

Палеогляциология

УДК 551.89+551.328.2

Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) погребённого фирна на Лено-Амгинской равнине

© 2013 г. В.Б. Спектор¹, Е.О. Дубинина², В.В. Спектор¹, Н.Т. Бакулина³¹Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск;²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва;³«Якутскгеология», Якутск

vspektor@mail.ru

Статья принята к печати 23 апреля 2013 г.

Изотопы кислорода и водорода, погребённый фирн, поздний неоплейстоцен, Центральная Якутия.
Buried firn, Central Yakutia, Late Pleistocene, oxygen and hydrogen isotopes.

В Центральной Якутии в толще многолетнемёрзлых отложений вскрыты слои фирна, которые отнесены к каргинскому и зырянскому горизонтам позднего неоплейстоцена. Фигуративные точки величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD этих горизонтов фирна группируются вблизи линии метеорных вод (линии Крейга). Вероятно, фирн образовался из снежников-перелетков. В настоящее время в рассматриваемом районе снежников-перелетков нет, что объясняется климатическими особенностями – превышением испарения над осадками и высокими летними температурами. Предполагается, что фирн вскрытых горизонтов формировался в иных по сравнению с современными климатических условиях: при более низких среднегодовых температурах и более высокой влажности воздуха.

На приводораздельных участках (абс. отм. 234 м) Лено-Амгинской равнины (Центральная Якутия), в 82 км к востоку от г. Якутск (рис. 1), двумя скважинами, пробуренными рядом в 2004 и 2011 г., вскрыт ранее не изученный погребённый мелко- и микрокристаллический фирн. Он залегает в толще многолетнемёрзлых четвертичных отложений и представлен двумя горизонтами в интервалах глубин 13–14 и 23–25 м [11, 20]. Высокая Лено-Амгинская равнина (абс. отм. 200–300 м) приурочена к группе равнин, разделяющих Среднесибирское плоскогорье и Приленское плато в геоморфологической области Равнин и Плато Средней Сибири [10]. Вся эта область зимой подвержена влиянию Сибирского антициклона, что обуславливает падение температур в это время до $-50 \div -60$ °С. Среднегодовая температура воздуха в районе Якутска составляет $-10,2$ °С, среднегодовое количество осадков – 200 мм, а средняя толщина снежного покрова – 25 см [4]. Мощность многолетнемёрзлой толщи – сотни метров, из которых почти 150 м верхней части сложены дисперсными грунтами, сформировавшимися в условиях отрицательных температур.

Методы изотопного анализа

Изотопный анализ кислорода и водорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и D/H) в образцах погребённого фирна выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН. Результаты измерений приведены в таблице. Изотопный анализ кислорода выполнен методом изотопного уравнивания с использованием масс-спектрометрии в непрерывном потоке гелия (CF IRMS) на приборе DELTA V+ (Finnigann) с периферийным комплексом GasBenchII. Измерения велись в автоматическом режиме с использованием автосэмплера PAL. Точность измерения величин $\delta^{18}\text{O}$ составила $\pm 0,2$ ‰. Изотопный анализ водорода проведён методом разложения водного образца (1 μl) на металлическом хrome при 800 °С. Использовался масс-спектрометр DeltaPlus (Finnigann), работающий в режиме двойного напуска, с периферийным устройством H/Device. Точность измерения величин δD составила $\pm 0,3$ ‰.

Для калибровки данных в шкале VSMOW применялись стандарты VSMOW и SLAP, а также международные образцы сравнения

