

Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале)

© 2013 г. И.Д. Стрелецкая¹, А.А. Васильев², Г.Е. Облогов², А.Г. Матюхин¹

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; ²Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень
irinastrelets@gmail.com

Статья принята к печати 7 декабря 2012 г.

Геохимия четвертичных отложений, палеоклиматические условия, пластовые льды, сингенетические полигонально-жильные льды, стабильные изотопы.

Geochemical composition of Quaternary sediments, massive ground ice, palaeoclimatic conditions, stable isotopes, syngenetic ice wedges.

Результаты исследования изотопного состава подземных льдов в районе полярной станции Марре-Сале позволяют реконструировать смену морского осадконакопления на континентальное в конце каргинского времени (МИС-3) и изменение климата в Арктике в конце неоплейстоцена и в голоцене. Разрез четвертичных отложений в районе полярной станции Марре-Сале содержит крупные залежи подземных льдов. Толща состоит из двух пачек: верхней – мощностью 10–15 м и имеющей континентальный генезис и нижней – мощностью более 100 м морского генезиса. Верхняя пресная песчано-глинистая толща содержит разновозрастные (МИС-2 и МИС-1) сингенетические полигонально-жильные льды. Высокая льдистость пород на границе двух пачек, ритмичное чередование в разной степени насыщенных минеральными включениями и морскими солями прослоев предполагают сингенетическое накопление и промерзание отложений весенних мутьевых потоков на осушающемся шельфе в конце МИС-3. Нижняя толща морских засоленных глин содержит мощные (более 20 м) линзы монолитных пластовых льдов, подошва которых уходит под уровень моря. Тяжёлый изотопный состав льда и соотношение изотопов водорода и кислорода указывают на внутригрунтовое происхождение льда.

Введение

Разрез четвертичных отложений в районе полярной станции Марре-Сале (Западный Ямал), который содержит крупные залежи подземных льдов, изучен достаточно хорошо, но интерпретация данных остаётся дискуссионной. Прежде всего, это относится к реконструкции условий образования пластовых льдов (мощные, выдержанные по простиранию линзы льда, в разной степени насыщенные минеральными включениями) и вертикальных ледяных штоков. Объектами настоящего исследования служат подземные льды и вмещающие их четвертичные отложения. Основная цель исследований – установить генезис льдов и реконструировать условия промерзания и накопления вмещающих их отложений. Новые результаты по изотопному составу кислорода и водорода в подземных льдах и геолого-геохимические исследования вмещающих отложений позволяют решить эту задачу. Данные о криогенном строении, свойствах и возрасте четвертичных отложений района полярной станции Марре-Сале, а также геологический разрез, протяженностью 4,5 км, опубликованы ранее [6, 12, 19 и др.].

Толща состоит из нескольких пачек континентального (мощность 10–25 м) и морского генезиса (мощность более 100 м) [6, 9, 14]. Возраст и гене-

зис отложений и подземных льдов – предметы многолетней научной дискуссии [1, 4, 7, 10, 12–14, 17, 18]. Установлено, что накопление континентальных отложений, вмещающих мощные сингенетические полигонально-жильные льды (ПЖЛ), началось 35–45 тыс. л.н. (МИС-3) [19] и закончилось около 11 тыс. л.н. (МИС-2) [10]. Верхняя часть разреза сложена горизонтом голоценовых отложений склонового, озёрного, эолового и биогенного генезиса с ПЖЛ меньших размеров. На контакте континентальной и морской пачек залегают сильно льдистые отложения (ледогрунты) – ритмично чередующиеся, а также в разной степени насыщенные минеральными включениями и морскими солями прослои. В морских отложениях присутствуют монолитные пластовые залежи льда с незначительными минеральными и органическими включениями.

Изотопный и геохимический состав подземных льдов, поверхностных вод и снега изучался Л.Н. Крицук [7]. Согласно её данным, в районе исследований преобладают трещинные, жильные и линзообразные льды, сформировавшиеся при заполнении криогенных трещин в мёрзлом массиве водой, промерзавшей под высоким давлением. На основании морфологии пластовых залежей сделан вывод [10] о повторных инъекциях воды из таликов

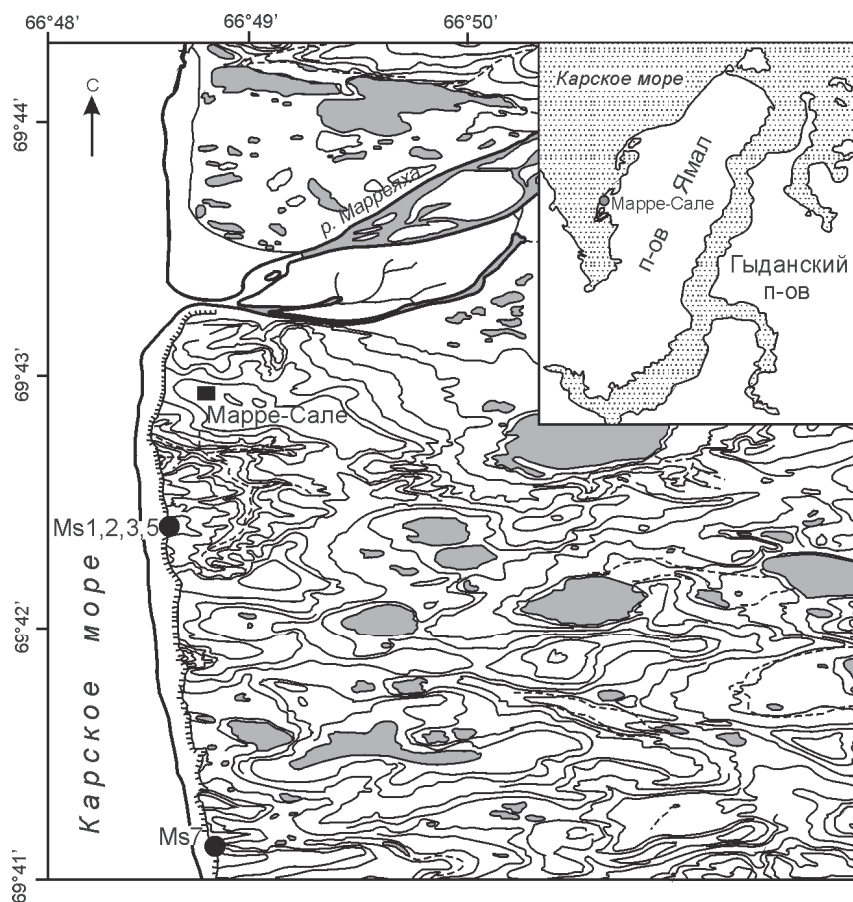


Рис. 1. Расположение разреза в районе полярной станции Марре-Сале.

