

УДК 551.345

ВАРИАЦИИ $\delta^{18}\text{O}$, δD И СОДЕРЖАНИЕ ПЫЛЬЦЫ И СПОР В АВТОХТОННОЙ ГЕТЕРОГЕННОЙ ПЛАСТОВОЙ ЛЕДЯНОЙ ЗАЛЕЖИ НА РЕКЕ ЕРКУТАЯХА НА ЮЖНОМ ЯМАЛЕ

© 2011 г. Ю. К. Васильчук, Н. А. Буданцева, А. К. Васильчук

Представлено академиком Н.С. Касимовым 28.09.2010 г.

Поступило 29.09.2010 г.

Цель нашей работы – исследовать новую пластовую ледяную залежь в долине р. Еркутаяха на южном Ямале, определить содержание стабильных изотопов кислорода и водорода во льду, а также изучить спорово-пыльцевые остатки во льду, на основе этих данных выявить условия формирования льда и показать, что пластовые льды здесь гетерогенные автохтонного типа, сегрегационного (инфильтрационно-сегрегационного) и инъекционного генезиса, подобные тем, что были недавно изучены в близлежащих районах Ямала – на Бованенковском месторождении [1], близ пос. Харасавэй [2, 3] и у пос. Марре-Сале [4].

Изученное новое обнажение пластового льда располагается на южном Ямале, на левом берегу р. Еркутаяха ($68^{\circ}11'18''$ с.ш., $68^{\circ}51'39''$ в.д.). Это самое южное из изученных на Ямале местонахождений пластовых льдов. В обнажении высотой 15–18 м вскрывается дислоцированная пластовая залежь общей протяженностью около 100 м, которую вмещают преимущественно слоистые пески. Наиболее полно ледяная залежь вскрыта в цирке (рис. 1). В центральной части цирка пластовая залежь залегает прямо под слоем сезонного протаивания. Здесь она резко задрана кверху и срезана, скорее всего, постгенетическим субаквальным протаиванием. В апикальной части цирка залежь перекрыта голоценовыми озерно-болотными осадками мощностью около 1 м. По обе стороны от центральной части залежи ледяные слои круто падают и уже через 15 м кровля ледяной залежи оказывается на глубине 8 м. Лед внутри залежи имеет существенно различную криотекстуру. Это преимущественно лед четырех типов: 1) лед чистый, матовый белый с большим количеством газовых ксеногенных включений; 2) лед “хрустальный”, прозрачный, иногда с включениями грунта; 3) лед серый со стальным отливом, слоистый, слоистость параллельна наклону верхней поверх-

ности ледяной залежи; 4) лед серый блочный, залегает в виде черепицы.

В общем сложении залежи нами выделена центральная дислоцированная часть – шток с вертикально и субвертикально залегающими слоями льда (лед здесь хрустальный и грязно-серый с большим количеством минеральных включений) и две периферийные части, сложенные горизонтально-слоистым льдом (лед здесь преимущественно серый со стальным отливом, слоистый, матовый белый и серый блочный). Горизонтальная слоистость этих двух частей залежи меняется на наклонную на контакте с центральным штоком. Такой контакт свидетельствует о воздействии льда центрального штока на характер залегания горизонтально-слоистого льда.

Для изотопных и палинологических определений отобрано 33 образца пластового льда из разных фрагментов обнажения и льда разных типов.

Изотопный состав льда определяли в лаборатории стабильных изотопов кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического ф-та МГУ на масс-спектрометре Delta-V со стандартной опцией газ-бенч. При измерении $\delta^{18}\text{O}$ анализируемые образцы уравнивали с CO_2 в течение 24 ч, при измерении δD уравнивание в присутствии платинового катализатора производили в течение 40 мин. Для калибровки измерений использовали международный стандарт среднеокеанической воды SMOW-V и международные лабораторные стандарты МАГАТЭ и изотопной лаборатории Австрийского технологического института.

