

УДК 551.345.2:546.027

ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНАЯ И ДЕЙТЕРИЕВАЯ ИНДИКАЦИЯ ГЕНЕЗИСА ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ И ИХ ^{14}C -ВОЗРАСТ (БОВАНЕНКОВО, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ЯМАЛ)

© 2009 г. Ю. К. Васильчук, А. К. Васильчук, Н. А. Буданцева, Ю. Н. Чижова,
В. Папеш, Е. Е. Подборный, Л. Д. Сулержицкий

Представлено академиком Н.С. Касимовым 14.11.2008 г.

Поступило 19.01.2009 г.

Цель нашей работы – уточнить условия и время формирования пластовых ледяных залежей в районе Бованенковского газоконденсатного месторождения (ГКМ) на Центральном Ямале и показать, что пластовые льды здесь преимущественно автохтонного типа, сегрегационного (сегрегационно-инфильтрационного или даже сегрегационно-конжеляционного) генезиса и формировались сингенетически в процессе промерзания накапливающихся водонасыщенных грунтов.

В криолитологическом плане территория Бованенковского ГКМ уникальна, здесь чрезвычайно широко распространены крупные скопления подземных льдов, залегающих в виде пластов, лакколлитов, штоков и линз. К настоящему времени нам удалось проанализировать данные около 3 тыс. скважин глубиной от 10 до 100 м, пробуренных в пределах Бованенковской площади на междуречье Надуйяхи и Нгурияхи, из которых в 260 скважинах вскрыты пластовые льды. Основная масса ледяных залежей приурочена к позднеплейстоценовым породам прибрежно-морского генезиса, реже – к аллювиальным, склоновым, озерно-болотным осадкам.

Пластовые льды в буровых профилях наиболее часто прослеживаются под останцами третьей и второй террас (с абсолютными отметками от 15–20 до 40 м), а также в пределах аллювиальной и озерно-аллювиальной поймы [1–6]. Даже под руслом р. Сеяха были отмечены пластовые льды толщиной от 7 до 9 м [1].

Пластовые льды чаще всего имеют форму линз разной толщины, выклинивающихся по прости-

ранию. Бурение сотен скважин, вскрывших лед, показывает (рис. 1), что кровля залежей льда располагается и непосредственно у подошвы сезонно-талого слоя и на глубинах до 52 м от поверхности земли. Подошва залежей льда встречена на глубинах от 1 до 57 м, на абсолютных отметках ниже –21.5 м она не встречается. Кровля льда более неровная, чем подошва. Параллельность кровли и подошвы льда фиксируется не всегда. Максимальная мощность льда, вскрытая скважинами, составляет 28.5 м, а средняя мощность – около 8 м (по данным измерений 260 пластов). Иногда в разрезе встречаются два или даже три прослоя льда. Протяженность пластовых ледяных тел бывает более 2000 м, а площадь нередко превышает 10 км².

Текстура встреченных пластовых льдов горизонтально-слоистая (рис. 2а) с толщиной прослоев 5–50 см и более. Слоистость льда в верхней части часто подчеркнута включениями супесей, суглинков, глин в виде слойков толщиной не более 1–10 мм. Лед чистый, прозрачный с редкими пузырьками газов округлой формы (диаметром 2–5 мм), иногда встречаются слои пузырчатого льда толщиной до 5 см. В некоторых пластах лед исключительно чистый, “хрустальный”. Нередко можно встретить слоистый лед с горизонтально ориентированными прослоями грунтов между прослоями льда разной текстуры (рис. 2б). А в ряде фрагментов нами встречены остроугольные небольшие ксенолиты грунта, “плавающие” во льду, который был настолько хорошо раскристаллизован, что выглядел как единый огромный кристалл. Также встречен ледогрунт, в котором крупные шпирь и линзы льда внедрялись в суглинок с образованием толстошлировой и сетчатой текстуры и который сменяется по простиранию почти чистым льдом. Подобные текстуры льда, скорее всего, свидетельствуют о сегрегационном или инфильтрационно-сегрегационном [7] механизме льдообразования.