Ms 1 – номера расчинок; чёрный прямоугольник – территория станции.

Чёрная линия со штрихами показывает береговой обрыв на топографической основе, где чёрные сплошные линии – горизонтали, пунктирные – временные водотоки, серая заливка – озёра

Fig. 1. Location of geological section near Marre-Sale Polar station.

Ms 1 – number of stripping; the black rectangle – Polar station location.

The black line with the strokes shows the coastal cliff in the topographic map, where the black solid lines show the elevation above sea level, the dotted lines – temporary streams, gray shading – lakes

в многолетнемёрзлую толщу во время роста ледяных жил в голоцене. Утверждения, что пластовые ледяные залежи – реликты плейстоценового ледникового покрова, можно найти в статьях [4, 17].

Методы исследований

На побережье в районе Марре-Сале нами исследованы разрезy четвертичных отложений с ПЖЛ и пластовыми льдами (рис. 1). Проводились как полевые, так и аналитические работы. Гранулометрические анализы, определение содержания органического углерода, степени засоления отложений и состава водно-растворимых солей методом водной вытяжки выполнены в лаборатории литологии и геохимии ВНИИОкеангеологии (Санкт-Петербург). В пробах воды из расплавов льда анализировались изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD). Образцы проб в каждой ледяной жиле отбирались по горизонтальным профилям и вертикальной оси жилы. Использование специального бура, диаметром 15 мм, позволило отбирать точечные пробы объёмом 60 мм³. Изотопный состав кислорода и водорода определялся в изотопной лаборатории Института полярных и мор-

ских исследований им. Альфреда Вегенера в Германии (Isotope Laboratory of Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Research Unit Potsdam). Значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD оценивались в промилле по отношению к стандарту средней океанической воды с погрешностью 0,1 и 1 ‰ соответственно.

Для уточнения генезиса отложений, вмещающих пластовый лёд, и подземных льдов использовался метод детальной гранулометрии (аналитик А.В. Сурков). Образцы отбирались как из отложений, вмещающих подземные льды, так и изо льда (минеральная взвесь). По методике А.В. Суркова [16], исключающей потерю тяжёлой фракции после отмучивания с декантацией, подготовлены пробы и исследованы мономинеральные фракции тяжёлых минералов (магнетит, монацит, ильменит, циркон, рутил, гранат, эпидот) и кварца.

Описание разреза

Верхняя часть разреза с поверхности до глубины 2–3 м сложена пресными песками, лёгкими супесями, а там, где сохранились фрагменты торфяников, – торфом мощностью 0,5–1,5 м (рис. 2, горизонт А). До глубины 1,4 м отмечаются талые

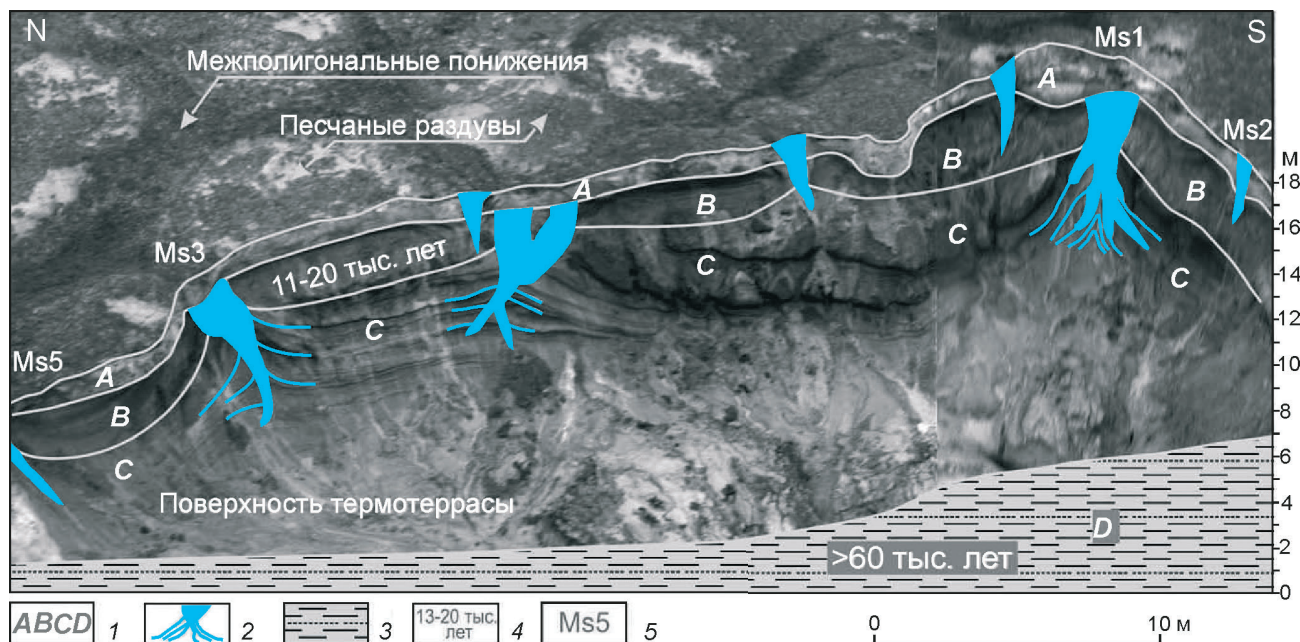


Рис. 2. Береговой обрыв в районе полярной станции Марре-Сале:

1 – A, B, C, D – горизонты пород; 2 – полигонально-жильные льды и фрагменты криотекстуры; 3 – песчано-глинистые талые отложения; 4 – возраст отложений, по Forman et al, 2002; 5 – номера разрезов