Вариации стабильных изотопов кислорода и дейтерия в залежи существенны: во льду чистом матовом белом $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -19.64 до -20.54‰ , а δD от -152.4 до -156.9‰ , во льду хрустальном прозрачном $\delta^{18}\text{O}$ варьируется от -19.24 до -20.24‰ , а δD от -149.6 до -160.7‰ , во льду сером, прозрачном со стальным отливом $\delta^{18}\text{O}$ изменяется от -19.44 до -21.33‰ , а δD от -150.3 до -163.8‰ , а во льду сером блочном и грязно-се-

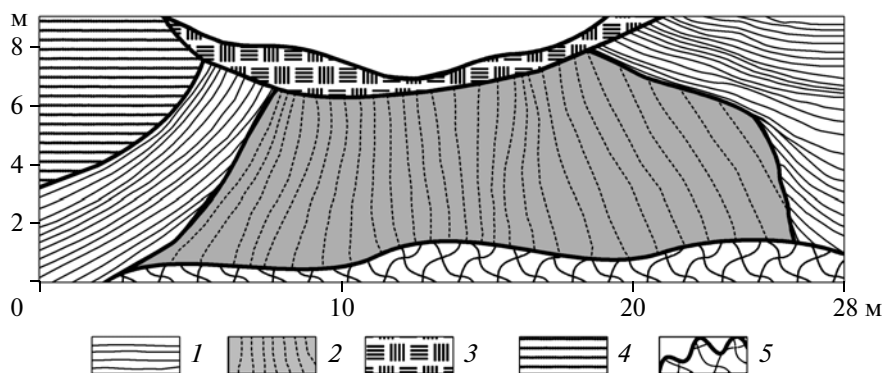


Рис. 1. Гетерогенная ледяная залежь, представленная парагенезом сегрегационного и инъекционного пластовых льдов в толще казанцевских отложений в долине р. Еркутаяха на юге Ямала. 1 – сегрегационный горизонтально- и субгоризонтально-слоистый лед; 2 – инъекционный вертикально-слоистый лед; 3 – голоценовые озерно-болотные суглинки и супеси с торфом; 4 – пески, вмещающие ледяную залежь; 5 – оплывина.

ром $\delta^{18}\text{O}$ варьируется от -22.13 до -23.42‰ , а δD от -165.5 до -172.7‰ (табл. 1).

Оценивая весь диапазон изменчивости $\delta^{18}\text{O}$ ($\sim 4\text{‰}$) и δD ($\sim 20\text{‰}$), можно говорить о сравнительно малых колебаниях изотопного состава. Следовательно, исходная вода для льда всех типов была одной и той же или близкой по изотопному составу. К тому же изотопные различия практически не превысили обычную изотопную разницу, возникающую вследствие фракционирования при промерзании свободной воды.

Для сравнения нами отобраны образцы из ледяной жилы и из сегрегационных шпиров льда в толще поймы, датированной по радиоуглероду в Геологическом институте РАН от 1000 ± 170 лет (ГИН-1063) до 1820 ± 80 лет (ГИН-10985). Аналогичная датировка по второму образцу 1820 ± 100 лет (Hel-4492) получена в радиоуглеродной лаборатории Хельсинского университета, что говорит о достоверности полученной даты.

Необходимо отметить хорошую корреляцию изотопных значений, полученных в разных лабораториях. Сравнительно небольшой диапазон колебаний значений $\delta^{18}\text{O}$ и δD свидетельствует о довольно стабильных зимних условиях формирования жилы. В ледяной жиле значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от -18.0 до -20.63‰ , δD от -135.8 до -151.9‰ , а в сегрегационных шпирях в пойменных отложениях $\delta^{18}\text{O}$ варьируется от -15.01 до -19.76‰ , δD от -107.6 до -148.3‰ (табл. 2).