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

ТюменНИИгипрогаз, Тюмень

Геологический институт

Российской Академии наук, Москва

Исследовательский центр в Зайберсдорфе,

Австрия

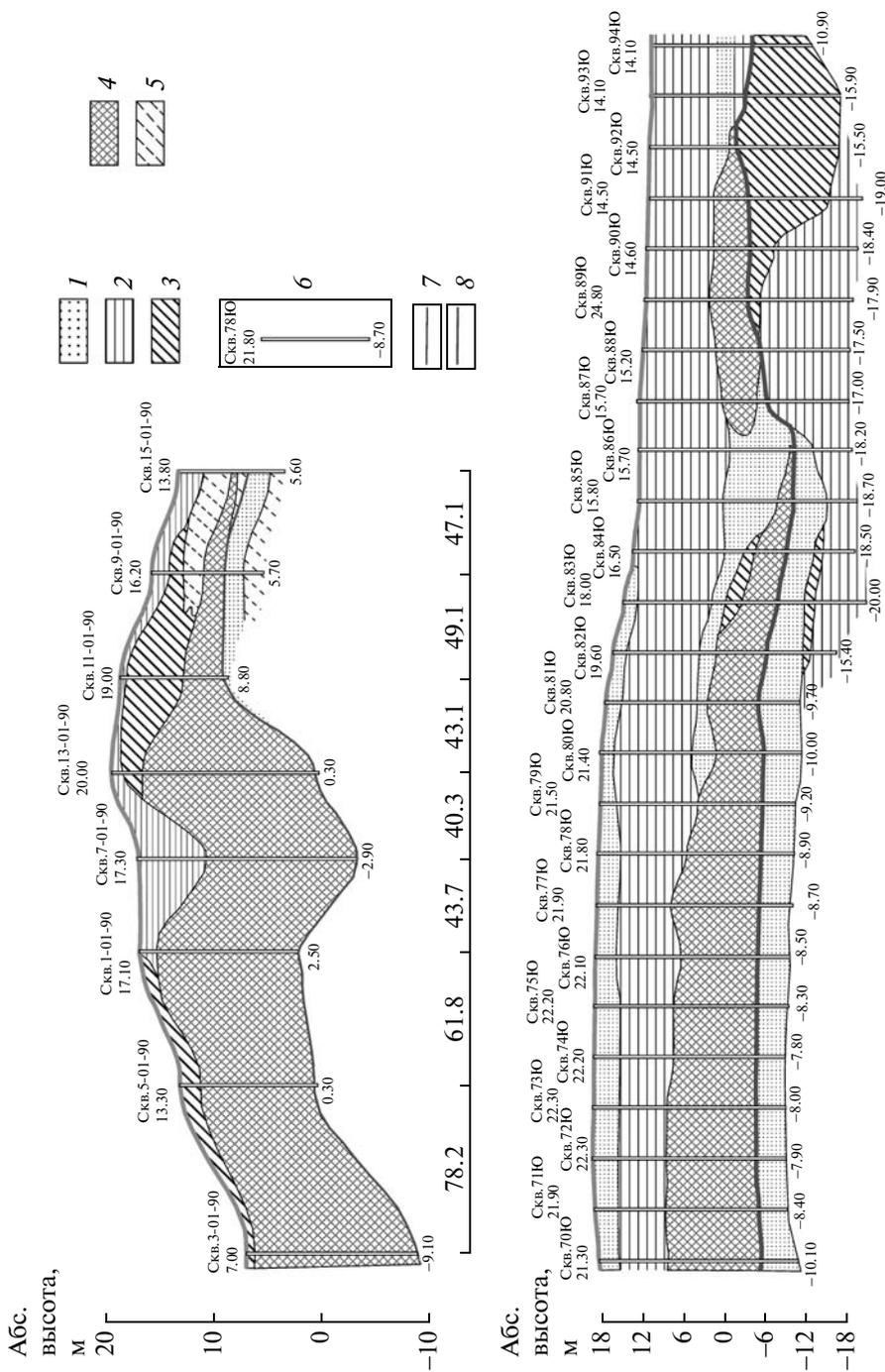


Рис. 1. Пластовые ледяные залежи в толще третьей террасы Бованенковского ГКМ, по данным площадного развелоного бурения (по материалам ТюменНИИ-гипрогаз). 1 – песок; 2 – глина; 3 – суглинок; 4 – пластовый лед; 5 – супесь; 6 – направление и параметры буровых скважин (№ скв., верхние цифры – абс. отметка устья скважины (м), нижние – абс. отметка ее забоя (м)); 7 – литологическая и 8 – стратиграфическая границы.

Время формирования пластовых льдов. Датирование исследованных пластовых ледяных залежей требует ответа на два существенных вопроса: когда образовались отложения, вмещающие залежи и когда происходило их промерзание.

Ранее В.И. Соломатин с соавторами привели данные радиотермолюминисцентного датирования 6 образцов грунта из скважин глубиной 300 м в диапазоне от 22 ± 7 тыс. лет (из песчаного горизонта, непосредственно подстилающего пластовые льды) до 197 ± 25 тыс. лет на глубине около 300 м. Судя по РТЛ-датировкам формирование мерзлых пород, подстилающих пластовые льды в разрезе третьей террасы, могло произойти 22–30 тыс. лет назад [1]. С этими датами уверенно согласуются и полученные нами радиоуглеродные определения растительного материала из вмещающих ледяные пласты отложений в толще третьей террасы (табл. 1).

