

Подземные льды и наледи

УДК 551.345:544.02

doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-507-523

Изотопная индикация условий образования ледяных ядер булгунняхов (пинго)

© 2018 г. Ю.Н. Чижова^{1*}, Ю.К. Васильчук²¹Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия;²Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*eacentr@yandex.ru

Use of stable water isotopes to identify stages of the pingo ice core formation

Ju.N. Chizhova^{1*}, Yu.K. Vasil'chuk²¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*eacentr@yandex.ru

Received April 4, 2018

Accepted August 1, 2018

Keywords: *deuterium excess, injection ice, isotopic composition, pingo (frost mound), stages of growth.*

Summary

The isotopic characteristics of the pingo ice cores are considered. The distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values, d_{exc} , $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ and $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$ relationships, and the simulation of the distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values during the ice formation in a closed system, allowed drawing conclusion about the hydrological conditions and stages of the ice core growth. All pingos (Pestsovoye, Weather, Pingo-20) were formed in draining lake basins in the course of freezing of closed taliks. It is established that the water, which served as a source for the formation of the ice core, was subjected to evaporation still before the ice formation. According to our estimates, the water from which the ice of the Pestsovoye pingo was formed was heavier in values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ by 3.9 and 29.7‰, respectively, than the current average annual precipitation in the region. Similarly, for the ice of the core of the Pingo Weather it is 2.9 and 14.5‰, and 5.1 and 27.7‰ for the Pingo-20, respectively. In the ice cores of all considered pingos there is an ice formed in a closed system: in Pingo-20 it is a pure injection ice, while in the Pestsovoye and the Weser ones – the injected-segregated ice. The frost mounds Pestsovoye and Weser grew under changing hydrological conditions: one part of the ice was formed when there was a free flow of water to the freezing front (open system); the other one – when the water-saturated lenses of the closed talik were frozen (closed system). The isotopic composition of ice being formed under conditions of a closed system reflects isotopic depletion during freezing and ice formation according to the Rayleigh model. It is expressed in a successive decrease in the values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ from the first portions of ice to the last ones as the freezing continued. The contrast values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in different parts of the ice being formed in the closed system may be used as an additional tool to identify direction of freezing. In a closed system, the last portions of ice have the greater contrast of the isotope values as compared to the first portions.

Citation: Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K. Use of stable water isotopes to identify stages of the pingo ice core formation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018. 58 (4): 507–523. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-507-523

Поступила 4 апреля 2018 г.

Принята к печати 1 августа 2018 г.

Ключевые слова: *бугры пучения, булгунняхи, дейтериевый эксцесс, изотопный состав кислорода и водорода, инъекционный лёд.*

Рассмотрено распределение значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} в ледяных ядрах инъекционных бугров пучения (булгуннях, пинго). Установлено, что булгуннях Песцовое (Тазовский п-ов), пинго Уэзер (залив Прудо, Аляска) и пинго-20 на Аляске сформировались при образовании льда из воды осушающихся озёр, которая до начала пучения подверглась испарению. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ в разных частях ледяного ядра может быть использована как дополнительный инструмент для установления направления промерзания.

Введение

Изучение изотопного состава ледяного ядра булгунняхов — актуальный метод для выяснения условий образования льда, стадий формирова-

ния, а также типов льда, присутствующих в бугре. Термин булгуннях относится к буграм криогенного пучения, возникшим в озёрных котловинах при их промерзании [1]. Лёд ядер бугров пучения может относиться к нескольким типам — это

не только инъекционный, но и сегрегационный лёд, а также комбинация этих двух типов льда [2]. Кроме этих типов льда, при росте бугра в трещинах растяжения может образовываться лёд интрузивных даек, а на поверхности булгунняхов — полигонально-жильный лёд, в ледяное ядро могут проникать ледяные жилы. В англоязычной литературе инъекционные бугры пучения называют пинго. Их подразделяют на пинго гидростатической системы (в англоязычной литературе они ещё называются пинго замкнутой системы) — бугры, образованные при промерзании озёрных котловин, и пинго гидродинамической системы (в англоязычной литературе пинго открытой системы) — присклоновые гидролакколиты.

Скорость формирования булгунняхов варьирует в широких пределах, в том числе может быть очень высокой. По данным П.А. Соловьева [3], в аласной котловине Нямчир, в долине р. Суола, при высыхании озера и промерзании его дна формировались булгунняхи с приращением их высоты около 0,5 м/год. Полевые исследования Дж.Р. Маккая в районе п-ова Тактояк так показывают [4], что почти 100% булгунняхов образовались в пределах бывших озёрных котловин, большинство из которых осушались в течение нескольких дней, недель или месяцев, а не в течение десятилетий или столетий. Поэтому начало роста булгунняхов происходило именно в результате быстрого осушения озёр. Подо льдом булгунняхов, особенно растущих, как правило, располагается мощная линза воды, находящаяся под большим давлением. На это указывают и фонтаны, возникающие, когда при бурении пройдена вся толща льда и вскрыта подстилающая линза воды. Подтверждают это и родники, выходящие на поверхность по периферии булгунняхов [4]. Направление промерзания и льдообразования в булгунняхах, по мнению Дж.Р. Маккая, обычно происходит сверху вниз. Давление воды в линзе под булгунняхом достаточно большое, чтобы поднять и деформировать 10–30-метровый горизонт перекрывающих мёрзлых отложений и расположенное ниже ледяное ядро. Рост булгунняхов может быть очень быстрым. Например, вершина булгунняха № 9, согласно прямым полевым измерениям Дж.Р. Маккая, с 1970 по 1996 г. выросла приблизительно на 4,5 м, а расчётное увеличение объёма составило в среднем 250–300 м³/год [4].

Изотопный состав льда пинго исследовался канадскими [5–7] и японскими [8–10] специалистами на севере Канады, Шпицбергене, в Гренландии, в континентальных районах Аляски, в Северной Монголии. Детальное изучение возраста отложений и изотопного состава льда булгунняха на п-ове Тазовском выполнено коллективом геокриологов при участии авторов настоящей статьи [11, 12], проведено также сопоставление изотопного состава льда булгунняхов севера Западной Сибири и пинго Аляски [13]. Задачи настоящей работы — углублённая интерпретация вариаций $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и особенно d_{exc} в изученном ранее [11–13] ледяном ядре булгунняха Песцовое, расположенного в долине р. Евоях на юге Тазовского полуострова, рассмотрение изотопных характеристик ядер пинго, описанных в Канадской Арктике, на Аляске и в Монголии, а также установление изотопных вариаций, характерных для разных стадий формирования ледяного ядра бугров.

Объекты и методы

Булгуннях Песцовое в долине р. Евояха, Тазовский полуостров. На юге Тазовского полуострова, в пределах нефтяного месторождения Песцовое (66°10' с.ш. 76°30' в.д.), примерно в 100 км от г. Новый Уренгой, в 10 км севернее станции Тундра, на вершине булгунняха высотой 17 м выполнен отбор перекрывающего торфа для радиоуглеродных определений и проведено бурение скважины глубиной более 30 м для изучения внутреннего строения и изотопного состава кислорода и водорода ледяного ядра. В разрезе бугра вскрыты: торф тёмно-коричневый мощностью 0,5 м, подстилаемый оторфованным суглинком мощностью 0,4 м; суглинок тёмно-серый плотный многолетнемёрзлый с массивной и горизонтально слоистой (в нижней части слоя) криотекстурой мощностью 11,1 м; переслаивание суглинка и льда, толщина слоёв льда 5–7 см, суглинка — 10–12 см; лёд слоистый мощностью 14,3 м, отмечено переслаивание мутного, прозрачного и молочно-белого льда. В нижних 7 м встречены: прослой суглинка толщиной 2–3 см; суглинок серый плотный, мощность слоя 5 м с прослоями льда толщиной 5–8 см.

О возрасте булгунняха можно судить по радиоуглеродному датированию перекрывающе-

го бугор торфа в его центральной части и вблизи подножия на пьедестале. В центральной части булгуннях датированы: поверхностный торф, возраст 2560 ± 70 лет; торф с глубины 0,3–0,4 м – 5220 ± 50 лет; торф с глубины 0,85–0,9 м – 5080 ± 50 лет. На периферии бугра торф с глубины 0,05–0,15 м имеет возраст 5400 ± 40 лет. Таким образом, пучение происходило в два этапа: на первом этапе оно началось по периферии бугра около 5000 лет назад, а на втором этапе пучение активизировалось около 2500 лет назад в центральной части булгуннях. Скорость подъёма поверхности булгуннях была достаточно высока и достигала 2–3 см/год, что привело к формированию крупного бугра [12].

В массивном льду ядра булгуннях и из шлиров перекрывающих и подстилающих отложений отобраны образцы льда с шагом 0,2–0,6 м, в которых измерен изотопный состав кислорода и водорода в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. Для калибровки измерений использовались международные стандарты V-SMOW, GISP, SLAP. Точность измерений составила 0,1‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и 1‰ по $\delta^2\text{H}$.

Пинго Уэзер. Пинго Уэзер расположен в осушенной озёрной котловине вблизи залива Прудо ($70^\circ 16'$ с.ш., $148^\circ 34'$ з.д.), в зоне непрерывного распространения многолетнемёрзлых пород на Аляске. Он достигает в высоту 6 м и имеет диаметр 100 м. Весной 1982 г. выполнено описание и бурение ледяного ядра [9]. При бурении использовался модифицированный бур SIPRE диаметром 8 см. Пинго Уэзер – это пинго замкнутой системы, расположен в дренированном бассейне озера вблизи р. Путулигаюк, его высота, как уже отмечалось, 6 м. Скважина, которая была забурена в центре пинго, достигла глубины около 13 м и прошла через центральное ледяное ядро к нижележащим мёрзлым гравийным пескам. При бурении измерена температура на дне скважины, которая составила $-8,7^\circ\text{C}$. Размеры отдельных линз льда колебались от 0,3 до 0,6 м. Секции отобранного керна были плотно упакованы, запечатаны в пластиковые трубы и хранились в холодильной камере при температуре -30°C на объекте CRREL-Nanover. В мае 2010 г. керны разделили на образцы. Отмечено, что в ядре не произошло никаких изменений после почти трёх

десятилетий хранения, при разделении на образцы физические свойства льда также не изменились – ни форма кристаллов льда, ни длина, ни диаметр и ориентация воздушных пузырьков [9].

