka BP) under cryoarid conditions with a predominance of dry cold xerophytic steppes and, locally, forb–grass meadows. Mineralization of syngenetic ice wedges is low ( $0.07\text{--}0.29\text{ g/dm}^3$ ), and a predominance of calcium bicarbonates suggests that winter precipitation – snowmelt water – was the main source of wedge ice. The increased content of heavy metals (Fe, Mn, Co, V, Sr) indicates that the formation of ice wedges also involved the water of shallow freezing lakes confined to the polygonal microrelief. The ice wedges have a relatively light isotopic composition ( $\delta^{18}\text{O}-(29.2 \pm 0.3)\text{‰}$  and  $-(27.2 \pm 1.4)\text{‰}$ ;  $\delta\text{D}-(226.6 \pm 2.3)\text{‰}$  and  $-(215.8 \pm 8.5)\text{‰}$ ,  $d_{\text{exc}}(6.8 \pm 0.51)\text{‰}$  and  $(1.7 \pm 3.1)\text{‰}$ ), which is close to the composition of modern atmospheric precipitation of the cold season and spring snow storage in Yakutsk. These data attest to dry and cold conditions, thin snow cover, and moisture deficiency in cryogenic landscapes during the formation of the ice complex.

**Keywords:** ice complex, ice wedge, chemical composition, isotope analysis, palynology, radiocarbon dating, grain size, Late Pleistocene, Central Yakutia.

## ВВЕДЕНИЕ

Одним из ярких и постоянно дискутируемых феноменов природы северной Евразии и Северной Америки являются покровы синкриогенных высокольдистых дисперсных отложений, содержащих сингенетические повторно-жильные льды (ПЖЛ), именуемые ледовым комплексом (ЛК) [Романовский, 1993]. В восточной части северной Азии отложения ЛК распространены приблизительно от 60° с.ш. до арктического побережья [Schirrmeyer et al., 2022], представляющие собой реликты холодных ледниковых эпох позднего неоплейстоцена. Отличительной чертой данного типа отложений является его высокая льдистость, представленная сегрегационным и повторно-жильным льдом, преимущественно алевритовый состав, присутствие значительного количества тонкодисперсной органики и большого количества остатков мамонтовой фауны, залегание на разных гипсометрических уровнях.

Одним из центров распространения ЛК является территория Центральной Якутии, где он покрывает плащеобразным чехлом поверхности пологих водоразделов и террас рек Лены, Вилюй и их притоков. Нередко ЛК встречается в виде останцов во внутренних частях дюнных массивов [Галанин и др., 2019]. В Центральной Якутии ЛК распространен на абсолютных высотах от 95 до 317 м. Максимальная мощность (более 70 м) установлена в пределах эрозионно-аккумулятивной Абалахской равнины (Лено-Амгинское междуречье) [Иванов, 1984]. Лено-Амгинское междуречье является наиболее изученным районом распространения отложений ЛК в Центральной Якутии, где различные вопросы его строения, распространения, мощности и палеогеографических условий формирования изучаются более 80 лет и рассмотрены во многих работах [Соловьев, 1959; Катасонов, Иванов, 1973; Иванов, 1984]. В то же время покровные отложения ЛК Лено-Вилюйского междуречья и в целом бассейна р. Вилюй остаются малоизученными до настоящего времени. Отдельные вопросы его залегания, строения и условий накопления исследованы в рамках геологических работ по изучению четвертичных отложений Вилюйской впадины [Алексеев, 1961; Гитерман, 1963].

Большинство исследователей, изучающих отложения ЛК, сходятся во мнении, что они накапливались в результате одновременного осадконакопления дисперсных горных пород и формирования повторно-жильных льдов в полигональных тундровых ландшафтах позднего неоплейстоцена [Schirrmeyer et al., 2013]. Они накапливались во время межстадиального этапа МИС-3 и стадийного этапа МИС-2, чему способствовали длительные континентальные холодные климатические условия с коротким теплым сезоном позднего нео-

плейстоцена [Schirrmeyer et al., 2020]. Такие выводы получены в результате комплексных исследований ЛК с применением различных методов и подходов на разных участках его распространения, за исключением бассейна р. Вилюй.

С целью реконструкции условий формирования ледового комплекса долины р. Вилюй на основе комплексного изучения отложений ЛК проведены полевые исследования в нижнем течении реки в 2016 и 2021 гг. Объектом исследования являются два разреза, вскрывшие ЛК в кровле цоково-аккумулятивной террасы. Выполнено изучение химического и изотопного состава льдов, которое позволяет отразить гидрохимические обстановки времени их образования и условий накопления, а также произвести оценку палеогеографических условий их формирования. Получены новые данные по строению, гранулометрическому, минералогическому и спорово-пыльцевому составу, содержанию общего органического вещества, а также данные о возрасте отложений ЛК.

## РАЙОН И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Рассматриваемый район расположен в юго-западной части Центрально-Якутской низменности в пределах Вилюйской мезозойской впадины Сибирской платформы. В 60-х годах XX в. М.Н. Алексеевым [1961] в долине р. Вилюй выделено шесть надпойменных террас высотой от 10 до 120 м. К наиболее древним образованиям (нижне-неоплейстоценовым) в долине р. Вилюй отнесены отложения VI (высота над урезом реки составляет 90–120 м) и V (70–80 м) надпойменных террас. К среднелепесткоценовым образованиям отнесены отложения IV (40–60 м) и III (30–40 м) надпойменных террас на основе находок фауны тираспольского и хазарского комплексов [Громов, 1948; Гитерман, 1963; Алексеев и др., 1962]. К позднему неоплейстоцену отнесены аллювиальные отложения II (20–28 м) и I (10–18 м) надпойменных террас и синхронные им покровные суглинки озерного и делювиально-солифлюкционного происхождения, перекрывающие высокие террасы р. Вилюй.

Позднее А.А. Галанин [Галанин и др., 2018; Галанин, Павлова, 2019] на основе изучения Кысыл-Сырского обнажения на правом берегу р. Вилюй в 20 км ниже пос. Кысыл-Сыр, которое, согласно классификации М.Н. Алексеева [1961], приурочено к II надпойменной террасе р. Вилюй, пришел к выводу, что большая часть обнажения сложена эоловыми среднезернистыми песками дюлкунинской свиты (мощность 22–24 м), формирование которых происходило на протяжении сартанской эпохи (МИС-2), а более древние подстилающие аллювиальные отложения мощностью 10–12 м образовались 45–30 тыс. лет назад (МИС-3).



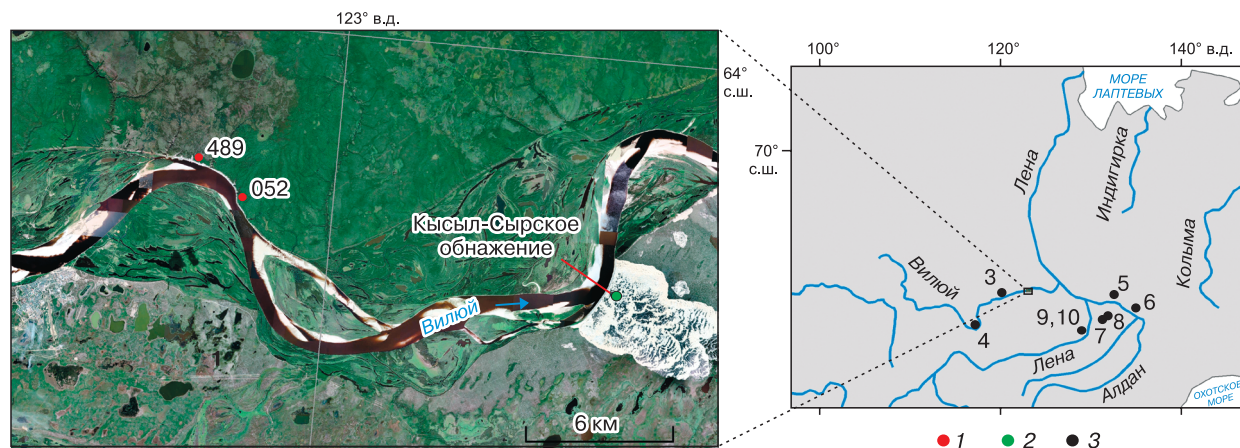


Рис. 1. Географическое положение района и ключевых объектов исследования.

1 – разрезы авторов; 2 – Кысыл-Сырское обнажение (опорный разрез) [Галанин и др., 2018]; 3 – места опробирования ПЖЛ на изотопный анализ (см. рис. 6).

В настоящее время для территории исследования характерен резко континентальный климат, среднее годовое количество осадков составляет 250–300 мм, средняя годовая температура воздуха

–10...–11 °С, коэффициент увлажнения равен 0.7–0.85 [Гаврилова, 1973; Геокриология..., 1989]. Средняя мощность многолетнемерзлых пород составляет 300–400 м, мощность сезонноталого слоя

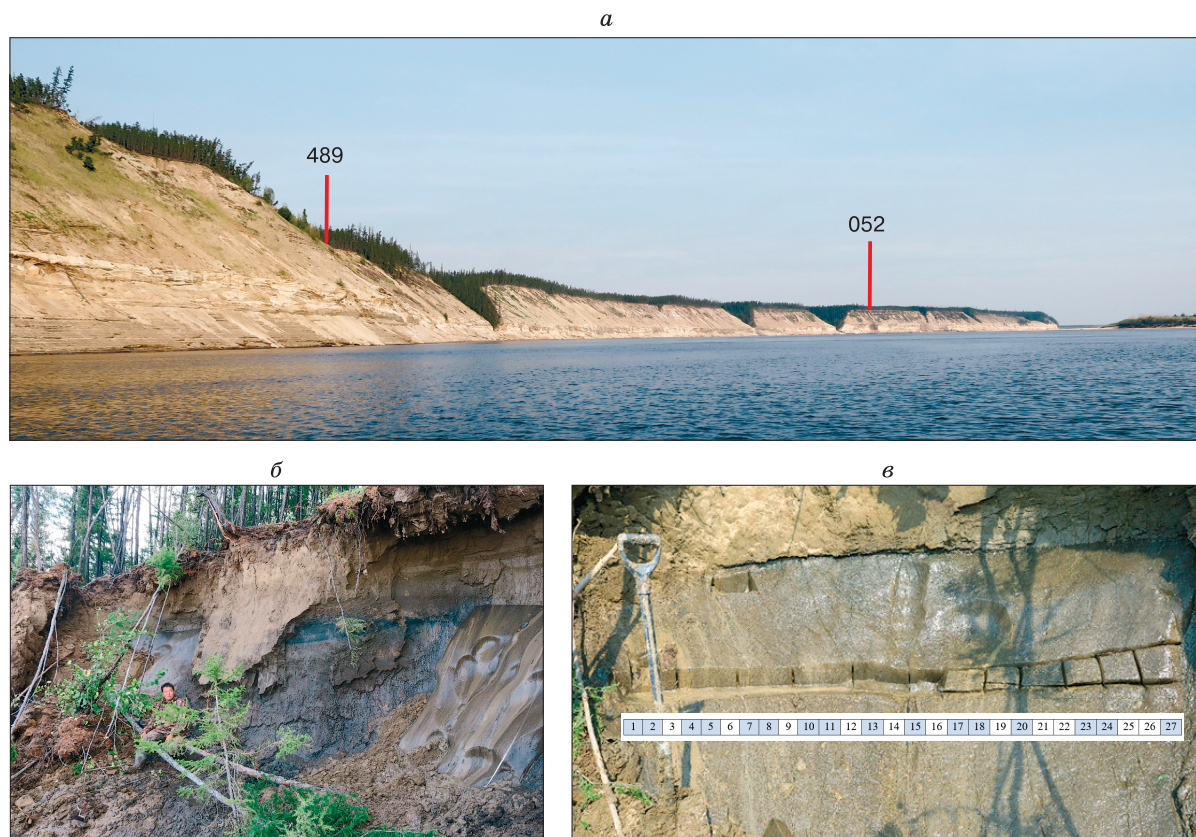


Рис. 2. Цокольно-аккумулятивная терраса р. Вилой в нижнем течении, включающая ледовый комплекс.