Несомненно, среди приведенного массива дат имеются удревленные датировки вследствие активного переотложения материала третьей террасы в субаквальной среде. К таковым относятся даты 31 и 34 тыс. лет. Наиболее близки к времени накопления суглинистых отложений третьей террасы датировки 25 и 26 тыс. лет. Это позволяет считать, что суглинки третьей террасы, вмещающие и перекрывающие пластовые залежи, формировались от 25 до 20 тыс. лет назад и несколько позднее. Следует напомнить, что это период завершающего цикла позднелепистоценового криохрона [8], когда климатические условия, судя по изотопному составу формировавшихся в это время [9] повторно-жильных льдов, были суровее современных. Зимы были в среднем холоднее современных на $6\text{--}8^\circ\text{C}$ [8, 9]. Тот факт, что нам удалось датировать радиоуглеродным методом отложения, вмещающие и перекрывающие пластовые льды, служит иллюстрацией насыщенности органикой этих отложений. Это указывает на то, что вмещающие пластовые льды сильно оторфованные суглинки формировались либо в мелководных прибрежных морских условиях, либо в условиях периодически осушавшихся пляжа или низкой лайды, куда органический материал поступал в результате размыва и переотложения и накапливался в периоды осушек и зарастания этих осушек. Учитывая, что в настоящее время все осушки такого типа как на пойме и бечевнике рек, так и на пляже и низкой лайде Карского моря и Байдарацкой губы находятся в многолетнемерзлом состоянии, есть все основания быть уверенным и в том, что и 25–20 тыс. лет назад в условиях существенно более суровых, чем современные, эти отложения практически сразу после накопления промерзали с формированием пластовых льдов, захватывающих сильноводонасыщенные горизонты (обычно это горизонты песков, подстила-