Пинго-20. Согласно Дж.Р. Маккаю [5], пинго-20, как и большинство этих образований на п-ове Тактоятак, относится к пинго с гидростатической (замкнутой) системой, которые растут на дне осушающихся термокарстовых озёр. Отмечено, что 90% льда в пинго-20 – почти чистый инъекционный лёд, образовавшийся при промерзании подземной линзы воды. В ледяном ядре пинго-20 подсчитано 30 парных слоёв льда общей мощностью около 6 м. Это, по предположению Дж.Р. Маккая, позволяет считать, что на момент исследования данного пинго в 1989 г. его возраст был не менее 30 лет. Отмечено, что по мере роста пинго, т.е. увеличения мощности ледяного ядра, толщина ежегодных слоёв льда снижалась с 25–30 см на начальных этапах роста до 5–15 см в последние годы [5].

Лёд пинго перекрыт оторфованными озёрными илами и глинами мощностью 3 м, контакт между льдом пинго и вмещающими озёрными отложениями – ступенчатый ввиду близко расположенных достаточно мощных ледяных линз. В большинстве случаев контактная зона между льдонасыщенными озёрными отложениями и льдом пинго составляла не более 10 см в ширину. Ледяное ядро пинго – это чистый инъекционный лёд, сформированный при замерзании постоянно поступающей воды [5]. Слои инъекционного льда имеют между собой чёткую границу по цвету и содержанию пузырьков воздуха.

Подходы к интерпретации изотопного состава ледяных ядер булгунняхов

При интерпретации изотопного состава льда обычно строится парная диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для установления источника влаги и соотнесения полученных значений с глобальной линией метеорных вод [14] или локальной линией метеорных вод, характеризующей атмосферные воды конкретного района. Важный параметр для установления процессов льдообразования – дейтериевый эксцесс d_{exc} . В. Дансгор [15] предложил использовать дейтериевый эксцесс $d_{\text{exc}} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ в качестве дополнительного параметра неравно-

весности в процессе формирования атмосферных осадков как в источнике пара, так и при конденсации осадков. Использование d_{exc} правомерно для всех процессов, происходящих с атмосферной влагой, и рассчитывается исходя из уравнения линии метеорных вод $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ [14]. Графически линия метеорных вод выражается прямой с наклоном 8, который определяется коэффициентами фракционирования $S = \ln\alpha_D / \ln\alpha_{18\text{O}} \approx 8$, где α – коэффициенты фракционирования в системе пар–жидкость.

В процессе формирования льда значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ определяются величинами коэффициентов фракционирования в системе жидкость–лёд; использование коэффициентов $\alpha_{\text{лёд–жидкость}}$ [16] даёт наклон $S = \ln\alpha_D / \ln\alpha_{18\text{O}}$ от 6,18 до 7,3. Меньший наклон этой линии относительно линии метеорных вод будет означать, что расчётные величины дейтериевого эксцесса будут ниже для первых порций льда и выше для последних.

Д. Ласелл предложил использовать отношение величины d_{exc} к $\delta^2\text{H}$ для определения происхождения льда: отсутствие корреляции указывает на замерзание вод в открытой системе (имеется в виду образование льда из большого резервуара воды с хорошим перемешиванием), а отрицательная корреляция указывает на льдообразование рэлеевского типа [17], т.е. на закрытую систему (образование льда из ограниченного объёма воды, который постепенно весь переходит в лёд). Если вода замерзает в условиях закрытой системы, т.е. замерзает ограниченный объём воды без водообмена с другим источником, то переход воды в лёд протекает согласно модели Релея с выраженным изотопным истощением. Первая порция льда изотопно будет наиболее тяжёлой, остающиеся порции воды будут последовательно изотопно облегчаться, как и последующие порции льда.

Авторы рассчитали изотопное фракционирование при льдообразовании с шагом 10% от объёма воды при расчёте рэлеевского процесса (т.е. истощения в закрытой системе) перехода воды в лёд. Для моделирования изотопного распределения при льдообразовании в закрытой системе необходимо принять несколько допущений: 1) мы полагаем, что лёд, изотопные характеристики которого меняются с глубиной, т.е. значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ уменьшаются, а величина дейтериевого эксцесса растёт, был образован

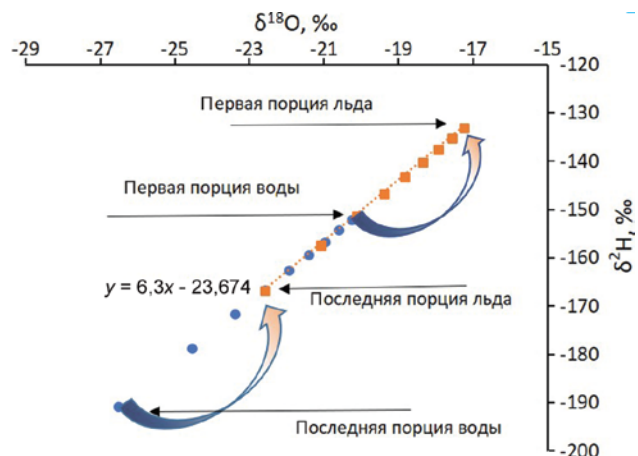


Рис. 1. Принципиальная схема динамики значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ воды и льда при переходе воды в лёд в условиях закрытой системы, полученная расчётным путём (уравнение 1), для начального изотопного состава воды $\delta^2\text{H} = -150$ и $\delta^{18}\text{O} = -20$ ‰

Fig. 1. Simulation of isotopic evolution of water and ice during freezing using a Rayleigh-like distillation (equation 1). The water has an initial $\delta^{18}\text{O}$ composition of -20 ‰ and $\delta^2\text{H}$ of -150 ‰

в закрытой системе; 2) мы принимаем за начальный состав воды, из которой формировался лёд, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ всего льда, образованного в закрытой системе.

Авторы рассчитали модель изотопного истощения воды от $f = 0,9$ до $f = 0,1$, где f – порции остающейся воды в долях единицы (рис. 1), с применением постоянного максимального коэффициента фракционирования при медленном льдообразовании $\alpha_0 = 1,00291\alpha_D = 1,0212$ [16] согласно уравнению

$$\delta_{iw} = (\delta_{0w} + 1000)f^{(\alpha-1)} - 1000, \quad (1)$$

где δ_{0w} – значения $\delta^{18}\text{O}$ (или $\delta^2\text{H}$) начальной воды; δ_{iw} – значения $\delta^{18}\text{O}$ (или $\delta^2\text{H}$) остающейся воды после образования льда; f – порции остающейся воды, доли ед.; α – коэффициент фракционирования.

Применение максимального коэффициента фракционирования обусловлено необходимостью рассмотреть наиболее широкий диапазон возможных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, поскольку при медленном льдообразовании коэффициенты фракционирования близки к максимальным величинам [18]. Расчёт значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ порций льда на каждом шаге выполнен с помощью балансовых уравнений с тем условием,

что общий состав всей воды и всего льда должен равняться начальным значениям воды δ_{0w} при начальном объёме воды $f = 1$.

Если, как уже отмечалось, изотопное фракционирование происходит при изотопном сдвиге между водой и льдом на втором и предпоследнем шаге процесса льдообразования, то на втором шаге объём воды уменьшается с 90 до 80% первоначального объёма, а льдообразование рассчитано с шагом 10% объёма воды. Тогда на предпоследнем шаге объём воды сокращается с 20 до 10%, т.е. почти вдвое, а на втором — чуть более чем на 1/10. При этом изотопные коэффициенты разделения (из-за того, что промерзание моделируется при одном значении α) и на втором, и на предпоследнем шаге одинаковы, т.е. лёд становится тяжелее воды всегда на 2,9‰. Следовательно, на предпоследнем шаге оставшаяся вода облегчится существенно сильнее, чем на втором шаге при изъятии одинакового объёма изотопно обогащённого (относительно воды) льда. Поэтому сдвиг значений (скачок) между двумя соседними порциями как воды, так и льда на последних этапах формирования в закрытой системе заметно больше, чем сдвиг на первых порциях.

Эта же закономерность характерна и для стадийного формирования льда пинго, т.е. последние соседние порции льда должны быть изотопно более контрастны, чем соседние порции льда, сформировавшегося вначале. Таким образом, контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ или $\delta^2\text{H}$ в разных частях ледяного тела может служить дополнительным маркером для установления льдообразования в закрытой системе, а также направления промерзания и льдовыделения. Отметим, что данный критерий можно использовать только при детальном отборе образцов и получении изотопной записи без пропусков. В природе при формировании льда ледяного ядра пинго важно и то, что скорость образования льда может меняться с глубиной, а от скорости зависит величина коэффициента фракционирования, что приводит к разному отклонению значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во льду от значений начальной воды, из которой образуется лёд. В работе [18] показано, что при минимальных скоростях льдообразования коэффициенты фракционирования максимальны, а при быстром образовании льда, наоборот, коэффициенты очень малы.

Результаты и дискуссия

Булгуннях Песцовое. Авторами повторно проинтерпретированы вариации значений $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} в ледяном ядре булгуннях Песцовое на юге Тазовского полуострова, вскрытом бурением, на глубинах от 12 до 30 м [3, 4]. На основании различий в поведении величин $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} на разных глубинах выделены [3] три секции ледяного ядра, каждую из которых можно рассматривать отдельно (рис. 2, а).

На глубинах от 12 до 15 м (секция 1) значения $\delta^{18}\text{O}$ плавно повышаются от $-13,0$ до $-11,6$ ‰ и $\delta^2\text{H}$ от $-106,5$ до $-97,9$ ‰, величина d_{exc} составляет от 3,5 до $-5,12$ ‰ с неявным трендом к уменьшению значений с глубиной (см. рис. 2, а). На глубинах от 16 до 25 м (секция 2) значения $\delta^{18}\text{O}$ начинают уменьшаться с $-12,05$ до $-15,8$ ‰ и $\delta^2\text{H}$ с $-95,3$ до -120 ‰, а величина d_{exc} наоборот растёт и переходит из области отрицательных значений к $+6,9$ ‰. В нижней части ядра на глубине от 26 до 30 м (секция 3) значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ незначительно увеличиваются с -15 до -14 ‰ и с -120 до -111 ‰ соответственно. Судя по соотношению $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$, льдообразование в секциях 1 и 3 проходило в условиях открытой системы, т.е. при свободном доступе влаги и водообмене в источнике влаги (таблица), о чём свидетельствуют слабая корреляция $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$ и низкий коэффициент R^2 .