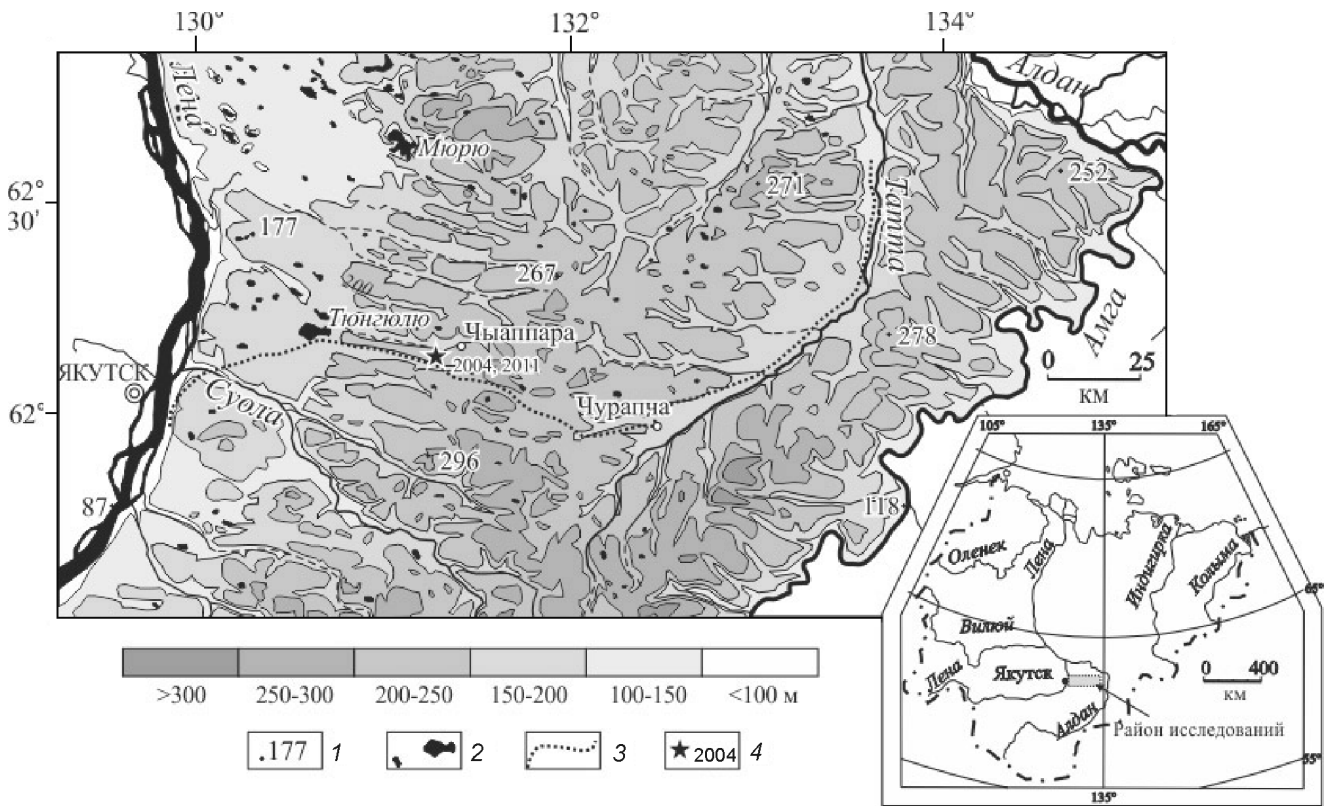


Рис. 1. Рельеф Лено-Амгинской равнины (Центральная Якутия) и местоположение скважин, вскрывших горизонты погребённого фирна:
 1 – отметки абсолютных высот над уровнем моря, м; 2 – озёра; 3 – федеральная трасса; 4 – местоположение скважин и год
Fig. 1. Relief of the Lena-Amga Rivers Plain (Central Yakutia) and location of the boreholes recovering the horizons of buried firn:
 1 – absolute heights, m a.s.l.; 2 – lakes; 3 – federal road; 4 – location of the boreholes and year

Результаты изотопного ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) анализа современного снега и погребённых фирнов, вскрытых скв. № 11/1 на Лено-Амгинской равнине

Глубина от устья скважины, м	Характеристика образца	Безразмерная высота X	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d , ‰
13,50–13,58	Мелкокристаллический фирн, верхний горизонт	0,93	-29,7	-213,5	24,3
13,62–13,70		0,73	-29,2	-214,3	19,3
13,72–13,80		0,57	-29,7	-223,8	14,4
13,82–13,90		0,40	-30,4	-232,0	11,6
13,92–14,00		0,23	-31,2	-236,9	12,7
14,05–14,10		0,04	-32,3	-232,1	25,9
23,41–23,44	Крупнокристаллический фирн, нижний горизонт	0,99	-30,5	-219,9	24,5
23,51–23,56		0,88	-30,3	-223,8	18,8
23,62–23,68		0,76	-30,7	-226,7	19,2
23,71–23,78		0,67	-30,9	-230,0	17,6
23,88–23,94		0,51	-31,6	-234,7	17,7
24,00–24,07		0,39	-31,7	-232,5	21,1
24,25–24,30		0,15	-31,6	-229,1	23,9
24,37–24,43		0,03	-31,2	-225,3	24,5
Снег над скважиной:					
в 5–10 см от кровли снежного покрова		0,88	-38,6	-288,8	20,2
в 30–40 см от кровли снежного покрова		0,13	-31,6	-229,3	23,5

МАГАТЭ (ОН-1–ОН-4). Все изотопные данные выражены в промилле (‰) относительно VSMOW:

$$\delta = \left(\frac{R_x - R_{\text{ст}}}{R_{\text{ст}}} \right) 1000,$$

где R_x и $R_{\text{ст}}$ – соответственно изотопное отношение ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H) в образце и международном стандарте VSMOW.

Характеристика разреза, вскрывшего горизонты фирна

Отложения, содержащие пласты погребённого фирна, вскрыты при колонковом бурении с последовательно сменяемыми диаметрами коронок 147, 127, 108, 89 и 76 мм. Керн извлекался из инструмента с помощью воздушной продувки и преимущественно имел ненарушенную структуру. Выход ледяных кернов из колонковой трубы был свободным, поэтому тонкие текстуры керна сохранялись хорошо. Раздробленные породы между участками нераздробленного грунта чётко отличались от остальной части керна. Погребённый фирн, который представлял собой тонкослойный мелко- и микрокристаллический лёд (мощность слоев от первых сантиметров до долей миллиметра), вскрыт в двух интервалах: 13,5–14,27 и 23,31–24,52 м. Вмещающие отложения представлены суглинками. Во время бурения (19 марта 2011 г.) над скважиной лежал снежный покров толщиной 43 см. Мы отобрали пробы снега из верхней (5–10 см) и нижней (30–40 см) частей снежного покрова, результаты изотопного анализа которых также даны в таблице.

Разрез скважины приведён на рис. 2. Измерения температуры в скважине показали, что подошва слоя сезонного оттаивания находится на глубине около 1,2 м; на глубине нулевых годовых колебаний температур (7 м) температура пород составляет $-2,7\text{ }^\circ\text{C}$. Градиент в пределах зоны годовых колебаний температур составляет $\pm 0,4\text{ }^\circ\text{C}/\text{м}$. Ниже этой зоны (на глубине до 20 м) находится низкоградиентная зона с изменением температуры в пределах $\pm 0,2\text{ }^\circ\text{C}/\text{м}$.

Возраст и условия накопления отложений согласно палинологическим данным. В изученном разрезе, кроме почвенного слоя и современных покровных суглинков (0–0,5 м), выделяют четыре палинокомплекса.

