

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ ПО ПЛАСТОВЫМ ЛЬДАМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ — КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2026 г. Ю. Н. Чижова^{1,*}, Ю. К. Васильчук²

¹Институт географии РАН, Москва, Россия

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: eacentr@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.07.2025 г.

После доработки 08.10.2025 г.

Принята к публикации 29.12.2025 г.

Вопросы генезиса пластовых льдов до сих пор остаются дискуссионными и во многих случаях нерешаемыми. Метод интерпретации $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ -соотношения позволяет установить источник воды и условия формирования залежи. Основой методического подхода служит установление условий закрытой или открытой системы при промерзании по величине наклона линии тренда $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ образцов льда. Потенциал этого подхода продемонстрирован на примере данных по пластовым льдам, вскрытым в скважинах на территории ГКМ Бованенково и обнажении термоцирка на третьей морской террасе близ стационара “Васькины дачи” (Центральный Ямал). В первом случае показано, что лёд формировался при большом обводнении, свободном доступе воды (открытая система), которая меняла с течением времени свои изотопные параметры. Во втором случае лёд формировался в условиях закрытой системы при сингенетическом накоплении донных озёрных осадков. Для сравнения обобщены данные по ранее опубликованным пластовым льдам Ямала, большая часть из которых интерпретируются как внутригрунтовый лёд, сформированный в условиях открытой системы.

Ключевые слова: изотопный состав кислорода, изотопный состав водорода, подземный лёд, генезис пластового льда, Ямал

DOI: 10.7868/S2412376526010112

ВВЕДЕНИЕ

Пластовые льды по определению Б.И. Втюрина — это подземный лёд мощностью более 0.5 м, залегающий в многолетнемёрзлых породах (далее — ММП) (Гляциологический словарь, 1984). Пластовые льды (далее — ПЛ) — одно из самых опасных геокриологических явлений, так как осложняет практически любые виды человеческой деятельности в районах распространения ММП: строительство и эксплуатацию трубопроводов, железных и автомобильных дорог, функционирование нефте- и газодобывающих скважин и др. Вместе с тем ПЛ — это одно из наиболее интересных

природных явлений, происхождение которых дискутируется уже более 130 лет, и к единому мнению исследователи пока не пришли. Впервые пластовые льды на Новосибирских островах упоминаются Э.В. Толлем и К.А. Воллосовичем. На западном побережье мыса Высокий (о. Новая Сибирь) в 1901 г. они описали разрез, в основании которого залегал подземный лёд, перекрытый морскими суглинками с остатками раковин. В результате исследования обнажений с ископаемыми льдами на о-вах Ляховских, Котельном и материковом побережье они заключили, что подземные льды (они называли их каменным льдом) — это остатки захоронённого ледника.

Долгое время версия о том, что мощные подземные залежи льда являются остатками былых оледенений, была одной из главенствующих (Тарноградский, 1982; Соломатин, 1993; Анисимов и др., 2006). Согласно другой концепции, содержащие залежи подземных льдов мёрзлые толщи разновозрастны, а слагающие их осадки накапливались в морских бассейнах, возникавших на севере Западной Сибири в плейстоцене неоднократно в результате трансгрессий Полярного бассейна (Данилов, 1978). Образование внутригрунтовых пластовых залежей льда связывается с процессом промерзания донных осадков, накопившихся в морском опресненном бассейне или в морской слабозасолённой лагуне (Дубиков, 1982, 2002). Согласно И.Д. Данилову, влага, из которой формировался лёд крупных залежей, связана с пресными подземными водами свободного водообмена (Данилов и др., 1992).

В пределах Ямала можно выделить крупный регион, где залежи ПЛ превалируют над другими видами подземных льдов, — это территория Бованенковского газоконденсатного месторождения (далее — ГКМ). Встреченные здесь пластовые залежи достигают 1–2 км в ширину и 25–28 м в высоту (Пармузин, Суходольский, 1982; Соломатин и др., 1993; Michel, 1998; Васильчук, 2010; Крицук, 2010). Вопрос установления генезиса ПЛ — наиболее сложный. Условия залегания ПЛ, состав вмещающих пород и даже состав самой пластовой залежи не могут быть однозначными индикаторами генезиса ПЛ, так как практически любые характеристики могут быть как показателем захоронённого, так и внутригрунтового происхождения. Определённый оптимизм появился после работ А.К. Васильчук, предложившей использовать спорово-пыльцевой комплекс во льду пластовых залежей в качестве индикатора их генезиса (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2021). Однако, к сожалению, пока этот метод также редко применяется. Предполагается, что одним из уверенных индикаторов может быть соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для льда пластовых залежей.

Цель статьи — рассмотрение значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда и соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в качестве инструмента реконструкции условий его формирования и источников воды, послужившей для его образования. Для этого рассмотрены изотопные данные по двум ключевым участкам Центрального Ямала (рис. 1) и несколькими известными залежам ПЛ, данные по которым опубликованы ранее, а также в одном методиче-

ском подходе к интерпретации — рассмотрении соответствия натуральных данных закрытой или открытой системе льдообразования.

МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Распределение значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ подземного льда может быть применено для реконструкции условий образования — были ли это условия открытой системы (когда источник для образования льда пополнялся атмосферными или грунтовыми водами), или условия закрытой системы, когда резервуар был ограничен и не имел связи с другими объёмами воды. Как правило, в условиях открытой системы образуются полигонально-жильные льды (далее — ПЖЛ), сегрегационные льды бугров пучения с подземным питанием и пластовые льды сегрегационного генезиса. В условиях закрытой системы образуются озёрные льды, наледи, ледяные ядра булгунняхов (пинго) и некоторые типы текстурных и пластовых льдов. Несмотря на то, что наледи представляют собой ледяное тело на поверхности, сформированное при послойном замерзании изливающейся воды, изотопный состав наледного льда указывает на условия закрытой системы (Clark, Lauriol, 1997). Образование наледи связано с гидростатическим давлением при промерзании водоносного горизонта. Таким образом, горизонт оказывается лишён подпитки извне, и вода последовательно облегчается при продолжающемся намерзании льда.

Условия закрытой и открытой системы. Впервые эффект конжеляционного льдообразования в закрытой системе описан для краевых и глубинных частей ледников Антарктиды, а также наледного льда Сухих долин в Антарктиде (Souchez, Jouzel, 1984). Талые ледниковые воды повторно замерзали в условиях ограниченного объёма (закрытой системы), что отражалось на уменьшении наклона линии регрессии $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$. Для ледникового льда это соотношение в глобальном масштабе связано коэффициентом близким к 8 (и соответствует глобальной линии метеорных вод), поскольку ледниковый лёд представляет собой сохранённые атмосферные осадки. Изотопные характеристики конжеляционного льда определяются факторами изотопного фракционирования в системе вода–лёд. Когда объём воды очень велик по отношению к объёму формируемого льда (или этот объём постоянно пополняется), система считается открытой и значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда выше, чем



Рис. 1. Положение изученных залежей пластовых льдов на п-ов Ямал. Ключевые участки (1–2): 1 — Бованенково, 2 — вблизи стационара “Васькины дачи”; и по литературным источникам (3–6): 3 — Харасавэй, 4 — Марре-Сале, 5 — р. Еркутаяха, 6 — пос. Сабетта

Fig. 1. The location of the studied massive ice deposits on the Yamal Peninsula. Key areas (1–2): 1 — Bovanenkovo, 2 — near the Vaskiny Dachi station; and according to literary sources (3–6): 3 — Kharasavey, 4 — Marre-Sale, 5 — Yerkutayakha River, 6 — Sabitta settlement

исходной воды на величину изотопного сдвига, зависящего от величин коэффициентов изотопного фракционирования. Классический пример льда, сформированного в условиях открытой системы, — морские и речные льды. В условиях закрытой системы, когда объём воды ограничен и вся она постепенно переходит в лёд, значения $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ льда соответствуют рэлеевскому исчерпанию и формируют линию регрессии с наклоном меньше 7.29. Наклон линии регрессии для льда, образующегося из жидкой воды в условиях закрытой системы, связан исключительно с изотопными параметрами начальной воды (Souchez, Jouzel, 1984). Чем ниже начальные изотопные параметры воды, тем ниже будет наклон, характерный для образованного льда, вплоть до 4, как это было описано для озёрного льда Антарктиды (Jouzel, Souchez, 1982).

Расчёт изотопных параметров льда, образующегося в условиях закрытой системы, производится по формуле (Souchez, Jouzel, 1984):

$$\delta_{ice} = \alpha(\delta_0 + 1000)f^{(\alpha-1)} - 1000, \quad (1)$$

где δ_{ice} — значения $\delta^{18}\text{O}$ образованного льда, δ_0 — значения $\delta^{18}\text{O}$ начальной воды, f — доля остающейся воды в долях единицы, с шагом от 0.9 до 0.1, α — коэффициент фракционирования в системе вода–лёд. В англоязычной литературе для линейно ориентированного распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в соответствии с расчётом по (1) применяется термин *freezing slope*.