а – общий вид террасы (указаны разрезы 489 и 052); б – вскрытые отложения ЛК в разрезе 052; в – места отбора образцов повторно-жильных льдов в разрезе 052 (синим цветом выделены образцы, для которых выполнен изотопный и химический анализы).

(СТС) варьирует от 0.5 до 2.5 м [Геокриология..., 1989]. В пределах песчаных массивов (тукуланов) долины р. Виллой СТС достигает 3–5 м [Katasонова, Толстов, 1963].

В растительном покрове района доминируют различные типы лиственных лесов (толокнянковые, брусничные, багульниковые, моховые, сфагновые и смешанные), местами развиты сосновые и еловые леса с примесью березы. Фрагментарно на поймах, низких террасах, аласных котловинах, на крутых склонах отмечаются безлесные ландшафты, которые представлены луговыми, степными, полупустынными травянистыми группировками [Разнообразие..., 2005].

Толща отложений ЛК с сингенетическими повторно-жильными льдами вскрыта в пределах 65-метровой цокольно-аккумулятивной террасы р. Виллой, расположенной на левом берегу в 10 км ниже по течению от пос. Кысыл-Сыр (рис. 1). В строении террасы выделяются коренной цоколь, сложенный меловыми песчаниками с видимой мощностью в межень реки от 10 до 25 м, осадочный чехол верхнего неоплейстоцена, включающий аллювиальную пачку мощностью до 14 м, покровные эоловые отложения дьолкуминской свиты мощностью 45–50 м, в кровле залегают отложения ледового комплекса мощностью до 8 м. Более подробное геологическое строение террасы приводится в работе [Павлова, 2018].

На поверхности террасы прослеживается бугристый микрорельеф. Отмечаются бугры округлой и овальной формы, диаметром в среднем 70–90 см, высотой 15–20 см. В пространствах между некоторыми буграми наблюдается стоячая вода. На поверхности террасы произрастает лиственный лес с бруснично-багульниковым покровом.

В верхней части ЛК заложены два разреза: в 2016 г. разрез 489 (63°56'58" с.ш., 122°52'48" в.д.) [Павлова, 2018; Галанин и др., 2019] и в 2021 г. разрез 052 (63°56'15" с.ш., 122°55'14" в.д.) (рис. 2, а, б). Разрезы располагаются в едином естественном обнажении протяженностью 4.5 км и удалены друг от друга на расстояние 2.5 км (см. рис. 1). Разрез 489 заложен в верхней части термоэрозинного оврага, вскрывающегося в пределах террасы (см. рис. 2). В 2016 г. на этом участке ЛК был наиболее хорошо обнажен. Разрез 052 обнажился в летний период 2021 г. и вскрывал тот же верхний горизонт ЛК с такой же видимой мощностью, как и разрез 489.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фактический материал статьи основан на комплексном изучении двух разрезов, заложенных в верхней части ЛК в пределах цокольно-ак-

кумулятивной террасы р. Виллой. Документация ЛК, отбор образцов льда и вмещающих их отложений выполнены согласно методике, подробно изложенной в работах [Hoefs, 1997; Meyer et al., 2002, 2015]. В аналитические исследования входило проведение химического и изотопного анализа ПЖЛ; для вмещающих повторно-жильный лед отложений – гранулометрический, минералогический, спорово-пыльцевой анализы, определение содержания органического вещества и радиоуглеродное датирование. Все анализы, за исключением определения микроэлементного состава льдов, проведены на базе лабораторий Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (г. Якутск).

**Гранулометрический анализ** получен для вмещающих повторно-жильный лед отложений и выполнен в соответствии с ГОСТ 12536-2014 [2015] методами ситового отсева и ареометрии. Ситовый метод без промывки водой с набором сит 2, 1, 0.5, 0.25 и 0.1 мм применен для песчаных и супесчаных проб, глинистые породы анализировались ареометрическим методом. Всего для разрезов 489 и 052 проанализировано 22 пробы.

**Минералогический количественный анализ** разреза 489 (2 пробы из отложений ледового комплекса, 2 пробы из подстилающих отложений дьолкуминской свиты) выполнен иммерсионным методом с использованием бинокулярного и поляризационного микроскопов, а также иммерсионных жидкостей [Сахарова, Черкасов, 1970]. Подсчет минералов выполнен для фракции 100–250 мкм. В каждом образце из случайной навески определялось 300–350 зерен, на основе чего рассчитывались содержания (%) для каждого минерала.

**Радиоуглеродный анализ** (разрез 052 – 1 проба) выполнен методом жидкостной сцинтилляции древесных остатков. Калибровка  $^{14}\text{C}$ -дат производилась с использованием программы OxCal 4.4 [Bronk, 2009] и калибровочной кривой IntCal 20 [Reimer et al., 2020] для 95%-го уровня значимости с вычислением среднего значения. Для разреза 489 приводятся даты, которые получены авторами ранее [Шапошников и др., 2019].

**Спорово-пыльцевой анализ.** Для вмещающих отложений 65-метровой террасы (разрез 489) проведена химическая обработка 12 образцов с применением адаптированной методики, базирующейся на методах В.П. Гричука [Пыльцевой анализ, 1950] и Фаегри–Иверсена [Faegri, Iversen, 1989]. Микроскопирование выполнено с использованием светового микроскопа проходящего света Zeiss PRIMO STAR с увеличением 400 раз. Подсчет составлял не менее 300 пыльцевых зерен, а также документировались споры и непильцевые палиноморфы. Расчет концентрации пыльцевых зерен и построение спорово-пыльцевых диаграмм проводились в программе TILIA\_2.0.41 [Grimm,



2004]. Процентные соотношения пыли и спор вычислялись от суммы всех определенных пылевых зерен и спор.

**Определение общего органического вещества ( $I_r$ )** выполнено для разреза 489 (12 образцов). Пробоподготовка заключалась в высушивании образцов с навеской по 10–20 г, а сам анализ выполнен методом потери при прокаливании при 450 °С в муфельной печи согласно ГОСТ 23740-2016 [2017].

**Химический анализ.** Отбор проб льда произведен вдоль горизонтального профиля на глубине 2.4 м от поверхности террасы. Определение физико-химических показателей и основных ионов (разрез 052 – 3 пробы, разрез 489 – 2 пробы) проведено методами титриметрии и капиллярного электрофореза. Величина общей минерализации охарактеризована согласно классификации С.Л. Шварцева [1996]. Рассчитан коэффициент метаморфизации вод Na/Cl согласно методике В.А. Сулина [Алекин, 1975].

**Микроэлементный состав** исследован методами масс-спектрального (ICP-MS) и атомно-эмиссионного анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES) в Аналитическом сертифицированном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка). Состав определен для 16 образцов, отобранных в разрезе 052 (см. рис. 2, в). Для выявления геохимических различий проведены сравнение и нормализация концентраций микроэлементов в повторно-жильных льдах с кларками этих элементов в речной воде [Справочник..., 1990] в связи с тем, что минерализация ПЖЛ невелика и сравнима с минерализацией речных вод.

**Изотопный анализ.** Лабораторное определение значений изотопного состава льда ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) проведено для 16 образцов из разреза 052 (см. рис. 2, в) методом лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии на анализаторе Picarro L2140i. В качестве внутренних стандартов использованы пробы воды и снега, откалиброванные относительно Международного стандарта V-SMOW-2 (МАГАТЭ). Статистическая обработка результатов включала расчет дейтериевого эксцесса  $d_{\text{ex}}$  и основных статистических характеристик стандартными способами, а также построение графиков в координатах  $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ , сравнение с данными глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ). Для выявления геохимических и изотопных различий и сходств ПЖЛ проведены сравнения с современными поверхностными и подземными водами исследуемого региона, а также с атмосферными осадками, отобранными в различные периоды года. Результаты изотопного анализа льда для разреза 489 получены авторами ранее и приводятся в работе [Галанин и др., 2019].

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В результате полевых маршрутных наблюдений были идентифицированы и задокументированы отложения ЛК, которые залегают в верхней части цокольно-аккумулятивной террасы долины нижнего течения р. Вилуей в интервале 0–5 м, местами до 8–10 м от кровли поверхности террасы.

Отложения ледового комплекса, вскрытые в разрезах 489 и 052, имеют следующее строение (сверху вниз) (рис. 3):

0–0.1 м – почвенно-растительный слой.

0.1–1.4 (2) м – покровные отложения, представленные бурыми тяжелыми пылеватыми супесями с прослоем угольков. На глубине 1.4 (2) м проходит граница сезонноталого слоя, которая является кровлей ЛК.

Ниже выделены две пачки. Первая залегает в интервале 1.4–4.0 м – чередование светло-коричневых и темно-коричневых легких пылеватых супесей и пылеватых песков с прослоями тяжелых пылеватых супесей с поясковыми криогенными текстурами. Отложения сильно насыщены органическим детритом и корешками травянистых растений, содержат включения небольших древесных фрагментов. Влажность по пачке вниз уменьшается от 38 до 10.5 %.

Вторая пачка (4.0–4.7 м) представлена темно-коричневыми пылеватыми песками с поясковыми криогенными текстурами. Пояски от 3 до 5 см толщиной, расстояние между ними 5–8 см, вверх по разрезу оно постепенно уменьшается. Отложения насыщены органическим детритом с включением обломков древесной растительности. Влажность составляет 33.9–35.2 %. Подошва – волнистая, четкая, с переходом от темного к светлому цвету отложений.

4.7–5.0 м и более – светло-серые пылеватые пески с примесью органического детрита, с охристыми пятнами, примазками, разводами, сухомерзлый (морозный). Является переходной пачкой от отложений ЛК к дьолкуминской свите.

5 (8)–51 м – отложения дьолкуминской свиты. Свита представлена чередованием светло-серых среднезернистых песков, слабоволнистых и слабонаклонных, параллельно-слоистых, кварцевых, мощностью от 0.2–0.4 до 8–10 м и супесей легких пылеватых – от 1 до 3–4 мм. Влажность не превышает 5 %.

Минеральный состав отложений ЛК, согласно классификации П.И. Фадеева, кварцево-полевошпатовый (содержание кварца не превышает 88.2 %).