Fig. 2. The cliff near Marre-Sale Polar station:

1 – A, B, C, D – strata levels; 2 – ice wedges and parts of cryostructure; 3 – sandy-clay thawed sediments; 4 – age of deposits, by Forman et al, 2002; 5 – number of stripping

породы, которые на участках, лишённых растительности, интенсивно раздуваются. Ниже слоя оттаивания залегают малольдистые отложения массивной криотекстуры. Пески и супеси – слоистые, оторфованные, пылеватые (примесь крупной пыли у поверхности достигает 60%). На накопленные отложения в условиях речной поймы указывает соотношение тяжёлых минералов в песчаной фракции (аналитик А.В. Сурков). При описании кварца эоловой компоненты в породе не обнаружено, но, наряду с окатанными в разной степени обломками пород, присутствует примесь криогенно-обломочного кварца. Ниже залегают пылеватые слоистые супеси и суглинки сизого цвета, мощностью 2,5–4 м, с включениями тёмных пятен органики, частичками намывного торфа и автохтонными корешками растений (см. рис. 2, горизонт B). Нижние 20–30 см горизонта B представлены крупнозернистыми ожелезненными песками с обломками древесины, а также тёмно- и красноцветными гальками. Отложения пресные (степень засоления не превышает 0,05%), в составе водно-растворимых солей преобладают натрий и ионы гидрокарбонатов. Содержание органического углерода в породах $C_{орг}$ изменяется от 0,4 до 0,6%. Слоистость отложений подчёркивается чере-

дованием 10-сантиметровых прослоев с различным содержанием сегрегационного льда (поясковая криотекстура). Для менее льдистых прослоев характерна массивная криотекстура (суммарная влажность отложений 16–20%), для сильно льдистых – микрошлировая с вертикально ориентированными шлирами (суммарная влажность отложений 35–55%). С глубиной льдистость возрастает. Нижний контакт подчёркивает невыдержанный по простиранию и мощности ледяной шлик, толщиной 2–5 см, с включениями песчаного материала и пузырьками воздуха. С глубины 5–8 м залегают ледогрунтовый горизонт, мощностью 3–10 м (см. рис. 2, горизонт C). В публикациях эта толща называлась пластовый лёд [1, 7, 10, 12, 13, 18].

Отложения разреза представлены чередующимися горизонтальными и волнистыми прослоями льда и линз, толщиной от нескольких до десятков сантиметров, в разной степени обогащённых песчано-глинистым материалом. В разных местах соотношение размеров частиц минеральных примесей во льду меняется: песчаных примесей – от 10 до 91%, пылеватых – от 6 до 62%, глинистых – от 10 до 36%. С глубиной песчаных частиц в ледогрунтовой толще становится меньше и увеличивается примесь глинистых и пылеватых частиц.

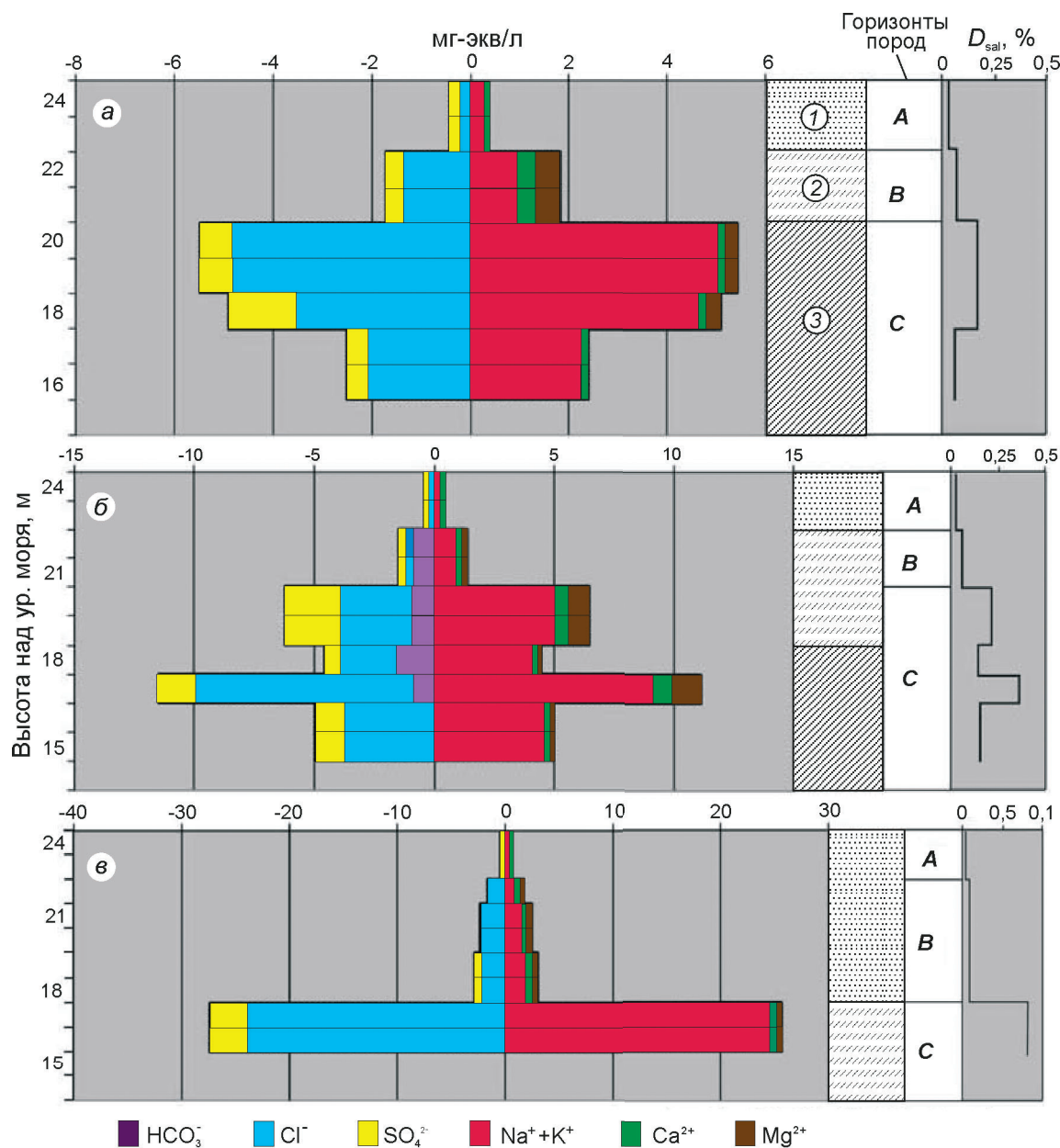


Рис. 3. Геологическое строение вмещающих подземные льды отложений, степень засоления и соотношение ионов водно-растворимых солей.