Для объяснения низких наклонов линии регрессии $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для конгеляционного льда Антарктиды Ж. Жузель и Р. Суше предположили,

что главенствующим фактором неравновесного льдообразования, т.е. кинетических эффектов при льдовыделении, служит скорость льдообразования (Souchez et al., 2000). Затем Д. Лассель (Lacelle, 2011) развил эту идею с учётом разной величины факторов изотопного фракционирования. На примерах ледникового льда и льда ядра пинго он показал, что дополнительный критерий — отношение $d_{\text{exc}}\text{-}\delta^2\text{H}$ — иллюстрирует отличия атмосферного (ледникового) льда от конжеляционного льда, сформированного в закрытой системе. Дейтериевый эксцесс (d_{exc}) рассчитывается из уравнения Крейга как ($d_{\text{exc}} = \delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964), т.е. его величина прямо и неизменно связана с линией метеорных вод (далее — ГЛМВ). Отношение $d_{\text{exc}}\text{-}\delta^2\text{H}$, которое также применял в своей работе (Souchez et al., 2000), не учитывалось в текущей работе, так как прямое следствие отклонения значений конжеляционного льда от ГЛМВ — это производное от соотношения $\delta^{18}\text{O}\text{-}\delta^2\text{H}$.

В открытой системе изотопные параметры льда определяются изотопными характеристиками начальной воды и скоростью образования льда. В случае формирования льда в открытой системе доля жидкой воды f в уравнении (1) близка к единице и изотопные параметры льда близки к

$$\delta_{\text{ice}} = \alpha(\delta_0 + 1000) - 1000 \quad (2),$$

т.е. зависят от величины коэффициента изотопного фракционирования. Важный фактор — объём резервуара воды, скорость пополнения водного резервуара и неизменность/изменчивость изотопных параметров поступающей в резервуар воды. Для условий открытой системы предложен расчёт наклона линии тренда в $\delta^{18}\text{O}\text{-}\delta^2\text{H}$ координатах при изменении изотопных параметров воды в резервуаре и разном соотношении скоростей льдообразования и поступления свежей воды в резервуар (Souchez, de Groot, 1985). В общем виде, при увеличении разности между начальным изотопным сигналом воды резервуара и изотопным сигналом поступающей воды (если эти воды соответствуют линии метеорных вод), наклон для льда приближается к 8. В случае, если разницы между начальной и поступающей водой нет, на $\delta^{18}\text{O}\text{-}\delta^2\text{H}$ диаграмме точки льда группируются вблизи значений $\delta_{\text{ice}} = \delta_0 + \varepsilon$, где $\varepsilon = (\alpha - 1) \times 1000\text{‰}$ (Souchez, de Groot, 1985), что соответствует уравнению (2).

В случае, когда скорость поступления воды в резервуар значительно выше скорости забора

воды на лёд, т.е. соблюдаются условия открытой системы, и изотопные параметры воды-источника меняются, наклон линии тренда в координатах $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для льда будет приближаться к наклону для смеси конечных смешивающихся членов, но лёд будет характеризоваться понижением дейтериевого эксцесса по сравнению с исходной водой. В случае, если скорость поступления воды в резервуар значительно ниже скорости образования льда, система превращается в закрытую. Ещё один из сценариев формирования изотопного состава конжеляционных льдов — условия полузакрытой системы, например, в ходе многолетнего образования льда резервуар воды частично исчерпывается на льдообразование, а затем пополняется новой порцией воды. В этом случае, если изотопные параметры поступающей воды не меняются, наклон линии тренда в $\delta^{18}\text{O}\text{-}\delta^2\text{H}$ координатах для льда будет соответствовать наклону закрытой системы, однако диапазон изменения величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда будет меньше. Если изотопные параметры входящей воды будут меняться, то полузакрытая система превратится в открытую.

Источник воды. В случае закрытой системы величина наклона в координатах $\delta^{18}\text{O}\text{-}\delta^2\text{H}$ зависит исключительно от параметров начальной воды; таким образом, можно подобрать эти параметры до наилучшего совпадения расчётных наклонов (1) натурным данным.

В случае открытой системы расчёт изотопных параметров льда можно выполнить по (2). Однако сама величина коэффициентов изотопного фракционирования в природных процессах зависит от скорости протекания реакции перехода воды в лёд. Равновесные α составляют 1.0029 и 1.021‰ для ^{18}O и ^2H соответственно (Lehmann, Siegenthaler, 1991), а в условиях природного эксперимента были зафиксированы величины α равные 1.0018 и 1.013‰ для ^{18}O и ^2H соответственно (Perşoiu et al., 2011). Кроме того, если в формировании льда участвовали поверхностные воды, нельзя исключать процессы испарения, которые приводят к увеличению начальных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды вдоль линейного тренда $\delta^{18}\text{O}\text{-}\delta^2\text{H}$ с наклоном от 6 до 5 (наклон линии испарения).

ИСТОЧНИКИ ВОДЫ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯМАЛА

Бованенково. Во внутренних частях Ямала в пределах территории Бованенковского место-

рождения вскрыты линзы пластовых льдов, залегающие на разных глубинах (Васильчук, 2010). В пределах Бованенково образцы ПЛ получены в ходе площадного разведочного бурения (по материалам ООО “ТюменНИИгипрогаз”). Анализ изотопного состава льда выполнен в изотопной лаборатории географического факультета МГУ на приборном комплексе DeltaV+GasBenchII. В глубокой скважине Р-34 ПЛ вскрыт на глубинах от 28 до 32 м от поверхности. Здесь же на глубине 120 м вскрыт криопэг, значение $\delta^{18}\text{O}$ воды которого составило -22.36‰ (Васильчук, 2010). Значения $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда изменялись от -16.95 до -18.89‰ . Наклон на $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ для льда скважины Р-34 составил 7.5, что говорит об условиях открытой системы.

Учитывая изотопный сдвиг между водой и образованным из неё льдом (согласно уравнению (2) с учётом величин α из Lehmann, Siegenthaler, 1991), вода, из которой образовался лёд Р-34, должна была иметь значения $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до -21.7‰ . Это довольно низкие значения, однако в двух случаях современная озёрная вода в районе Бованенково оказалась по своим изотопным параметрам такой же, как и вода — источник для льда скважины Р-34 (рис. 2, а). Следовательно, пластовый лёд сформирован

из поверхностных пресных вод (скорее всего, озёрных), при свободном подтоке воды. Вероятно, в питании некоторых современных озёр центрального Ямала принимают участие термокарстовые воды. Позднеплейстоценовые ПЖЛ в районе Бованенково характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ порядка -23‰ – -27‰ (Чижова и др., 2021), близкие значения отмечены и в ПЖЛ долинах рек Сеяха и Мордыяха (Vasil'chuk et al., 2012). Близость этих значений к величине $\delta^{18}\text{O}$ воды, изотопно-равновесной льду Р-34, может говорить о том, что источником для образования пластового льда могло быть термокарстовое озеро, которое пополнялось атмосферными осадками.

Значение $\delta^{18}\text{O}$ воды криопэга указывает на атмосферное происхождение влаги, вероятно он был образован не за счёт морской воды как таковой, а в результате перехода в воду солей, содержащихся во вмещающих отложениях. Возможно, этому способствовало криогенное концентрирование солей, и отжатые соли в криопэге растворены в незначительном количестве не перешедшей в лёд воды. На территории Бованенково ПЛ вскрыты также и в обнажениях термоцирков. Одно из таких обнажений находится недалеко от куста скважин К-64, ПЛ в котором назван Пласт 4. ^{14}C -возраст вмещающих