На диаграмме $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ фигуративные точки льда всех трёх секций располагаются в области более высоких значений, чем региональные атмосферные воды (см. рис. 2, б). Начальный изотопный состав кислорода и водорода воды, из которой образуется лёд, обычно устанавливается по точке пересечения линейного тренда по образцам льда с линией метеорных вод [19]. В нашем случае линейный тренд по образцам секции 2 отражает льдообразование в закрытой системе, что в свою очередь следует из выраженной динамики значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с глубиной, а точка пересечения линейного тренда по образцам секции 2 с линией метеорных вод даёт завышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ начальной влаги. Линия, которая наиболее близко аппроксимирует все образцы по ледяному ядру, пересекается в точке, близкой по значению к современным среднегодовым значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ атмосферных осадков региона, и отражает сразу два про-

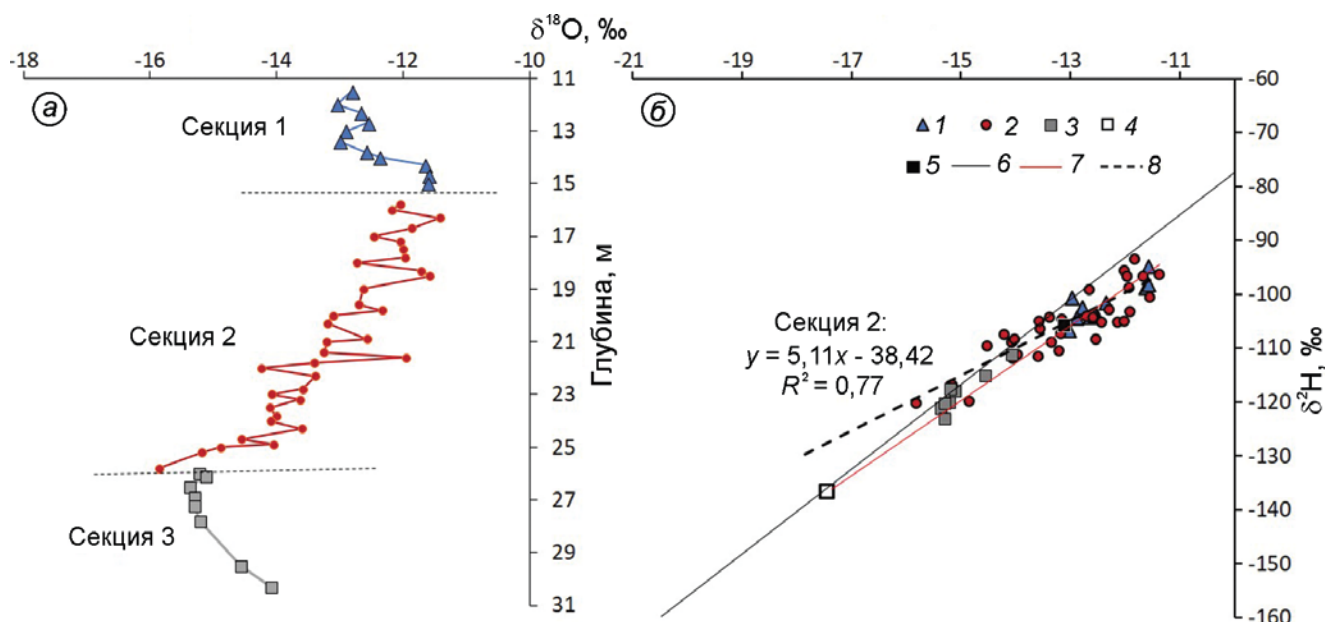


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в ледяном ядре булгунняха Песцовое (а – по [2]) и соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ (б).

Секции льда по глубине выделены на основании тренда значений $\delta^{18}\text{O}$. 1 – лёд секции 1; 2 – лёд секции 2; 3 – лёд секции 3; 4 – осреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для атмосферных вод района; 5 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для льда секции 2; 6 – локальная линия метеорных вод; 7 – линейная экстраполяция значений по льду на изотопный состав современных осадков; 8 – линейный тренд значений льда секции 2

Fig. 2. The $\delta^{18}\text{O}$ profile of Pestsovoye ice core (а – according to [2]) and co-isotope diagram of the ice (б).

The ice core sections are shown by black broken lines. 1 – section 1; 2 – section 2; 3 – section 3; 4 – averaged values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for precipitation in the area; 5 – average $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for ice in section 2; 6 – local meteoric water line; 7 – linear extrapolation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice to the isotopic composition of modern precipitation; 8 – linear trend for section 2

цесса – изотопное фракционирование при льдообразовании и изотопное фракционирование при испарении воды.

Для метеостанции г. Салехард среднегодовые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ составляют $-17,5$ и $-136,2\text{‰}$ соответственно (база данных GNIP, ГМС г. Салехард, с января 1996 г. по декабрь 2000 г. [20]); значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ по Салехарду можно принять в качестве локальной линии метеорных вод. Линия, соединяющая среднегодовые значения для осадков и все значения по льду булгунняха (красная тонкая линия на рис. 2, б), выражается уравнением $\delta^2\text{H} = 7,0 \delta^{18}\text{O} - 13,2$ и свидетельствует о процессах испарения воды – источника влаги, протекавшими в водоёме до начала образования булгунняха. То, что точка среднего изотопного состава льда секции 2 смещена относительно локальной линии метеорных вод вправо, показывает, что вода, из которой образовался лёд секции 2, испарилась до начала льдообразования. Для секции 2, несмотря на низкий коэффициент линейной аппроксимации

R^2 , заметно некоторое увеличение значений d_{exc} при уменьшении значений $\delta^2\text{H}$ (слабовыраженная обратная корреляция). Мы полагаем, что этот лёд был сформирован в условиях закрытой системы. Об этом же свидетельствует контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхней и нижней частях льда секции 2: в верхних двух метрах (глубина 15,8–18,5 м) разброс значений составил 1,32‰, в нижних (глубины с 23,8 до 25,8 м) – 2,25‰. Это показывает, что промерзание шло сверху вниз и в нижней части льда секции 2 находится лёд последних порций, сформированных в условиях закрытой системы.

Фигуративные точки льда секции 3 на рис. 2, б расположены ближе к точке атмосферных вод, что мы интерпретируем как лёд, сформированный из менее испаренной воды, следовательно, это – первый образовавшийся лёд в ядре булгунняха. Поскольку данный лёд находится в самой глубокой части изученного ледяного ядра, можно предположить, что он образовался при промерзании снизу вверх на нижней

Изотопные соотношения $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} – $\delta^2\text{H}$ ледяных ядер булгунных (пинго)

Изученные булгунных (пинго)	Глубина/секция	Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ во льду	R^2	Соотношение d_{exc} – $\delta^2\text{H}$ во льду	R^2	Источник цитирования
Булгунных Песцовое, Тазовский п-ов	11,5–15,0/1	$\delta^2\text{H} = 5,28\delta^{18}\text{O} - 36,82$	0,71	$d_{\text{exc}} = -0,1\delta^2\text{H} - 12,5$	0,02	Ю.К. Васильчук и др. [12]
	15,8–25,8/2	$\delta^2\text{H} = 5,18\delta^{18}\text{O} - 38,42$	0,77	$d_{\text{exc}} = -0,21\delta^2\text{H} - 22,9$	0,09	
	26,0–30,3/3	$\delta^2\text{H} = 7,65\delta^{18}\text{O} - 3,1$	0,86	$d_{\text{exc}} = 0,09\delta^2\text{H} + 12,9$	0,06	
Пинго-20, Канада	–	$\delta^2\text{H} = 6,88\delta^{18}\text{O} - 29,89$	0,97	$d_{\text{exc}} = -0,14\delta^2\text{H} - 29,8$	0,38	J.R. Mackay [4]
Пинго Монгот, Монголия	1,4–6,0/1	$\delta^2\text{H} = 6,01\delta^{18}\text{O} - 23,85$	0,91	$d_{\text{exc}} = -0,21\delta^2\text{H} - 18,1$	0,23	K. Yoshikawa et al. [8]
	6,1–16,3/2	$\delta^2\text{H} = 4,88\delta^{18}\text{O} - 40,59$	0,86	$d_{\text{exc}} = -0,43\delta^2\text{H} - 40,7$	0,36	
	16,4–24,0/3	$\delta^2\text{H} = 7,88\delta^{18}\text{O} - 3,98$	0,72	$d_{\text{exc}} = 0,26\delta^2\text{H} + 28,3$	0,25	
	24,03–32,5/4	$\delta^2\text{H} = 5,85\delta^{18}\text{O} - 33,82$	0,90	$d_{\text{exc}} = -0,23\delta^2\text{H} - 30,0$	0,23	
Пинго Аршан, Северная Монголия	1,5–5,0/1	$\delta^2\text{H} = 9,25\delta^{18}\text{O} + 31,8$	0,52	$d_{\text{exc}} = 0,55\delta^2\text{H} + 78,9$	0,62	M. Ishikawa, J. Yamkhin [10]
	5,5–9,5/2	$\delta^2\text{H} = 2,13\delta^{18}\text{O} - 87,1$	0,23	$d_{\text{exc}} = 0,15\delta^2\text{H} + 25,3$	0	
	10–13/3	$\delta^2\text{H} = 7,42\delta^{18}\text{O} - 1,41$	0,84	$d_{\text{exc}} = 0,1\delta^2\text{H} + 19,9$	0,06	
	13,5–22/4	$\delta^2\text{H} = 5,84\delta^{18}\text{O} - 25$	0,94	$d_{\text{exc}} = -0,29\delta^2\text{H} - 25,2$	0,46	
	22,5–35/5	$\delta^2\text{H} = 4,84\delta^{18}\text{O} - 43,9$	0,8	$d_{\text{exc}} = -0,32\delta^2\text{H} - 31,3$	0,19	
Пинго Уэзер, Аляска	1–2,2/1	$\delta^2\text{H} = 6,63\delta^{18}\text{O} - 31,7$	0,93	$d_{\text{exc}} = -0,12\delta^2\text{H} - 26$	0,13	K. Yoshikawa et al. [8]
	2,3–8,2/2	$\delta^2\text{H} = 1,7\delta^{18}\text{O} - 111,6$	0,2	$d_{\text{exc}} = 0,04\delta^2\text{H} - 2,9$	0,004	
	8,35–12,75/3	$\delta^2\text{H} = 5,63\delta^{18}\text{O} - 45,5$	0,93	$d_{\text{exc}} = -0,33\delta^2\text{H} - 50,2$	0,45	

границе таликовой зоны. Возможность образования пластового льда при промерзании подо-зёрного талика снизу рассмотрена в работе [21]. Изотопные значения льда секции 1 находятся на линии испарения дальше от изотопного состава атмосферных вод (смещение вдоль линии испарения в область более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$), и, следовательно, этот лёд сформирован из значительно более испарённой воды, т.е. воды, которая подвергалась дальнейшему испарению. Это означает, что лёд секции 1 сформировался, во-первых, после льда секции 3 и, во-вторых, после того, как озёрная вода испарилась и озеро было осушено (или спущено).