Сингенетические ледяные жилы, пронизывающие ЛК, достигают ширины 2–3 м поверху и формируют полигональную сеть с поперечником около 10–12 м, иногда проникают в подстилающие песчаные отложения дьолкуминской свиты на 1–3 м.

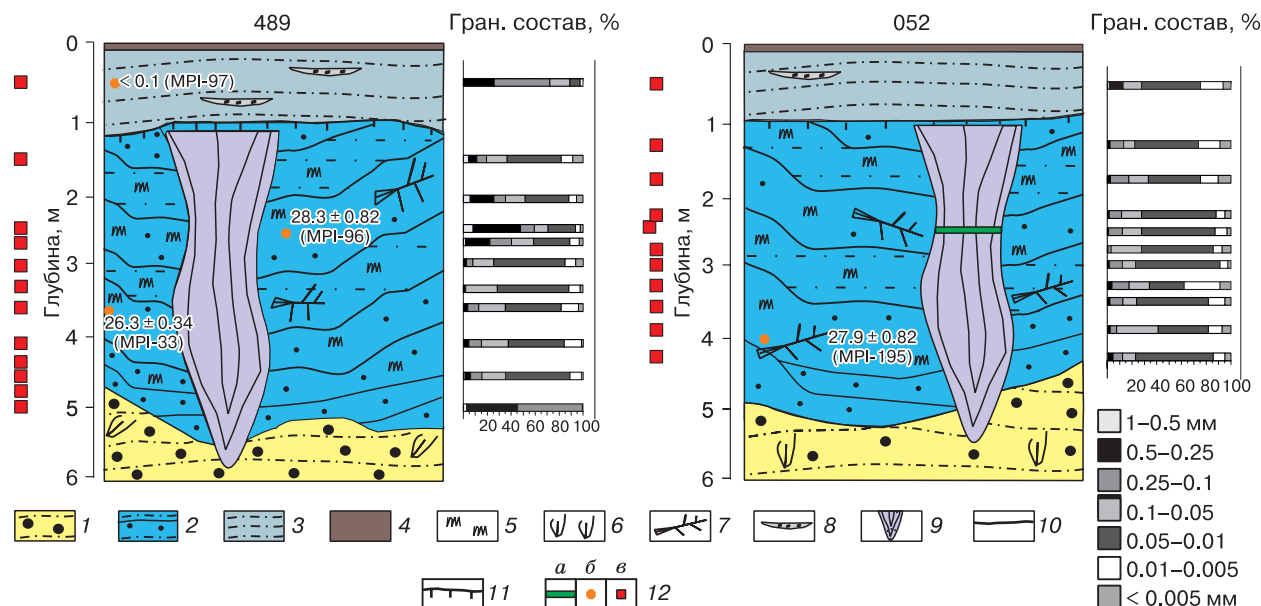


Рис. 3. Схематичное строение ледового комплекса на разрезах 489 и 052 в верхней части цокольно-аккумулятивной террасы.

1 – переслаивание светло-серых среднезернистых песков слабоволнистых и слабонаклонных, параллельно-слоистых и супесей пылеватых (долькуминская свита); 2 – чередование светло-коричневых и темно-коричневых пылеватых супесей и пылеватых песков с поясковыми криогенными текстурами (отложения ледового комплекса); 3 – бурые пылеватые супеси с прослоями угольков (позднеголоценовые покровные отложения); 4 – почвенно-растительный слой; 5 – органический детрит и включения остатков кустарниковой растительности; 6 – отмершие вертикально погребенные стебли и куртины злаков; 7 – горизонтально захороненные ископаемые деревья; 8 – прослои угольков; 9 – сингенетические повторно-жильные льды; 10 – кровля покровных песчаных отложений долькуминской свиты; 11 – кровля многолетнемерзлых пород; 12 – точка отбора проб на изотопный и химический (а), радиоуглеродный (б), гранулометрический и спорово-пыльцевой (в) анализы.

**Радиоуглеродное датирование.** Результаты датирования представлены в табл. 1.

**Палинологический анализ.** По результатам палинологического анализа для разреза 489 выделено две палинозоны (рис. 4).

Палинозона PZI (интервал 4.7–1.8 м) характеризуется доминированием травянистых сообществ (39.3–82.9 %) с преобладанием пыльцы злаковых Poaceae (4.6–31.7 %), гвоздичных Caryophyllaceae (4.6–31.2 %), полыни *Artemisia* (1.6–15.4 %), крестоцветных Brassicaceae (5.3–13.8 %) и

спор *Glomus* (от 42.8 до 60.5 %). Отмечается также пыльца амарантовых *Amaranthaceae*, цикориевых *Cichorioideae*, астровых *Asteroideae*, осоковых *Cyperaceae*, розоцветных (*Rosaceae*, *Sanguisorba officinalis*), лютиковых (*Ranunculaceae*, *Thalictrum*). В древесной группе (5.3–26.2 %) отмечается пыльца *Pinus* s/g *Diploxylon* (от 2.6 до 19.7 %), березы *Betula* spp. (2.4–6.6 %) и единичные зерна ивы *Salix*. Сумма спор составляет 8.9–34.4 % с преобладанием *Lycopodiaceae* (1.6–11.2 %), *Selaginella rupestris* (1.2–8.2 %) и *Polypodiophyta* (2.4–14.8 %),

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования органического материала, содержащегося в отложениях ледового комплекса, цокольно-аккумулятивная терраса р. Виллой в нижнем течении

Лабораторный номер	Разрез	Глубина отбора, м	Материал	Возраст $^{14}\text{C}$ , л.н.	Календарный возраст*, кал. л.н.	Источник
MPI-97	489	0.5	Угольки	<100	–	[Шапошников и др., 2019]
MPI-96	48	2.5	Остатки кустарниковой растительности	23 970 ± 800	28 370 ± 820	Там же
MPI-33	489	3.5	Гумус из сильно гумусированной супеси	22 000 ± 300	26 350 ± 340	Там же
MPI-195	052	4.0	Остатки древесной растительности	23 630 ± 550	27 980 ± 560	Данные авторов

\* Уровень значимости  $p > 94.5$  %.



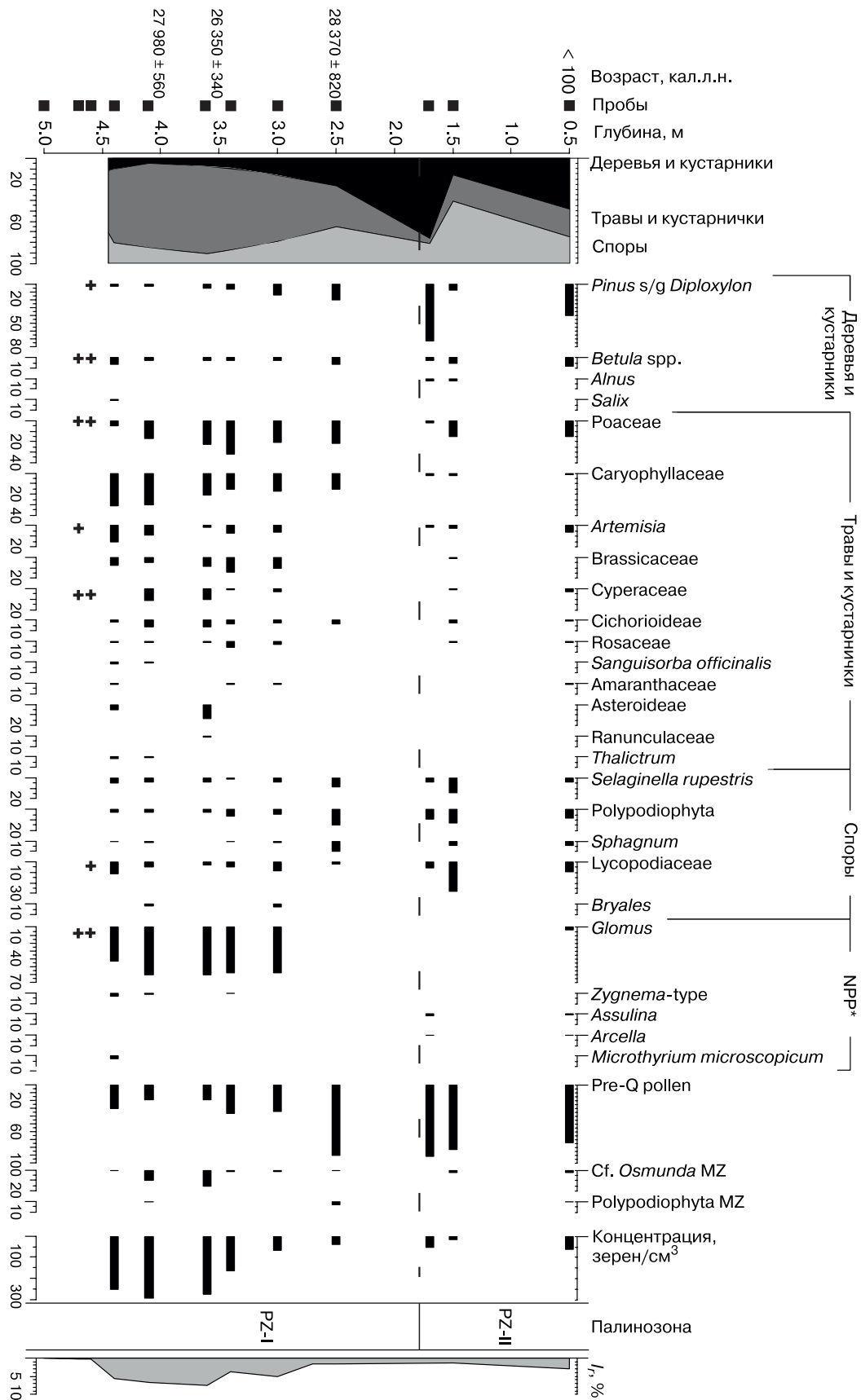


Рис. 4. Палинологическая диаграмма разреза 489 отложений ледового комплекса и содержание органического вещества ( $I_p$ ), цокольно-аккумулятивная терраса р. Вилюй в нижнем течении.

\* NPP – непыльцевые палиноморфы.