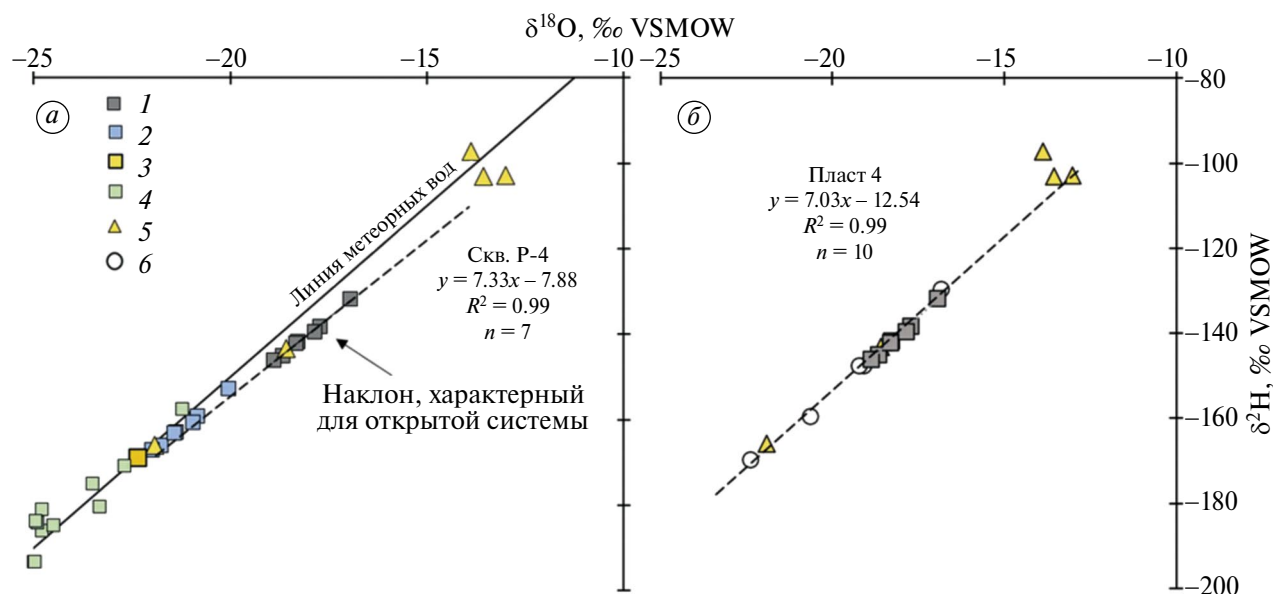


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в пластовом льду Бованенково, скважина Р-34 (а) и пласта 4 (б): 1 — пластовый лёд из скважины Р-34; 2 — вода — источник льда согласно уравнению 2; 3 — вода криопэга; 4 — ПЖЛ “Васькины дачи” (из Чижова и др., 2021); 5 — озёрная вода; 6 — лёд пласта 4. Прерывистой линией показан линейный тренд

Fig. 2. Distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values in Bovanenkovo massive ice from P-34 borehole (а) and Layer 4 (б): 1 — massive ice from P-34; 2 — ice source water according to eq.2; 3 — cryopeg water; 4 — Vas'kiny Dachi ice-wedge ice (from Chizhova et al., 2021); 5 — lake water; 6 — massive ice of Layer 4. The dashed line shows the linear trend

лёд оторфованных суглинков составил от 28.9 до 25.1 тыс. лет (Васильчук, 2010). Изотопные параметры льда Пласта 4 хорошо соответствуют линии тренда, полученной для льда Р-34, указывая на близкий источник воды и один механизм образования льда (см. рис. 2, б).

Стационар “Васькины дачи”. В термоцирке на поверхности III морской террасы вблизи стационара “Васькины дачи” ледогрунтовая залежь вскрывалась на глубине 1–1.3 м от поверхности. Пластовый лёд представлен высокольдистым горизонтально-слоистым серым суглинком, мощность вскрытой линзы ледогрунта составила 2.5 м по высоте, 300 м по протяжённости, сверху лёд перекрыт суглинком мощностью 1.3 м. В основании вскрытой части ледогрунтовой пластовой залежи залегает ледяное тело, представленное чистым льдом. Пластовый лёд отобран в левой и центральной секциях термоцирка, отбор выполняли как по вертикали, так и по горизонтали (рис. 3), всего отобрано 53 образца ПЛ. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда изменяют-

ся от -19.9 до -23.1‰ и от -151.8 до -164.7‰ соответственно (Chizhova et al., 2022). Для линзы чистого льда значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ варьировали от -17.5 до -22.6‰ и от -132.6 до -165.3‰ соответственно (рис. 4).

Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в линзе чистого льда хорошо описывается моделью закрытой системы, если лёд образовывался из воды с изотопными параметрами $\delta^{18}\text{O} = -19.2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -141\text{‰}$, полученными подбором значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ начальной воды по уравнению (1). Для льда ледогрунтовой залежи наклоны линии тренда $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ слишком низкие (от 2 до 4) для модели закрытой системы, и тем более для модели открытой системы. Очевидно, что такое распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда связано с дополнительными факторами, такими как кинетическое фракционирование или взаимодействие порода–вода. Для установления изотопных параметров начальной воды, послужившей для образования ледогрунта, требуется понять, в каких условиях этот лёд был образован.

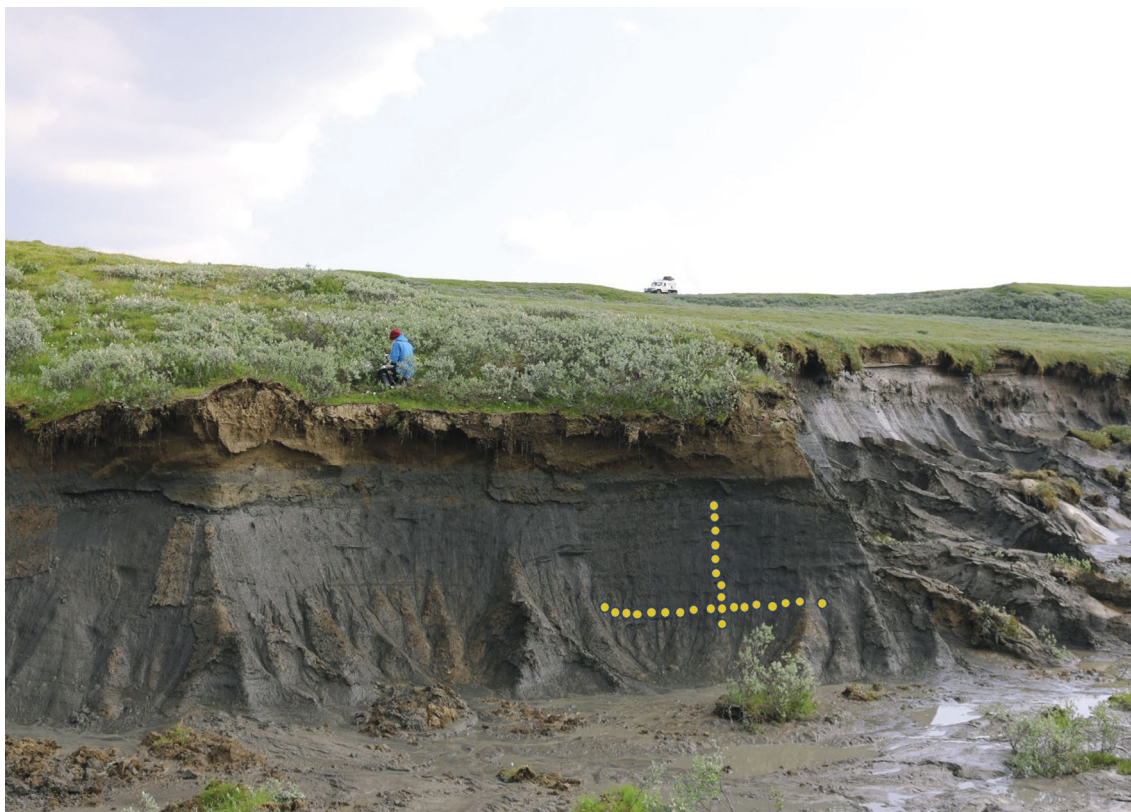


Рис. 3. Пластовый лёд в термоцирке III морской террасы вблизи стационара “Васькины дачи” (фото Н. Факарчук). Жёлтыми кружками показаны места отбора образцов в левой секции

Fig. 3. Massive ice in the thermocirque of the III marine terrace near the Vaskiny Dachi station (photo by N. Fakarchuk). The yellow circle shows the sampling points in the left section

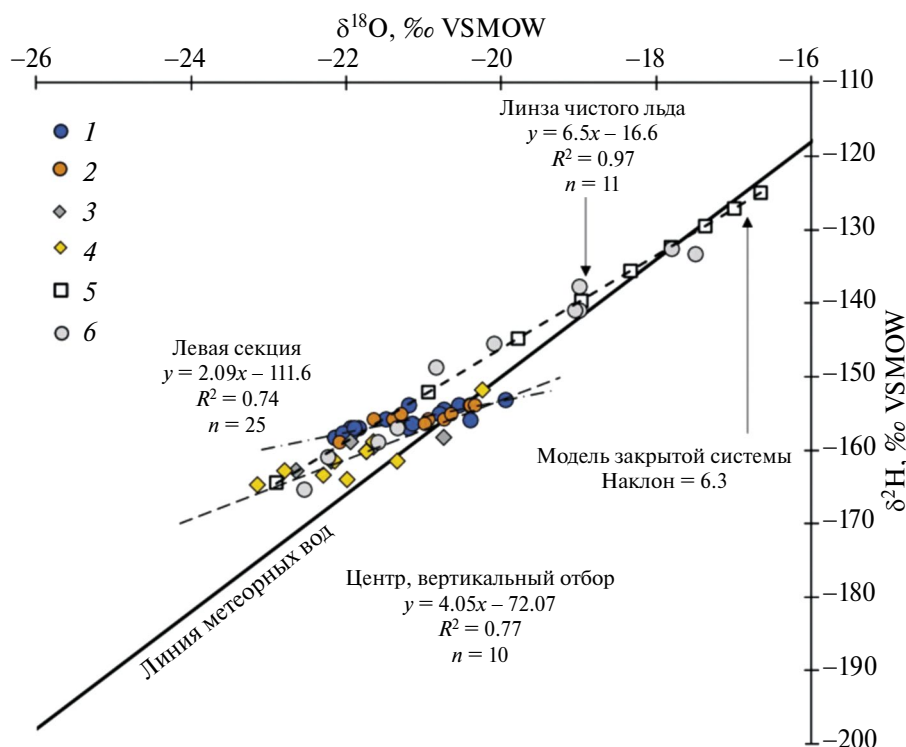


Рис. 4. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда в термоцирке ключевого участка “Васькины дачи”: 1 — лёд горизонтального отбора левой секции, 2 — лёд вертикального отбора левой секции, 3 — лёд горизонтального отбора центральной секции, 4 — лёд вертикального отбора центральной секции, 5 — расчётный тренд льдообразования в закрытой системе согласно уравнения 1, 6 — линза чистого льда в основании пластовой залежи