Лёд секции 2, по мнению авторов, был сформирован в условиях закрытой системы. Мы принимаем за начальный состав воды, из которой формировался лёд, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ всего льда секции 2 ядра булгунных Песцовое. Это – осреднённое значение $\delta^{18}\text{O} = -13,5$ и $\delta^2\text{H} = -106,5\text{‰}$, относительно которого можно рассчитать изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в разных слоях льда ядра бугра от первой порции льда к последней согласно рэлеевскому исчерпанию в закрытой системе с шагом $f = 0,1$ (рис. 3, а).

На первом шаге из общего объёма воды (начальной точки) образуется 10% льда (f льда равен 0,1) со значениями $\delta^{18}\text{O} = -10,78$ и $\delta^2\text{H} = -88,5\text{‰}$, f оставшейся воды равен 0,9

($\delta^{18}\text{O} = -13,80$ и $\delta^2\text{H} = -108,5\text{‰}$). Дальнейшее формирование льда приводит к последовательному выделению более тяжёлого льда, чем вода, из которой он формировался, что приводит к изотопному облегчению остающейся воды, т.е. новые порции льда изотопно легче выделившихся ранее. Согласно расчёту на последнем шаге, когда f воды составлял 0,1, формирующийся из неё лёд имеет значения $\delta^{18}\text{O} = -16,13$ и $\delta^2\text{H} = -123,9\text{‰}$. Мы сравнили полученные реальные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ по льду секции 2 с расчётными (см. рис. 3, б). На начальных этапах формирования льда лёд секции 2 не достигает расчётных значений (согласно расчёту, значение $\delta^{18}\text{O}$ первой порции льда должно быть $-10,78$, а опробованный лёд верхней части секции 2 имеет значение $\delta^{18}\text{O}$ от $-11,42$ до $-12,05\text{‰}$). Можно предположить, что коэффициенты фракционирования были невысокими, а, следовательно, скорость промерзания была высокой. В последних слоях льда ледяного ядра секции 2 (т.е. льда, сформировавшегося последним) значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ приближаются к расчётным изотопным значениям последней фракции с точностью до 0,55‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и 4‰ по $\delta^2\text{H}$, что видно на рис. 3, б – фигуративная точка, представляющая лёд секции 2, находится рядом с расчётным значением последней порции льда. Вероятно, что последние порции льда в ядре булгунных фактически формировались с высокими

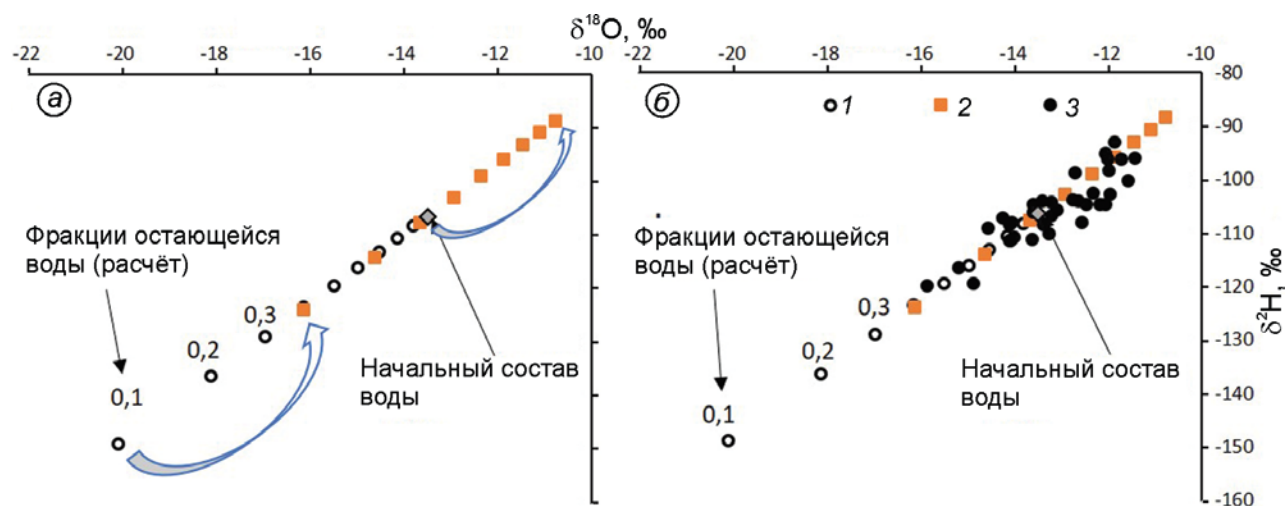


Рис. 3. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при формировании ледяного ядра булгуннях Песцовое, рассчитанное для условий промерзания в закрытой системе воды с начальным составом $\delta^{18}\text{O} = -13,5$ и $\delta^2\text{H} = -106,5\text{‰}$ (а) и положение фигуративных точек льда секции 2 булгуннях Песцовое относительно выполненного расчёта:

1 – изотопный состав воды – расчёт; 2 – изотопный состав льда – расчёт; 3 – изотопный состав льда булгуннях Песцовое
Fig. 3. Simulation of isotopic evolution of ice Pingo Pestsovoye during freezing using a Rayleigh-like distillation for initial water $\delta^{18}\text{O} = -13.5$ and $\delta^2\text{H} = -106.5\text{‰}$ (a) and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice Section 2 relative to the simulation (b):
 1 – isotopic composition of water – calculation; 2 – isotopic composition of ice – calculation; 3 – isotope composition of Pingo Pestsovoye ice core

коэффициентами фракционирования, которые характерны для низких скоростей льдообразования. Это также означает, что вся влага из зоны закрытого талика перешла в лёд. Принципиальная схема формирования булгуннях Песцовое, по нашему мнению, такова.

1. В озёрной котловине с глубокой таликовой зоной начинает меняться изотопный состав воды от -17‰ по $\delta^{18}\text{O}$ до -15‰ в результате испарения (рис. 4).

2. Глубина озера снижается, в результате уменьшается глубина таликовой зоны и снизу начинается промерзание. Внутри талика происходит водообмен с поверхностью, значение $\delta^{18}\text{O}$ в линзе воды талика приблизительно равно -15‰ , и на нижней границе талика формируется слой льда ($-14 \div -15$) в условиях открытой системы, т.е. небольшой объём льда по сравнению с водной линзой талика (секция 3).

3. Дальнейшее испарение воды озера приводит к изотопному утяжелению воды вплоть до значений $\delta^{18}\text{O}$ около -13‰ , внутри талика существует свободный водообмен с озером.

4. Спуск озера, быстрое промерзание сверху формирует слой льда (на глубину 15 м) со значе-

нием $\delta^{18}\text{O}$ приблизительно -12‰ всё ещё в условиях открытой системы (лёд секции 1).

5. Водная линза оказывается закрытой снизу и сверху мёрзлыми грунтами, дальнейшее её промерзание сверху вниз приводит к формированию льда секции 2 в условиях закрытой системы.

То, что при обмелении озёрной котловины сначала произошло образование льда на нижней границе таликовой зоны, могло выразиться в площадном пучении, сформировавшем неровности рельефа, которое, по результатам радиоуглеродного датирования, было первой стадией пучения около 5000 лет назад.

Пинго Уэзер, район Прадо Бэй на Аляске. Как физические свойства льда, так и изотопная стратиграфия ледяного ядра указывают на то, что образование льда и рост пинго Уэзер происходили при неодинаковых гидрологических условиях [9]. Верхние горизонты льда на глубинах от 1 до 2,2 м (секция 1) характеризуются повышением значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от -19 до $-16,3$ и от $-157,5$ до $-141,5\text{‰}$ соответственно, величина d_{exc} уменьшается с глубиной с -5 до -11‰ (рис. 5, а). Корреляция d_{exc} с $\delta^2\text{H}$ выражена слабо (см. таблицу), что можно интерпретировать как льдообразование в

полузакрытой системе. К. Йошикава интерпретирует эти значения как результат быстрого промерзания воды в донных отложениях озера сразу после его осушения, на что указывают высокоамплитудные колебания значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$.

Ниже, на глубине от 2,3 до 8,2 м (секция 2), значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ изменяются в диапазоне от $-15,5$ до $-17,27\text{‰}$ и от $-134,6$ до $-143,0\text{‰}$ соответственно, значения d_{exc} варьируют от $-0,7$ до $-15,9\text{‰}$. Соотношение d_{exc} с $\delta^2\text{H}$ свидетельствует в пользу льдообразования в условиях открытой системы.

В нижней части ядра пинго отмечено снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, особенно отчётливо проявленное на глубине 11,8 м (см. рис. 5, а). Вместе с тем установлено увеличение значений d_{exc} с глубиной (на глубинах 11,8–13 м значения d_{exc} резко переходят в область положительных значений). Нижняя часть льда характеризуется наклоном линии регрессии $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ равным 5,6, что ниже, чем для локальных метеорных вод. Выражена обратная корреляция d_{exc} с $\delta^2\text{H}$ ($-0,33$, $r^2 = 0,45$, см. таблицу), что указывает на рэлеевский процесс – образование льда в закрытой системе. К. Йошикава считает, что на начальной стадии промерзания и формирования верхней части ледяного ядра пинго вода из талых отложений под дном бывшего озера свободно поступала к фронту промерзания. Продолжающееся промерзание озёрного бассейна привело к последовательному уменьшению объёма талика, а выдавливание избыточной влаги создало гидростатическое давление, и льдообразование протекало в условиях закрытой системы.

Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхней части льда секции 3 (глубина 8,35–9,9 м) составила $1,81\text{‰}$, а в нижней (глубина 11,25–12,75 м) – $2,9\text{‰}$, что подтверждает промерзание сверху вниз замкнутого талика и формирование льда в закрытой системе. Пинго Уэзер образовывался из воды осушающегося (или отступающего) озера, вода в котором испарилась. Это заметно на диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ при пролонгации линейного тренда по всем образцам льда до пересечения с линией метеорных вод. Точка пересечения отражает начальный состав воды, из которой образовывался лёд, и практически совпадает с точкой современных осадков региона (см. рис. 5, б). Изотопные характеристики атмосферных осадков

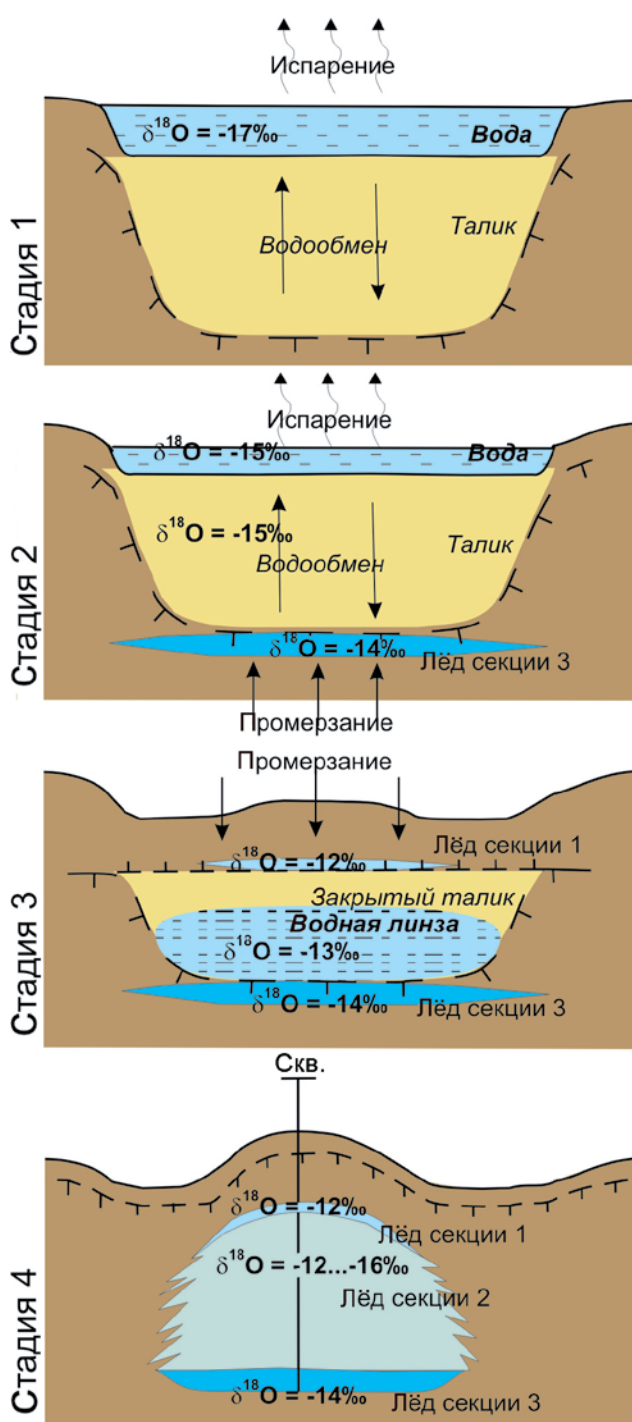


Рис. 4. Схема формирования ледяного ядра булгуныяха Песцовое

Fig. 4. Scheme of pingo Pestsovoye ice formation

региона получены по осреднению значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ полного годового цикла наблюдений на станциях в Инувике и Мыс Барроу, так как залив Прудо находится между этими станциями. Эта линия, соединяющая фигуративные

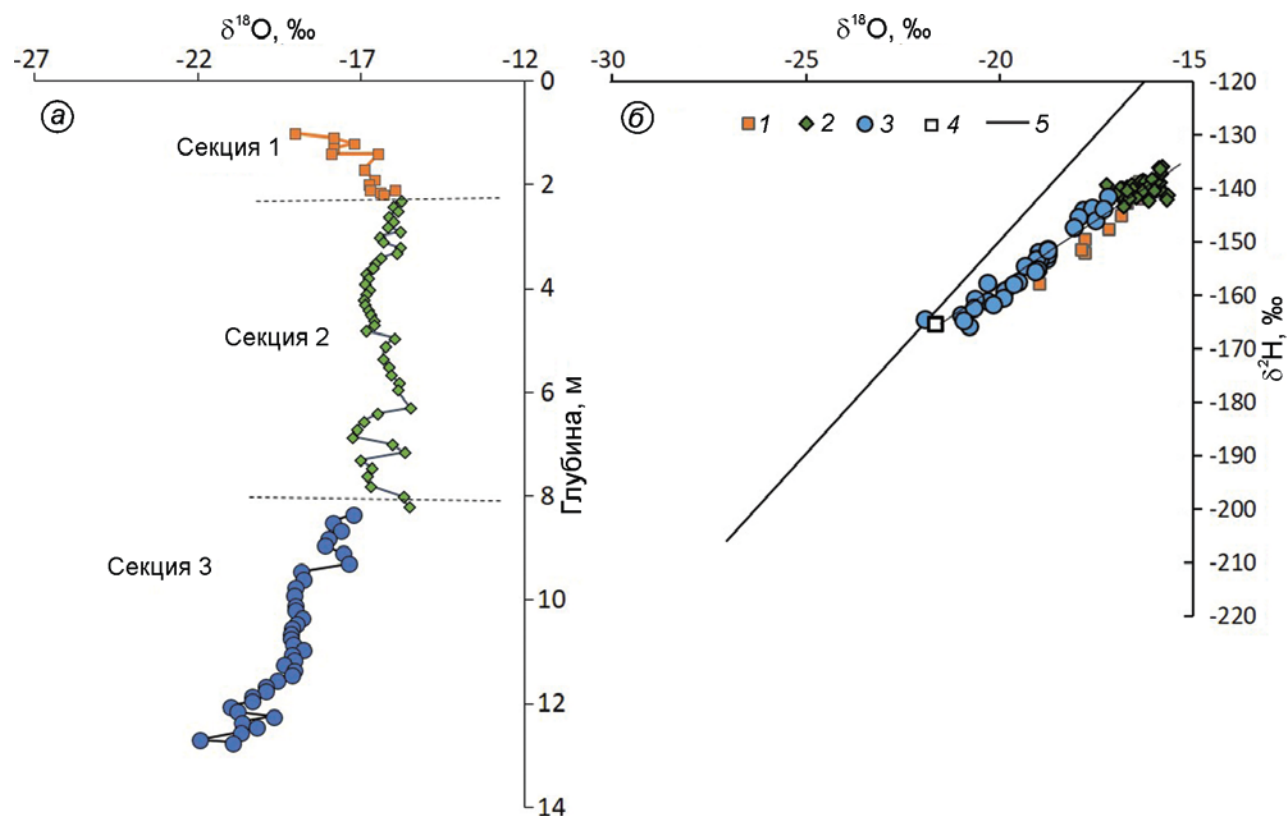


Рис. 5. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в ледяном ядре пинго Уэзер (а — по [8]) и соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ (б):

1 — лёд секции 1; 2 — лёд секции 2; 3 — лёд секции 3; 4 — осреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для атмосферных вод района; 5 — глобальная линия метеорных вод

Fig. 5. The $\delta^{18}\text{O}$ profile of Pingo Weather ice core (а — according to [8]) and co-isotope diagram of the ice (б):

1 — ice of section 1; 2 — ice of section 2; 3 — ice of section 3; 4 — the averaged values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for the precipitation in the region; 5 — global meteoric water line

точки льда и атмосферные осадки, характеризуется уравнением $\delta^2\text{H} = 6,55\delta^{18}\text{O} - 29$ и отражает процессы испарения воды — источника влаги — ещё до начала льдообразования.

Авторы рассчитали изотопное истощение в условиях закрытой системы, которое должно было бы произойти при формировании льда из начальной воды с изотопным составом $\delta^{18}\text{O} = -18,8$ и $\delta^2\text{H} = -150,4$ ‰ (рис. 6, а). За начальный состав воды принята средняя величина в диапазоне значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ во льду ледяного ядра пинго (соответственно от $-15,69$ до $-21,96$ ‰ и от $-135,48$ до $-165,26$ ‰). Особенности изотопного состава льда данного пинго состоят в том, что, во-первых, весь лёд (всех трёх секций) скорее всего был сформирован из одной воды, состав которой относительно мало менялся во время роста бугра, и, во-вторых, значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда секции 2 формируют линию с

меньшим наклоном, что следует из расчёта льдообразования как в открытой, так и закрытой системе (см. рис. 6, б). Это может быть связано с тем, что лёд секции 2 формировался при резком замедлении скорости льдообразования, а данных экспериментальных наблюдений за величиной α для ^{18}O и ^2H на границе жидкость—лёд явно недостаточно для установления взаимосвязи этих коэффициентов при разных скоростях и этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Верхняя секция 1 и секция 2 льда формировались при хорошем водообмене, т.е. в открытой системе со свободным доступом воды. Судя по положению фигуративных точек на диаграмме рис. 5, лёд секции 2 формировался с максимальными коэффициентами фракционирования ($\epsilon_{\text{начал.вода—лёд}} = 2,86$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$). Это означает, что скорость промерзания была низкой. Лёд секции 1, напротив, формировался при быстрых