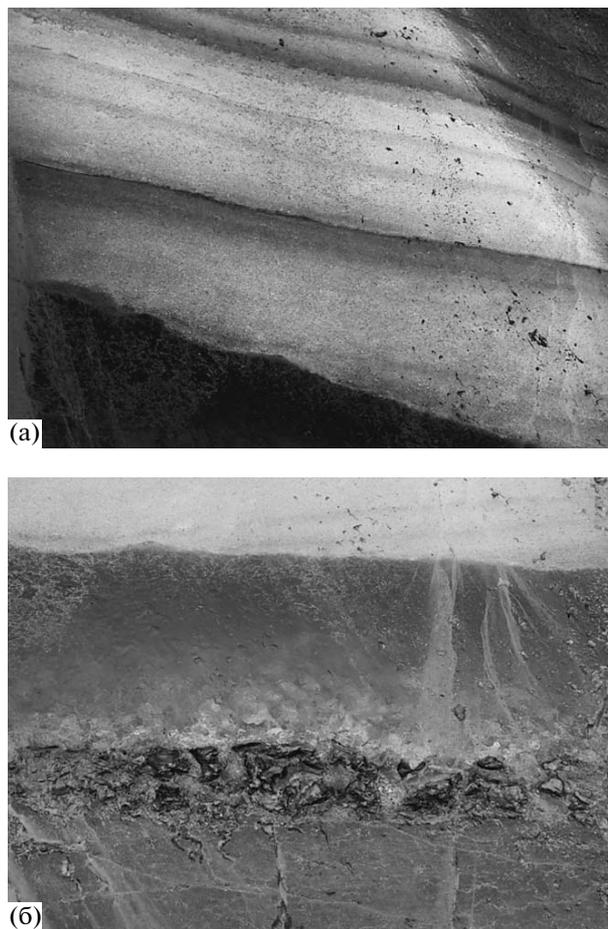


Рис. 2. Слоистая пластовая ледяная залежь (а) и прослой грунта между слоями белого и серого прозрачного (вверху) и прозрачного (внизу) льда (б) в толще третьей террасы Бованенковского ГКМ. Фото Е.Е. Подборного.

ющие вмещающие пластовые льды суглинки). Это дает основание для выделения нового типа пластовых льдов – синкриогенных сегрегационных ледяных залежей, образование которых, скорее всего, также относится к периоду 25–20 тыс. лет назад.

Вариации стабильных изотопов. Изотопно-кислородный состав ($\delta^{18}\text{O}$) образцов, отобранных из пластовых льдов, варьирует от -12.49‰ (здесь и далее относительно стандарта SMOW) до -22.95‰ . Концентрация дейтерия (δD) колеблется от -91.7 до -177.1‰ . Дейтериевый эксцесс (d_{exc}) изменяется от 3.4 до 10.6‰ (табл. 2). В ранее опубликованных работах [1, 2, 10, 11] показано, что $\delta^{18}\text{O}$ в пластовых льдах варьирует от -11.23 до -25.2‰ . По данным проведенных ранее 142 определений более 60% значений $\delta^{18}\text{O}$ попало в сравнительно узкий диапазон: от -16 до -20‰ [1].

Значения $\delta^{18}\text{O}$ в белесом пузырьчатом льду составляют от -18.4 до -22.4‰ (среднее -20.4‰),

Таблица 1. Радиоуглеродные определения органического растительного материала из вмещающих ледяные пласты отложений в толще третьей прибрежно-морской террасы р. Сеяха (Мутная), Бованенково

Место отбора	Датируемый материал	Лаб. номер	¹⁴ C-возраст, лет
Обнажение р. Сеяха напротив ГП-1, на высоте 2.5 м от уреза воды	Торф	ГИН-13311	34200 ± 1000
Обнажение р. Сеяха напротив ГП-1, на высоте 2.0 м от уреза воды	То же	ГИН-13312	26100 ± 150
Обнажение р. Сеяха напротив ГП-1, на высоте 2.0 м выше кровли пластового льда	»	ГИН-13313	31900 ± 500
Обнажение рядом с термоабразионным цирком, с глубины 1.1 м выше кровли пластового льда	Суглинок сильно оторфованный	ГИН-13314	28900 ± 1000
Обнажение рядом с термоабразионным цирком, с глубины 10.3 м	Суглинок оторфованный	ГИН-13326	25600 ± 700
Обнажение рядом с термоабразионным цирком, с глубины 1.3–1.4 м	Сильно оторфованный суглинок	ГИН-13327	25100 ± 500

в “хрустальном” льду от -17.4 до $-25.4‰$ (среднее $-22.7‰$), в ледогрунте $-12.5‰$.