Fig. 4. Values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ of the massive ice in the Vaskiny Dachi thermocirque: 1 — ice of horizontal sampling of the left section, 2 — ice of vertical sampling of the left section, 3 — ice of horizontal sampling of the central section, 4 — ice of vertical sampling of the central section, 5 — freezing slope in a closed system according to eq. 1, 6 — body of white ice at the base of the massive ice

Горизонтальная слоистость залежи указывает на сегрегационный генезис ПЛ. По гранулометрическому составу минеральная часть ледогрунта представлена суглинком с содержанием общего органического углерода порядка 4%. Всё это говорит о формировании сингенетического сегрегационного льда мелководного озера или затопленной территории.

Безинверсионное распределение дат по глубине (табл. 1) указывает на возраст образования подземной залежи от 43 197 до 37 973 кал. лет назад. Проба 102V отобрана на верхней бровке пластового льда, вблизи границы с вышележащими суглинками. Эта дата фиксирует смену условий от затопленного бассейна озера, когда накапливался массивный лёд, к осушенной (мелкой) поверхности, на которой иногда селилась растительность и образовывались торфяные кочки.

По данным датирования, пластовый подземный лёд непрерывно накапливался со скоростью

0.3 м за тысячу лет. Минеральная часть пластовой ледогрунтовой залежи, по данным гранулометрического анализа, представлена суглинками. Содержание органического вещества во льду составляет 4%. Без учёта льда, составляющего от 80 до 70% объёма, скорость накопления озёрных суглинков составляла менее 0.1 м за тысячу лет. Это очень низкая скорость накопления наносов даже для северных озёр.

Накопление происходило последовательно снизу вверх в соответствии с полученными безинверсионными датами. В пределах сплошной зоны ММП полуострова Ямал таликов под мелководными озёрами могло и не быть. Небольшая глубина озера, полностью замерзавшего зимой, вероятно приводила к оттаиванию верхних горизонтов ММП летом. Накопление донных отложений — минеральных и биогенных — постепенно поднимало верхнюю границу ММП. При этом происходило подводное сингенетическое наращивание ММП и формирование сло-

Таблица 1. Радиоуглеродные даты и калиброванный возраст (95.4% вероятность) льда по общему органическому углероду (ТОС) и перекрывающих отложений по торфу (Chizhova et al., 2022)

Table 1. Radiocarbon dates and calibrated ages (95.4% probability) of ice based on total organic carbon (ТОС) and peat-based overlying deposits (Chizhova et al., 2022)

№ п/п	Лаб. номер образца	Полевой номер образца	Глубина, м	Материал	¹⁴ С, лет назад BP (1σ)	Калиброванный возраст cal. years BP
1	IGAN-7680 _{AMS}	4	0.9	Торф	10140 ± 90	11315–12060 (11738)
2	IGAN-7699 _{AMS}	102V	1.4	ТОС (лёд)	33515 ± 130	37308– 38441 (37973)
3	IGAN-7700 _{AMS}	104	3	ТОС (лёд)	39520 ± 220	42792– 43655 (43197)

истого ледогрунтового горизонта (Катасонов, 1962; Романовский, 1978; Жесткова, Шур, 1978). Таким образом, даты AMS отражают приблизительный возраст образования этого пластового ледогрунта. Ранее чаще всего возраст пластового льда определялся с помощью радиоуглеродного датирования вмещающих его отложений. Например, в пределах третьей морской террасы в районе Бованенковского месторождения — в обнажении на р. Сеяха 34 200 ± 1000 лет (ГИН-13311) на высоте 2.5 м и 31 900 ± 500 лет (ГИН-13313) на высоте 2.0 м (Васильчук, 2010). По перекрывающим пластовый лёд в районе станции “Васькины дачи” линзам торфа получены три ¹⁴С даты: 30 900 ± 1300 кал. л.н., 32 200 ± 1300 кал. л.н. и 37 650 ± 1950 кал. л.н. год БП (Semenov et al., 2020). Предполагается, что пластовый лёд в районе научной станции “Васькины дачи” образовался не позднее изотопной стадии МИС 3 (Semenov et al., 2020), более того, скорость накопления 2 м торфа за 7 тыс. лет хорошо соответствует полученной нами в 0.3 м в тыс. лет.

Общая характерная черта Центрального Ямала — активная переработка реликтовых морских равнин во вторичные озёрно-аллювиальные. Процесс такой переработки повсеместен и проявляется в активном вертикальном расчленении территории, ведущая роль в нём принадлежит эрозионно-аккумулятивной деятельности рек и комплексной термоденудационной переработке склонов морских террас. Эти условия не противоречат сингенетическому промерзанию озёрных отложений с широким распространением сегрегационных и полигонально-жильных льдов в течение позднего плейстоцена и голоцена.

В случае изученного пластового льда Бованенково у стационара “Васькины дачи” основное тело ледяной залежи сформировано сегрегационным льдовыделением в условиях за-

крытой системы при промерзании донных осадков. Обращает на себя внимание низкий наклон линии регрессии δ¹⁸O–δ²H для льда, отобранного в разных секциях, составивший 3.5. Такие низкие наклоны ранее описаны в экспериментах по промораживанию глинистых грунтов 80%-ной влажности (Конищев и др., 2014). В природе низкие наклоны иногда встречаются в текстурных льдах (Деревягин и др., 2013). Вероятно, формирование низких наклонов связано с кинетическим фракционированием, сопровождающим льдообразование (Lacelle, 2011).

Изотопные параметры линзы чистого льда в основании пластовой ледяной залежи соответствуют условиям закрытой системы, указывая на инъекционный механизм формирования. Положение линзы в основании залежи говорит о смене фациальных условий, когда озеро обмелело и вода, находившаяся в озёрном талике, при промерзании реализовалась в виде инъекции. Впоследствии обмелевшее озеро промерзло до дна и лёд формировался сингенетически при промерзании донных отложений.

Река Еркутаяха. Другой пример формирования пластовой залежи в условиях закрытой системы встречен на левом берегу р. Еркутаяха на южном Ямале (Васильчук и др., 2011). В обнажении высотой 15–18 м вскрывается дислоцированная пластовая залежь общей протяжённостью около 100 м, которая вмещает преимущественно слоистые пески. Наиболее полно ледяная залежь вскрыта в термоцирке, в центральной части которого она залегает прямо под слоем сезонного протаивания. Залежь перекрыта голоценовыми озёрно-болотными осадками мощностью около 1 м. Анализ изотопного состава льда выполнен в изотопной лаборатории географического факультета МГУ на приборном комплексе DeltaV+GasBenchII.

При полевом описании и последующей интерпретации изотопных данных сделан вывод о преимущественно инъекционном характере формирования залежи. Тогда отмечалось (Васильчук и др., 2011), что центральная часть вскрытого обнажения ПЛ — шток с вертикально и субвертикально залегающими слоями льда и две периферийные части, сложенные горизонтально слоистым льдом. Горизонтальная слоистость этих двух частей залежи меняется на наклонную на контакте с центральным штоком. Такой контакт свидетельствует о воздействии льда центрального штока на характер залегания горизонтально слоистого льда.