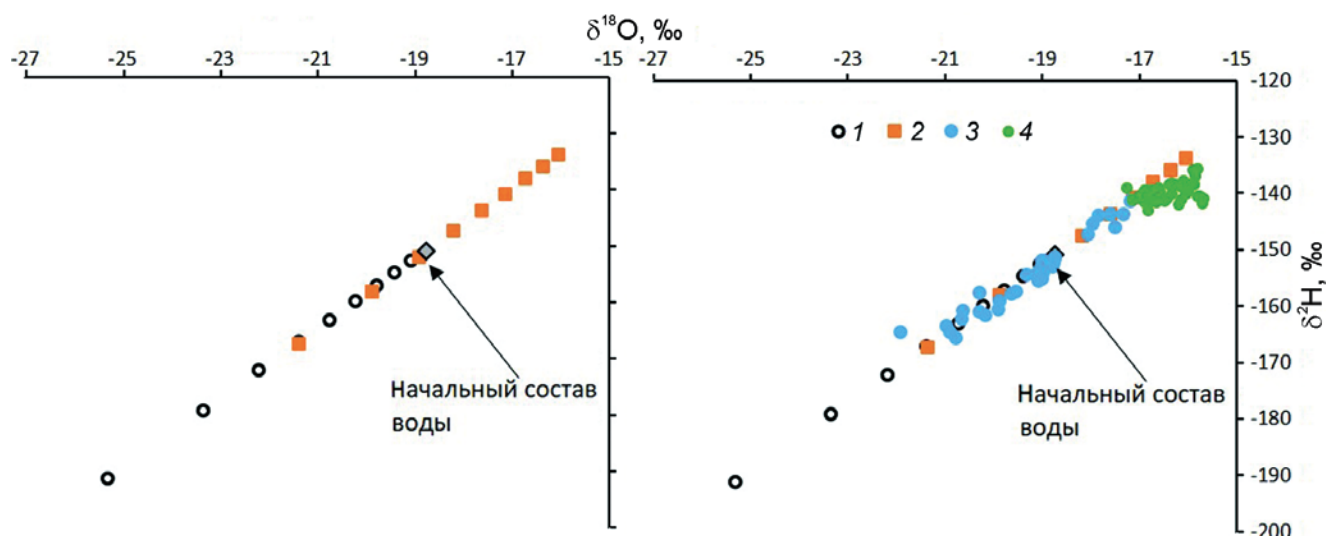


Рис. 6. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при формировании ледяного ядра пинго Уэзер, рассчитанное для условий промерзания в закрытой системе воды с начальным составом $\delta^{18}\text{O} = -18,8$ и $\delta^2\text{H} = -150,4\text{‰}$ (а), и положение фигуративных точек льда секции 3 пинго Уэзер относительно выполненного расчёта (б):

1 – изотопный состав воды – расчёт; 2 – изотопный состав льда – расчёт; 3 – изотопный состав льда секции 3 пинго Уэзер; 4 – изотопный состав льда секции 1 пинго Уэзер

Fig. 6. Simulation of isotopic evolution of ice Pingo Weather during freezing using a Rayleigh-like distillation for initial water $\delta^{18}\text{O} = -18.8$ and $\delta^2\text{H} = -150.4\text{‰}$ (a), and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice Section 3 relative to the simulation (b):

1 – isotopic composition of water – calculation; 2 – isotopic composition of ice – calculation; 3 – isotope composition of ice Section 3; 4 – isotope composition of ice Section 1

скоростях промерзания, о чём свидетельствуют небольшие сдвиги значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ относительно состава исходной воды. Самый верхний образец льда секции 1 (глубина 1 м) имеет значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ($-19,02$ и $-157,49\text{‰}$ соответственно) ниже, чем состав исходной воды, что, скорее всего, следствие добавления с поверхности атмосферных вод в эту зону промерзания. Принципиальная схема формирования пинго Уэзер, по нашему мнению, такова.

1. В озёрной котловине с глубокой таликовой зоной изотопный состав озёрной воды составляет около $-18,8\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и $-150,4\text{‰}$ по $\delta^2\text{H}$ – это вода, изотопно трансформированная процессами испарения.

2. Озеро уменьшается или осушается с одной стороны, вследствие чего на участке слабой обводнённости быстро формируется линза льда (всплывающий бугор) – это лёд секции 1.

3. Начинается промерзание сверху этого увлажнённого талика уже с небольшими скоростями льдообразования, и формируется лёд секции 2, при этом в талике либо существует водообмен с озёрной водой, либо содержание воды в талике очень большое, поэтому лёд формиру-

ется в условиях открытой системы (изотопное истощение не выражено).

4. Дальнейшее отступление озера приводит к тому, что граница озёрного талика отступает вместе с озером, а в бывшем талике начинается промерзание в условиях закрытой системы. Водная линза оказывается закрытой снизу и сверху мёрзлыми грунтами, дальнейшее промерзание которых сверху вниз приводит к формированию льда секции 3 в условиях закрытой системы.

Пинго-20. Один из наиболее убедительных примеров формирования льда в закрытой системе – лёд ядра пинго-20, расположенного в 80 км к северо-востоку от Тактоятка, Канада [5]. Изотопный состав кислорода и водорода льда пинго-20 постепенно облегчался от второго к 25-му году (с глубины 0,5 до 6 м): значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от $-19,9$ до $-22,4\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ – от $-165,8$ до $-184, \text{‰}$ (рис. 7, а), в интервале 25–31-й год (глубина 6–6,75 м) изотопный состав льда оставался постоянными [5].

Отношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для льда описывается уравнением $\delta^2\text{H} = 6,8\delta^{18}\text{O} - 29,89$ (см. таблицу), при этом осреднённые значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда находятся относительно среднего состава ат-

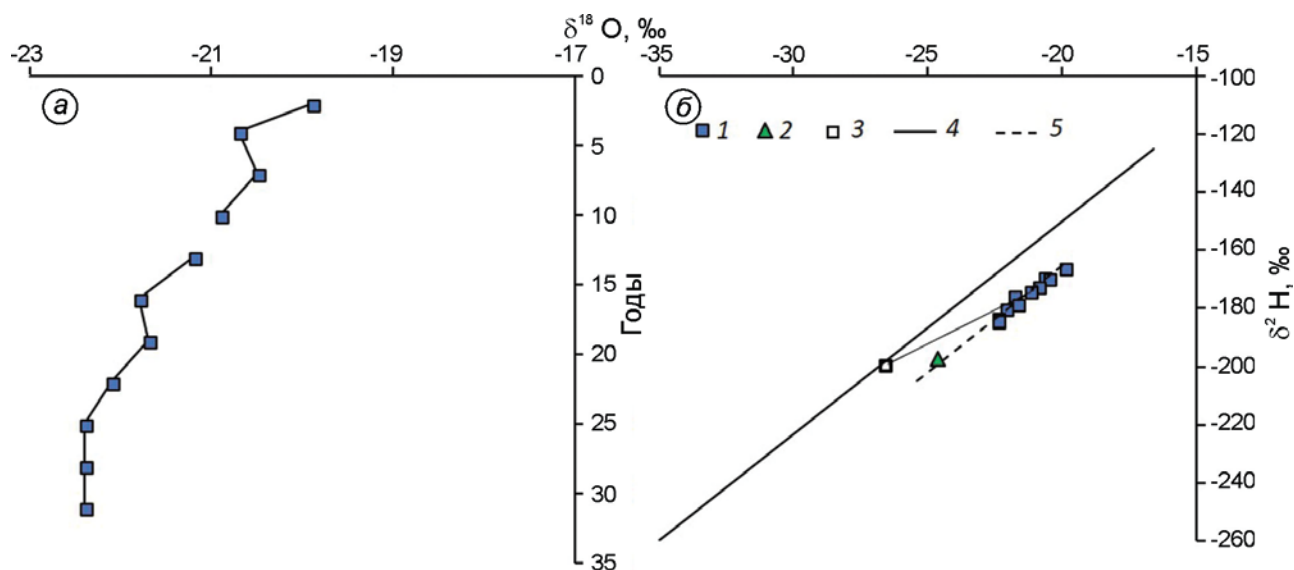


Рис. 7. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по слоям (годам) в ледяном ядре пинго-20 (а) и соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для льда (б), составлено по данным из [4]:

1 – инъекционный лёд; 2 – лёд трещины релаксации; 3 – осреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для атмосферных вод района; 4 – локальная линия метеорных вод; 5 – линейный тренд значений льда пинго-20

Fig. 7. The $\delta^{18}\text{O}$ values in the injection ice of pingo 20 (а) and co-isotope diagram of pingo ice (б) (based on data [4]): 1 – injection ice; 2 – ice of the dilation crack; 3 – the averaged values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ for the regional precipitation; 4 – local meteoric water line; 5 – linear trend for ice of pingo-20

мосферных осадков (белый квадрат на рис. 7, б) на линии, которая выражается уравнением $\delta^2\text{H} = 5,28\delta^{18}\text{O} - 62,82$ и маркирует процессы испарения воды, – источника влаги для формирования льда бугра ещё до начала льдообразования. Средний изотопный состав осадков района рассчитан по данным GNIP для станции Инувик с января 1987 по февраль 1989 г. – ближайшей станции к району пинго-20. Это довольно интересно, поскольку указывает на длительное испарение термокарстового озера, из остаточных вод которого формировался пинго. При этом сам лёд формировался в условиях закрытой системы, о чём свидетельствует тренд уменьшения значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной при отрицательной корреляции значений d_{exs} с $\delta^2\text{H}$ (см. таблицу).

Мы смоделировали изотопное распределение формирующегося льда и сравнили его с полученными Дж.Р. Маккаем значениями. За точку начальной воды в модельном расчёте приняты значения $\delta^{18}\text{O} = -21,45$ и $\delta^2\text{H} = -175,9$, это – средние значения по всем образцам инъекционного льда пинго-20 [5]. Из данного моделирования был исключён лёд трещины, которая сформировалась в результате разгрузки давления, и лёд, которой имел значения

$\delta^{18}\text{O} = -24,7$ и $\delta^2\text{H} = -196,6\text{‰}$, располагался между слоями инъекционного льда и, скорее всего, имел другую природу. Изотопные значения льда пинго-20 практически повторяют модельное распределение, за исключением того, что ни первые, ни последние порции льда не достигают расчётных величин (рис. 8). Первые порции (лёд второго года), мы полагаем, не достигают расчётных величин из-за относительно высокой скорости намерзания льда: по данным Маккая, скорость его формирования составляла 20 нм/с, а при больших скоростях следует ожидать низких величин коэффициентов фракционирования. Затем скорость упала и изотопный состав льда формировался в равновесных условиях. Маккай приводит данные по скорости намораживания льда слоёв ледяного ядра пинго от 20 нм/с во второй год до 5 нм/с в 28–31 год [5].