В работе Ф. Майкла [10] приведен изотопный профиль пластового льда мощностью 2.5 м в третьей террасе р. Сеяха, где вариации $\delta^{18}\text{O}$ в 28 образцах, отобранных с интервалом менее 10 см, не превысили 1‰ и в среднем составили около $-18‰$. Мы также получили весьма однородный изотопный профиль по пластовым льдам, вскрытым на глубине от 28 до 32 м в скважине 34-Р (рис. 3а), где $\delta^{18}\text{O}$ варьирует от -16.95 до $-18.29‰$, а δD от -131.7 до $-146‰$. Такие же однородные изотопные профили получены по пластикам 2 и 3, где вариации $\delta^{18}\text{O}$ не превышают 1‰, а вариации δD составляют менее 4‰.

Вместе с этим в одном из обнажений мы встретились с пластовой залежью, в которой содержание стабильных изотопов существенно изменяется (рис. 3б). Здесь в интервале глубин от кровли пласта 0.2–0.8 м $\delta^{18}\text{O}$ варьирует более чем на 10‰: от -12.49 до $-22.75‰$, а δD от -91.7 до $-171.9‰$. Такие вариации, как показано нами ранее [8], с большой долей достоверности свидетельствуют о льдовыделении при промерзании водонасыщенных грунтов в условиях закрытой системы — линзы сингенетических сегрегационных льдов в устье р. Гыда характеризовались вариациями $\delta^{18}\text{O}$ от -16 до $-34‰$.

Характер распределения стабильных изотопов в пласте 4 заставляет думать о первоначальном формировании изотопически более тяжелого льда в самой верхней и самой нижней частях пласта, где значения δD выше $-130‰$, и на заключительном этапе образования центральной части пласта, где значения δD ниже $-140‰$.

При проведении палинологического анализа ледяного пласта 4 обнаружены многочисленные остатки одноклеточных зеленых и диатомовых водорослей, возможно указывающие на существование пресного или распресненного водоема,

который был источником воды, питавшей пласт. Вероятнее всего, это были придонные иловые воды крупного озера или распресненной губы, которые промерзали на дне или на небольшой глубине в сильно разуплотненных илах. Палиноспектры в пластовых льдах существенно отличаются от спектров поверхностных ледников Арктики [12, 13], в них практически отсутствует или встречается лишь единично дальнезаносная пыльца сосен, в то время как пыльца региональных (*Betula sect. Nanae*, *Alnaster sp.*, *Salix*, *Cyperaceae* и др.) и локальных (*Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Fabaceae*) компонентов [14] представлена достаточно широко. Концентрация пыльцы и спор изменяется от 1300 экз/л (обр. YuV05-Bov/49, здесь преобладают локальные компоненты спектра: *Cyperaceae*, *Polygonum sp.*, *Polemoniaceae*, *Liliaceae*, *Sparganium sp.*, а содержание переотложенных компонентов не превышает 8%) до 5 экз/л (обр. YuV05-Bov/46 — мелкая пыльца *Cyperaceae* и *Salix*). Концентрация пыльцы и спор не зависит от концентрации глинистых частиц, наиболее высокая концентрация наблюдается как в присутствии глинистых частиц (обр. YuV05-Bov/49), так и при их отсутствии (обр. YuV05-Bov/53). Содержание переотложенных палиноморф колеблется от 2 до 9%, что весьма характерно для современных озерных и ледовых вод и осадков в данном районе [15].