Разрезы: *а* – Ms1; *б* – Ms3; *в* – Ms5; содержание анионов (дано со знаком минус); состав отложений: 1 – пески; 2 – супеси (алевриты); 3 – суглинки; D_{sal} – степень засоления пород, %

Fig. 3. Geological structure, degree of salinization and ratio of ions of water-soluble salts in sediments.

The strippings: *a* – Ms1; *b* – Ms3; *v* – Ms5; anion content (given with a minus sing); sediment composition: 1 – sand; 2 – loam (silt); 3 – loam-clay; D_{sal} – degree of sediments salinization, %

Ледогрунты содержат включения хорошо разложившейся органики. В ледогрунтовых прослоях с большой примесью пылеватых и глинистых частиц содержание органического углерода возрастает до 1,1–1,3%, а там, где преобладают включения песчаных частиц, оно не превышает 0,16%. В одной из проб на глубине 7,1 м найдена

угловато-окатанная частичка самородного золота. Вероятно, тяжёлая частица золота переносилась потоками, насыщенными пылевато-глинистой взвесью с высокой плотностью. Концентрация солей в отложениях горизонта *C* выше, чем в горизонтах *A* и *B* (рис. 3) и изменяется от 0,07 до 0,7%. Больше всего солей ($D_{sal} = 0,4 \div 0,7\%$) содержат

ледогрунтовые прослои с большим количеством органики ($C_{\text{орг}} = 1,27 \div 1,0\%$) и глинистых частиц. Состав солей — неизменно хлоридно-натриевый. Степень засоления увеличивается с глубиной, но не зависит от льдистости: вниз по разрезу более засоленные горизонты чередуются с менее засоленными, однако льдистость при этом остаётся высокой (суммарная влажность превышает 100%).

Отмечается постепенный переход льда к грунту за счёт увеличения количества взвеси. Там, где лёд в прослоях не содержит минеральных включений или их мало, наблюдаются пузырьки воздуха диаметром 1–2 мм, которые находятся под давлением и собраны в неясно выраженные цепочки. Из-за обилия пузырьков лёд приобретает молочный оттенок. В чистых, прозрачных прослоях, лишённых примесей и пузырьков воздуха, лёд крупнокристаллический с преобладающим размером кристаллов 3–6 см (наиболее крупные до 30 см). Нижний контакт ледогрунтовой толщи подчёркивается мощным выдержанным ледяным шпиром толщиной 5 см. Около контакта, во льду, установлены отдельные включения сильно спрессованной неокатанной глины, толщиной до 1,5 см и длиной 5–6 см. Под ледогрунтовой толщей залегает уплотнённая засоленная глина с малольдистой крупносетчатой криогенной текстурой (горизонт **D**). Оттаивая и высыхая, глина рассыпается на 10–12-сантиметровые прямоугольные отдельности по сетчатой посткриогенной текстуре, на поверхностях которых образуются соляные корки. Контакт плотных глин и вышележащих сильно льдистых отложений подчёркивается уступом термотеррасы, высотой 2–7 м (см. рис. 2).

Горизонты **A**, **B** и **C** содержат сингенетические ПЖЛ (см. рис. 2 и 4). Крупные жилы, шириной 2,0–2,5 м по верху и высотой 6–7 м, образуют решётку со стороной полигона 10–20 м и залегают ниже слоя сезонного оттаивания. Жилы имеют хорошо выраженные плечи, на которые ложатся пояски в горизонте **B**. Пояски при приближении к жиле сильно изгибаются вверх. Лёд жил — прозрачный, с тонкими вертикальными минеральными включениями серовато-жёлтого цвета. Пузырьки во льду вытянуты вертикально и имеют размер 0–2 мм. Концы жил входят в ледогрунты горизонта **C**, где они ветвятся и изгибаются в разных направлениях (см. рис. 2 и рис. 4, *a*, *в*). Более мелкие жилы, шириной 0,5–1,0 м по верху и высотой 1,5–2,0 м, формируют решётку со стороной полигона 6–8 м, которая хорошо читается в рельефе (см. рис. 2). Жилы имеют чёткую клино-

видную форму, начинаются в горизонте **A** и проникают в горизонт **B** (см. рис. 2 и рис. 4, *б*).

Пластовый лёд в нижней части берегового обрыва (см. рис. 2) не обнаружен, но в 4,5 км к югу от станции, в береговом обрыве 17-метровой высоты, под засоленными глинами вскрыта линза льда мощностью более 8 м (лёд уходит под уровень моря) (см. рис. 4, *д*). Лёд перекрыт песчано-глинистыми отложениями мощностью 4–6 м. Под талыми песками, мощностью 1,4 м, залегают мёрзлые тёмно-серые и чёрные засоленные ($D_{\text{sal}} = 0,7 \div 0,9\%$) оскольчатые глины с большим количеством хорошо разложившейся органики чёрного цвета ($C_{\text{орг}} = 0,65 \div 0,75\%$). На контакте с перекрывающими песками глины сильно льдистые (суммарная весовая влажность достигает 100%) со слоистой криогенной текстурой; при приближении к ледяной залежи льдистость уменьшается, сетчатая криотекстура глин сменяется массивной, а суммарная влажность отложений сокращается до 34%.

Пластовая залежь представлена чередующимися прослоями чистого прозрачного стекловидного льда и льда с примесью минеральных включений (частички торфа, глины, ожелезнённых песков) в виде взвеси и мелких пузырьков воздуха, находящихся под давлением. С глубиной количество минеральных включений сокращается и лёд становится прозрачным. Грануломинералогический анализ минеральной взвеси во льду показал, что включения дифференцированы по плотности и преобладают глинистые частицы. Во взвеси присутствует марказит — показатель сероводородного загрязнения.