Таблица 2. Химический состав и коэффициент метаморфизации поггорно-жильных льдов, вскрытых в пределах цокольно-аккумулятивной террасы р. Вилюй в нижнем течении, Центральная Якутия

Номер пробы	pH	Eh	Единицы измерения	Содержание основных катионов и анионов компонентов										Жест-кость	Минерализация, г/дм <sup>3</sup>	Химический тип по Щукареву [Шварцев, 1996]	Na/Cl
				Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>				
Поосторно-жильный лед, отобранный в 2021 г. (разрез 052)																	
052-1	6.32	391	мг/л	48.77	14.80	4.2	1.0	0.05	195.85	12.6	3.55	0.06	10.0		0.29	HCO <sub>3</sub> 86	0.33
			мг-экв/л	2.43	1.22	0.18	0.03	0.00	3.21	0.26	0.10	0.00	0.16	3.650	Ca 63 Mg 32		
052-15	6.41	384	мг/л	28.51	10.59	3.3	0.90	0.10	136.26	6.5	2.37	0.02	2.75		0.19	HCO <sub>3</sub> 90	0.51
			мг-экв/л	1.42	0.87	0.14	0.02	0.004	2.23	0.14	0.07	0.00	0.04	2.293	Ca 58 Mg 35		
052-23	6.51	390	мг/л	17.26	9.56	1.8	0.7	0.05	88.97	8.0	2.37	0.03	0.11		0.13	HCO <sub>3</sub> 86	0.23
			мг-экв/л	0.86	0.79	0.08	0.02	0.004	1.46	0.17	0.07	0.001	0.002	1.647	Ca 49 Mg 45		
Поосторно-жильный лед, отобранный в 2016 г. (разрез 489)																	
489-1	7.54	482	мг/л	25.17	9.16	2.6	1.3	0.06	111.13	6.58	2.78	0.01	7.8		0.17	HCO <sub>3</sub> 84	0.40
			мг-экв/л	1.26	0.75	0.11	0.03	0.004	1.82	0.14	0.08	0.0002	0.126	2.010	Ca 58 Mg 35		
489-5	6.61	513	мг/л	10.06	3.82	1.6	0.8	1.4	44.95	3.46	3.48	3.0	1.6		0.07	HCO <sub>3</sub> 74	0.46
			мг-экв/л	0.50	0.31	0.07	0.02	0.1	0.74	0.07	0.10	0.065	0.026	0.816	Ca 50 Mg 31		

Примечание. pH – водородный показатель, Eh – окислительно-восстановительный потенциал.

*Sphagnum* (0.6–9.8 %) и *Bryales* (1.5–2.4 %). Отмечена дочетвертичная пыльца, представленная в основном Pinaceae и Podocarpaceae (18.5–89.4 % от общей суммы всех подсчетов пыльцы, спор и НПП) и дочетвертичные споры Polypodiophyta и Cf. *Osmunda*, непыльцевые палиноморфы – *Microthyrium microscopicum*, *Gelasinospora*, *Zygnemata-type*. Концентрация пыльцы составляет 39–293 зерен/см<sup>3</sup>.

Палинозона PZII (интервал 1.8–0.5 м) характеризуется резким уменьшением пыльцы трав (4.9–26.6 %) и практически полным отсутствием спор *Glomus* (0–3.5 %). Пыльца группы деревьев и кустарников составляет до 76.5 %. В спектрах присутствует пыльца *Pinus* s/g *Diploxylon* (8–71.6 %), *Betula* spp. (2.9–8.5 %) и ольхи *Alnus* (2–2.3 %). В травянистой группе преобладает Poaceae (2–14.9 %), *Artemisia* (1.0–6.2 %) и Caryophyllaceae (1.1–2.3 %). Отмечены также семейства Cichorioideae, Rosaceae, Cyperaceae, Brassicaceae и Amaranthaceae. Сумма спор составляет 18.6–58.6 % и включает *Selaginella rupestris* (3.4–13.8 %), Polypodiophyta (8.5–12.6 %), *Sphagnum* (4.0–4.6 %), Lycopodiaceae (15.9–27.6 %). Отмечены дочетвертичная пыльца (73.5–90.2 %), преимущественно Pinaceae и Podocarpaceae, и дочетвертичные споры Polypodiophyta и Cf. *Osmunda*, панцири раковинных амёб *Assulina* и *Arcella*. Концентрация пыльцы 12–59 зерен/см<sup>3</sup>.

**Определение общего органического вещества.** Результаты определения содержания общего органического вещества ( $I_r$ ) для разреза 489 показаны на рис. 4. В интервале 5.0–4.4 м значение  $I_r$  небольшое и постепенно увеличивается снизу вверх от 0.14 до 0.35 %. В средней части разреза (4.4–2.7 м), где отложения очень насыщены органическим детритом, содержание  $I_r$  составляет 3.89–7.59 %. В интервале 2.7–0.5 м отмечается уменьшение значений  $I_r$  по сравнению со средней пачкой, что составляет 1.63–1.36 %. На глубине 0.5 м отмечаются современные отложения (возраст MPI-97, менее 100 лет назад) и значение  $I_r$  увеличивается до 2.97 %.

**Гидрохимический анализ.** На основе анализа полученных данных установлено, что льды – умеренно пресные (минерализация составляет 0.07–0.29 г/дм<sup>3</sup>), характеризуются гидрокарбонатным магниевым-кальциевым составом (табл. 2). Согласно классификации О.А. Алекина [1975], пробы, отобранные из краевой части ПЖЛ (№ 052-1 и 489-1) относятся к третьему типу ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} > \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ ), пробы из средней части (№ 052-15, 052-23, 489-5) – ко второму типу ( $\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ ). Такой состав и соотношение между главными ионами характерны для континентального типа засоления. Коэффициент метаморфизации во всех исследуемых образцах (Na/Cl) меньше единицы, что сви-



детельствует о том, что ПЖЛ образовались из вод разной степени метаморфизации.

**Микроэлементный состав.** Повторно-жильные льды характеризуются довольно широким микроэлементным составом – 49 элементов (табл. 3). Наибольшее содержание в образцах льдов отмече-

но для следующих элементов (мкг/л): Fe (1650.6), Al (534.3), Sr (77.3), Ba (34.9), Mn (34.1), Br (29.5), Ti (14.0), Cu (5.0), B (4.9), V (4.3), Ni (3.1). Указаны средние значения по 16 пробам.

**Изотопный анализ.** Результаты изотопного состава льда представлены в табл. 4 и на рис. 5.

Таблица 3. Значения микроэлементного состава повторно-жильных льдов, вскрытых в пределах цокольно-аккумулятивной террасы р. Вилой в нижнем течении в 2021 г. (разрез 052)

Элемент	Содержание элемента, мкг/л			Элемент	Содержание элемента, мкг/л		
	мин.	макс.	сред. (n = 16)		мин.	макс.	сред. (n = 16)
B	3.2	7.0	4.9	Sn	0.031	0.053	0.027
Al	295	1165	534.3	Sb	0.042	0.072	0.049
Ti	8.6	20.8	14.0	Cs	0.012	0.033	0.018
V	2.7	7.5	4.3	La	0.457	2.774	1.096
Cr	1.1	2.2	1.3	Ce	0.965	6.338	2.332
Mn	6.7	106	34.1	Pr	0.130	0.703	0.272
Fe	517	6628	1650.6	Nd	0.503	2.873	1.124
Co	0.22	1.4	0.6	Sm	0.112	0.567	0.224
Ni	2.0	5.2	3.1	Eu	0.022	0.129	0.048
Cu	3.1	6.7	5.0	Gd	0.101	0.559	0.219
Zn	0.87	6.8	2.7	Tb	0.015	0.083	0.033
As	0.11	0.71	0.3	Dy	0.083	0.432	0.171
Br	22.7	51.0	29.5	Ho	0.017	0.081	0.033
Sr	52.5	128	77.3	Er	0.044	0.226	0.092
Ba	20.3	76.0	34.9	Tm	0.060	0.031	0.013
Pb	0.2	1.6	0.6	Yb	0.042	0.191	0.080
Li	0.903	2.025	1.361	Lu	0.060	0.028	0.012
Be	0.025	0.164	0.056	Hf	0.030	0.094	0.043
Rb	0.320	0.669	0.445	Ta	0.006	0.019	0.015
Y	0.429	2.369	0.909	W	0.005	0.011	0.007
Zr	1.270	3.249	1.624	Tl	0.004	0.007	0.005
Nb	0.029	0.058	0.042	Bi	0.003	0.014	0.005
Mo	0.233	0.517	0.328	Th	0.062	0.193	0.114
Ag	0.007	0.727	0.098	U	0.111	1.169	0.382
Cd	0.006	0.024	0.009				

Таблица 4. Изотопный состав (‰) сингенетических повторно-жильных льдов цокольно-аккумулятивной террасы р. Вилой в нижнем течении

Точка	Год опробирования	Возраст	Кол-во проб	$\delta^{18}\text{O}_{\min}$	$\delta^{18}\text{O}_{\max}$	$\delta^{18}\text{O} + \text{St. Dev}$	$\delta\text{D}_{\min}$	$\delta\text{D}_{\max}$	$\delta\text{D} + \text{St. Dev}$	$d_{\text{exc min}}$	$d_{\text{exc max}}$	$d_{\text{exc}} + \text{St. Dev}$
№ 052	2021	МИС-3-2	16	-30.0	-28.6	$-29.2 \pm 0.3$	-231.9	-221.8	$-226.6 \pm 2.3$	6.1	8.5	$6.8 \pm 0.5$
№ 489	2016*	МИС-2	6	-27.6	-24.3	$-27.2 \pm 1.4$	-218.3	-198.7	$-215.8 \pm 8.5$	-4.5	2.5	$1.7 \pm 3.1$

\* По данным [Галанин и др., 2019].

Примечание.  $\delta^{18}\text{O}_{\min}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\max}$  – минимальное и максимальное значения стабильного изотопа кислорода, ‰;  $\delta^{18}\text{O} + \text{St. Dev}$  – среднее значение стабильного изотопа кислорода и стандартное отклонение, ‰;  $\delta\text{D}_{\min}$ ,  $\delta\text{D}_{\max}$  – минимальное и максимальное значения стабильного изотопа водорода (дейтерия), ‰;  $\delta\text{D} + \text{St. Dev}$  – среднее значение стабильного изотопа водорода (дейтерия) и стандартное отклонение, ‰;  $d_{\text{exc min}}$ ,  $d_{\text{exc max}}$  – минимальное и максимальное значения дейтериевого эксцесса, ‰;  $d_{\text{exc}} + \text{St. Dev}$  – среднее значение дейтериевого эксцесса и стандартное отклонение, ‰.

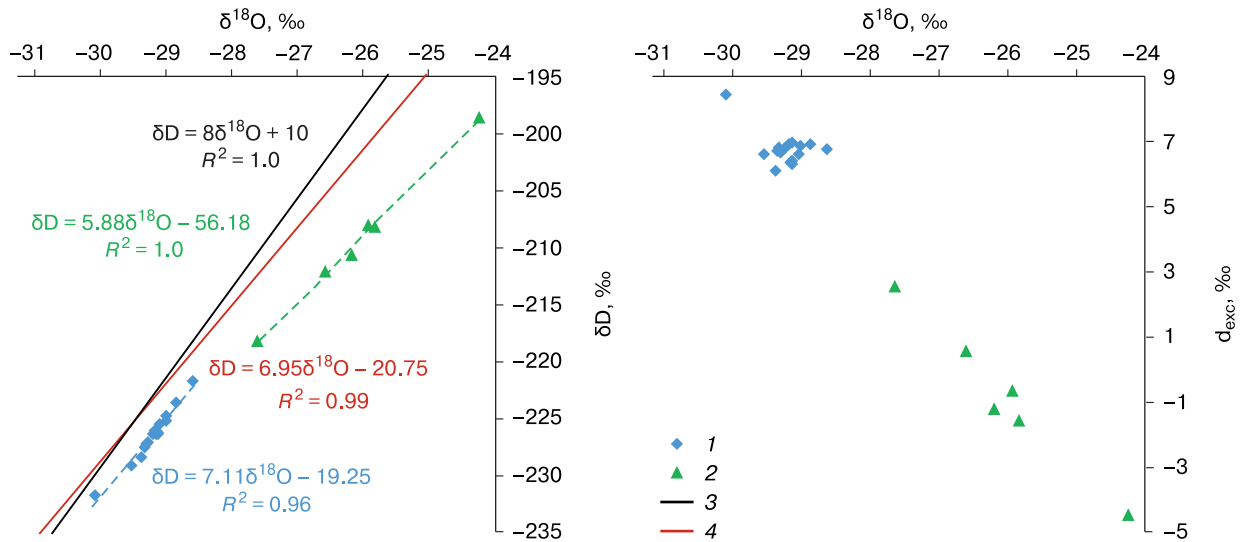


Рис. 5. Значения изотопного состава  $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$  и  $\delta^{18}\text{O}/d_{\text{exs}}$  и уравнения регрессий повторно-жильных льдов, цокольно-аккумулятивная терраса р. Вилюй в нижнем течении.