Несколько неожиданно выглядят изотопные вариации в криопэге с глубины 120 м, где $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-22.36‰$, а δD $-168.9‰$. Однако надо вспомнить, что ранее А.М. Тарасов [11] привел тоже достаточно низкие изотопные значения в криопэге близ оз. Войнунгто $\delta^{18}\text{O} = -16.2‰$, изотопически близкие к полученным им значениям $\delta^{18}\text{O}$ в пластовых льдах в этом районе: -16 до $-17‰$. Можно говорить, что и в данном случае криопэги изотопически близки к пластовым залежам. Показательно соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и δD во льду пласта 4, здесь все точки по образцам из пластовых льдов

Таблица 2. Содержание стабильных изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), дейтерия (δD) и значения дейтериевого эксцесса (d_{exc}) в пластовых льдах в толще третьей террасы р. Сеяха (Мутная), Бованенково, дождя, снега и воды рек и озер

Полевой №	Глубина, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	δD , ‰	d_{exc} , ‰
Скважина 34-Р*				
YuV-34P-1/0	28.5-32.4	-18.29	-141.8	4.5
YuV-34P-1/1	28.5-29.1	-17.73	-138.2	3.6
YuV-34P-1/2	29.1-29.7	-18.67	-145.0	4.4
YuV-34P-1/4	30.25-30.75	-18.89	-146.0	5.1
YuV-34P-1/5	30.75-31.4	-16.95	-131.7	3.9
YuV-34P-1/6	31.4-31.9	-18.33	-142.1	4.5
YuV-34P-1/7	31.9-32.4	-17.86	-139.5	3.4
Пласт 1, р. Сеяха напротив ГП-1**				
YuV05-Bov/24	0.1	-21.69	-163.4	10.1
YuV05-Bov/25	0.45	-22.74	-171.3	10.6
YuV05-Bov/16	2.25	-21.55	-163.1	9.3
YuV05-Bov/27	3.15	-22.12	-167.2	9.8
YuV05-Bov/28	5.7	-22.62	-170.7	10.3
Пласт 2, озеро в 1300 м от ППГ**				
YuV05-Bov/17	0	-22.54	-170.0	10.3
YuV05-Bov/18	0.4	-22.11	-167.6	9.3
YuV05-Bov/19	0.8	-22.75	-171.9	10.1
Пласт 3, термоабразионный цирк к востоку от К-64**				
YuV05-Bov/11	0	-22.79	-175.9	6.4
YuV05-Bov/14	0.5	-22.95	-176.4	7.2
YuV05-Bov/15	1.0	-23.13	-177.1	7.9
YuV05-Bov/12	1.5	-22.44	-173.1	6.4
YuV05-Bov/9	2.0	-22.61	-173.5	7.4
Пласт 4, обнажение рядом с термоабразионным цирком**				
YuV05-Bov/54	0-0.2	-12.49	-91.7	8.2
YuV05-Bov/44	0.35-0.5	-18.47	-142.9	4.9
YuV05-Bov/51	0.5-0.85	-21.42	-162.6	8.8
YuV05-Bov/49	0.85-0.95	-22.75	-171.9	10.1
YuV05-Bov/43	0.95-1.05	-18.80	-144.4	6.0
YuV05-Bov/46	1.05-1.15	-19.11	-147.6	5.3
YuV05-Bov/45	1.5-1.7	-18.32	-142.2	4.4
YuV05-Bov/55	1.75-1.8	-19.24	-147.6	6.3
YuV05-Bov/50	1.8-1.95	-22.39	-169.6	9.5
YuV05-Bov/53	2.46-2.63	-16.85	-129.6	5.2
YuV05-Bov/48	2.63-2.87	-20.65	-159.4	5.8
Повторно-жильный лед				
YuV05-Bov/65		-13.54	-101.2	7.1
YuV05-Bov/3	2 м	-17.35	-135.5	3.3
YuV05-Bov/70		-13.65	-105.7	3.5
Вода криопэга				
YuV05-Bov/32	120 м	-22.36	-168.9	10.0
Озерная вода				
YuV05-Bov/30		-21.92	-165.9	9.8
YuV05-Bov/60		-13.03	-98.8	5.4
YuV05-Bov/62		-18.58	-143.3	5.3
YuV05-Bov/67		-13.88	-97.3	13.7
YuV05-Bov/72		-13.57	-103.2	5.4
YuV05-Bov/74		-13.01	-102.8	1.3
Речная вода				
YuV05-Bov/66	р.Сеяха	-14.16	-106.6	6.7
YuV05-Bov/68	р.Мордыяха	-13.78	-103.5	6.7
YuV05-Bov/69	р.Сеяха	-13.65	-104.5	4.7
YuV05-Bov/59	р.Сеяха	-18.66	-143.1	6.2