Результаты изотопных исследований

В полигонально-жилых льдах горизонта **A** величина $\delta^{18}\text{O}$ изменяется в диапазоне $-16,1 \div -15,6\text{‰}$, а δD — в диапазоне $-118,5 \div -115,0\text{‰}$. Дейтериевый эксцесс близок к 10 ‰. В ПЖЛ горизонта **B** эти показатели соответственно равны $-24,8 \div -23,4\text{‰}$ и $-190,6 \div -179,0\text{‰}$ (таблица). Дейтериевый эксцесс (превышение значений изотопов водорода над значениями изотопов кислорода) во льду изменяется от 6,8 до 8,9 ‰. В ледогрунтовой толще **C** значение $\delta^{18}\text{O}$ меняется в диапазоне $-21,5 \div -19,4\text{‰}$, а δD — в диапазоне $-164,2 \div -146,4\text{‰}$. Дейтериевый эксцесс колеблется от 7,5 до 10,5 ‰. В пласте льда горизонта **D** величина $\delta^{18}\text{O}$ изменяется в диапазоне $-17,7 \div -8,8\text{‰}$, а δD — в диапазоне $-150,4 \div -76,7\text{‰}$. Дейтериевый эксцесс колеблется от 2,7 до 4,7 ‰. С глубиной наблюдается закономерное уменьше-

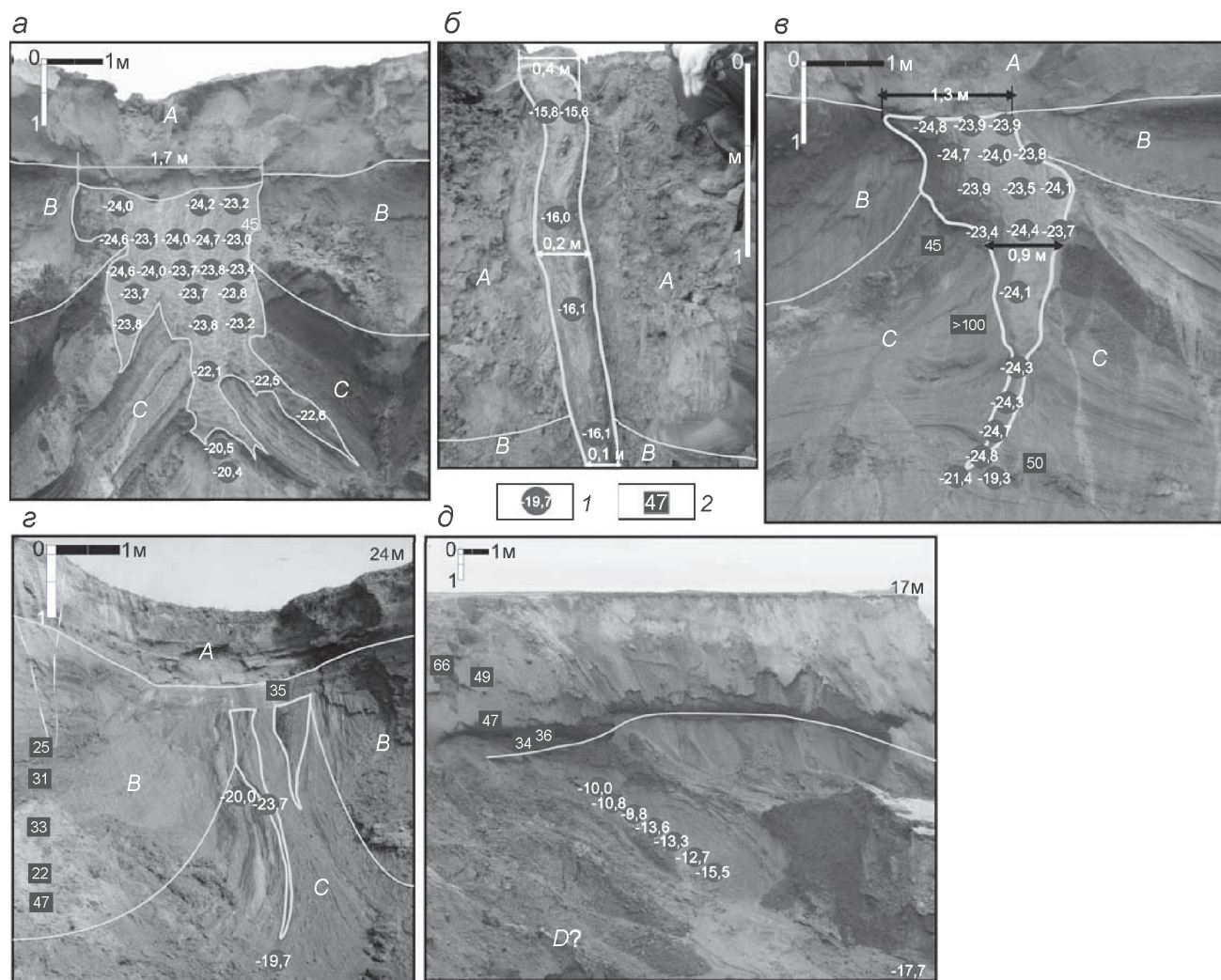


Рис. 4. Схема опробования и результаты изотопно-кислородного анализа полигонально-жильных (*а* – Ms1, *б* – Ms2, *в* – Ms3, *г* – Ms5) и пластовых (*д* – Ms7) льдов.

1 – место опробования и количество изотопов кислорода в пробе из льда, ‰; 2 – суммарная влажность отложений, %

Fig. 4. The sampling points and the results of oxygen isotope analysis of ice-wedges (*a* – Ms1, *б* – Ms2, *в* – Ms3, *г* – Ms5) and massive ground ice (*д* – Ms7).

1 – The sampling points and value of oxygen isotopes in samples of ice, ‰; 2 – the total moisture sediments, %

ние величины $\delta^{18}\text{O}$ во льду (см. рис. 4, *г*, а также рис. 5). Результаты изотопных исследований описаны уравнениями регрессии (см. таблицу).