Палинокомплекс 1 связан со светло-коричневыми суглинками (0,5–7,15 м) субаэрального происхождения и отражает тундровую растительность, сформировавшуюся в суровую кли-

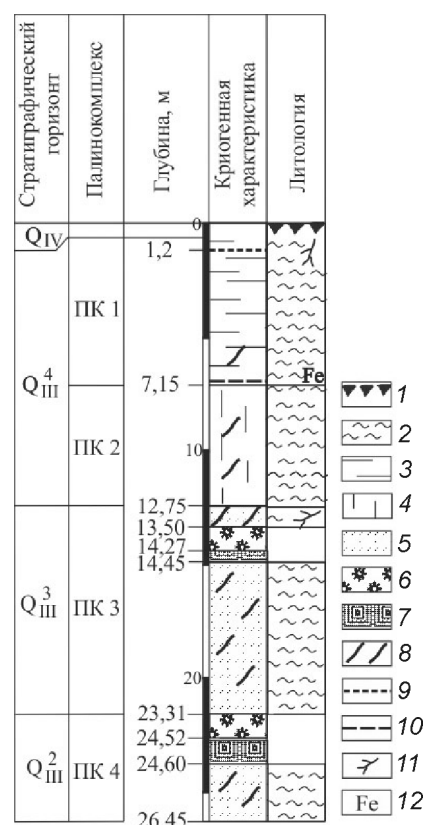


Рис. 2. Разрез скважины № 11/1 (2011 г.):

1 – почвенный слой; 2 – суглинки; криогенная текстура: 3 – горизонтально-шпировая, 4 – вертикально-шпировая; 5 – лёд-цемент; 6 – фирн; 7 – ледогрунтовые образования; 8 – субвертикальные тонкие «ветвящиеся» трещины, заполненные льдом; подошва слоя: 9 – сезонного оттаивания, 10 – годовых колебаний температуры; включения: 11 – тонкие корешки растений, 12 – ожелезнение; Q_{IV} – голоцен; поздний неоплейстоцен, горизонты: Q_{III}⁴ – сартанский, Q_{III}³ – каргинский, Q_{III}² – зырянский

Fig. 2. Profile of the borehole № 11/1 (2011).

1 – soil; 2 – loam; cryogenic structure: 3 – horizontally-layered, 4 – vertically-layered; 5 – pore ice; 6 – firn; 7 – ice-ground bodies; 8 – sub-vertical thin «dendritic» cracks filled with ice; lower surface: 9 – of the seasonally thaw layer, 10 – of the annual temperature variations layer; inclusions: 11 – thin plant roots, 12 – ferrugination; Q_{IV} – Holocene; Late Pleistocene, horizon: Q_{III}⁴ – Sartan, Q_{III}³ – Karga; Q_{III}² – Zyryan horizon

матическую эпоху конца позднего неоплейстоцена, вероятно во вторую половину сартанской ледниковой эпохи.

Палинокомплекс 2 выделен в серых суглинках (7,15–12,75 м) предположительно озёрного происхождения. Он характеризуется незначительным присутствием микрозёрен, содержит остатки зелёных водорослей рода *Pediastrum*, другие водные микрофоссилии, а также большое количество переотложенного материала из мезо- и кайнозойских отложений. Состав и количествен-

ные соотношения спорово-пыльцевого спектра свидетельствуют о развитии тундровых и степных ландшафтов с доминированием ксерофитных элементов и островных разреженных лиственнично-берёзовых и лиственнично-сосновых группировок лесотундрового облика. Большое количество спор зелёных мхов, осоковых и присутствие пыльцы прибрежно-водных растений указывают на наличие гипновых и травянистых осоковых болот. По стратиграфическому положению и составу растительности второй палинокомплекса может быть связан с первой половиной сартанской ледниковой эпохи.

Палинокомплекс 3, выделенный в верхнем горизонте фирна (13,5–14,27 м), резко отличается от вышележащих разнообразием присутствующих пыльцевых зёрен и более высоким их содержанием. В спектрах рассматриваемого горизонта снизу вверх по разрезу наблюдается возрастание содержания пыльцы древесно-кустарниковых растений (кустарниковых и древовидных берёз, ольховника, ивы, лиственницы, сосны, кедрового стланика), что указывает на относительное потепление во время накопления этих отложений. Увеличение роли пыльцы верескоцветных и спор сфагновых мхов позволяет предположить заметную роль компонентов, свойственных сообществам лесных сочетаний. Вероятно, данное сообщество растительности могло распространяться в относительно тёплый климатический эпизод, в конце эпохи каргинского интерстадиала.

В разделяющих горизонтах фирна суглинках (14,45–23,31 м) отмечен комплекс, аналогичный описанному выше, с некоторым снижением содержания пыльцы травяно-кустарниковых растений. Состав спектров толщи, разделяющей верхний и нижний горизонты фирна, указывает на её накопление в менее благоприятных климатических условиях по сравнению с перекрывающим фирном. По-видимому, в данный эпизод и в эпизод накопления фирна в результате кратковременного потепления усиливалась роль древесной растительности и сокращались площади, занимаемые степными сообществами.

Палинокомплекс 4 выделен в нижнем горизонте фирна (23,31–24,52 м) и в подстилающих осадках. Он характеризуется очень малым количеством микрозёрен (100–275 в 1–6 препаратах). Споры и пыльца сохранились плохо: они смяты и минерализованы, часто разорваны, что, по-видимому, связано с особенностями условий их захоронения. Растительный покров данной стадии накопления

отложений формировался в обстановке значительного похолодания, на фоне роста сухости климата, что привело к широкому распространению перигляциальных степей и тундростепей. В них значительное развитие получили разные виды травянистых растений: большое количество маревых, полыней, злаковых и других ксерофитных группировок, присутствует также плаунок сибирский – индикатор континентального, особенно сухого климата. Увеличение сухости климата вызвало сокращение тундровых элементов (берёза кустарниковая, ольховник, верескоцветные и др.). Небольшие площади занимали лиственничные редколесья, иногда с примесью сосны обыкновенной и берёзы плосколистной. Охарактеризованные спорово-пыльцевые спектры отражают растительность, относящуюся ко времени суровых климатических условий, вероятно, зырянской ледниковой эпохи.