* Вид льда – пластовый.

** Глубина от кровли пластового льда, вид льда – пластовый.

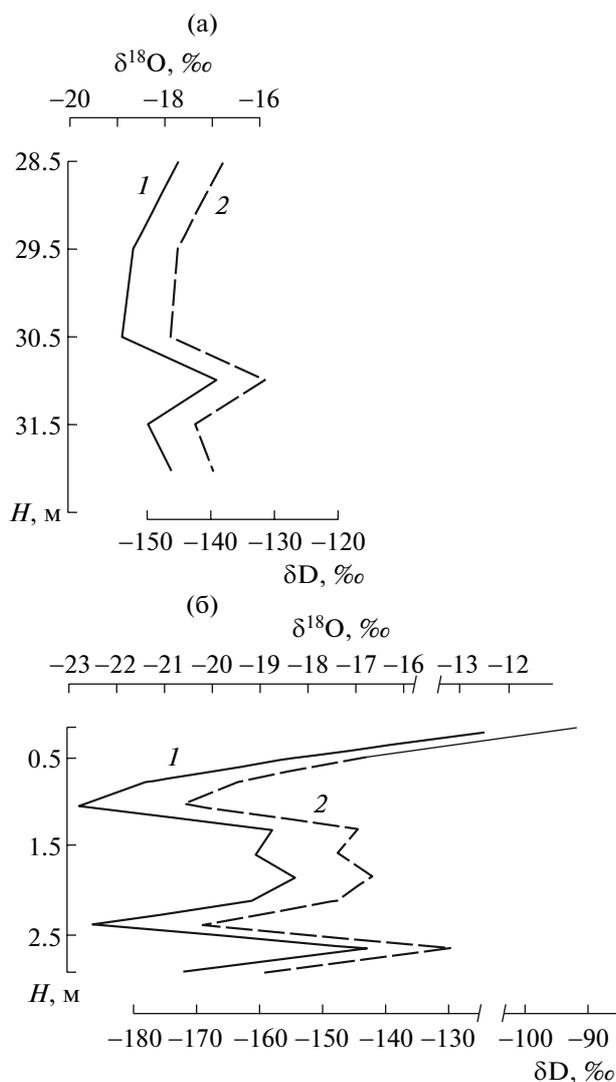


Рис. 3. Изотопно-кислородные (1) и дейтериевые (2) диаграммы по пластовым льдам, вскрытым в скв. Р-34 (а) и пласте 4 (б). H – глубина.

легли близ глобальной линии метеорных (атмосферных) вод (рис. 4), что указывает, по нашему мнению, на сравнительно медленное промерзание водонасыщенной толщи, хотя изотопически и истощавшейся на заключительных фазах образования, но истощавшейся равномерно и по ¹⁸O, и по ²H.