1 – пробы, отобранные в 2021 г.; 2 – пробы, отобранные в 2016 г.; 3 – глобальная линия метеорных вод (ГЛМВ); 4 – локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ) [Папина и др., 2017].

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На территории Центральной Якутии, согласно литературным данным [Гутерман, 1963; Томская, 1981; Иванов, 1984; Фотиев, 2006], лессовые ледовые покровы с ПЖЛ начали накапливаться еще в муруктинскую эпоху (МИС-4), но наиболее благоприятными климатическими условиями для их формирования является каргинская эпоха позднего неоплейстоцена (МИС-3). Отложения данного возраста содержат большое количество останков мамонтовой фауны, насыщены остатками степной и тундрово-степной растительности с подчиненным количеством древесных таксонов.

Аккумуляция отложений продолжалась на протяжении второй половины позднего неоплейстоцена и завершилась в конце сартанской эпохи [Иванов, 1984]. Климат был достаточно суровым и резко континентальным, среднегодовая температура мерзлых толщ в Центральной Якутии, при которой формировались отложения ледового комплекса, не превышала  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  [Конищев, 1997, 2011].

В МИС-3 из-за нарастающей континентальности и сокращения атмосферных осадков повышалась роль степных сообществ. Основными ассоциациями холодных степей являлись злаково- и разнотравно-полынные группировки с преобладанием ксерофитов. Степные участки чередовались с небольшими пространствами лиственнично-кустарниковых редколесий с примесью *Betula alba*. На более сухих участках – водоразделах и бровках террас – встречались рощи из *Pinus pumila* и *P. sylvestris* [Гутерман, 1963; Шофман и др., 1977; Том-

ская, 1981; Фотиев, 2006]. В более благоприятные периоды МИС-3 в Центральной Якутии увеличивалась роль древесных пород [Томская, 1981].

В сартанскую эпоху происходят: нарастание континентальности по сравнению с каргинской эпохой, сокращение атмосферных осадков, иссушение климата, аградация криолитозоны, рост ПЖЛ в отложениях ЛК [Галанин, 2021]. Происходит максимальное сокращение площадей, занятых лесом, и резкое увеличение пространств, занятых полынно-злаково-разнотравными сообществами. Отмечались также остепненные участки березовых и лиственничных лесов, местами ерники из кустарниковых видов берез [Андреев и др., 2002], а также открытые песчаные незакрепленные пространства и каменистые пустыни [Павлова и др., 2017; Галанин, 2021].

По результатам настоящего исследования, формирование ЛК в пределах цокольно-аккумулятивной террасы р. Вилюй в нижнем течении происходило с конца каргинской эпохи до первой половины сартанской эпохи. Согласно данным А.А. Галанина [Галанин и др., 2019], формирование отложений ЛК, исследованного в 2016 г. (разрез 489), отнесено к МИС-2 и началу голоцена.

Спорово-пыльцевые спектры, полученные из разреза 489 (интервал 4.7–0.3 м), свидетельствуют об очень сухих и холодных климатических условиях и относительно бедном растительном покрове окружающих ландшафтов. В данный период были широко распространены ландшафты открытого типа, сухих холодных степей с преобладанием ксерофитных сообществ (Poaceae, Caryophyl-



laceae, *Artemisia*, Brassicaceae), местами разнотравно-злаковых лугов, а также песчаных пространств, практически лишенных растительного покрова. Низкие концентрации и присутствие в большом количестве спор копрофильных грибов таксона *Glomus* в палинозоне PZI, наличие которого характерно для эоловых ландшафтов [Aptroot, van Geel, 2006; Graf, Chmura, 2006; Chambers et al., 2010], указывают на сухие обстановки осадконакопления, высокую интенсивность почвенной эрозии. Местами были развиты листовенничные редколесья, ерники с карликовыми видами берез, ольховника и ив.

Вскрытая пачка отложений в разрезе 489 в интервале 0.1–5.0 м, представленная в основном легкими супесями и пылеватыми песками, явно подтверждает факт о неблагоприятных условиях для развития растительности (концентрация пыльцы в целом по всей пачке отложений варьируется от 0 до 293 зерен/см<sup>3</sup>). Но, согласно полученным данным, внутри пачки отмечаются вариации, которые позволяют выделить неблагоприятные и более благоприятные периоды формирования отложений и развития растительного покрова.

В интервале 5.0–4.5 м, где залегает переходная пачка от отложений дьолкуминской свиты к ЛК и основанию ЛК, содержание пыльцы практически отсутствует или очень низкое (см. рис. 4) и составляет от 0 до 22 зерен/см<sup>3</sup>, содержание  $I_r$  составляет 0.14–0.35 %. Время формирования отложений приходится на холодный этап конца каргинской эпохи.

В интервале 4.5–2.8 м, где пачка представлена легкими супесями, сильно насыщенными органическим детритом и остатками травянистых растений, отмечается резкое возрастание концентрации пыльцы (67–293 зерен/см<sup>3</sup>) и органического вещества ( $I_r = 3.89–7.59$  %). Формирование пачки отнесено предположительно к концу каргинской эпохи – началу сартанской эпохи, когда отмечалось небольшое потепление и условия были более благоприятными, что способствовало большей продуктивности растительного покрова.

В интервале 2.8–1.4 м, где пачка представлена супесями, отмечается уменьшение концентрации пыльцы и величины  $I_r$  снизу вверх по разрезу от 51 до 12 зерен/см<sup>3</sup> и от 1.63 до 1.36 % соответственно. В этот период отмечены изменения климатических условий в сторону похолодания, что способствовало сокращению растительной продуктивности. Возраст – предположительно первая половина сартанской эпохи.

Накопление пачки в интервале 1.4–0.1 м, по видимому, пришлось на глобальный ледниковый максимум (LGM, ~26–19 тыс. лет назад по [Cohen, Gibbard, 2019]), и, возможно, продлилось до настоящего времени. В период от LGM до начала

голоцена климатические условия Центральной Якутии достигли исключительно критического уровня. Это привело к значительной деградации не только редкой древесной растительности, но и холодных степей за счет расширения незакрепленных пространств, занятых песчаными покровами и дюнными массивами дьолкуминской свиты [Галанин, Павлова, 2019]. В голоцене данная пачка подвергалась различным процессам при оттаивании и промерзании отложений. Это способствовало процессам криотурбации. Криотурбация привела к тому, что на глубине 0.5 м от поверхности получена дата MPI-97, <sup>14</sup>C-возраст которой оказался менее 100 лет. Концентрация пыльцы составляет 59 зерен/см<sup>3</sup> и  $I_r = 2.97$  %, что свидетельствует о возможном увеличении растительной продуктивности в позднем голоцене.

#### Химический и изотопный состав повторно-жильных льдов

Повторно-жильные льды умеренно пресного состава с относительно узким диапазоном изменений минерализации и концентраций микроэлементов, с преобладанием ионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$  формировались в синкриогенной толще каргинско-сартанского возраста главным образом за счет атмосферных осадков (в частности, талая снеговая вода), попадающих в морозобойные трещины.

В пробах льда отмечено достаточно высокое содержание Fe, Al, Sr, Ba, Mn, Br, Ti, Cu, B, V и Ni. Как известно, в пределах развития криолитозоны в условиях промерзающих мелких озер и болот в большинстве случаев происходит осаждение гидроокислов железа и марганца, подвижность которых определяется окислительно-восстановительными и щелочно-кислотными условиями. В восстановительной глеевой обстановке и при кислой реакции среды эти элементы подвижны и мигрируют в растворимой форме; в окислительной и восстановительной сероводородной обстановках и при повышении pH эти элементы осаждаются [Миграция..., 1985]. Повышенное содержание железа и марганца, а также прочих тяжелых элементов (ванадия, кобальта, стронция) в исследованных ПЖЛ говорит о кислой глеевой обстановке при формировании льда и может служить подтверждением незначительного участия вод мелких промерзающих озер и болот, приуроченных к понижениям бугристого микрорельефа, который моделировал кровлю ледового комплекса. Ряд исследователей ПЖЛ Ямала и Северной Якутии связывают содержание тяжелых металлов во льдах с участием болотных вод [Буданцева, Васильчук, 2017; Васильчук и др., 2017].

Согласно анализу соотношения анионов и катионов в исследуемых образцах льда, ПЖЛ формировались из вод второго и третьего типов по классификации О.А. Алекина [1975]. Полученные

данные показывают, что, возможно, небольшое участие в формировании льда принимали надмерзлотные воды малой минерализации, связанные с размывом подстилающих пород кварцево-полевошпатового состава. Коэффициент Na/Cl во всех исследуемых образцах меньше единицы, это свидетельствует о том, что в формировании ПЖЛ участвовали воды разной степени метаморфизации.

Проведено сравнение химического состава ПЖЛ с современными поверхностными и грунтовыми водами (озера, р. Вилюй и ее притоки, подземные межмерзлотные источники, приуроченные к донным массивам), отобранными в ходе экспедиционных исследований (табл. 5) и литературных данных [Шепелев, 1981; Павлова и др., 2022; Паламарчук и др., 2023]. Выявлено, что для рассматриваемого региона характерно повышенное содержание железа, марганца, алюминия, стронция и бария по сравнению со средним химическим составом подземных вод криолитозоны. Источником железа являются полевые шпаты, содержание которых в неподвижной подстилающей толще эоловых покровных песков достигает 21–25 %, а также алюмосиликатные минералы тяжелой фракции (роговая обманка, эпидот, ильменит, ставролит) [Галанин и др., 2018]. Переход железа в растворенную форму происходит под влиянием органических кислот, уголекислоты и т. д. На на-

личие органического вещества в межмерзлотных водах тукулана Махатта косвенно указывает их высокая окисляемость. В поверхностных и подземных водах из-за присутствия органических кислот отмечаются повышенные концентрации марганца, стронция и бария. Наличие кислот в водах способствует усилению мобилизации и миграции этих элементов, а также быстрому их накоплению.