Особенности распределения величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в современном снеге и погребённом фирне. На изотопной $\delta^{18}\text{O}$ – δD диаграмме (рис. 3) показано положение фигуративных точек изученных отложений относительно линии метеорных вод (линии Крейга, [14]). Полученные данные для погребённого фирна группируются параллельно и выше

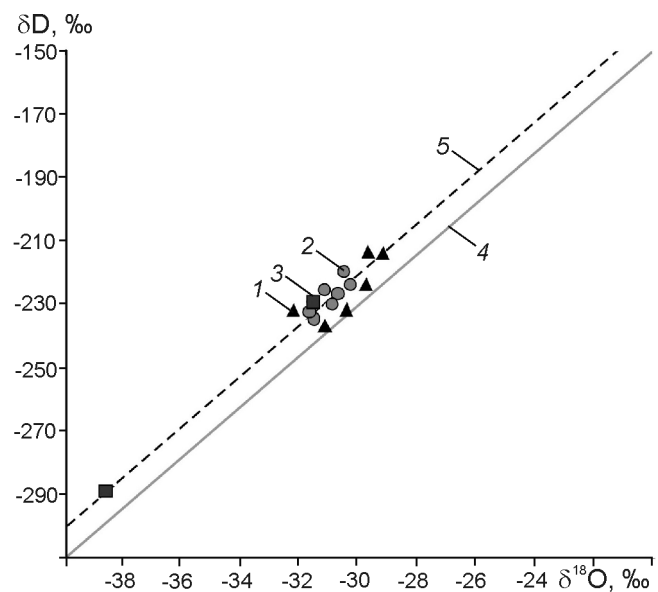


Рис. 3. Изотопная $\delta^{18}\text{O}$ – δD диаграмма фирна скважины № 11/1.

Слой фирна: 1 – верхний, 2 – нижний; 3 – современный снег; 4 – линия метеорных вод; 5 – локальная линия метеорных вод

Fig. 3. Isotopic $\delta^{18}\text{O}$ – δD diagram of the firn recovered by the borehole № 11/1.

Layer of firn: 1 – upper, 2 – lower; 3 – modern snow; 4 – line of meteoric water; 5 – local line of meteoric water

этой линии, что позволяет рассматривать в качестве источника вещества фирна атмосферные осадки. Линия, вдоль которой расположены полученные данные, может, по-видимому, отвечать линии локальных атмосферных осадков, выпадавших в регионе во время накопления отложений.

Для верхнего и нижнего горизонтов современного снежного покрова величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD различны. Снег, отобранный в нижней части толщи, характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O}$ и δD $-31,6$ и $-229,3$ ‰ соответственно, которые, в принципе, характерны для современных зимних осадков в регионе. Уравнение регрессии между зимними температурами воздуха и значением $\delta^{18}\text{O}$ осадков имеет вид [5] $t_3 = (0,96 \pm 0,1)\delta^{18}\text{O} + (0,4 \pm 2,6)$.

По данным [1], средние зимние температуры в регионе составляют -27 °С, а расчётная величина $\delta^{18}\text{O}$ равна $-31,3$ ‰, что очень близко к величинам $\delta^{18}\text{O}$, установленным аналитическим путём для нижней части снежного покрова. В верхней части толщи получены более низкие величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD , равные соответственно $-38,6$ и $-288,8$ ‰. Подобные значения характерны, например, для прибрежных участков снежного покрова Антарктиды, где среднегодовая температура приземного слоя воздуха составляет $-32 \div -34$ °С [8]. В изучаемом регионе (Центральная Якутия) среднегодовые температуры равны -10 °С при средней январской температуре -40 °С. Положение точки состава верхней части снежного покрова точно на «локальной» линии метеорных вод может указывать на выпадение конкретной порции снега в наиболее холодное время года (декабрь–февраль), когда среднемесячные температуры воздуха в районе Якутска опускаются до $-41,6$ (декабрь) $\div -40,2$ °С (январь), а температура поверхности составляет $-36,4$ и $-37,7$ °С соответственно [3]. Эпизодическое выпадение снега с аномально низкими величинами $\delta^{18}\text{O}$ и δD может быть вызвано низкой влажностью приземного слоя воздуха [17].

Несмотря на сильное различие величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD между верхней и нижней частями снежного покрова, фигуративные точки современных снежных осадков располагаются в пределах локальной линии метеорных вод. Различие величин $\delta^{18}\text{O}$ в современном снеге между нижней и верхней частями толщи равно 7 ‰, а величин δD — 59 ‰. В отличие от современного снежного покрова интервал вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD погребённого фирна существенно уже (см. рис. 3). Величины $\delta^{18}\text{O}$ в отложениях верхнего слоя фирна варьируют

в пределах $3,1$ ‰, а нижнего — $1,4$ ‰. Вариации величин δD ведут себя аналогично и составляют соответственно $23,4$ и $14,8$ ‰ для верхнего и нижнего слоёв фирна. Таким образом, наблюдается последовательное уменьшение вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в ряду современных снег — верхний слой фирна — нижний слой фирна. Эта последовательность отвечает изменению возраста отложений — от современного до наиболее древнего.

В целом, изотопные характеристики фирна близки к величинам $\delta^{18}\text{O}$ и δD нижнего, подошвенного слоя современного снежного покрова, т.е. к составу зимних осадков, характерных для данного региона. Для обоих горизонтов отмечается однотипная изотопная зональность по глубине, приведённая на рис. 4 в виде зависимости