Сопоставление изотопных характеристик показывает, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и δD в пластовых льдах ближе к изотопным характеристикам жильных льдов и к самым изотопически негативным значениям, полученным по сегрегационным льдам из пойменной толщи. Это указывает на то, что климатические условия времени формирования пластовых льдов были несколько суровее современных и среднегодовые температуры воздуха

были, по-видимому, близки к современным среднезимним температурам (т.е. от -17 до -20°C).

Сравнительно небольшой диапазон вариаций изотопного состава говорит, скорее, в пользу внутригрунтовой природы залежей, хотя существенные различия в текстуре льда заставляют думать, что деформированный вертикально-слоистый лед в центральной части залежи, вероятнее всего, имеет инъекционную природу.

Горизонтально-слоистый лед, скорее, сегрегационный или инфильтрационно-сегрегационный. Но существенного изотопного фракционирования при образовании слоистого льда также не обнаружено, что указывает на инфильтрационно-сегрегационное льдообразование в условиях открытой системы.

Исследование спорово-пыльцевых остатков во льду позволило более определенно ответить на вопрос о генетической принадлежности изученной залежи. В обнажении, вскрываемом вдоль реки, проанализирован молочно-белый, хрустальный и серый лед с включениями грунта. Почти весь проанализированный пластовый лед характеризуется высоким содержанием переотложенных доплейстоценовых палиноморф ($15-35\%$). Такие значения содержания переотложенных палиноморф характерны для пляжевых фаций п-ва Ямал [5, 6]. Кроме того, в образце серого льда отмечены обломки спикул губок, что также характерно для отложений морского генезиса. Отмечены также споры грибов, встречающихся в тундровых болотах, и мелкие диатомеи рода *Melosira*. Кварцевые обломки в основном очень мелкие и неокатанные за исключением одного образца серого льда, где кварцевые зерна округлые, их преобладающий размер $25-30$ мкм. В этой части обнажения пластовых льдов в палиноспектрах доминирует пыльца кустарников ($40-59\%$). В сером льду преобладает пыльца трав (39%), это в основном пыльца осок.

Таблица 1. Вариации $\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc} в образцах пластового льда, отобранного на левом берегу р. Еркутаяха, южный Ямал, в июле 2010 г. (точка 10-YuV-Yerk)

Номер образца	Тип льда	Высота над урезом р. Еркутаяха, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d_{exc} , ‰
Горизонтально-слоистый периферийный лед					
1	Хрустальный	1.0	-19.54	-156.5	-0.18
2	Хрустальный	0.7	-19.24	-149.6	4.32
3	Хрустальный	0.6	-19.44	-153.1	2.42
4	Молочно-белый	1.0	-19.84	-154.1	4.62
5	Молочно-белый	0.7	-19.74	-152.4	5.52
6	Молочно-белый, косослоистый	0.6	-19.64	-155.8	1.32
7	Стальной серый с включениями грунта	1.0	-19.54	-158.9	-2.58
8			-19.44	-155.5	0.02
9	Стальной серый с включениями грунта	0.6	-19.44	-154.8	0.72
10	Молочно-белый, близ верхнего контакта с прозрачно-серым	0.7	-20.54	-156.9	7.42
11	Хрустальный	1.0	-19.64	-154.1	3.02
12		0.9	-20.24	-153.1	8.82
13		0.8	-20.04	-154.8	5.52
14		0.7	-20.14	-160.7	0.42
Вертикально-слоистый лед центрального штока					
15	Хрустальный	10.0	-19.54	-152.4	3.92
16	Хрустальный	9.5	-19.64	-155.5	1.62
17	Прозрачный серый	9.0	-19.64	-153.1	4.02
18		8.5	-19.84	-151.4	7.32
19		8	-19.64	-153.4	3.70
Горизонтально-слоистый периферийный лед					
20	Грязно-серый с большим количеством включений	8.2	-22.33	-170	8.64
21		8.0	-22.13	-168.6	8.44
22	Серый прозрачный	7.5	-20.83	-162.7	3.94
23		7.0	-21.33	-163.8	6.84
24		6.5	-19.44	-150.3	5.22
25	Серый блочный, залегает в виде черепицы	1.0	-23.42	-172.7	14.66
26		1.15	-22.92	-172.4	10.96
27		1.35	-22.83	-168.6	14.04
28		1.5	-22.63	-168.2	12.84
29		1.63	-22.43	-166.2	13.24
30		1.75	-22.13	-165.5	11.54
31		2.05	-22.23	-162.7	15.04
32		2.35	-22.33	-169.6	9.04
33		2.5	-22.53	-161.7	18.54