Обсуждение результатов

Льды формировались при промерзании воды в разных условиях, что отразилось на содержании стабильных изотопов во льду и положении точек по отношению к глобальной линии метеорных вод. Наклон кривой на диаграмме $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$ – важный показатель для идентификации осадков, приходящих из океанов или образующихся при активном континентальном испарении. В то же время анализ положения изотопных данных по

подземным льдам относительно глобальной линии метеорных вод может приводить к ошибочным выводам, так как подобный подход не учитывает региональных особенностей формирования атмосферных осадков [8]. Для всей территории России аналогичная зависимость, построенная на среднемесячной основе, имеет следующий вид: $\delta\text{D} = 7,9\delta^{18}\text{O} + 2,9$; $R^2 = 0,99$.

Подземные льды района исследований по изотопному составу можно разделить на четыре группы.

1. Тяжёлый изотопный состав льда и соотношение изотопов водорода и кислорода указывают на морской генезис источника воды в пластовых льдах горизонта *D*. Величина $\delta^{18}\text{O}$ в современной

Изотопный состав подземных льдов и уравнения регрессии для соотношения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в подземных льдах района полярной станции Марре-Сале

Генезис льда, слой (разрезы)	Число определений	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	Избыток дейтерия $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$, ‰	Уравнение регрессии: соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и δD	R^2
ПЖЛ, <i>A</i> (Ms2)	5	-16,1*/-15,9/-15,6	-118,5/-117,0/-115,0	10,2/10,5/10,8	$\delta\text{D} = 7,28\delta^{18}\text{O} - 3,6$	0,98
ПЖЛ, <i>B</i> (Ms1, Ms3, Ms5)	17	-24,8/-24,2/-23,4	-190,6/-185,3/-179,0	6,8/7,9/8,9	$\delta\text{D} = 7,6\delta^{18}\text{O} - 1,9$	0,96
Ледогрунты, <i>C</i> (Ms1, Ms3, Ms5)	10	-21,5/-20,4/-19,4	-164,2/-154,2/-146,4	7,5/8,7/10,5	$\delta\text{D} = 8,7\delta^{18}\text{O} - 22,5$	0,99
Пластовый, <i>D</i> (Ms7)	8	-17,7/-12,8/-8,8	-150,4/-127,6/-76,7	2,7/4,0/4,7	$\delta\text{D} = 4,9\delta^{18}\text{O} - 64,2$	0,22

*Значения: минимальное/среднее/максимальное.

морской воде в районе станции Марре-Сале составляет $-6,8$ ‰ [7], что близко к значениям в пластовом льде. Скорее всего, морские воды были распреснены. На близкий перенос континентальными водами осадков в промерзающие лагуны и озёра на лайде указывают ожелезненная глинистая взвесь во льду, частички торфа и окатанные песчинки. Присутствие аутогенного марказита свидетельствует о сероводородном загрязнении в застойных условиях мелких озёр и лагун, слабо связанных с морем. Такие условия характерны для отложений мелководного шельфа и лайд, куда реками выносятся континентальные осадки с большим количеством органики. Здесь отсутствует волновое перемешивание воды, а большое количество органики разлагается без доступа кислорода. Промерзание протекало в закрытой системе, на что указывают включения пузырьков воздуха, находящихся под давлением, и последовательное уменьшение величины $\delta^{18}\text{O}$ во льду с глубиной (см. рис. 5). Такая же закономерность установлена Д. Гипсоном и Т. Проузе во льду небольшого пойменного оз. Гуз на севере Канады (цитируется по [3]). Снижение $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной отмечено в пластовых льдах четвертичных разрезов в 40 км к северо-востоку от станции Марре-Сале в районе Бованенковского месторождения [2].

Изотопный состав образцов из нижней части пластового льда о. Новая Сибирь [5], исследованный в той же лаборатории, что и наши образцы, показал близкие значения изотопов кислорода и водорода. Автор также отмечает роль динамики моря в формировании пластового льда в процессе инъекционного льдообразования при промерзании отложений, вышедших из-под уровня моря. Похожие вариации изотопного состава пластовых льдов характерны для изученной нами крупной ледяной залежи в районе станции Сопочная Корга в устье р. Енисей [11]. Наши опубликованные данные по районам Арктики показывают, что

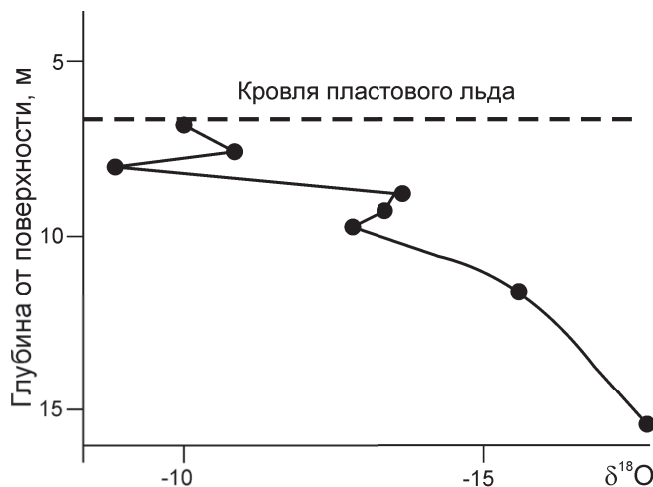


Рис. 5. Изменение содержания изотопов кислорода по глубине в залежи льда (Ms7)

Fig. 5. Variations in the values of isotopes of oxygen in massive ground ice (Ms7)

механизмы промерзания водонасыщенных осадков на мелководье при колебании уровня океана схожи на обширных мелководных шельфах Арктики. Оставшиеся мелководные лагуны и озёра перемерзают, в результате чего формируются пластовые льды. Перекрывающие пластовую залежь отложения накапливались в условиях морского бассейна, а затем они оттаивали и вновь замерзали, на что указывают характер криогенных текстур и уменьшение льдистости при приближении к пласту льда. Кровля пластовой залежи, скорее всего, также оттаивала, что отразилось на характере распределения изотопов кислорода в верхней части льда (см. рис. 5).