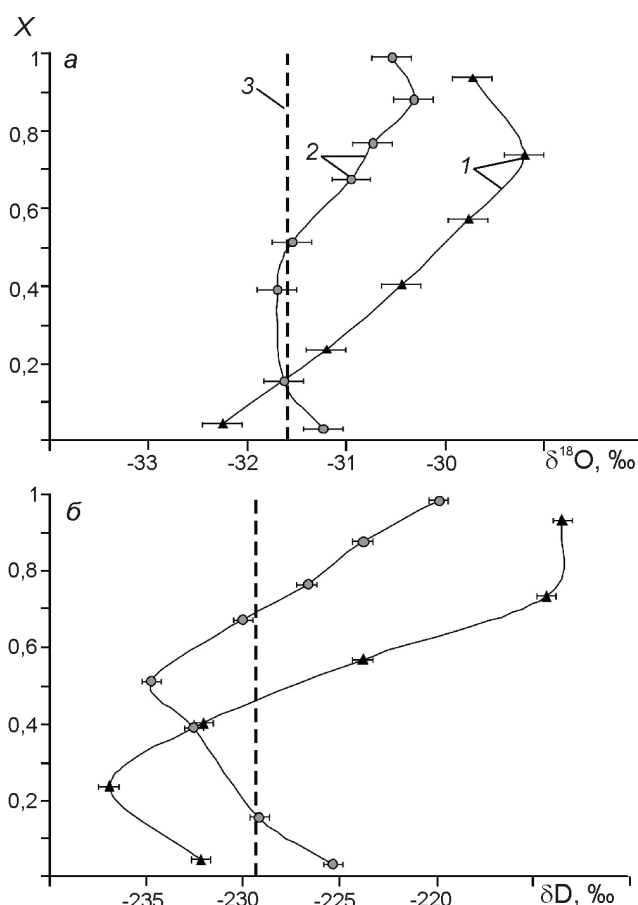


Рис. 4. Изменение изотопного состава кислорода (а) и водорода (б) по безразмерной высоте горизонтов фирна современных осадков.

Слой фирна: 1 — верхний, 2 — нижний; 3 — изотопный состав снега в подошвенной части слоя

Fig. 4. Isotopic content variation of oxygen (a) and hydrogen (b) upon the nondimensional height of the firm horizons.

Layer of firm: 1 — upper, 2 — lower; 3 — isotopic content of snow at the bottom part of the present-day precipitation layer

величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD от безразмерной высоты X , которая позволяет сравнивать изотопные профили в отложениях разной мощности: $X = h/H$, где h – высота над подошвой слоя; H – общая мощность горизонта фирна или снега.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ в обоих горизонтах фирна показывают общую тенденцию к уменьшению в направлении сверху вниз по разрезу. Эта тенденция нарушается в подошве и кровле пластов фирна: в кровле обоих горизонтов наблюдается относительное уменьшение, а в подошвенной части нижнего слоя фирна – относительное возрастание величин $\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 4, а). Величины δD ведут себя несколько иным образом: во внутренних зонах разрезов фирна установлены их минимальные значения, а в краевых зонах (подошва и кровля) происходит возрастание этих величин. Максимальное обеднение дейтерием для нижнего слоя фирна отмечается в центральной части слоя ($X \approx 0,5$), в то время как для верхнего слоя зона максимального обеднения дейтерием расположена на уровне $X \approx 0,25$ (см. рис. 4, б).

Обсуждение результатов

По палинологическим данным, погребённый фирн относится к каргинскому (верхний горизонт) и зырянскому (нижний горизонт) стратиграфическим уровням, что приблизительно соответствует диапазонам 30–60 и 60–120 тыс. лет назад. Более точно датировать данные горизонты фирна пока не удаётся. Можно только утверждать, что они относятся к длительным эпизодам двух хроностратиграфических единиц Сибири: каргинскому «межледниковью» (МИС 3) и зырянскому «ледниковью» (МИС 4). Ввиду длительного нахождения фирна в захороненном состоянии, контролирующими факторами формирования его изотопных характеристик могли быть как климатические условия образования отложений, так и процессы последующей трансформации, вызванные изменениями, протекающими после отложения, – метаморфическими процессами, диффузионным перераспределением изотопов в межкристаллическом пространстве, перекристаллизацией снега.

Климатический фактор. При существующем в настоящее время в Центральной Якутии климате формирование фирна невозможно или чрезвычайно затруднено, поскольку снежный покров имеет относительно небольшую толщину (максимум до 50 см) и заключённых в нём запасов холода недостаточно для сохранения низких температур в

толще и на подошве. Только в апреле температура на подошве снежного покрова на 3°C ниже, чем на его поверхности [3]. Температуры в весенне-летнее время достаточно высоки (в среднем $+16^\circ\text{C}$), что вызывает не только таяние снежного покрова, но и повышение температуры почвы на глубине 0,2 м до $12\text{--}16^\circ\text{C}$. В результате протаивание мерзлоты достигает 1,5–3 м.

Не менее значимый фактор – дефицит влажности, который приводит к испарению снега с поверхности. Например, весной в Центральной Якутии испаряется более 1/3 массы снежного покрова [3]. В сочетании с малым количеством выпадающих осадков этот фактор определяет отсутствие в Центральной Якутии круглогодичного снежного покрова и снежников, несмотря на низкие среднегодовые температуры. Данный регион относится к территориям с резко континентальным климатом и недостаточным увлажнением [4, с. 66], где величина возможного испарения превосходит количество выпадающих осадков. Индекс сухости (отношение годовой величины радиационного баланса к количеству тепла, необходимого для испарения годовой суммы осадков) в рассматриваемом регионе $K = 1,1 \div 1,3$, в то время как для районов с избытком влаги характерны величины $K < 1$. Летом для Центральной Якутии характерно испарение, превосходящее количество выпадающих осадков в 4 раза и более [4]. В связи с развитием зимой Сибирского антициклона в Центральной Якутии преобладает безветренная штилевая погода, при которой земная поверхность выхолаживается. Очень низкая температура поверхности снежного покрова предопределяет направление теплового потока и испарение влаги. Тёплые и влажные воздушные массы, поступающие со стороны Тихого океана («восточный процесс»), обтекают область высокого давления. В результате, в 2–3-километровом слое атмосферы над Центральной Якутией отмечаются инверсии температуры воздуха, т.е. её повышение с высотой [4]. Таким образом, специфика климатических условий в регионе, выраженная малым количеством осадков, низкой влажностью воздуха и высокими летними температурами, препятствует образованию современных снежников-перелетков.