Тогда был сделан вывод, что вначале сформировался горизонтальный пласт льда, образовался замкнутый талик, его дальнейшее промерзание привело к инъекции напорной воды вверх, в результате чего сформировался лёд центрального штока. Сейчас можно уточнить механизм её формирования. Если рассмотреть все полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда по всем секциям

(периферийным частям и центральному штоку), то линейный тренд с наклоном 4.74 (рис. 5, б) свидетельствует об условиях закрытой системы, а наклон ниже расчётного, вероятно, указывает на быстрые и неоднородные по простиранию условия промерзания. Периферийный лёд был отобран в нижнем метре пластовой залежи в правой части обнажения (периферия 1) и в диапазоне высот от 1 до 8 также справа на ещё большем удалении от центрального штока (периферия 2), место отбора находится за пределами снимка и схемы (показаны условными блок-схемами на рис.5, б)

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда центрального штока находятся в той же области диаграммы, где и значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда периферийной части (см. рис. 5, в). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда периферии 2 соответствуют более поздней стадии формирования льда. Таким образом, центральный шток не мог быть сформирован инъекцией воды из замкнутого талика, поскольку в этом случае его изотопные параметры должны соответство-

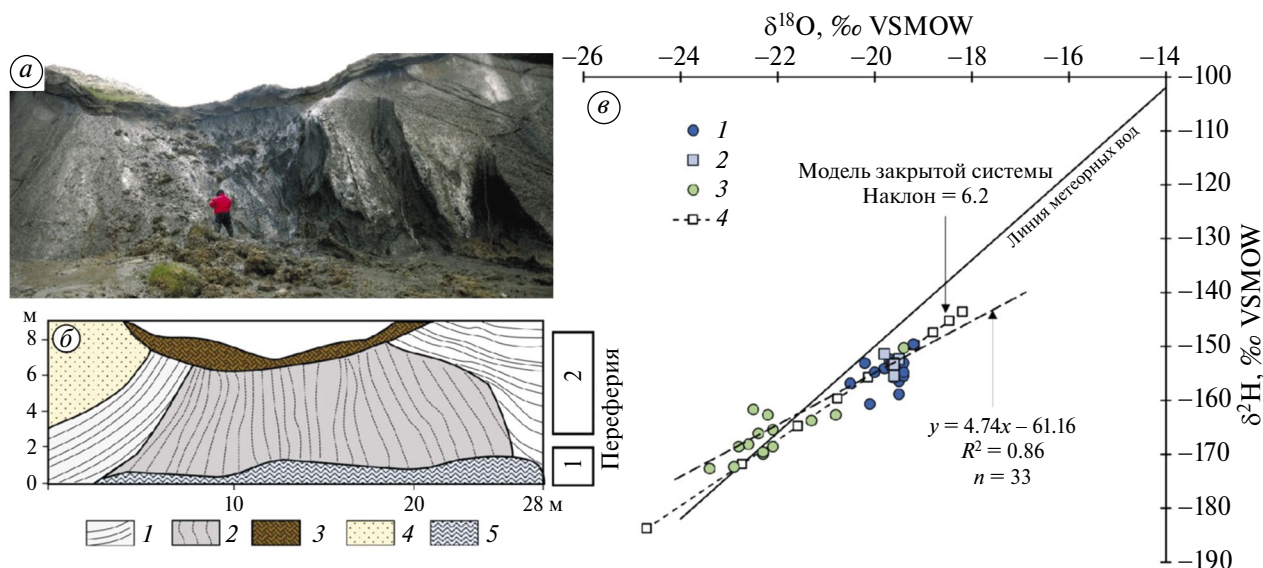


Рис. 5. Внешний вид (а), строение ледяной пластовой дислоцированной залежи на р. Еркутаяха (б) и распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда (в): 1 — горизонтально- и субгоризонтально-слоистый лёд; 2 — вертикально-слоистый лёд (шток); 3 — голоценовые озерно-болотные суглинки и супеси с торфом; 4 — пески, вмещающие ледяную залежь; 5 — оплывина, 6 — значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда субгоризонтально-слоистого льда справа от центрального штока, 7 — значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда центрального штока, 8 — значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ субгоризонтально-слоистого льда слева от центрального штока, 9 — расчётный тренд льдообразования в закрытой системе согласно уравнения 1. Фото Ю.К. Васильчука

Fig. 5. Structure of dislocated ice deposit on the Erkutaiakha River (a–b) and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice (v): 1 — horizontally and subhorizontally layered ice; 2 — vertically layered ice (stock); 3 — Holocene lacustrine-bog loams and sandy loams with peat; 4 — sands enclosing the ice deposit; 5 — mudflow, 6 — $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of subhorizontally layered ice to the right of the central stock, 7 — $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice of the central stock, 8 — $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of subhorizontally layered ice to the left of the central stock, 9 — freezing slope in a closed system according to eq. 1. Photo credit: Yu.Vasil'chuk, 2010

вать поздней стадии льдообразования. Сначала формировался лёд периферии 1 и центрального штока, потом периферии 2. Вероятно, такой характер промерзания связан со сложным строением талика, неравномерным промерзанием и последующей деформацией центрального штока боковыми сдвигами. Таким образом, это сложно деформированная пластовая залежь, где лёд на момент опробования залегал, вероятно, не там, где он был сформирован, кроме того, верхняя часть обнажения могла быть значительно эродирована и “срезана” более поздними процессами на поверхности.

ФОРМИРОВАНИЕ ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ В УСЛОВИЯХ ОТКРЫТОЙ СИСТЕМЫ

Большинство изученных пластовых льдов Ямала образованы внутригрунтовым замерзанием воды, поэтому под механизмом подразумевается только в каких условиях эта вода переходила в лёд. Соответствие значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда скважины Р-34 и пласта 4 наклону, характерному для открытой системы, говорит о том, что лёд образовывался при свободном доступе воды к фронту промерзания в условиях большой обводнённости. При этом состав воды менялся во времени. В случае прибрежного положения пластовых льдов, как было отмечено для районов Марре-Сале и Харасавэй, динамика изменения изотопных параметров воды могла быть связана с отшнуровывающимися озёрами, в которых морская вода в значительной степени опреснялась атмосферными осадками. Как отмечено ранее (Vasil'chuk et al., 2014), в настоящее время на заливаемых поймах рек, на пляжах и низкой лаиде Карского моря и Байдарацкой губы отложения находятся в многолетнемёрзлом состоянии. Вероятно, и 25–20 тыс. лет назад в условиях существенно более суровых, чем современные, сильноводонасыщенные отложения промерзали с формированием пластовых льдов.

Ранее С.М. Фотиев связывал образование пластовых льдов Ямала с пресным источником воды — озёрной, атмосферной; с промерзанием несквозных таликов и водоносных горизонтов и инъекционным механизмом доставки воды к фронту промерзания (Фотиев, 2003). Выполненные исследования показывают, что источником воды служат пресные поверхностные воды атмосферного происхождения. Их поступление к месту формирования залежи, вероятно, связано с обширными песчаными водоносными горизонтами, что позволяло формироваться

обширным по простиранию залежам ПЛ. Конжеляционный лёд формировался в открытой системе, о чём говорит наклон линии регрессии $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$, равный 7.3...7.4 для ПЛ в Харасавэе и Марре-Сале (Чижова, Васильчук, 2020). Диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, характерный для этих пластовых льдов (превышающий 4‰ по $\delta^{18}\text{O}$), говорит о гетерогенности источника воды (табл. 2). Следовательно, процесс формирования льда был длительным, поверхностные воды меняли свои изотопные характеристики в зависимости от поступления сезонных осадков или заливов морской воды (как в случае прибрежных обнажений).

Общий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и наклон линии регрессии, соответствующий открытой системе, свидетельствует в пользу того, что пластовый лёд в районе Бованенково, залегающий на глубинах от 10 до 30 м, — это внутригрунтовой сегрегационный лёд, образовавшийся по тому же механизму, что описан для пластовых льдов Марре-Сале и Харасавэй (Чижова, Васильчук, 2019; 2020). Пластовые льды в отложениях северо-западного побережья п-ва Ямал в районе пос. Харасавэй приурочены к поднятиям кровли песчаных прибрежно-морских отложений, перекрываемых суглинистой толщей морских осадков. Пластовые льды залегают согласно вмещающим отложениям. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в линзах льда над ПЛ и в самой залежи варьируют от -18.6 до -26.3 ‰, уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда сопровождается ростом d_{exc} (Белова, 2014). Такой характер взаимного распределения (уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ на фоне увеличения d_{exc}) характерен для условий закрытой системы, а в данном случае наклон линии регрессии $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (от 7.23 до 7.56 для разных секций отбора) соответствует условиям открытой системы (Чижова, Васильчук, 2020). Мы предполагаем изменение изотопных характеристик источника питания водоносного горизонта, а не направление сверху вниз промерзания, как это было предложено Н. Беловой (Белова, 2014), но разделяем её взгляд о возникновении льда в ходе эпигенетического промерзания вмещающих отложений (Белова, 2014). Вся история развития территории сопряжена с последовательно сменяющимися фациальными условиями морского осадконакопления, как в условиях относительно глубокого моря, так и в условиях осушек и лагунно-прибрежных обстановок (Данилов, 1978). Общее в образовании пластовых льдов Ямала — их приуроченность к сочетанию в разрезе горизонтов песка, по которым происходило поступление воды, и суглин-

Таблица 2. Условия льдообразования и характеристика источника воды некоторых обнажений пластовых льдов Ямала**Table 2.** Ice formation conditions and water source characteristics of some layer ice outcrops in Yamal