В цирке, где также вскрыт пластовый лед, проанализирован хрустальный и серый лед. Полученные палиноспектры характеризуются отсутствием переотложенных доплейстоценовых палиноморф, очень высоким содержанием пыльцы кустарников (57–75%) при доминировании пыльцы ольховника

(до 41%). В хрустальном льду отмечено значительное количество спор зеленых мхов (25%), в то время как в сером льду споры зеленых мхов не встречаются. Однако в сером льду содержание пыльцы верескоцветных — типично тундрового компонента — составляет 10%. Ниже по течению

Таблица 2. Вариации $\delta^{18}\text{O}$, δD и d_{exc} в образцах голоценового повторно-жильного льда, отобранного на левом берегу р. Еркутаяха, южный Ямал (точка 375-YuV)

Номер образца	Глубина, м	Расстояние от левого края, см	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d_{exc} , ‰
Ледяная жила из разреза поймы					
4*	1.0	10	-19.04	-140.6	11.7
7*	То же	40	-19.77	-147.7	10.5
7**	»	40	-19.0	—	—
8*	»	40	-20.03	-146.8	13.4
9*	»	40	-20.20	-150.8	10.8
9**	»	40	-19.5	—	—
10*	»	40	-20.63	-151.9	13.1
11*	»	10	-19.80	-146.2	12.2
26*	»	0–7	-18.75	-140.8	9.2
27*	»	7–14	-18.66	-137.8	11.5
27ф*	»	7–14	-19.00	-139.2	12.8
27**	»	7–14	-18.0	—	—
28ф*	»	14–28	-19.03	-139.0	13.2
30*	»	28–40	-19.55	-146.0	10.4
30**	»	28–40	-19.7	—	—
31ф*	»	40–50	-20.37	-150.4	12.6
32ф*	»	50–54	-19.91	-146.5	12.8
33ф*	»	54–64	-20.30	-149.3	13.1
33**	»	54–64	-20.2	—	—
34**	»	64–70	-19.0	—	—
35*	»	70–80	-18.31	-135.8	10.7
Современная ледяная жилка на пойме					
36ф*	0.3	—	-16.13	-114.5	14.5
Сегрегационный лед из пойменных отложений					
2**	1.0	—	-15.4	—	—
3*	То же	—	-15.26	-109.1	13.0
3ф*	»	—	-15.01	-107.6	12.5
6ф*	0.3	—	-19.76	-148.3	9.8
6**	1.0	—	-19.4	—	—
Вода р. Еркутаяха					
25**	0	—	-17.9	—	—

Примечание. Определения выполняли: * – Д. Ранк и В. Папеш в научно-исследовательском центре “Арсенал” г. Вены; ** – Э. Сониннен в изотопной лаборатории Хельсинского университета. Буквой ф помечены фильтрованные образцы.

р. Еркутаяха палинологически охарактеризован серый, залегающий в виде черепицы лед, характеристика которого близка к палиносpectрам из обнажения вдоль реки. Обращает на себя внимание заметное различие спорово-пыльцевых спектров вертикально-слоистого льда центрального штока (скорее всего, инъекционного генезиса) и горизонтально-слоистого периферийного льда (скорее всего, сегрегационного или инфильтрационного-сегрегационного генезиса). Особенно заметно

это различие при анализе переотложенных пыльцы и спор, которых во льду центрального штока нет, а в периферийной горизонтально-слоистой залежи переотложение очень велико и достигает 35% (табл. 3).