Из анализа полученных изотопных составов двух относительно близко расположенных ПЖЛ следует, что они формировались в разные временные промежутки позднего неоплейстоцена. Так, согласно полученным данным, сингенетические ПЖЛ, вскрытые в пределах цокольно-аккумулятивной террасы р. Вилюй в 2021 г. (разрез 052), имеют по осредненным значениям относительно легкий изотопный состав:  $\delta^{18}\text{O} = -(29.2 \pm 0.3) \text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -(226.6 \pm 2.3) \text{‰}$ ,  $d_{\text{exc}} = (6.8 \pm 0.5) \text{‰}$ . Это свидетельствует о незначительной вариации изотопного состава внутри жилы. Дейтериевый эксцесс в большинстве проб меньше 8, это говорит о малом влиянии процессов фракционирования на первичный изотопный сигнал источника воды (рис. 6). Уравнение регрессии имеет вид  $\delta\text{D} = 7.11\delta^{18}\text{O} + 19.25$  ( $R^2 = 0.97$ ) и весьма сходно с уравнением для осадков холодного сезона года Якутска  $\delta\text{D} = 8.17\delta^{18}\text{O} + 21.9$  ( $R^2 = 0.99$ ) [Папина

Таблица 5. Средние значения основных микроэлементов повторно-жильных льдов, различных типов современных вод, исследованных в пределах долины р. Вилюй в нижнем течении, и кларки речных вод

Элемент, мкг/л	ПЖЛ ( <i>n</i> = 16)	Тип природных вод						Кларк речных вод [Справоч- ник..., 1990]
		речные р. Вилюй ( <i>n</i> = 2)	дождевая ( <i>n</i> = 2)	межмерзлотные		озерные		
				тукулан Кысыл-Сыр ( <i>n</i> = 11)	тукулан Махатта ( <i>n</i> = 2)	дефляци- онных озер ( <i>n</i> = 10)	старичных озер ( <i>n</i> = 2)	
B	4.9	7.0	0.9	2.1	5.2	4.4	4.3	20
Al	534.3	27.8	13.4	517.2	127.8	5.2	3.0	160
Ti	14.0	0.6	0.0	9.1	2.4	0.1	0.0	3
V	4.3	0.9	0.0	7.4	0.9	0.0	0.3	1
Cr	1.3	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	1
Mn	34.1	16.3	8.9	759.4	74.5	25.7	58.6	10
Fe	1650.6	146.6	27.5	6391.8	1517.5	179.6	492.2	40
Co	0.6	0.1	0.0	10.1	0.4	0.0	0.0	0.3
Ni	3.1	1.5	0.0	6.2	0.9	0.1	0.2	2.5
Cu	5.0	1.7	3.7	3.2	0.7	0.1	0.2	7
Zn	2.7	3.7	6.4	7.9	1.7	1.6	1.2	20
As	0.3	0.4	0.0	2.5	0.6	0.2	1.2	2
Br	29.5	26.3	0.0	0.0	0.0	7.2	10.2	20
Sr	77.3	88.5	7.4	39.8	74.9	49.3	51.2	50
Ba	34.9	12.7	8.3	53.4	25.6	31.3	21.3	30
Pb	0.6	0.1	0.1	3.5	0.3	0.0	2.3	1



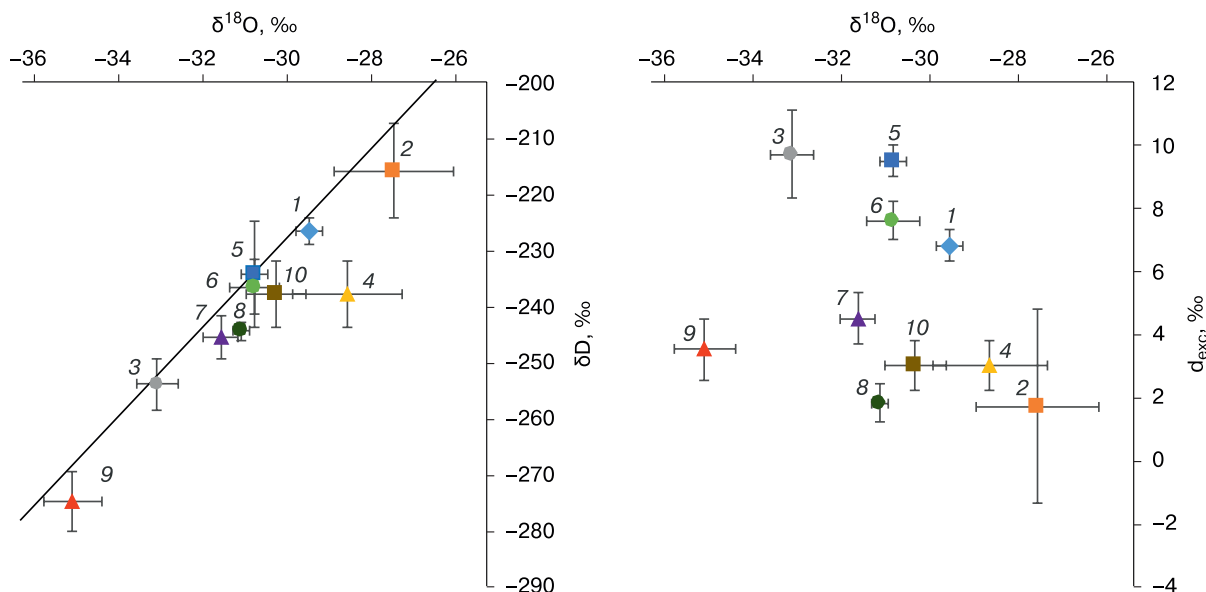


Рис. 6. Средние значения  $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$  и  $d_{\text{exc}}$  повторно-жилых льдов разновысотных террас Центрально-Якутской равнины в МИС-4–МИС-2:

1 – цокольно-аккумулятивная терраса р. Виллой, 2021 г. новые данные (разрез 052), МИС-3–МИС-2; 2 – цокольно-аккумулятивная терраса р. Виллой, 2016 г. (разрез 489), МИС-3–МИС-2 [Галанин и др., 2019]; 3 – Тыалычамское обнажение, р. Виллой, МИС-4–МИС-3 [Галанин и др., 2019]; 4 – Хомустах, Верхневиллойск, МИС-3–МИС-2 (данные авторов); 5 – Тандинское обнажение, р. Танда [Opel et al., 2019], МИС-3; 6 – Мамонтова Гора, р. Алдан, МИС-3–МИС-2; 7 – Улахан-Сырдах, Лено-Амгинское междуречье, МИС-2; 8 – оз. Сырдах, Лено-Амгинское междуречье, МИС-2 [Popp et al., 2006]; 9 – обнажение Тит-Ары-1; 10 – обнажение Тит-Ары-2, Приленское плато, МИС-4–МИС-3 [Галанин и др., 2019].

и др., 2017]. Наклон линии соотношения  $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$  (значение составляет 7.11) и дейтериевый эксцесс ( $6.8 \pm 0.5$ ) указывают на то, что источником формирования льда являлись атмосферные осадки (таяя снеговая вода), подверженные относительно слабым процессам изотопной трансформации (испарению, сублимации), в условиях более низких температур и маломощного снежного покрова по сравнению с современными.

Жила, вскрытая в 2016 г. (разрез 489), имеет по осредненным значениям более тяжелый изотопный состав  $\delta^{18}\text{O} = -(27.2 \pm 1.4) \text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -(215.8 \pm 8.5) \text{‰}$ ,  $d_{\text{exc}} = (1.7 \pm 3.1) \text{‰}$  [Галанин и др., 2019] и более высокую вариативность по сравнению с жилой из разреза 052. Дейтериевый эксцесс в 4 пробах из 6 отрицательный (см. рис. 6), что свидетельствует о значительном влиянии процессов фракционирования на первичный изотопный сигнал талой снеговой воды или о том, что при попадании в морозобойную трещину талая вода уже изначально была сильно истощена. Уравнение регрессии имеет вид  $\delta\text{D} = 5.92\delta^{18}\text{O} - 54.76$  ( $R^2 = 0.99$ ). Оно кардинальным образом отличается весьма низкими угловыми коэффициентами как от современного уравнения осадков холодного сезона Якутска, так и от локальной линии метеорных вод Якутска ( $\delta\text{D} = 7.81\delta^{18}\text{O} - 1.57$ ,  $R^2 = 0.99$ )

[Галанин и др., 2019]. Ближе всего к современным изотопным аналогам исследуемых ПЖЛ оказываются изотопные составы весеннего снеговозраста ( $\delta\text{D} = 6.85\delta^{18}\text{O} - 31.88$ ,  $R^2 = 0.99$ ), что говорит о более сухих условиях сартанской эпохи по сравнению с каргинской эпохой позднего неоплейстоцена, а также о малой толщине снежного покрова и крайне недостаточной влагообеспеченности криогенных ландшафтов Центральной Якутии [Галанин и др., 2019].

В Центральной Якутии сингенетические ПЖЛ имеют широкое распространение. Изотопный состав этих льдов наиболее сходен с изотопным составом атмосферных осадков зимнего периода года. Согласно данным работ [Галанин и др., 2019; Popp et al., 2006; Opel et al., 2019], ПЖЛ, формировавшиеся в первой половине позднего неоплейстоцена (МИС-4–МИС-3), например, в Тит-Ары-1, Тит-Ары-2, Тыалычамском обнажении и др., имеют наиболее легкий состав (см. рис. 6). У жил возраста МИС-3–МИС-2 отмечается утяжеление изотопного состава, а у более молодых ПЖЛ, отнесенных к сартанской эпохе позднего неоплейстоцена (например, ПЖЛ цокольно-аккумулятивной террасы 2016 г., разрез 489), прослеживается наиболее тяжелый состав с явными признаками испарительного фракционирования.

Полученная последовательность показывает, что происходило постепенное нарастание континентальности и иссушение климата начиная с МИС-4. Далее на протяжении МИС-3 и к сартанской эпохе (МИС-2) аридизация климата Центральной Якутии достигла максимума, что и проявилось в уменьшении количества годовых атмосферных осадков, в частности, в снижении мощности снежного покрова, в увеличении роли зимнего испарения и утяжелении изотопного состава снегозапасов к началу весеннего снеготаяния. Вероятно поэтому, несмотря на более холодные климатические условия МИС-2 по сравнению с предыдущей эпохой, ПЖЛ этого возраста имеют более тяжелый изотопный состав [Галанин и др., 2019].

### ВЫВОДЫ

1. Формирование ледового комплекса, вскрытого в пределах цокольно-аккумулятивной террасы в долине р. Вилюй в нижнем течении, происходило с конца каргинской и на протяжении сартанской эпох в очень сухих и холодных условиях, когда преобладали ландшафты открытого типа сухих холодных степей с доминированием ксерофитных сообществ, местами разнотравно-злаковых лугов, а также песчаных пространств, практически лишенных растительного покрова. Местами были развиты лиственничные редколесья, ерники с карликовыми видами берез, ольховника и ив.

2. Низкая минерализация ( $0.07-0.29 \text{ г/дм}^3$ ) и преобладание гидрокарбоната кальция в пробах льда свидетельствуют о том, что основным источником формирования ПЖЛ являлись атмосферные осадки зимнего периода года – талая снеговая вода. Относительно высокое содержание тяжелых металлов (железа, марганца, ванадия, стронция, кобальта) в исследованных образцах льда говорит о кислой глееватой обстановке при его формировании и возможном небольшом участии вод мелких промерзающих озер и болот, приуроченных к полигональному рельефу, в формировании жил. В то же время, согласно полученным данным, в формировании ПЖЛ участвовали надмерзлотные воды малой минерализации.