Местоположение	Наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$	Условия образования ПЛ	Источник воды	Библиография
Васькины дачи, основное тело залежи	2...4	Сингенетическое сегрегационное в закрытой системе	Озёрная вода	Данная работа
Васькины дачи, линза чистого льда	6.5	Конжеляционное льдообразование в закрытой системе при локальной инъекции		
Бованенково, Пласт 4	7.0	Внутригрунтовое сегрегационное в открытой системе	Поверхностные воды, изменяющегося состава	Васильчук, 2010
Бованенково, Р-34	7.3	Внутригрунтовое сегрегационное в открытой системе		
Марре-Сале	7.5	Внутригрунтовое конжеляционное в открытой системе		Стрелецкая и др., 2013 Чицова, Васильчук, 2019
Харасавэй	7.4	Внутригрунтовое сегрегационное в открытой системе		Белова, 2014; Чицова, Васильчук, 2020
р. Оюяха, нижний ярус пластовых льдов	7.6	Внутригрунтовое конжеляционное сегрегационное в открытой системе		Белова, 2014
р. Еркутаяха	4.8	Внутригрунтовое конжеляционное в закрытой системе	Озёрная вода	Данная работа; Васильчук и др., 2011
Пос. Сабетта	~8	Внутригрунтовое конжеляционное сегрегационное в открытой системе	Поверхностные воды изменяющегося состава	Васильчук и др., 2015

ка/глины как локальных водоупоров. Вероятно, возраст ПЛ, вскрытых в скважине Р-34, ввиду их глубокого залегания намного старше возраста пластовых льдов у Марре-Сале и Харасавэя и пласта 4, однако их изотопные характеристики указывают на схожий механизм образования. Это косвенно свидетельствует об общем циклическом характере развития криолитозоны севера Западной Сибири, связанном с накоплением морских осадков, изменчивостью палеоэкологической обстановки и изменениями глубин бассейна седиментации.

Интересное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ получено по пластовому льду, вскрытому на разных глубинах в отложениях первой лагунно-морской террасы и лайды вблизи пос. Сабетта (Васильчук и др., 2015). Для пластов льда, зале-

гающих на разных глубинах, отмечено уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ снизу вверх. На глубине 8 м в скважине 17 (рис. 6, а) значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ самые тяжёлые, они уменьшаются во льду на глубине 6 м в скважине 12, а самые лёгкие отмечены на глубине 1.5 м в скважине 42, при этом все полученные значения близки к линии метеорных вод, указывая на атмосферный источник воды, формирующей лёд. Положение точек пластового льда в скважине 17 на $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ диаграмме (см. рис. 6, б) несколько необычно, поскольку они лежат не вдоль ГЛМВ, а практически параллельно оси ординат.

Вероятно, это связано с разными скоростями образования льда и незначительными изменениями изотопных параметров воды, из которой он формировался. Узкий диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$

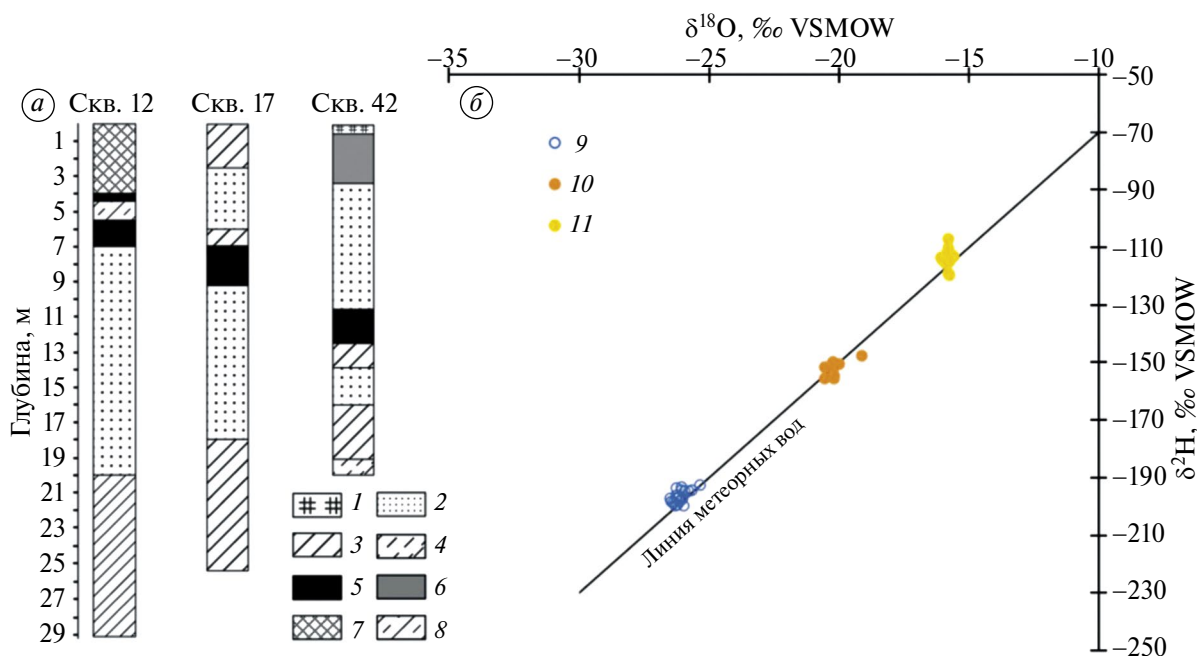


Рис. 6. Строение разреза (а) и распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда близ пос. Сабетта (б): 1 — мохово-растительный слой с торфом; 2 — песок; 3 — суглинок, 4 — супесь; 5 — лёд пластовый белый, горизонтально-слоистый; 6 — лёд коричневый, вертикально-слоистый; 7 — насыпной грунт; 8 — ил; 9 — значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ верхнего пластового льда в скв.42; 10 — значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда в скважине 12; 11 — значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда в скважине 17

Fig. 6. Section structure (a) and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of massive ice near the Sabetta settlement (b): 1 — moss-vegetation layer; 2 — peat; 3 — sand; 4 — loam, 5 — sandy loam; 6 — white massive ice, horizontally layered; 7 — brown massive ice, vertically layered; 8 — fill-up soil; 9 — black silt; 10 — $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of the upper massive ice in borehole 42; 11 — $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of massive ice in borehole 12; 12 — $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of massive ice in borehole 17

(от 0.4 в скважине 17 до 1.4‰ в скважине 12), отсутствие выраженных линейных трендов для отдельных слоёв ПЛ говорят о том, что все три слоя льда на разных глубинах сформированы конжеляционным льдообразованием в условиях открытой системы из воды, которая практически не меняла своих изотопных параметров. Вероятно, на разных глубинах залегают линзы разновозрастных ПЛ и источником для них были воды разного изотопного состава. В верхней залежи скважины 42 величины $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ льда значительно ниже современных поверхностных вод и близки к позднеплейстоценовым ПЖЛ. Кроме того, вертикальная слоистость указывает на возможность нахождения здесь повторно-жильного льда.

ВЫВОДЫ

Показано, что соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда — диагностический признак источника воды, механизма и условий формирования залежей подземных льдов. Пластовые

ледяные залежи Центрального Ямала образовались при промерзании водонасыщенных отложений. Для пластовых льдов, залегающих близко к поверхности во внутренних районах Ямала, вмещающими отложениями служат озёрные или аллювиальные суглинки, а изотопные параметры льда ($\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$) указывают на пресные поверхностные воды как на наиболее вероятный источник воды для формирования льда. Наиболее вероятно, что это атмосферные воды — озёрные и подземные воды свободного водообмена, питающиеся через озёрные талики. Фациальные условия образования ПЛ различны, что отразилось в изотопных характеристиках льда.

Изотопные параметры пластовых льдов свидетельствуют о том, что сегрегационные пластовые залежи в районах Бованенково (скважина Р-34, пласт 4), пос. Марре-Сале, Харасавэя и Сабетты формировались при свободном доступе воды в условиях открытой системы. Этот тип пластовых льдов отмечен на разных глубинах и абсолютных высотах, общая черта его распро-

странения — это приуроченность к грунтовым разностям пески — суглинки/глины, где пески представляются основным водоносным горизонтом.

При промерзании донных озёрных осадков реализуются условия закрытой системы (“Васькины дачи”). Установлено парагенетическое сочетание сегрегационного ПЛ с линзой инъекционного льда.

Для внутригрунтового пластового льда в долине р. Еркутаяха предположены условия закрытой системы. Выраженная деформация центральной секции связана с давлением остающейся замерзающей воды. Формирование пластовой залежи обусловлено неравномерным промерзанием несквозного талика и деформациями льда, сформированного на начальной стадии промерзания. Изотопные данные из центральной части обнажения не соответствуют инъекционному внедрению оставшейся воды из талика (как в случае классического пинго), а следовательно, центральная часть обнажения деформирована боковым надвигом ледогрунта, сформированным позднее.

Благодарности. Работа выполнена в рамках проекта РНФ 25-27-00233.