2. Во второй половине МИС-3 на побережье Западного Ямала морские условия накопления (44–37 тыс. л.н.) сменяются континентальными. Морские отложения, скорее всего, начали промерзать ещё на мелководье, когда глубины моря не превышали 2 м. На последних стадиях регрес-

сии озёра и лагуны заносились песком с большим количеством детрита [9]. Наши данные показывают, что в толще горизонта *С* содержание органического углерода в большей части проб превышает 1%. АМС-датировки песков, перекрывающих морские осадки в 4,5 км к от станции Марре-Сале, составляют 28,4–32,7 и 26–28 тыс. лет [19]. Исследование грануломинералогического состава минеральных включений во льду позволяет предположить, что ледогрунтовая толща формировалась в условиях промерзания потоков, насыщенных большим количеством глинистых и пылеватых частиц. Высокая льдистость отложений, ритмичное чередование льдистых прослоев, в разной степени насыщенных минеральными включениями, указывают на вероятное сингенетическое накопление и промерзание отложений в условиях осушенного шельфа, а последовательное сокращение вверх по разрезу степени засоления и смена морских солей на континентальные свидетельствует об уменьшении роли нагонов и приливов на осушавшемся побережье. Изотопные данные по ледогрунтам описываются уравнением $\delta D = 8,7\delta^{18}O - 22,5$; $R^2 = 99$.

Постоянный изотопный состав ледяных прослоев (около -20‰ для $\delta^{18}O$ и -146‰ для δD), положение точек на линии глобальных метеорных вод и дейтериевый эксцесс, близкий к 10‰ , указывают, что горизонт *С* формировался при замерзании воды атмосферного происхождения: это могла быть снеговая весенняя паводковая вода. Одновременное нахождение в разрезе тяжёлого золота и лёгкого тонкого материала взвеси (гранат, серпентинит, пироксен, кварц) можно объяснить быстрым промерзанием потока, переносившего частицы. Весенние потоки воды приносили с Урала дисперсный материал, который промерзал одновременно с накоплением осадка. Источником воды для формирования ледяных прослоев не могли быть мелкие озера. Наши данные по содержанию стабильных изотопов во льду мелких перемерзающих озёрков на о. Сибирякова (Карское море) показали, что дейтериевый эксцесс озёрного льда не превышает $6,3\text{‰}$ [15]. Ледяные прослои горизонта *С* нельзя отнести к текстурно-образующим льдам, для которых характерен угловой коэффициент, заметно отличающийся от восьми. По своим изотопным значениям ледогрунты ближе всего к сингенетическим верхнелепестовым ПЖЛ второй аллювиальной террасы р. Енисей района Сопочная

Корга [20]. Изотопные данные описываются следующим уравнением: $\delta D = 8,55\delta^{18}O - 2,59$; $R^2 = 0,91$. Рост жильных льдов на пойме р. Енисей протекал при участии паводковых вод, что предполагает похожие условия в районе станции Марре-Сале при образовании слоя *С*.

3. Непрерывной серией датировок характеризуется горизонт *В*. Радиоуглеродный возраст аллювиальных отложений с включениями вертикальных корешков трав составляет от 16,4 до 12,2 тыс. лет [19]. В это время начинается рост сингенетических ПЖЛ, эпигенетические «хвосты» которых внедряются в дислоцированные ледогрунты слоя *С*. В первую очередь растрескиваются более чистые льды, содержащие меньше минеральной взвеси. Верхнелепестовые ПЖЛ, $\delta^{18}O$ которых изменяется в пределах $-24,8 \div -23,4\text{‰}$, формировались при более низких, по сравнению с современными, зимних температурах, а отложения, вмещающие жилы, накапливались и промерзали в условиях ландшафтов с обводнённым деятельным слоем.

4. В голоценовый оптимум 7–8 тыс. л.н. в районе станции Марре-Сале были распространены берёзовые редколесья, верхние части жил оттаивали, увеличивалась мощность торфяников [19]. Сингенетические голоценовые жилы слоя *А* начали формироваться после голоценового оптимума и частично надстраивали верхние части деградировавших верхнелепестовых сингенетических жил. В трещины попадал преимущественно снег (дейтериевый эксцесс около 10‰) при среднезимних температурах, близких к современным ($\delta^{18}O$ в жилах равен $-16,1 \div -15,6\text{‰}$). Такие условия характерны сейчас для ландшафтов арктических тундр в районе пос. Диксон на Западном Таймыре [20].

Заключение

Все изученные полигонально-жильные льды в районе полярной станции Марре-Сале (Западный Ямал) сформировались из зимних изотопно не изменённых осадков. Похожие результаты получены по аналогичным льдам других районов Арктики. Данные по ледогрунтам на контакте континентальной и морской пачек отложений мыса Марре-Сале легли на глобальную линию метеорных вод вместе с данными по ПЖЛ. Это позволяет однозначно констатировать, что их изотопный состав отвечает неизменённым метеорным водам. Пла-

стовые залежи льда, перекрытые морскими засоленными породами, имеют изотопные значения, которые не ложатся на линию метеорных вод. Их распределение описывается линией с угловым коэффициентом, далеким от восьми, что, видимо, свидетельствует о промерзании исходных вод в «закрытых» процессах изотопного фракционирования.

Реконструкция условий образования пластовых и повторно-жильных льдов при смене морского осадконакопления на континентальное в конце каргинского времени (МИС-3) показала, что промерзание осадков началось уже в субаквальных условиях на мелководье и сопровождалось образованием пластовых льдов. Изотопный состав стабильных изотопов указывает на участие как пресных, так и морских вод в формировании льдов. Солончатая морская вода замерзала в мелких озёрах на побережье, которое периодически заливалось морем. В конце верхнего неоплейстоцена, когда уровень моря стал понижаться и установились преимущественно континентальные условия осадконакопления, в субаэральных условиях начинают накапливаться и сингенетически промерзать отложения, принесённые весенними талыми водами с Урала.