3. Повторно-жильные льды, вскрытые в пределах цокольно-аккумулятивной террасы, имеют относительно легкий изотопный состав, который весьма схож с осадками холодного сезона года Якутска (для жилы из разреза 052) и весеннего снегозапаса (для жилы из разреза 489). Полученные данные свидетельствуют о сухих условиях, малой толщине снежного покрова и крайне недостаточной влагообеспеченности криогенных ландшафтов Центральной Якутии. Дейтериевый эксцесс указывает на то, что при образовании льдов преобладали испарительные процессы. Из анализа изотопных составов двух относительно рядом

расположенных жил следует, что они формировались в разные временные промежутки позднего неоплейстоцена.

**Благодарности.** Авторы благодарят сотрудников ИМЗ СО РАН И.В. Климову, Г.И. Шапошникову, О.В. Шепелеву и Л.Ю. Бойцову за помощь в выполнении аналитических работ.

Исследование выполнено при поддержке научно-исследовательского проекта № 122011800064-9 “Строение и ключевые этапы эволюции континентальной криолитозоны в неоплейстоцене и голоцене”.

### Литература

- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1975, 296 с.
- Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения реки Лены. М., Изд-во АН СССР, 1961, 120 с.
- Алексеев М.Н., Куприна Н.П., Медянец А.И. и др. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления. М., Изд-во АН СССР, 1962, 127 с.
- Андреев А.А., Климанов В.А., Сулержицкий Л.Д. История растительности и климата Центральной Якутии в позднеледниковье и голоцене // Бот. журн., 2002, № 7, с. 86–98.
- Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Геохимический состав голоценовых повторно-жильных льдов Южного и Центрального Ямала // Арктика и Антарктика, 2017, № 1, с. 1–22.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Дж.Ю. Тяжелые металлы и микроэлементы в позднеледниковых повторно-жильных льдах Северной Якутии // Арктика и Антарктика, 2017, № 1, с. 23–37.
- Гаврилова М.К. Климат Центральной Якутии. Якутск, Кн. изд-во, 1973, 119 с.
- Галанин А.А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли, 2021, т. XXV, № 1, с. 3–34.
- Галанин А.А., Павлова М.Р. Позднечетвертичные дюнные образования (дьюлукминская свита) в Центральной Якутии (Часть 2) // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 1, с. 3–16.
- Галанин А.А., Павлова М.Р., Климова И.В. Позднечетвертичные дюнные образования (дьюлукминская свита) в Центральной Якутии (Часть 1) // Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 6, с. 3–15.
- Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С. и др. Стабильные изотопы  $^{18}\text{O}$  и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь) // Лед и снег, 2019, № 3, с. 333–354.
- Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 413 с.
- Гитерман Р.Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. М., Изд-во АН СССР, 1963, 191 с.
- ГОСТ 125336-2014. Грунты. Методы лабораторного определения гранулометрического (зернового) и микроагрегатного состава. М., Стандартинформ, 2015, 22 с.

- ГОСТ 23740-2016.** Грунты. Методы определения органического вещества. М., Стандартинформ, 2017, 12 с.
- Громов В.И.** Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит). М., Изд-во АН СССР, 1948, 524 с.
- Иванов М.С.** Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1984, 125 с.
- Катасонов Е.М., Иванов М.С.** Криолитология Центральной Якутии (Экскурсия по Лене и Алдану): путеводитель. Якутск, Изд-во ОУПЭС СО АН СССР, 1973, 37 с.
- Катасонова Е.Г., Толстов А.Н.** Геокриологические особенности развееваемых песков (тукуланов) правобережья р. Виллюй // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 166–178.
- Конищев В.Н.** Криолитогенный метод оценки палеотемпературных условий формирования ледового комплекса и субаэральных перигляциальных отложений // Криосфера Земли, 1997, т. 1, № 2, с. 23–28.
- Конищев В.Н.** Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 4, с. 15–17.
- Миграция химических элементов в криолитозоне** / Под ред. В.Н. Макарова. Новосибирск, Наука, 1985, 129 с.
- Павлова М.Р.** Литолого-фациальная характеристика отложений 65-метровой доковой террасы реки Виллюй (Центральная Якутия) // Материалы XI Междунар. науч.-практ. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых “Геология в развивающемся мире” (Пермь, 10–13 апр. 2018 г.). Пермь, 2018, т. 2, с. 280–283.
- Павлова М.Р., Рудая Н.А., Галанин А.А., Шапошников Г.И.** Строение и динамика развития донных массивов Виллюйского бассейна в позднечетвертичное время (на примере тукуланов Махатта и Кысыл-Сыр) // Сиб. экол. журн., 2017, т. 24, № 4, с. 473–486.
- Павлова Н.А., Лебедева Л.Н., Баишев Н.Е. и др.** Геохимия поверхностных и подземных вод тукулана Махатта (Центральная Якутия) // Материалы XII Всерос. науч.-практ. конф. “Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России” (Якутск, 23–25 марта 2022 г.). Якутск, Издат. дом СВФУ, 2022, с. 440–445.
- Паламарчук В.А., Лебедева Л.С., Павлова Н.А. и др.** Современное состояние источников подземных вод песчаного массива Махатта, Восточная Сибирь // Криосфера Земли, 2023, т. XXVII, № 4, с. 24–36.
- Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н. и др.** Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 2, с. 60–69.
- Пыльцевой анализ** / Под ред. И.М. Покровской. М., Гостеол-издат, 1950, 570 с.
- Разнообразие растительного мира Якутии** / Под ред. Н.С. Данилова. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2005, 326 с.
- Романовский Н.Н.** Основы криогенеза литосферы. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 336 с.
- Сахарова М.С.** Иммерсионный метод минералогических исследований / М.С. Сахарова, Ю.А. Черкасов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1970, 89 с.
- Соловьев П.А.** Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959, 144 с.
- Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых** / Под ред. А.П. Соловова, А.Я. Архипова, В.А. Бугрова. М., Недра, 1990, 335 с.
- Томская А.И.** Палинология кайнозоя Якутии. Новосибирск, Наука, 1981, 224 с.
- Фотиев С.М.** Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (сообщение 2) // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 2, с. 3–26.
- Шапошников Г.И., Галанин А.А., Лыткин В.М. и др.** Абсолютные датировки радиоуглеродной лаборатории ИМЗ СО РАН с 2015 по 2017 г. // Природ. ресурсы Арктики и Субарктики, 2019, т. 24, № 3, с. 39–49.
- Шварцев С.Л.** Общая гидрогеология. М., Недра, 1996, 424 с.
- Шепелев В.В.** Подземные воды тукуланов Центральной Якутии // Эоловые образования Центральной Якутии: сб. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 30–41.
- Шофман И.Л., Кинд Н.В., Пахомов М.М. и др.** Новые данные о возрасте низких террас в бассейне р. Виллюй // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода. М., Наука, 1977, № 47, с. 64–69.
- Aptroot A., van Geel B.** Fungi of the colon of the Yukagir Mammoth and from stratigraphically related permafrost sample // Rev. Palaeobot. Palynol., 2006, vol. 141, p. 225–230.
- Bronk R.C.** Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon, 2009, No. 51 (1), p. 337–360.
- Chambers F.M., van Geel B., van der Linden M.** Considerations for the preparation of peat samples for palynology, and for the counting of pollen and non-pollen palynomorphs // Mires and Peat, 2010, vol. 7, No. 11, p. 1–14.
- Cohen K.M., Gibbard P.L.** Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 // Quat. Int., 2019, vol. 500, p. 20–31.
- Faegri K., Iversen J.** Textbook of Pollen Analysis. Chichester, UR, John Wiley & Sons, 1989, 328 p.
- Graf M.T., Chmura G.L.** Development of modern analogous for natural, mowed and grazed grasslands, using pollen assemblages and coprophilous fungi // Rev. Palaeobot. Palynol., 2006, No. 141, p. 139–149.
- Grimm E.** Tilia software 2.0.2. United States of America, Springfield, Illinois State Museum Research and Collection Center Springfield, 2004.
- Hoefs J.** Stable isotope geochemistry. Germany, Berlin, Springer Verlag, 1997, 201 p.
- Meyer H., Dereviagin A.Y., Siebert C. et al.** Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // Permafrost. Perigl. Process., 2002, vol. 13, p. 91–105.
- Meyer H., Opel T., Laepple T. et al.** Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene // Nat. Geosci., 2015, vol. 8 (2), p. 122–125.
- Opel T., Murton J.B., Wetterich S. et al.** Past climate and continentality inferred from ice wedges at Batagay megaslump in the Northern Hemisphere's most continental region, Yana Highlands, interior Yakutia // Clim. Past., 2019, vol. 15 (4), p. 143–146.
- Popp S., Diekmann B., Meyer H. et al.** Paleoclimate signals as inferred from stable-isotope composition of ground ice in the Verkhoyansk foreland, Central Yakutia // Permafrost. Perigl. Process., 2006, vol. 17, p. 119–132.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al.** The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration Curve (0–55 cal kBP) // Radiocarbon, 2020, vol. 62, No. 4, p. 1–33.
- Schirmer L., Dietze E., Matthes H. et al.** The genesis of Yedoma Ice Complex permafrost – grain-size end member



modeling analysis from Siberia and Alaska // *Quat. Sci. J.*, 2020, vol. 69, p. 33–53.

**Schirmer L., Fedorov A.N., Froese D. et al.** Editorial: Yedoma permafrost landscapes as past archives, present and future change areas // *Front. Earth Sci.*, 2022, vol. 10, p. 6–10.

**Schirmer L., Froese D., Tumskey V. et al.** Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia // *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, 2013, p. 542–552.

## References

Alekin O.A. *Osnovy gidroximii* [The Foundation of Hydrochemistry]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1975, 296 p. (in Russian).

Alekseev M.N. *Stratigrafiya kontinental'nykh neogenovykh i chetvertichnykh otlozhenij Vilyuiskoi vpadiny i doliny nizhnego techeniya reki Leny* [Stratigraphy of Continental Neogene and Quaternary Deposits of the Vilyui depression and the Valley of the Lower Reaches of the Lena River]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1961, 120 p. (in Russian).

Alekseev M.N., Kuprina N.P., Medyantsev A.I. et al. *Stratigrafiya i korrelyatsiya neogenovykh i chetvertichnykh otlozhenij severo-vostochnoi chasti Sibirskoi platformy i ee vostochnogo skladchatogo obramleniya* [Stratigraphy and correlation of Neogene and Quaternary deposits of the northeastern part of the Siberian platform and its eastern folded framing]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1962, 127 p. (in Russian).

Andreev A.A., Klimanov V.A., Sylerzhitskii L.D. History of vegetation and climate of Central Yakutia during the Late Pleistocene and Holocene. *Botanicheskii zhurnal* [Botanical Journal], 2002, No. 7, p. 86–98.

Budantseva H.A., Vasil'chuk Yu.K. Geochemical composition of Holocene ice wedge of Southern and Central Yamal Peninsula. *Arktika i Antarktika* [Arctic and Antarctic], 2017, No. 1, p. 1–22.