В каргинское и зырянское время снежники-перелетки представляли собой, вероятно, редкое явление и формировались в климатически благоприятные временные интервалы и в особых микроклиматических условиях: в затенённых

ложбинах, на склонах северной экспозиции и т.п. Тем не менее, присутствие таких многолетних образований и их сохранение определённо указывают на климатические условия, существенно отличные от современных. Как писал К.Ф. Войтковский, «чтобы возник ледник (или пласт фирна – курсив наш) требуется сочетание условий и рельефа, при которых на каком-то участке годовое количество отложившихся твердых осадков с учетом ветрового переноса... должно превышать убыль за счет таяния и испарения» [2]. Приблизительно мы можем оценить климатические условия, при которых формировались изученные пласты фирна. Эти расчёты условны, поскольку за прошедшее время снежные отложения испытали разные виды изменений: термоградиентный метаморфизм, сопровождающийся перекристаллизацией и диффузионным переносом; динамометаморфизм и др.

Тем не менее, если придерживаться точки зрения, что величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD фирна отражают некий многолетний состав осадков, образовавшихся в разные сезоны года, то их усреднённые значения должны отражать среднегодовые величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD , присущие времени накопления отложений. Для оценки среднегодовых температур по величинам $\delta^{18}\text{O}$ можно использовать эмпирические зависимости $\delta^{18}\text{O}$ атмосферных осадков от среднегодовой температуры [15]. Оценка среднегодовых температур по усреднённым величинам $\delta^{18}\text{O}$ в верхнем ($-30,4\text{‰}$) и нижнем ($-31,2\text{‰}$) горизонтах фирна составляет для верхнего каргинского горизонта $-24,2\text{ °C}$, а для нижнего зырянского $-25,3\text{ °C}$. Исходя из этих оценок, можно предположить, что в отдельные интервалы каргинского времени среднегодовая температура опускалась на 14 °C ниже современной ($-10,2\text{ °C}$ [4]).

В принципе, палинологические данные не противоречат тому, что для отдельных отрезков каргинского времени были характерны более суровые, чем сейчас, климатические условия. Для зырянского времени более суровые климатические условия, чем современные, подтверждаются палинологическими данными. Однако необходимо учитывать, что, если рассчитать по уравнениям [15] среднегодовую температуру, исходя из величин $\delta^{18}\text{O}$ подошвенной части современного снежного покрова, то будет получена температура, близкая к оценкам по фирну, т.е. не имеющая ничего общего с реально установленными среднегодовыми температурами в регионе. Оценка сред-

них зимних температур, напротив, близка к действительности. По-видимому, для районов с резко континентальным климатом применение уравнений Дансгаарда, которые им были рекомендованы для осадков высоких широт и неконтинентальной обстановки [15], не совсем оправданно. Наиболее вероятно, что величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD погребённого фирна отражают средние зимние, а не среднегодовые температуры, т.е. температуры сезонов накопления снежных осадков. Следовательно, более корректным будет сравнение зимних климатических условий, т.е. условий отложения погребённого фирна современных зимних осадков.

На рис. 4 величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD для современного снега (из подошвенной зоны отложений) нанесены пунктирной линией, относительно которой величины $\delta^{18}\text{O}$, полученные для захороненных отложений, имеют либо равные, либо более высокие значения. Величины δD в нижней и средней зонах ($X < 0,5$) отложений характеризуются более низкими, а в верхних зонах ($X > 0,5$) горизонтах фирна – более высокими значениями по отношению к величинам δD современного снега. Если считать, что определяющий фактор изотопной зональности и состава фирна – изменение климатических условий, то неизбежен вывод, что обнаруженные пласты фирна каргинского и зырянского времени формировались в условиях с более высокими средними зимними температурами, чем в настоящее время.

Поведение величины дейтериевого эксцесса d – избытка дейтерия в атмосферных осадках по сравнению с его количеством в равновесном процессе [13] – отражено на рис. 5. Относительно большие величины d ($14,4\text{--}25,9\text{‰}$) указывают на высокую скорость испарения при формировании состава атмосферной влаги, что характерно для сухого климата Средней и Восточной Сибири. Этот показатель аналогичен для обоих горизонтов фирна. Более того, нанесённые на рис. 5 величины для современного снега находятся в пределах, отвечающих горизонтам погребённого фирна на соответствующем уровне безразмерной высоты. Величина дейтериевого эксцесса в пределах вертикальных разрезов имеет минимум в области средних уровней каждого из горизонтов. Для верхнего горизонта фирна, сформированного в конце эпохи каргинского интерстадиала, минимум величины d приходится на уровень $X = 0,2 \div 0,4$, в то время как для нижнего слоя фирна зырянской эпохи минимум величин отмечается в интервале $X = 0,5 \div 0,9$. На подошве и в

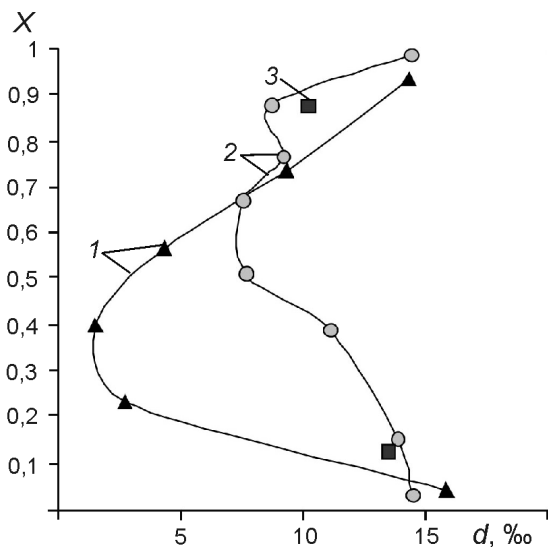


Рис. 5. Экссес в горизонтах фирна в зависимости от безразмерной высоты X .
Слой фирна: 1 – верхний, 2 – нижний; 3 – современный снег
Fig. 5. Excess in the firn horizons in dependence upon the nondimensional height X .
Layer of firn: 1 – upper, 2 – lower; 3 – modern snow

кровле обоих горизонтов величины d почти идентичны и близки к дейтериевому эксцессу в современном снежном покрове.