Последние слои льда (25–31-й год) с изотопной точки зрения практически идентичны и, судя по расчёту, формировались из воды, которой в системе осталось 30% (0,3). При $f = 0,3$ изотопный состав воды – $\delta^{18}\text{O} = -24,87$ и $\delta^2\text{H} = -196,7\text{‰}$, а льда – $\delta^{18}\text{O} = -21,6$ и $\delta^2\text{H} = -177,0\text{‰}$; на следующей ступени лёд имеет по расчёту значения $\delta^{18}\text{O} = -22,6$ и

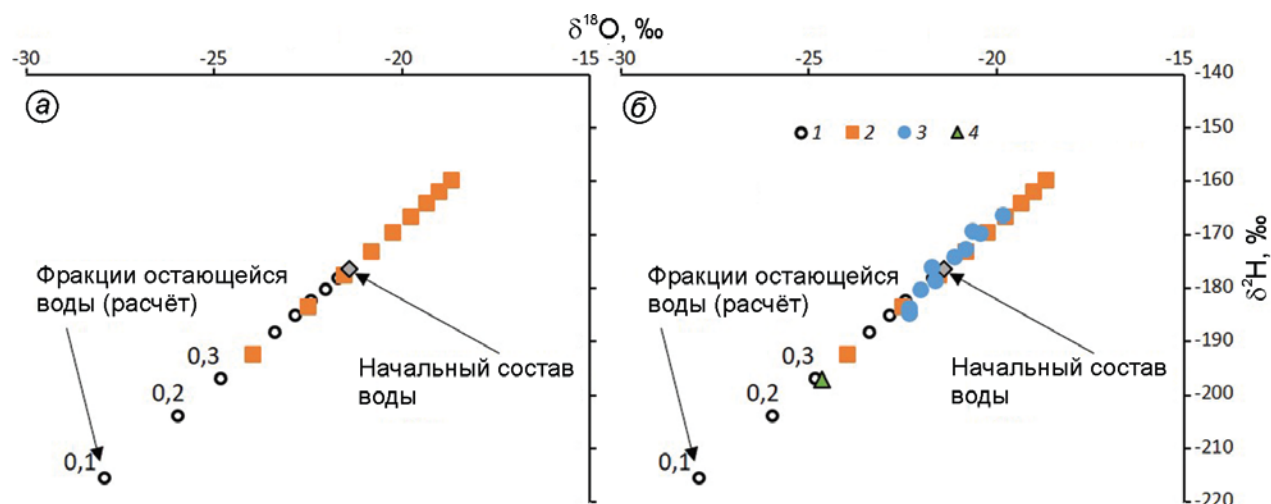


Рис. 8. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при формировании ледяного ядра пинго-20, рассчитанное для условий промерзания в закрытой системе воды с начальным составом $\delta^{18}\text{O} = -21,45$ и $\delta^2\text{H} = -175,9\text{‰}$ (а), и положение фигуративных точек льда пинго-20 (б) относительно выполненного расчёта:

1 – изотопный состав воды – расчёт; 2 – изотопный состав льда – расчёт; 3 – изотопный состав инъекционного льда пинго-20; 4 – изотопный состав льда трещины релаксации

Fig. 8. Simulation of isotopic evolution of ice Pingo-20 during freezing using a Rayleigh-like distillation for initial water $\delta^{18}\text{O} = -21.45$ and $\delta^2\text{H} = -175.9\text{‰}$ (a), and distribution of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ values of ice pingo-20 relative to the simulation (b):

1 – isotopic composition of water – calculation; 2 – isotopic composition of ice – calculation; 3 – isotope composition of injection ice; 4 – isotope composition of ice dilation crack

$\delta^2\text{H} = -182,9\text{‰}$. Это пограничное значение для инъекционного льда, сформированного из оставшейся воды (20–30%) первоначального объёма ($f = 0,3 \div 0,2$), совпадает с полученным по льду. Заметим, что оставшаяся в линзе вода на ступени $f = 0,3$ имеет практически тот же изотопный состав, что и лёд трещины.

Изотопный состав льда трещины релаксации – противоречивый. Значения во льду трещины $\delta^{18}\text{O} = -24,7$ и $\delta^2\text{H} = -196,6\text{‰}$ (единичное измерение – зелёный треугольник на рис. 8) не соответствуют среднегодовым атмосферным водам региона, а больше отвечают изотопному составу оставшейся воды незамёрзшей линзы, из которой формировался инъекционный лёд. Возможно, в трещине релаксации образовался интрузивный лёд дайки, возникший при замерзании внедрившейся в трещину воды из напорной линзы, при этом внедрившаяся вода была изотопно истощена предшествующим формированием инъекционного льда в закрытой системе (однако нельзя исключать и участие атмосферной воды во льду трещины релаксации).

Инъекционный лёд, если судить по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, перестал образовываться, когда воды в подземной линзе оставалось около 30%.

Эта оставшаяся в линзе напорная вода могла заполнить трещины релаксации либо могла разгрузиться по периферии зоны пучения через родники. Несмотря на то, что формирование булгуניים подразумевает не только закрытую систему, но и замкнутую (в англоязычной литературе пинго гидростатической системы), любой инъекционный лёд (пинго гидродинамической системы, или наледи) образуется в закрытой системе и всегда выражается в изотопном истощении льда от первых порций к последним. Так, при изучении пинго гидродинамической (открытой) системы на северо-западе Монголии – пинго Монгот – в строении его ледяного ядра установлены отдельные секции льда, которые сформировались в условиях и открытой, и закрытой систем.

Пинго Монгот. Этот бугор высотой 20 м и диаметром 300 м расположен на аллювиальном конусе выноса долины Тес. В строении ледяного ядра выделено четыре секции льда. Отрицательная корреляция d_{exc} с $\delta^2\text{H}$, отмеченная для льда в секциях 1, 2 и 4, указывает на льдообразование с фракционированием по рэлеевскому типу. Скорость образования льда секции 4 составляла около 1,46 см/год, тогда как верхние секции (1

и 2), как полагает К. Йошикава [8], промерзали намного быстрее. По мере промерзания лёд образовывался из запасов истощающейся воды, без водообмена с таликовыми и грунтовыми водами. Подземные воды под давлением продолжали накапливаться в водной линзе, замораживание которой привело к образованию более чем 5 м чистого интрузивного льда; значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ были постоянными в нижней части этой секции, что указывает на условия открытой системы.

Изотопный состав секции 3 ледяного ядра показывает, что пинго развивалось ещё на 8 м по вертикали, и это явно указывает на период значительного роста. Линия регрессии $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ имеет положительный наклон ($0,26$, $R^2 = 0,25$, см. таблицу) и, следовательно, указывает на открытую систему. Во время заключительной стадии (секция 4) пинго развивалось вертикально ещё на 8,5 м, и при его росте было восемь мелких прерываний. Эти слои интрузивного льда (секции 3 и 4) указывают на постоянный рост пинго [8].

Пинго Аршан в Северной Монголии. Ещё один пример сочетания в ледяном ядре льда, сформированного в различных условиях, — пинго Аршан в Северной Монголии. Ледяное ядро пинго Аршан (высота 10, длина 200 м, сформировался в осушенной озёрной котловине) подразделяется на пять секций [10]. Верхние три секции льда сформированы в условиях свободного водообмена (открытая система), затем продолжающееся промерзание привело к формированию изолированной линзы воды, из которой был сформирован лёд секций 4 и 5. В верхней части секции 4 значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ обогащены примерно на 2,5 и 19‰ соответственно, что указывает на образование конжеляционного льда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ постепенно снижались с глубиной, а d_{exc} увеличивались. Это указывает на промерзание сверху вниз в замкнутой системе (рэлеевское исчерпание). Наклон линии регрессии $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ (5,84) и $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ (−0,29) подтверждает такую интерпретацию (см. таблицу). Выраженное изотопное фракционирование, характерное для полного промерзания замкнутого объёма воды (линия регрессии $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ имеет отрицательный наклон −0,32) и отмеченное в секции 5, указывает на медленную скорость промерзания [10].

Булгуннях «Широковский холм» в устье Колымы. Этот булгуннях, расположенный вблизи пос. Походск, в дельте Колымы, на границе

с Халерчинской тундрой, частично подвергся разрушению, однако занимает около трёх четвертей его прежней площади [22]. С юго-западной стороны он граничит с термокарстовым озером. Максимальная длина булгуннях составляет около 160 м, а его высота достигает 17,6 м. В обнажении ледяного ядра вскрыты пузырчатый монолитный лёд (инъекционный лёд) и вертикально-слоистые мёрзлые отложения, вмещающие ядро (с внутригрунтовыми шпирями льда). Лёд опробован в обнажении как по вертикали, так и по горизонтали. Лёд ядра, отобранный в разных частях обнажения, по своим свойствам (рН, электропроводность, химический состав, изотопный состав) подразделяется на два кластера, которые авторы работы [22] называли «красный кластер» и «зелёный кластер», причём принадлежность образцов льда к кластеру не связана с положением точки отбора. Образцы льда красного кластера характеризуются низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($-21,3 \pm 1,4\text{‰}$) и $\delta^2\text{H}$ ($-165,9 \pm 11,5\text{‰}$) и положительными значениями d_{exc} ($4,9 \pm 3,2\text{‰}$), угловым коэффициентом 8,13 на диаграмме $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ ($R^2 = 0,92$) и отсутствием корреляции $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ ($R^2 = 0,12$). Образцы льда зелёного кластера имеют значения $\delta^{18}\text{O} = -17,1 \pm 0,6\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -144,5 \pm 3,4\text{‰}$ и отрицательные величины d_{exc} ($-7,7 \pm 1,5\text{‰}$), при этом выражен меньший $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ наклон (5,85) и обратная корреляция $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ (наклон −0,27, $R^2 = 0,39$). Изотопные характеристики льда указывают на начальную стадию замерзания воды в закрытой системе. Второй тип льда с более истощёнными значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и наклоном 8,13 мог образовываться при заполнении трещин поверхностными водами с квазимеотропным изотопным составом [22].

Таким образом, при формировании льда ледяного ядра булгуннях (пинго) любого типа (гидростатической либо гидродинамической системы, а также типичной наледи) возникают условия для льдообразования в закрытой системе. В изотопном составе льда, образованного в таких условиях, выражено изотопное исчерпание последних порций льда относительно начальных порций. Этот эффект изотопного исчерпания сопровождается не только образованием инъекционного льда, но и сегрегационно-инъекционно-го, а также сегрегационного льда, если лёд формируется в закрытой системе, т.е. из замкнутого

резервуара воды, который полностью промерзает. Следовательно, изучение соотношений $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ и $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ во льду может служить индикатором закрытой системы не только при изучении бугров пучения бугунных (пинго), но и при изучении пластовых ледяных залежей, генезис которых пока не установлен.