Это же можно сказать о диатомовых водорослях, обломках спикул губок и остатках грибов – их нет во льду штока и много в периферийном льду. Выявлены различия и в степени окатанности кварцевых частиц – во льду штока они неoka-

Таблица 3. Палинологическая характеристика ледяной залежи на левом берегу р. Еркутаяха (%), южный Ямал (точка 10-YuV-Yerk)

Микровключения во льду	Вертикально-слоистый лед центрального штока	Горизонтально-слоистый периферийный лед
Пыльца древесных	0.0	0.0–2.5
Пыльца кустарников	35–59	36–72
Пыльца трав и кустарничков	13–36	24–67
Споры	10–27	0–26
Переотложенные пыльца и споры	Нет	15–35
Пыльца карликовой березки	14–30	10–35
Пыльца ольховника	21–41	2.5–42
Пыльца ивы	Нет	2.4–7
Пыльца верескоцветных	8–10	0–10
Пыльца злаков	0–18	5–13
Пыльца осок	0–7	0–24
Споры многоножковых папоротников	0–7	0–1
Споры сфагновых мхов	1–4	1–6
Споры зеленых мхов	0–25	1–25
Диатомовые водоросли (Melosira)	Нет	Есть
Обломки спикул губок	Нет	Есть
Остатки грибов	Нет	Есть
Микрочастицы угля	Мало	Много
Кварцевые микрочастицы	Неокатанные мелкие	Окатанные мелкие

таные, а в горизонтально-слоистом периферийном льду окатанность кварцевых частиц хорошая. Это указывает на различные источники поступления воды для питания вертикально-слоистого льда центрального штока и горизонтально-слоистого периферийного льда.

Палиноспектры, изученные в разных типах льда вскрытой залежи, точнее, сочетания пластовых ледяных тел разной текстуры свидетельствуют о внутригрунтовым происхождении льда. На это указывает типично тундровый характер палиноспектров, доминирование пыльцы карликовой березки, ольховника, злаков, осок и спор зеленых мхов (14–25%), участие пыльцы верескоцветных (3–10%), практически полное отсутствие пыльцы древесных пород, наличие спор хвощей, пыльцы водных растений, таких как *Thalictrum*, *Sparganium*, а также заметное содержание доплейстоценовых палиноморф.

Сопоставление палиноспектров этого комплекса со спектрами, изученными нами ранее в тундровой зоне Ямало-Гыданской провинции, продемонстрировало существенное сходство с палиноспектрами, выделенными в ряде пластовых залежей льда в пределах Бованенковского месторождения [1], ледяных пластах в отложениях первой террасы в устье р. Гыда [5] и в низовьях р. Юрибей. Общими для выделенных палино-

спектров является их “тундровый” характер: доминирование пыльцы карликовой березки, осок и спор зеленых мхов с заметным содержанием пыльцы водных растений и спор хвощей, участие пыльцы верескоцветных, а также присутствие переотложенных дочетвертичных пыльцы и спор (до 17%), полное отсутствие экзотической пыльцы деревьев широколиственных пород. В пластовом льду Бованенковского месторождения и ледяной залежи в низовьях р. Юрибей, так же как и во льдах на р. Еркутаяха, встречены остатки диатомей. Преобладание спор зеленых мхов (22–27%) наряду с пыльцой полярной ивы (14%) также характерно для палиноспектров как из серого льда в обнажении на р. Еркутаяха, так и для самого нижнего пласта льда в обнажении пластовых льдов на р. Гыда.