Рост полигонально-жильных льдов начался около 35–45 тыс. л.н. (МИС-3). По отношению к нижележащим ледогрунтам на первом этапе это были эпигенетические льды, которые в дальнейшем формировались как сингенетические одновременно с накоплением и промерзанием отложений в условиях пойменных ландшафтов с обводнённым деятельным слоем. Рост крупных жил закончился 11–10 тыс. л.н. В образовании сингенетических ПЖЛ большую роль играли атмосферные осадки. Среднезимние температуры были ниже современных. В голоценовый климатический оптимум рост жил прекратился и возобновился только во второй половине голоцена. Результаты изотопных исследований ПЖЛ в районе станции Марре-Сале близки: все изученные ПЖЛ сформировались из зимних изотопно не изменённых осадков. Похожие результаты получены по ПЖЛ других районов Арктики [8, 20].

Не подтверждается вывод о том, что «ледяные штоки и лакколиты внедрялись в многолетнемерзлую толщу во время роста ледяных жил за счёт повторных инъекций воды снизу из таликов в голоцене» [10], а также вывод

Л.Н. Крицук [7], что воды, промерзавшие под высоким давлением, формируют трещинные жильные и линзообразные льды.

Благодарности. Авторы выражают благодарность за изотопные исследования д-ру Ханно Маеру (Институт им. Альфреда Вегенера, Германия), геохимические — Б.Г. Ванштейну (ВНИИОкеангеология), минералогические — А.В. Суркову. Авторы благодарят рецензентов за конструктивные замечания, которые, несомненно, улучшили статью.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы поддержки ведущих научных школ РФ НШ-1097.2012.5 «Глобальные и региональные изменения криосферы Земли и их последствия для природы и экономики России», программы Президиума РАН «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология»: 23.2. «Криолитозона шельфа и континентального обрамления западного сектора Российской Арктики», а также Корпорации «КонокоФиллипс Россия Инк.».

Литература

1. Васильев А.А., Рогов В.В. Пластовые льды в районе Марре-Сале, западный Ямал // Материалы Второй конф. гео-криологов России, МГУ им. М.В. Ломоносова, 6–8 июня 2001 г.: Т. 1. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 188–194.
2. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н., Папеш В., Подборный Е.Е., Сулержицкий Л.Д. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C -возраст (Бованенково, Центральный Ямал) // ДАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 675–681.
3. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изотопные методы в географии: Ч. 1. Геохимия стабильных изотопов природных льдов. М.: Изд-во МГУ, 2011. 228 с.
4. Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья п-ва Ямал: их строение, состав и происхождение // Гео-криологич. исследования в Арктических районах: Междунар. симпозиум. Ямбург, август 1989 г. Вып. 1. Тюмень: изд. ИПОС СО АН СССР, 1990. С. 3–11.
5. Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 56–70.
6. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 3. С. 16–27.
7. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир, 2010. 352 с.
8. Николаев В.И., Михалев Д.В., Романенко Ф.А., Брилли М. Реконструкция условий формирования многолетнемерз-

- лых пород Северо-Востока России по результатам изотопных исследований опорных разрезов Колымской низменности // Лёд и Снег. 2010. № 4 (112). С. 79–90.
9. Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений Западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 41–68.
 10. Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях западного Ямала // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 1–3.
 11. Стрелецкая И.Д. Подземные льды в районе мыса Сопочная Карга, Западный Таймыр (условия формирования) // Фундаментальные проблемы квартера: Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 19–23 октября. 2009. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 564–566.
 12. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А., Сурков А.В. Особенности состава пластовых льдов и вмещающих их четвертичных отложений в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы Третьей конф. гео-криологов России, МГУ, 1–3 июня 2005 г.: Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 2005. С. 251–259.
 13. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях западного Ямала // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 68–78.
 14. Стрелецкая И.Д., Шполянская Н.А., Крицук Л. Н., Сурков А.В. Кайнозойские отложения Западного Ямала и проблема их генезиса // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2009. № 3. С. 50–57.
 15. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибириякова (Карское море) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 57–63.
 16. Сурков А.В. Новое в изучении песчано-алевритовой компоненты россыпей и осадочных пород (Альтернативная методика). М.: Издатель Е. Разумова, 2000. 286 с.
 17. Тарноградский В.Д. Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье п-ова Ямал // Пластовые льды криолитозоны. Якутск: изд. Института мерзлотоведения СО АН СССР, 1982. С. 80–89.
 18. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В. Криолитогенез в пределах Арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2 и 3. С. 49–60.
 19. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, Western Yamal Peninsula, Russia // Quaternary Research. 2002. V. 21. P. 1–12.
 20. Streletskaya I., Vasiliev A., Meyer H. Isotopic composition of syngenetic ice wedges and palaeoclimatic reconstruction, Western Taymyr, Russian Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. V. 22. P. 101–106. doi:10.1002/ppp.707.

Summary

The profile of Quaternary sediments near Marre-Salle polar station, Western Yamal Peninsula, has large bodies of tabular ground ice. This profile is considered strata-typical and critical in understanding of paleogeographic conditions of the Arctic in Pleistocene-Holocene. However, interpretation of the profile is under discussion. It consists of two distinct strata: upper layer of 10–15 m thick represented by continental sediments and lower one with a thickness of more than 100 m represented by marine sediments. Lower layer of saline marine clays has lenses of tabular ground ice (more than 20 m thick), the bases of which are below the sea level. Upper continental layer is characterized by syngenetic ice-wedges of different generations. Samples were collected from ice-wedges and tabular ground ice for chemical and isotope analysis. The results of the analysis allow to reconstruct paleogeographic conditions of the sedimentation and freezing of Quaternary sediments. Heavy stable isotope content and relationship between oxygen and hydrogen isotopes show that the ice bodies in the lower layer were formed in-situ within the ground. In the upper layer, heavier isotope content found in younger ice-wedges relative to the old-generation wedges. Formation of massive syngenetic Upper-Pleistocene ice-wedges occurred in conditions of colder winter temperatures than at present. Syngenetic Holocene wedges were formed after Holocene Optimum under winter conditions similar to present. Younger ice wedges formed smaller polygons, were smaller and often were developing in the locations of the degraded old wedges. Results of the isotope analysis of various types of ground ice near Marre-Sale allow reconstructing changes of marine sedimentation to continental one around Kargino time (MIS 3) and changes in climatic conditions in Arctic in Late Pleistocene and Holocene.