С точки зрения преобладающей роли климатического фактора такое цикличное поведение дейтериевого эксцесса может указывать на периодическое изменение климатических условий, когда начало и конец формирования отложений соответствуют холодным условиям с низкой влажностью воздуха, а период накопления – более мягкому климату с более высокой влажностью. Поскольку основные источники формирующейся влаги для данного региона в рассматриваемом временном масштабе, по-видимому, были одни и те же, образование фирна можно связать с эпизодами относительного потепления и возрастания влажности воздуха на фоне очень низких температур внутри выделенных хронологических отрезков. С данной точки зрения современные климатические условия могут быть аналогом «холодных» и сухих условий, соответствующих крайним границам циклов накопления фирновых отложений прошлых эпох.

На предполагаемую цикличность в изменении климатических условий, которые обусловили накопление фирна в зырянское и каргинское время, указывает более детальное представление данных в координатах $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$ (рис. 6). На данной диаграмме фигуративные

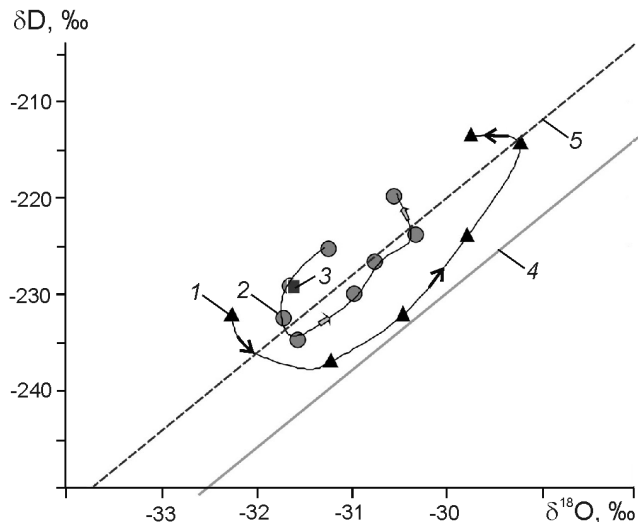


Рис. 6. Направление эволюции изотопного состава фирна в координатах $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$.
Слой фирна: 1 – верхний, 2 – нижний; 3 – современный снег; 4 – линия метеорных вод; 5 – локальная линия метеорных вод; стрелками показано направление снизу вверх по разрезу
Fig. 6. Direction of isotopic content evolution of firn in the coordinates $\delta^{18}\text{O}-\delta\text{D}$.
Layer of firn: 1 – upper, 2 – lower; 3 – modern snow; 4 – line of meteoric water; 5 – local line of meteoric water; arrows indicate the bottom-upwards direction along the section

точки соединены последовательно в соответствии с их расположением в разрезе. Стрелками показано направление снизу вверх по разрезу. Как следует из диаграммы, накопление отложений начинается с момента небольшого похолодания на фоне возрастания влажности воздуха. Последующее относительное потепление соответствует основной стадии накопления фирна, которое происходит на фоне более высокой влажности. Дейтериевый эксцесс для слоя каргинского времени опускается до величин, характерных для современной линии метеорных вод. Менее сильное изменение, но в том же направлении, характерно для отложений зырянского времени. Накопление фирна заканчивается, когда начинается похолодание и снижается влажность воздуха. Оба цикла развиваются в одном и том же направлении – фигуративные точки на диаграмме (см. рис. 6) перемещаются против часовой стрелки.

Метаморфические факторы. Вариации величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в отложениях фирна вдоль вертикальных разрезов могут быть обусловлены не только климатическими изменениями, вариациями температуры и скорости снегонакопления [19], но и процессами, протекающими в

снежных отложениях, среди которых – фракционная дифференциация, фазовые переходы, диффузионный перенос влаги в пределах пласта [16, 18]. Направления изотопных сдвигов, возникающих при этом, могут объяснить наблюдаемые особенности вертикальных профилей погребённого фирна процессами испарения, восходящего переноса, конденсации и гравитационной дифференциации влаги в пределах пласта.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD кровли обоих горизонтов могли сформироваться в результате фазовых переходов в самых верхних слоях фирна, находившихся в зоне резких суточных и сезонных колебаний температуры длительное время. Миграция изотопно облегчённой испаренной влаги из-под отепляющей части снежного покрова к поверхности в наиболее холодные периоды также могла привести к изотопному облегчению пластов в районе *кровли*. Накопление дейтерия вверх по разрезу могло быть связано с плавлением снега на поверхности и частичным испарением в весенне-летнее время. Часть воды, образующейся при плавлении на поверхности, могла опускаться в нижнюю зону отложений фирна по порам и каналам под влиянием силы тяжести. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD отложений верхней зоны (и в первом, и во втором горизонтах) в меньшей степени были подвержены выравниванию в силу частой смены температурных условий.

Средняя зона обоих горизонтов формировалась, по-видимому, под действием климатических изменений, главным из которых было потепление во время накопления фирна, на что указывает возрастание величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD при движении вверх по разрезу горизонтов фирна. Минимальная оценка изменения среднегодовой температуры во время потепления могла составлять 1,5–2 °С. С учётом возможного выравнивания изотопного профиля за счёт диффузионного переноса влаги разница в температурах за период потепления могла быть значительно большей.

Величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD отложений *нижней зоны* могли формироваться под влиянием нескольких факторов. Вполне вероятно, что нижние слои фирна отлагались на сильно охлаждённом субстрате, имевшем более низкую температуру по сравнению с температурой толщи снега, перекрывавшей субстрат. Отметим, что в скважине температура к забюю снижается. На глубине около 20 м установлена температура –3 °С. К вариациям величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в отложениях подошвенной части обоих горизонтов мог привести также про-

цесс гравитационной дифференциации влаги, который мог протекать в открытом слое фирна во время его накопления за счёт частичного плавления в летний период. Просачивание талой воды в нижнюю зону и её замерзание на низкотемпературном барьере должно было приводить к накоплению изотопов ^{18}O и D в отложениях подошвенной части. С этим процессом согласуется присутствие в подошве каждого из горизонтов фирна слоёв ледогрунта и линз суглинков, свидетельствующих о движении воды и её перемешивании с твёрдым субстратом.