Acknowledgements. The work was carried out as part of the RNF project 25-27-00233.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 143–145.
- Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М., МАКС Пресс, 2014. 180 с.
- Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ (Центральный Ямал) // Инженерная геология. 2010. № 3. С. 50–67.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Вариации $\delta^{18}\text{O}$, δD и содержание пыльцы и спор в автохтонной гетерогенной пластовой залежи на реке Еркутаяха на Южном Ямале // Доклады Академии Наук. 2011. Т. 438. № 3. С. 400–405. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11050382>
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Суллина А.Н., Чижова Ю.Н. Голоценовые многоярусные пластовые льды в устье реки Сабеттаяха, полуостров Ямал // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 4. С. 39–53.
- Волосович К.А. Доклад о геологическом строении Новосибирских островов и земли Беннета, а также о связи их тектоники с данными, имеющимися по части геологического строения северной части Сибирского материка // Записки Минералогического общества. СПб., 1905. Сер. II. Ч. 43. Вып. 2. С. 84–87.
- Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
- Данилов И.Д. Плейстоцен морских субарктических равнин. М., Изд-во МГУ, 1978. 198 с.
- Данилов И.Д., Парунин О.Б., Марьенко В.А., Чугунов А.Б. Возраст мёрзлых отложений и изотопный состав залежей подземных льдов полуострова Ямал (север Западной Сибири) // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992. С. 118–124.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х., Опель Т., Ширмейстер Л., Веттерих С. Изотопный состав тектурных льдов побережья моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 27–34.
- Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мёрзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 24–32.
- Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мёрзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.
- Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. О генезисе пластовых льдов // Вестник МГУ. Серия геология. 1978. № 3. С. 35–42.
- Катасонов Е.М. Криогенные текстуры, ледяные и земляные жилы как генетические признаки многолетнемерзлых четвертичных отложений // Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 32–44.
- Конищев В.Н., Голубев В.Н., Рогов В.В., Сократов С.А., Токарев И.В. Экспериментальное исследование изотопного фракционирования воды в процессе сегрегационного льдообразования // Криосфера Земли. 2014. Т. 18. № 3. С. 3–10.
- Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М., Научный мир, 2010. 352 с.
- Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е. Пластовые льды Среднего Ямала и их роль в формировании рельефа // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения Сибирского отделения АН СССР, 1982. С. 51–61.
- Романовский Н.Н. Сингенетическое промерзание отложений / Под ред. В.А. Кудрявцева // Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во МГУ, 1978. С. 311–316.
- Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В. Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // Материалы гляциол. исследований. 1993. Вып. 77. С. 139–149.

- Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г.* Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // *Лёд и Снег*. 2013. № 2. С. 83–92.
- Тарноградский В.Д.* О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ва Ямал // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 80–89.
- Толь Э.* Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду. На основании работ двух экспедиций, снаряжённых императорской Академией Наук, в 1885–1886 и в 1893 годах // *Записки Императорского Русского Географического общества по общей географии*. СПб, 1897. Т. 32. № 1. 139 с.
- Фотиев С.М.* Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // *Криосфера Земли*. 2003. Т. 7. № 1. С. 63–75.
- Чижова Ю.Н., Бабкин Е.М., Хомутов А.В.* Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала // *Лёд и Снег*. 2021. Т. 61. № 1. С. 139–148.
- Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 1. Марре-Сале // *Арктика и Антарктика*. 2019. № 4. С. 33–51.
- Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К.* Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 2. Харасавэй // *Арктика и Антарктика*. 2020. № 1. С. 35–56.
- Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Zazovskaya E.P., Khomutov A.V.* Features of Late Pleistocene Massive Ice Formation in the Central Yamal Peninsula Based on Isotopic Signature (^{18}O , ^2H) of Ice // *Polar Science*. 2022. V. 33. P. 100848.
- Clark I.D., Lauriol B.* Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada: Insights into Permafrost Hydrogeology and Karst // *Arctic and Alpine Research*. 1997. V. 29. № 2. P. 240–252.
- Jouzel J., Souchez R.* Melting-Refreezing at the Glacier Sole and the Isotopic Composition of the Ice // *Journal of Glaciology*. 1982. V. 28. № 98. P. 35–42.
- Lacelle D.* On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-Excess Relations in Meteoric Precipitation and During Equilibrium Freezing: Theoretical Approach and Field Examples // *Permafrost and Periglacial Process*. 2011. V. 22. P. 13–25.
- Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium Oxygen and Hydrogen Isotope Fractionation Between Ice and Water // *Journal of Glaciology*. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
- Michel F.A.* The Relationship of Massive Ground Ice and the Late Pleistocene History of Northwest Siberia // *Quaternary International*. 1998. V. 45–46. P. 43–48.
- Perşoiu A., Onac B.P., Wynn J. G., Bojar A.V., Holmgren K.* Stable Isotope Behavior During Cave Ice Formation by Water Freezing in Scărișoara Ice Cave, Romania // *Journal of Geophysical Research*. 2011. V. 116. P. D02111.
- Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaia I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G.* Methane and Dissolved Organic Matter in the Ground Ice Samples from Central Yamal: Implications to Biogeochemical Cycling and Greenhouse Gas Emission // *Geosciences*. 2020. V. 10. P. 450.
<https://doi.org/10.3390/geosciences10110450>
- Souchez R., Jouzel J.* On the Isotopic Composition in δD and $\delta^{18}\text{O}$ of Water and Ice During Freezing // *Journal of Glaciology*. 1984. V. 30. P. 369–372.
- Souchez R., Jouzel J., Lorrain R., Sleewaegen S., Stiévenard M., Verbeke V.* A Kinetic Isotope Effect During Ice Formation by Water Freezing // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. P. 1923–1926.
- Souchez R., Grootte J.* δD – $\delta^{18}\text{O}$ Relationships in Ice Formed by Subglacial Freezing: Paleoclimatic Implications // *Journal of Glaciology*. 1985. V. 31. P. 229–232.
- Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K.* Pollen as a Potential Indicator for Massive Ice Origin // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2021. V. 32. Is. 3. P. 349–367.
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A.* Isotopic and Palynological Compositions of a Massive Ice in the Mordyyakha River, Central Yamal Peninsula // *Doklady Earth Sciences*. 2012. V. 446. № 1. P. 1105–1109.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X12090164>
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Papesch W., Podborny Ye.Ye.* ^{14}C Age, Stable Isotope Composition and Pollen Analysis of Massive Ice, Bovanenkovovo Gas Field, Central Yamal Peninsula // *Geography, Environment, Sustainability*. 2014. V. 7. № 2. P. 49–70.

Citation: Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Interpretation of Isotope Data of Massive Ice Bodies in Western Siberia — the Key to Understanding the Conditions of Ice Formation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2026, 66 (1): 155–171. [In Russian]. doi: 10.7868/S2412376526010112

Interpretation of Isotope Data of Massive Ice Bodies in Western Siberia — the Key to Understanding the Conditions of Ice Formation

© 2026 Ju. N. Chizhova^{a,#}, Yu. K. Vasil'chuk^b

^a*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

[#]*e-mail: eacentr@yandex.ru*

Received July 28, 2025; revised October 8, 2025; accepted December 29, 2025

The issues of the genesis of massive ice are still controversial and in many cases unresolved, especially if the ice deposit contains pronounced dislocations. The method of interpreting the $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ ratio allows us to establish the source of water and the conditions of deposit formation. The basis of the methodological approach is to establish the conditions of a closed or open system during freezing based on the slope of the trend line for all ice samples in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ coordinates. The potential of this approach is demonstrated using the example of data on massive ice exposed in boreholes in the Bovanenkovo gas condensate field and the outcrop of a thermocirque on the 3rd marine terrace near the Vas'kiny Dachi (Bovanenkovo) stationary site. In the first case, it is shown that the ice was formed under conditions of high flooding, free access of water (open system), which changed its isotopic parameters over time. In the second case, the ice formed in a closed system with syngenetic accumulation of bottom lake sediments. For comparison, data on previously published (massive) ice of Yamal are summarized, most of which are interpreted as intra-ground ice formed in an open system.