Vasil'chuk Yu.K., Budantseva H.A., Vasil'chuk Dzh.Yu. Heavy metals and trace elements in the Late Pleistocene ice wedge of Northern Yakutia. *Arktika i Antarktika* [Arctic and Antarctic], 2017, No. 1, p. 23–37.

Gavrilova M.K. *Klimat Central'noi Yakutii* [The climate of Central Yakutia]. Yakutsk, Knizhnoe izd-vo, 1973, 119 p. (in Russian).

Galanin A.A. Late Quaternary sand covers of Central Yakutia (Eastern Siberia): structure, facies composition and paleoenvironment significance. *Earth's Cryosphere*, 2021, vol. XXV, No. 1, p. 3–30.

Galanin A.A., Pavlova M.R. Late Quaternary dune formations (D'olkuminskaya series) in Central Yakutia (Part 2). *Earth's Cryosphere*, 2019, vol. XXIII, No. 1, p. 3–15.

Galanin A.A., Pavlova M.R., Klimova I.M. Late Quaternary dune formations (D'olkuminskaya series) in Central Yakutia (Part 1). *Earth's Cryosphere*, 2018, vol. XXII, No. 6, p. 3–14.

Galanin A.A., Pavlova M.R., Papina T.S. et al. Stable isotopes of  $^{18}\text{O}$  and D in key components of water flows and the permafrost zone of Central Yakutia (Eastern Siberia). *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2019, vol. 59, No. 3, p. 333–354.

*Geokriologiya SSSR. Srednyaya Sibir'* [Geocryology of USSR. Middle Siberia]. E.D. Ershov (ed.). Moscow, Nedra, 1989, 413 p. (in Russian).

Giterman R.E. *Etapy razvitiya chetvertichnoi rastitel'nosti Yakutii i ikh znachenie dlya stratigrafii* [Stages of development of Quaternary vegetation of Yakutia and their significance for stratigraphy]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1963, 191 p. (in Russian).

GOST 12536-2014. *Grunty. Metody laboratornogo opredeleniya granulometricheskogo (zernovogo) i microagregatnogo sostava* [GOST 12536-2014. Soils. Methods for laboratory determination of granulometric (grain) and microaggregate composition]. Moscow, Standartinform, 2015, 19 p. (in Russian).

GOST 23740-2016. *Grunty. Metody opredeleniya organicheskikh veshchestv* [Soils. Methods for determining the content of organic substances]. Moscow, Standartinform, 2017, 12 p. (in Russian).

Gromov V.I. *Paleontologicheskoe i arkheologicheskoe obosnovanie kontinental'nykh otlozhenij chetvertichnogo perioda na territorii SSSR (mlekopitayushchie, paleolit)* [Paleontological and archaeological substantiation of the stratigraphy of continental deposits of the Quaternary period on the territory of the USSR (mammals, Paleolithic)]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1948, 524 p. (in Russian).

Ivanov M.S. *Kriogennoe stroenie chetvertichnykh otlozhenij Leno-Aldanskoi vpadiny* [Cryogenic Structure of the Quaternary Deposits of the Lena-Aldan Depression]. Novosibirsk, Nauka, 1984, 125 p. (in Russian).

Katasonova E.G., Ivanov M.S. *Cryolithology of Central Yakutia (Excursion to Lena and Aldan): guide-book*. Yakutsk, Izd-vo OUPES SO AN SSSR, 1973, 37 p. (in Russian).

Katasonova E.G., Tolstov A.N. Geocryological features of blowing sands (tukulans) on the right bank of the Vilyui river. In: *Permafrost rocks of various regions of the USSR*. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1963, p. 166–178 (in Russian).

Konishchev V.N. The cryolithogenic method for estimating paleotemperature conditions during formation of ice complex and subaerial periglacial sediments. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 1997, vol. I, No. 2, p. 23–28.

Konishchev V.N. Permafrost response to climate warming. *Earth's Cryosphere*, 2011, vol. XV, No. 4, p. 13–16.

*Migratsiya khimicheskikh elementov v kriolitozone* [Migration of chemical elements in the cryolithic zone]. V.N. Makarov (ed.). Novosibirsk, Nauka, 1985, 129 p. (in Russian).

Pavlova M.R. Lithofacies characteristics of deposits of the 65-meters rock-defended terrace of the Vilyui river (Central Yakutia). In: *Materials of the XI International Scientific and Practical Conference of Students, Postgraduate and Young Scientists "Geology in the Developing World"* (Perm', April 10–13, 2018). Perm', 2018, vol. 2, p. 280–283 (in Russian).

Pavlova M.R., Rudaya N.A., Galanin A.A., Shaposhnikova G.I. Structure and evolution of dune massifs in the Vilyui river basin over the Late Quaternary period (by the example of the Makhatta and Kysyl-Syr Tukulan). *Contemporary Problem of Ecology*, 2017, vol. 10, No. 4, p. 411–422.

Pavlova N.A., Lebedeva L.N., Baishev N.E. et al. Geochemistry of surface and groundwater of tuculan Makhatta (Central Yakutia). In: *Materials of the XII All-Russian Scientific and Practical Conf. "Geology and mineral resources of the north-east of Russia"* (Yakutsk, March 23–25, 2022). Yakutsk, Izdatel'skii dom SVFN, 2022, p. 440–445 (in Russian).

Palamarchuk V.A., Lebedeva L.S., Pavlova N.A. et al. Current state of groundwater springs of the Mahatta sand massif, Eastern Siberia. *Earth's Cryosphere*, 2023, vol. XXVII, No. 4, p. 24–36.

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. *Earth's Cryosphere*, 2017, vol. XXI, No. 2, p. 52–61.

*Pyl'tsevoi analiz* [Pollen analysis]. I.M. Pokrovskaya (ed.). Moscow, Gosgeolizdat, 1950, 570 p. (in Russian).

*Raznoobrazie rastitel'nogo mira Yakutii* [Diversity of the flora of Yakutia]. N.S. Danilov (ed.). Novosibirsk, Izd-vo SO RAN, 2005, 326 p. (in Russian).

- Romanovskii N.N. Osnovy kriogeneza litosfery [Basics of cryogenesis of the lithosphere]. Moscow, Izd-vo Mosk. un-ta, 1993, 366 p. (in Russian).
- Saxarova M.S., Cherkasov Yu.A. Immersionnyi metod mineralogicheskikh issledovaniy [Immersion method of mineralogical investigations]. Moscow, Izd-vo Mosk. un-ta, 1970, 89 p. (in Russian).
- Soloviev P.A. Kriolitozona severnoi chasti Leno-Amginskogo mezhdurech'ya [Cryolithozone of the Northern Part of the Lena-Amga Interfluvium]. Moscow, Izd-vo AN SSSR, 1959, 144 p. (in Russian).
- Spravochnik po geokhimicheskim poiskam poleznykh iskopaemykh [Handbook of geochemical prospecting for minerals]. A.P. Solovov, A.Ya. Arxipov, V.A. Bugrov (eds.). Moscow, Nedra, 1990, 335 p. (in Russian).
- Tomskaya A.I. Palinologiya kainozoya Yakutii [Palynology of the Cenozoic of Yakutia]. Novosibirsk, Nauka, 1981, 224 p. (in Russian).
- Fotiev S.M. Modern conceptions of the evolution of cryogenic area of West and East Siberia in Pleistocene and Holocene (Report 2). Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2006, vol. X, No. 2, p. 3–26.
- Shaposhnikov G.A., Galanin A.A., Lytkin V.M. et al. Absolute dates at the IMZ SB RAS Radiocarbon laboratory: since 2015 to 2017. Prirodnye resursy Arktiki i Subarktiki [Arctic and subarctic natural resources], 2019, vol. 24, No. 3, p. 39–49.
- Shvartsev S.L. Obshchaya gidrogeologia [General hydrogeology]. Moscow, Nedra, 1996, 424 p. (in Russian).
- Shepelev V.V. Groundwater of tukulans of Central Yakutia. In: Aeolian formations of Central Yakutia. Yakutsk, IMZ SO AN SSSR, 1981, p. 30–41 (in Russian).
- Shofman I.L., Kind N.V., Paxomov M.M. et al. New data on the age of low terraces in the Vilyui river basin. In: Bulletin of the Commission of Quaternary Research. Moscow, Nauka, 1977, No. 47, p. 64–69 (in Russian).
- Aptroot A., van Geel B. Fungi of the colon of the Yukagir Mammoth and from stratigraphically related permafrost sample. Rev. Palaeobot. Palynol., 2006, vol. 141, p. 225–230.
- Bronk R.C. Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 2009, No. 51 (1), p. 337–360.
- Chambers F.M., van Geel B., van der Linden M. Considerations for the preparation of peat samples for palynology, and for the counting of pollen and non-pollen palynomorphs. Mires and Peat, 2010, vol. 7, No. 11, p. 1–14.
- Cohen K.M., Gibbard P.L. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 Q1-500. Quat. Int., 2019, vol. 500, p. 20–31.
- Faegri K., Iversen J. Textbook of Pollen Analysis. Chichester, UK, John Wiley & Sons, 1989, 328 p.
- Graf M.T., Chmura G.L. Development of modern analogous for natural, mowed and grazed grasslands, using pollen assemblages and coprophilous fungi. Rev. Palaeobot. Palynol., 2006, No. 141, p. 139–149.
- Grimm E. Tilia software 2.0.2. United States of America, Springfield, Illinois State Museum Research and Collection Center Springfield, 2004.
- Hoefs J. Stable isotope geochemistry. Berlin, Springer Verlag, 1997, 201 p.
- Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C. et al. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. Permafrost. Perigl. Process., 2002, vol. 13, p. 91–105.
- Meyer H., Opel T., Laepple T. et al. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene. Nat. Geosci., 2015, vol. 8 (2), p. 122–125.
- Opel T., Murtton J.B., Wetterich S. et al. Past climate and continentality inferred from ice wedges at Batagay megaslump in the Northern Hemisphere's most continental region, Yana Highlands, interior Yakutia. Clim. Past., 2019, vol. 15 (4), p. 143–146.
- Popp S., Diekmann B., Meyer H. et al. Paleoclimate signals as inferred from stable-isotope composition of ground ice in the Verkhoyansk foreland, Central Yakutia. Permafrost. Perigl. Process., 2006, vol. 17, p. 119–132.
- Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E. et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration Curve (0–55 cal kBP). Radiocarbon, 2020, vol. 62, No. 4, p. 1–33.
- Schirrmeister L., Dietze E., Matthes H. et al. The genesis of Yedoma Ice Complex permafrost – grain-size end member modeling analysis from Siberia and Alaska. Quat. Sci. J., 2020, vol. 69, p. 33–53.
- Schirrmeister L., Fedorov A.N., Froese D. et al. Editorial: Yedoma permafrost landscapes as past archives, present and future change areas. Front. Earth Sci., 2022, vol. 10, p. 6–10.
- Schirrmeister L., Froese D., Tumskey V. et al. Yedoma: Late Pleistocene ice-rich syngenetic permafrost of Beringia. In: Encyclopedia of Quaternary Science. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, 2013, p. 542–552.

Поступила в редакцию 8 мая 2024 г.,  
после доработки – 1 августа 2024 г.,  
принята к публикации 19 октября 2024 г.