Выводы

1. Рассмотренные булгуньяхи (пинго) – Песцовое, Уэзер, пинго-20 – формировались в осушающихся озёрных котловинах (хасыреях, алахах), при промерзании замкнутых таликов, в условиях открытой и закрытой систем. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда, образованного в условиях открытой системы, смещаются относительно изотопного состава исходной воды на величину, пропорциональную фактору фракционирования, т.е. на ~ 3 и $\sim 21\%$ соответственно. Изотопный состав льда, сформированного в условиях закрытой системы, отражает изотопное истощение. Оно выражено в последовательном уменьшении значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от первых порций льда к последним и в обратной корреляции величин d_{exc} и $\delta^2\text{H}$. Последняя служит диагностическим признаком формирования льда в закрытой системе.

2. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в разных частях льда, т.е. разница изотопных значений между соседними порциями льда, образовавшегося в закрытой системе, служит дополнительным критерием для установления направления промерзания в условиях закрытой системы. В закрытой системе последние порции льда имеют большую контрастность значений по сравнению с первыми порциями льда.

3. Лёд ядра исследованных булгунных обр-зован из воды, изотопный состав которой был утяжелён в результате испарения до начала льдо-образования. Вода, из которой формировался лёд ядра булгуньяха Песцовое, была соответственно тяжелее на 3,9 и 29,7‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, чем современные среднегодовые осадки региона, пинго Уэзер – тяжелее на 2,9 и 14,5‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ соответственно, а пинго-20 – тяжелее на 5,1 и 27,7‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ соответственно.

4. В ледяном ядре булгуньяха Песцовое выделены три секции льда с контрастным распределением значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} . Лёд двух

секций формировался в условиях открытой системы, причём сначала образовался лёд на нижней границе таликовой зоны под обмелевшим озером, а в дальнейшем лёд стал формироваться сверху после осушения озера и водонасыщенная таликовая зона оказалась замкнутой. В этой зоне образовался лёд секции 2 в условиях закрытой системы. На это указывает выраженное уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной при отрицательной корреляции $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду верхней части секции 2 в два раза ниже контрастности в нижней части, что подтверждает наличие закрытой системы при образовании мощного ледяного ядра булгуньяха Песцовое.

5. Первые две секции льда ядра пинго Уэзер образовались в открытой системе при наличии водообмена между озёрной водой и таликовой водонасыщенной зоной, на это указывают однородное распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и отсутствие корреляции $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$. Затем таликовая водонасыщенная зона оказалась изолированной, вероятно, в результате изменения границ озера или его частичного спуска (осушения), и уже в условиях закрытой системы сформировался лёд секции 3. Об этом свидетельствует тренд уменьшения значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной при отрицательной корреляции $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ во льду верхней части секции 3 составила 1,8‰, а в нижней части – 2,9‰, что подтверждает промерзание сверху вниз замкнутого талика и формирование льда в закрытой системе.

6. При промерзании сверху вниз осушенной озёрной котловины Тактояток в таликовой зоне существовала линза воды под давлением, из воды этой линзы в условиях закрытой системы были образованы слои инъекционного льда ядра пинго-20.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00977 и № 18-05-60272, изотопная интерпретация и моделирование) и РНФ (проект 14-27-00083-П, изотопный анализ).

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (isotope interpretation and modeling, Projects № 16-05-00977 & № 18-05-60272) and Russian Science Foundation (isotope analysis, project 14-27-00083-P).

Литература

References

1. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
2. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories // Current Research. Geological Survey of Canada. Part B. Paper 83–1B, 1983. P. 67–74.
3. Соловьев П.А. Термокарстовые явления и формы многолетнего криогенного (морозного) пучения в Центральной Якутии // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975. С. 23–36.
4. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, Western Arctic coast, Canada: a long-term field study // Géographie Physique et Quaternaire. 1998. V. 52. № 3. P. 271–323.
5. Mackay J.R. Seasonal growth bands in pingo ice // Canadian Journ. of Earth Sciences. 1990. V. 27. P. 1115–1125.
6. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in Northern Canada. PhD Thesis. Waterloo, Ontario: University of Waterloo, 1982. 424 p.
7. Michel F.A. Isotope characterisation of ground ice in Northern Canada // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. V. 22. P. 3–12.
8. Yoshikawa K., Sharkhuu N., Sharkhuu A. Ground water hydrology and stable isotope analysis of an open-system pingo in Northwestern Mongolia // Permafrost and Periglacial Processes. 2013. V. 24. № 3. P. 175–183.
9. Yoshikawa K., Lawson D., Sharkhuu N. Stable isotope composition of ice core in open- and closed-system pingos // Proc. of the Permafrost, Tenth Intern. Conf. / Ed. K.M. Hinkel. Salekhard, 25–29 June 2012. V. 1. Salekhard: The Northern Publisher, Russia. 2012. P. 473–478.
10. Ishikawa M., Yamkhin J. Formation Chronology of Arsain Pingo, Darhad Basin, Northern Mongolia // Permafrost and Periglacial Processes. 2016. V. 27. Is. 3. P. 297–306.
11. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Рогов В.В., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Новые данные о вариациях стабильных изотопов в ледяном ядре булгунняха на юге Тазовского полуострова // ДАН. 2017. Т. 472. № 4. С. 466–470.
12. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Радиоуглеродное определение возраста булгунняха на месторождении Песцовое, север Западной Сибири // Инженерная геология. 2010. № 4. С. 14–21.
13. Vasil'chuk Yu.K., Lawson D.E., Yoshikawa K., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Podborny Ye.Ye., Vasil'chuk A.C. Stable Isotopes in the closed-system Weather Pingo, Alaska and Pestsovoye Pingo, northwestern Siberia // Cold Regions Science and Technology. 2016. V. 128. P. 13–21.
14. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
15. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 16. P. 436–468.
16. Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 125. P. 23–26.
1. Dictionary of Glaciology. *Glyatsiologicheskiy slovar*. Ed. M.V. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeizdat, 1984. 527 p. [In Russian]
2. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories. Current Research. Geological Survey of Canada. Part B. Paper 83–1B, 1983: 67–74.
3. Solov'ev P.A. Thermokarst phenomena and forms of long-term cryogenic (frost) swelling in Central Yakutia. *Pa-leogeografiya i periglyatsialnye yavleniya pleystotsena*. Paleogeography and periglacial phenomena of the Pleistocene. Moscow: Nauka, 1975: 23–36. [In Russian]
4. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula area, Western Arctic coast, Canada: a long-term field study. *Géographie Physique et Quaternaire*. 1998, 52 (3): 271–323.
5. Mackay J.R. Seasonal growth bands in pingo ice. *Canadian Journ. of Earth Sciences*. 1990, 27: 1115–1125.
6. Michel F.A. Isotope investigations of permafrost waters in Northern Canada. PhD Thesis. Waterloo, Ontario: University of Waterloo, 1982: 424 p.
7. Michel F.A. Isotope characterisation of ground ice in Northern Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011, 22: 3–12.
8. Yoshikawa K., Sharkhuu N., Sharkhuu A. Ground water hydrology and stable isotope analysis of an open-system pingo in Northwestern Mongolia. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2013, 24 (3): 175–183.
9. Yoshikawa K., Lawson D., Sharkhuu N. Stable Isotope Composition of Ice Core in Open- and Closed-System Pingos. *Permafrost, Tenth International Conference, Proceedings*. Ed. K.M. Hinkel. Salekhard, 25–29 June 2012. V. 1. Salekhard: The Northern Publisher, Russia. 2012: 473–478.
10. Ishikawa M., Yamkhin J. Formation Chronology of Arsain Pingo, Darhad Basin, Northern Mongolia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2016, 27 (3): 297–306.
11. Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Rogov V.V., Podborny Ye.Ye., Chizhova Ju.N. New data on variations of stable isotopes in the pingo ice core in the southern part of the Tazovsky Peninsula. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2017, 472 (2): 200–204. [In Russian].
12. Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A. Radiocarbon dating of the age of the Bulgunnyakh at the Pestsovoye deposit, north of Western Siberia. *Radiouglerodnoe opredelenie vozrasta bulgunnyakha na mestorozhdenii Pestsovoe, sever Zapadnoy Sibiri*. *Inzhenernaya Geologiya*. Engineering Geology. 2010, 4: 14–21. [In Russian].
13. Vasil'chuk Yu.K., Lawson D.E., Yoshikawa K., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Podborny Ye.Ye., Vasil'chuk A.C. Stable Isotopes in the closed-system Weather Pingo, Alaska and Pestsovoye Pingo, northwestern Siberia. *Cold Regions Science and Technology*. 2016, 128: 13–21.
14. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. 1961, 133: 1702–1703.
15. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468.

17. *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 Processes*. 2011. V. 22. P. 13–25.
18. *Posey J.C., Smith H.A.* The equilibrium distribution of light and heavy waters in a freezing mixture // *Journ. of the American Chemical Association*. 1957. V. 79. P. 555–557.
19. *Jouzel J., Souchez R.A.* Melting and refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice // *Journ. of Glaciology*. 1982. V. 28. № 98. P. 35–42.
20. Интернет-ресурс — база данных GNIP <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>.
21. *Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л.* Об инфильтрационно-сегрегационном механизме образования пластовых льдов // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 105–115.
22. *Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F., Opel T., Meyer H.* Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia) // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. V. 29. № 3. P. 182–198.
16. *Lehmann M., Siegenthaler U.* Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. *Journ. of Glaciology*. 1991, 37 (125): 23–26.
17. *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 Processes*. 2011, 22: 13–25.
18. *Posey J.C., Smith H.A.* The equilibrium distribution of light and heavy waters in a freezing mixture. *Journ. of the American Chemical Association*. 1957, 79: 555–557.
19. *Jouzel J., Souchez R.A.* Melting and refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice. *Journ. of Glaciology*. 1982, 28 (98): 35–42.
20. GNIP <https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>.
21. *Zhestkova T.N., Shur YU.L.* On the infiltration-segregation mechanism of massive ice formation. *Plastovyye l'dy kriolitozony*. Massive ice of permafrost. Yakutsk: IMZ SO AN SSSR, 1982: 105–115. [In Russian].
22. *Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F., Opel T., Meyer H.* Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia). *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (3): 182–198.