Заключение

Анализ приведённых данных показывает, что и климатические, и метаморфические факторы играют роль в формировании величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD изученных горизонтов погребённого фирна. Чтобы установить доминирующую роль какого-либо из этих факторов, требуются дополнительные исследования. Тем не менее, приведённый здесь материал позволяет дать высокую оценку климатическому фактору в распределении значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD по разрезу. Оценить роль процессов, протекающих в слое погребённого фирна, можно путём сравнения диапазонов вариаций величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в отложениях разного времени. С этой точки зрения, процесс выравнивания величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в разрезе более древних отложений (зырянское время) проявляется отчётливее. Вполне вероятно, что климатические изменения в каргинское и зырянское время могли быть однотипными, а неодинаковая вариабельность величин $\delta^{18}\text{O}$ и δD в пределах разновозрастных горизонтов связана с разной длительностью диффузионного и конвективного перераспределения изотопов, приводящей к гомогенизации изотопных характеристик отложений в пределах каждого слоя. Начало и конец этих климатических циклов характеризовались относительно низкими температурами и высокой сухостью, а середина – более высокими температурами и влажностью.

Осадки с пластами фирна примерно совпадают по возрасту с «ледовым комплексом» и представляют собой его фаціальную разновидность. Ледовый комплекс – толща высокольдистых алевритов – широко распространён на Лено-Амгинской равнине. Значительный объём его (около 50%) занимают повторно-жильные льды и несколько меньший (до 20%) – текстурообразующие льды [6, 7, 9, 10, 12]. Мощность ледового комплекса колеблется от первых метров до

60–75 м [6]. Вероятно, образование ледового комплекса было приурочено к отрицательным формам рельефа, в то время как содержащиеся фирн слои формировались на приводораздельных участках. Известны многочисленные работы, например [5], в которых величины $\delta^{18}\text{O}$ и δD в повторно-жильных льдах рассматриваются как индикатор климатических условий. Однако реконструкция температур по погребённому фирну даёт более достоверные величины палеотемператур, чем восстановленные по повторно-жильным льдам при условии одной и той же длительности метаморфизма. Причина в том, что жильные тела формируются из талых вод, что существенно повышает в них величину $\delta^{18}\text{O}$ и соответственно рассчитанные температуры.

Благодарности. Авторы признательны С.И. Серикову (Институт мерзлотоведения СО РАН) за предоставление данных температурных измерений в скв. № 11/1.

Работа выполнена в рамках Партнёрского интеграционного проекта № 9: Сопоставление эволюции природной среды Сибири и Дальнего Востока по основным временным срезам позднего кайнозоя.

Литература

1. Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной гео-криологии и гляциологии. М.: Изд-во МГУ, 2000. 616 с.
2. Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 255 с.
3. Гаврилова М.К. Современный климат и вечная мерзлота на континентах. Новосибирск: Наука, 1981. 112 с.
4. Гаврилова М.К. Климаты холодных регионов Земли. Якутск: Изд-во СО РАН, 2003. 206 с.
5. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов А.С., Хуббертен Г.-В., Зигерт К. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли. 1999. Т. III. № 3. С. 41–49.
6. Иванов М.С. Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск: Наука, 1984. 126 с.
7. Катасонов Е.М. Мерзлотно-фациальный анализ плейстоценовых отложений и палеогеография Центральной Якутии // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. М.: Наука, 1975. С. 16–22.
8. Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
9. Соловьев П.А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 144 с.
10. Спектор В.Б., Спектор В.В. О происхождении высокой Лено-Амгинской перигляциальной равнины // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 4. С. 3–12.
11. Спектор В.Б., Спектор В.В., Бакулина Н.Т. Погребенные снежники на Лено-Амгинской равнине // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 4. С. 18–24.
12. Строение и абсолютная геохронология аласных отложений Центральной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 96 с.
13. Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир, 2009. 632 с.
14. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. P. 1702–1703.
15. Dansgaard W. Sable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. V. 19. P. 435–463.
16. Friedman I., Benson C., Gleason J. Isotopic changes during snow metamorphism. Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein // The Geochem. Soc. Spec. Publ. 1991. № 3. P. 211–221.
17. Moser H., Stichler W. Snow pack and glacier studies // Guidebook on nuclear Techniques in Hydrology. Technical Reports Series. № 91. Vienna: International Atomic Energy Agency, 1983. P. 47–63.
18. Sommerfeld R.A., Judy C., Friedman I. Isotopic changes during formation of depth hoar in experimental snowpacks. Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein // The Geochem. Soc. Spec. Publ. 1991. № 3. P. 205–209.
19. Ekaykin A., Lipenkov V. Formation of the ice core isotopic composition // Physics of Ice Core Records II. Sapporo: Hokkaido University, 2009. P. 299–314.
20. Sпектор В.В., Спектор В.В., Бакулина Н.Т. New Data on the Ice Complex of the Lena-Amga Rivers Plain (Central Yakutia) // Ninth International Conference on Permafrost. University of Alaska Fairbanks. June 29–July 3, 2008. P. 1681–1684.

Summary

Layers of firn related to Karga (MIS 3) and Zyryan (MIS 4) horizons of Late Pleistocene were recovered in the permafrost stratum of Central Yakutia. Imaging points of $\delta^{18}\text{O}$ and δD values characterizing the firn horizons are grouping near the line of meteoric water (Craig line). The firn was probably formed from permanent snow patches. The formation of permanent snow patches doesn't occur at the present time due to climatic reasons – exceeding of evaporation over precipitation as well as high summer temperatures. We suppose that formation of the firn occurred in conditions different from the modern ones, under lower mean annual temperatures and higher humidity.