Если сравнить палиноспектры, выделенные нами во льду обнажения на р. Еркутаяха, и палиноспектры изо льда и снежного покрова полярных ледников, то очевидны существенные различия. В толще льда полярных ледников содержание экзотической дальнезаносной пыльцы *Acer*, *Fraxinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Populus*, *Abies* колеблется от 3 до 23%. В изученной пластовой залежи пыльца экзотических для полярных районов видов древесных пород не встречена, пыльца сосны встречена единично (1 пыльцевое зерно). Кроме

того, в ледниковом льду переотложенные дочетвертичные палиноморфы практически не встречаются, в то время как в пластовом льду в большинстве образцов переотложенные дочетвертичные пыльца и споры отмечены в количестве 15–35%. В толще ледников и в снежном покрове преобладает легко переносимая по воздуху пыльца сосен [7–9]. Например, палиноспектры над куполом Вавилова [10] характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород с участием пыльцы злаков, маревых, полыни и розоцветных. На куполе Академии Наук (о. Комсомолец) в снежном покрове также абсолютными доминантами являются легко переносимые ветром пыльцевые зерна сосны (40 экз./л), концентрация которых достигает 97% от общего состава [9]. Во льду и снежном покрове ледников Полярного Урала также доминирует пыльца сосен *Pinus sylvestris* (26–36%), *P. sibirica* (9–16%) [11].

Возраст этого гетерогенного пластового комплекса пока точно определить трудно, но OSL-датировки выполненные в работе [12] из вмещающих пласт отложений (от 59 ± 4 до 72 ± 5 тыс. лет), позволяют утверждать, что лед сформировался не ранее 60 тыс. лет назад.

Совместный анализ распределения стабильных изотопов и спорово-пыльцевых остатков в пластовой залежи на р. Еркутаяха позволяет заключить, что это внутригрунтовая (автохтонная) гетерогенная пластовая залежь [13]. Вначале сформировался горизонтальный пласт льда в результате инфильтрационно-сегрегационного льдовыделения при промерзании осушающегося пляжа. В результате дальнейшего промерзания под залежью сформировался замкнутый талик. Его дальнейшее промерзание привело к инъекции напорной воды вверх, образованию штока инъекционного льда и деформации залегающей выше ранее горизонтальной ледяной залежи.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (гранты 10–05–00986 и 11–05–01141) и Федерального агентства по науке и инновациям (госконтракт 02.740.11.0337).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А. и др. // ДАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 675–681
2. Васильчук Ю.К. Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. Тюмень; СПб.: Недра, 2006. С. 160–193.
3. Belova N.G., Solomatin V.I., Meyer H. In: Thermal State of Frozen Ground in a Changing Climate During the IPY. Abstr. III Europ. Conf. on Permafrost. 13–17 June 2010. Svalbard: Univ. Centre in Svalbard, 2010. P. 284.
4. Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. // ДАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 264–266.
5. Васильчук А.К. Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России. М.: Изд-во МГУ, 2005. 245 с.
6. Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жилых комплексов в криолитозоне России. М.: Изд-во МГУ, 2007. 488 с.
7. Andreev A.A., Nikolaev V.I., Bol'sheyanov D.Yu., Petrov V.N. // Geograph. Phys. et Quatern. 1997. V. 51. № 3. P. 379–389.
8. Bourgeois J.C. // Boreas. 1990. V. 19. № 4. P. 313–322.
9. Bourgeois J.C. // Rev. Palaeobot. and Palynol. 2000. V. 108. Iss. 1/2. P. 17–36.
10. Калугина Л.В., Малаховский Д.Б., Макеев В.М., Сафронова И.Н. // Изв. ВГО. 1979. № 4. С. 330–334.
11. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. // ДАН. 2010. Т. 433. № 3. С. 655–661.
12. Astakhov V.I. // Boreas. 2006. V. 35. № 1. P. 607–621.
13. Васильчук Ю.К. // Криосфера Земли. 2011. Т. 15. № 1. С. 40–51.