Keywords: oxygen isotopic composition, hydrogen isotopic composition, ground ice, genesis of massive ice, Yamal Peninsula

REFERENCES

- Anisimov M.A., Tumskoy V.E., Ivanova V.V. Massive Ice of the New Siberian Islands as a Relic of Ancient Glaciation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101:143–145. [In Russian].
- Belova N.G. *Plastovyye l'dy yugo-zapadnogo poberezh'ya Karskogo morya*. Massive Ice of the Southwestern Coast of the Kara Sea. Moscow, MAKS Press, 2014: 180 p. [In Russian].
- Vasil'chuk Y.K. Massive Ice of Bovanenkovo Gas-Condensate Field (the Central Yamal Peninsula). *Inzhenernaya geologiya*. Engineering Geology. 2010, 3: 50–67. [In Russian].
- Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C. Variations in $\delta^{18}\text{O}$, δD , and the Concentration of Pollen and Spores in an Autochthonic Heterogeneous Massive Ice on the Erkutayaha River in the Southern Part of the Yamal Peninsula. *Doklady Rossiiskoy Akademii Nauk*. Reports of the Academy of Sciences. 2011, 438 (1): 400–405. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11050382> [In Russian].
- Vasil'chuk A.C., Podborny Ye.Ye., Sullina A.N., Chizhova Ju.N. Multistage Holocene Massive Ice near the Sabettayaha River Mouth Yamal Peninsula. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2015, 19 (4): 39–53. [In Russian].
- Vollosovich K.A. Report on the Geological Structure of the New Siberian Islands and Bennett Land, and on the Relationship of Their Tectonics with the Available Data on the Geological Structure of the Northern Part of the Siberian Continent. *Zapiski Mineralogicheskogo obshchestva*. Notes of the Mineralogical Society. St. Petersburg. 1905, Series II, 43 (2): 84–87. [In Russian].
- Glyatsiologicheskii slovar*. Glaciological Dictionary. Edited by V.M. Kotlyakov. Leningrad Hydrometeoizdat, 1984: 527 p. [In Russian].
- Danilov I.D. *Pleystotsen morskikh subarkticheskikh ravnin*. Pleistocene of Marine Subarctic Plains. Moscow, Moscow State University Press, 1978: 198 p. [In Russian].
- Danilov I.D., Parunin O.B., Maryenko V.A., Chugunov A.B. Age of Frozen Sediments and Isotopic Composition of Underground Ice Deposits of the Yamal Peninsula (Northern Western Siberia). *Geokhronologiya chetvertichnogo perioda*. Geochronology of the Quaternary Period. Moscow, Nauka, 1992: 118–124 p. [In Russian].
- Derevyagin A.Yu., Chizhov A.B., Mayer H., Opel T., Schirrmeister L., Wetterich S. Isotopic Composition of Textural Ices of the Laptev Sea Coast. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2013, 17 (3): 27–34. [In Russian].
- Dubikov G.I. *Paragenez plastovikh ldov i myorzlikh porod Zapadnoi Sibiri*. Paragenesis of Massive Ice and Frozen Rocks of Western Siberia. In the book:

- Massive Ice of the Permafrost Zone. Yakutsk: Institute of Mathematics SB RAS, 1982: 24–32. [In Russian].
- Dubikov G.I. *Sostav i kriogennoe stroenie myorzlikh tolshch Zapadnoi Sibiri*. Composition and Cryogenic Structure of Frozen Strata of Western Siberia. Moscow: GEOS, 2002: 246 p. [In Russian].
- Zhestkova T.N., Shur Yu.L. On the Genesis of Massive Ice. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya Geologi*. Bulletin of Moscow University. Geology Series. 1978, 3: 35–42. [In Russian].
- Katasonov E.M. Cryogenic Textures, Ice and Earth Veins as Genetic Features of Permafrost Quaternary Deposits. *Voprosi kriologii pri izuchenii chetvertichnikh otlozhenii*. Issues of Cryology in the Study of Quaternary Deposits. M.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1962: 32–44. [In Russian].
- Konishchev V.N., Golubev V.N., Rogov V.V., Sokratov S.A., Tokarev I.V. Experimental Study of Isotopic Fractionation of Water in the Process of Segregation Ice Formation. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2014, 18 (3): 3–10. [In Russian].
- Kritsuk L.N. *Podzemnyye l'dy Zapadnoy Sibiri*. Underground Ice of Western Siberia. Moscow, Nauchny Mir, 2010: 352 p. [In Russian].
- Parmuzin S.Yu., Sukhodolsky S.E. Massive Ice of the Middle Yamal and Its Role in Relief Formation. In: *Plastovyye l'dy kriolitozony*. Massive Ice of the Cryolithozone. Yakutsk: Publishing house of the Institute of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1982: 51–61 p.
- Romanovsky N.N. Syngenetic Freezing of Sediments. *Obshchee Merzlotovedenie*. General Permafrost Science. Moscow: Publishing house of Moscow University, 1978: 311–316. [In Russian].
- Solomatina V.I., Konyakhin M.A., Nikolaev V.I., Mikhalev D.V. Occurrence Conditions and Composition of Massive Ice on the Yamal Peninsula. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 77: 139–149. [In Russian].
- Streletskaya I.D., Vasil'ev A.A., Oblogov G.E., Matyukhin A.G. Isotopic Composition of Underground Ice of Western Yamal (Marre-Sale). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2: 83–92. [In Russian].
- Tarnogradsky V.D. On the Origin of Sheet Deposits of Underground Ice on the Kara Coast of the Yamal Peninsula. *Plastovyye l'dy kriolitozony*. Sheet Ice of the Cryolithozone. Yakutsk: Publishing house of the Institute of the Siberian Branch of the USSR Academy of Sciences, 1982: 8089 p. [In Russian].
- Tol' E. Fossil Glaciers of the New Siberian Islands, Their Relation to Mammoth Carcasses and to the Ice Age. Based on the Work of Two Expeditions Equipped by the Imperial Academy of Sciences in 1885–1886 and in 1893. *Zapiski Imperatorskogo Russkogo Geograficheskogo Obshchestva po Obshchei Geografii*. Notes of the Imperial Russian Geographical Society on General Geography. St. Petersburg. 1897, 32 (1): 139 p. [In Russian].
- Fotiev S.M. Genesis of Ice Layers in Marine Sediments of Yamal. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2003, 7 (1): 63–75 p. [In Russian].
- Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Khomutov A.V. Isotopic Composition of Oxygen and Hydrogen of Ice Wedges in Central Yamal. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (1): 137–148 [In Russian]
- Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Difficulties in the Isotopic Indication of the Genesis Yamal's Massive Ice. Part 1. Marre-Sale. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctica. 2019, 4: 33–51. [In Russian]
- Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Problems of Isotope Indication of the Genesis of Bedded Deposits of Yamal. Part 2. Kharasavey. *Arktika i Antarktika*. Arctic and Antarctic. 2020, 1: 35–56. [In Russian]
- Chizhova Ju.N., Babkin E.M., Zazovskaya E.P., Khomutov A.V. Features of Late Pleistocene Massive Ice Formation in the Central Yamal Peninsula Based on Isotopic Signature (^{18}O , ^2H) of Ice. *Polar Science*. 2022, 33: 100848.
- Clark I.D., Lauriol B. Aufeis of the Firth River Basin, Northern Yukon, Canada: Insights into Permafrost Hydrogeology and Karst. *Arctic and Alpine Research* 1997, 29 (2): 240–252.
- Jouzel J., Souchez R. Melting-Refreezing at the Glacier Sole and the Isotopic Composition of the Ice. *Journal of Glaciology*. 1982, 28 (98): 35–42.
- Lacelle D. On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-Excess Relations in Meteoric Precipitation and During Equilibrium Freezing: Theoretical Approach and Field Examples. *Permafrost and Periglacial Process*. 2011, 22: 13–25.
- Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium Oxygen and Hydrogen Isotope Fractionation Between Ice and Water. *Journal of Glaciology*. 1991, 37 (125): 23–26.
- Michel F.A. The Relationship of Massive Ground Ice and the Late Pleistocene History of Northwest Siberia. *Quaternary International*. 1998, 45–46: 43–48.
- Perşoiu A., Onac B.P., Wynn J.G., Bojar A.V., Holmgren K. Stable Isotope Behavior During Cave Ice Formation by Water Freezing in Scărişoara Ice Cave, Romania. *Journal of Geophysical Research*. 2011, 116: D02111.
- Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaya I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G. Methane and Dissolved Organic Matter in the Ground Ice Samples from Central Yamal: Implications to Biogeochemical Cycling and Greenhouse Gas Emission. *Geosciences*. 2020, 10: 450. <https://doi.org/10.3390/geosciences10110450>
- Souchez R., Jouzel J. On the Isotopic Composition in δD and $\delta^{18}\text{O}$ of Water and Ice During Freezing. *Journal of Glaciology*. 1984, 30: 369–372.

- Souchez R., Jouzel J., Lorrain R., Sleewaegen S., Stiévenard M., Verbeke V.* A Kinetic Isotope Effect During Ice Formation by Water Freezing. *Geophysical Research Letters*. 2000, 27: 1923–1926.
- Souchez R., Grootte J.* δD — $\delta^{18}O$ Relationships in Ice Formed by Subglacial Freezing: Paleoclimatic Implications. *Journal of Glaciology*. 1985, 31: 229–232.
- Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk Yu.K.* Pollen as a Potential Indicator for Massive Ice Origin // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2021, 32 (3): 349–367. <https://doi.org/10.1002/ppp.2095>
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A.* Isotopic and Palynological Compositions of a Massive Ice in the Mordyyakha River, Central Yamal Peninsula. *Doklady Earth Sciences*. 2012, 446 (1): 1105–1109. <https://doi.org/10.1134/S1028334X12090164>
- Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Papesch W., Podborny Ye.Ye.* ^{14}C Age, Stable Isotope Composition and Pollen Analysis of Massive Ice, Bovanenkovo Gas Field, Central Yamal Peninsula. *Geography, Environment, Sustainability*. 2014, 7 (2): 49–70. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2014-7-2-49-70>