Приведенные данные указывают на то, что пластовые залежи в многолетнемерзлых толщах Бованенковского месторождения преимущественно относятся к внутригрунтовым ледяным образованиям, сформировавшимся сингенетически в процессе сегрегационного, сегрегационно-инфильтрационного или сегрегационно-конжеляционного льдообразования при промерзании водонасыщенных разуплотненных толщ (возможно в подозерных таликах) 25–20 тыс. лет на-

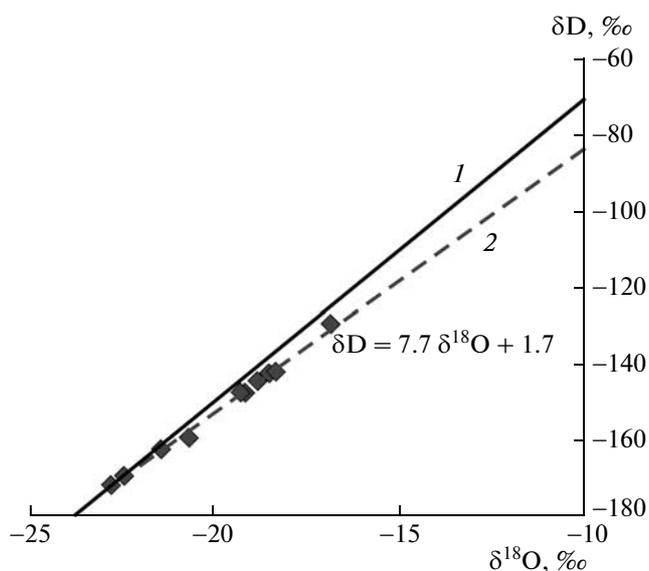


Рис. 4. Сопоставление глобальной линии атмосферных вод (1) и локальной линии атмосферных вод (2) для образцов пластового льда № 4 в толще третьей террасы Бованенковского ГКМ.

зад, а отдельные пласты могли образовываться и внутриводно, в зоне смешения пресных и переохлажденных соленых вод. По-видимому, все эти три механизма льдообразования участвовали на разных стадиях формирования пластового комплекса, а в отдельных фрагментах развивались значительные объемные напряжения, приводившие к локальным инъекциям, выражавшимся в образовании вертикальных шпиров над пластами или небольших штоков и даек, пронизывающих горизонтальные ледяные тела.

Одной из причин приводившей к формированию ледяных пластов под дном озер или озерно-болотных массивов, могла быть ингрессия холодных (с температурой ниже -2°C) морских вод на поверхность сильно заозеренной прибрежно-морской лайды (ныне третьей террасы), что приводило к резкому охлаждению воды и донной суспензии, промерзанию и активному льдовыделению с образованием обширных ледяных пластов под наиболее крупными, но мелкими озерами.

Работа выполнена при поддержке грантами РФФИ (07–05–01100 и 08–05–01068).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В. // Материалы гляциол. исслед. 1993. В. 77. С. 139–149.
2. Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е. В сб.: Пластовые льды криолитозоны. Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. С. 51–61.

3. Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К., Баулин В.В. и др. Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра, 1989. 454 с.
4. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения / Под ред. В.В. Баулина. Тюмень: Ин-т пробл. освоения Севера СО РАН, 1996. 240 с.
5. Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения / Под ред. Е.М. Чувилина. М.: Геос, 2007. 137 с.
6. Кондаков В.В., Язынин О.М., Грачев Ю.М. В сб.: Материалы II конференции геокриологов России. Т. 1. Ч. 2. Литогенетическая геокриология. Инженерная геокриология. МГУ им. М.В. Ломоносова 6–8 июня 2001 г. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 214–218.
7. Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1978. № 3. С. 35–42.
8. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). М.: Изд-во МГУ, 1992. Т. 1. 420 с.; Т. 2. 264 с.
9. Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды; гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во МГУ, 2006. 404 с.
10. Michel F.A. // Quatern. Intern. 1997. V. 45/46. P. 43–48.
11. Тарасов А.М. В кн.: Методы инженерно-геокриологической съемки. М.: ВСЕГИНГЕО, 1990. С. 118–133.
12. Андреев А.А., Николаев В.И., Большаков Д.Ю., Петров В.Н. В сб.: Материалы гляциол. исслед. 1997. В. 83. С. 112–120.
13. Bourgeois J.C. // Rev. Palaeobot. and Palynol. 2000. V. 108. Iss. 1/2. P. 17–36.
14. Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жильных комплексов в криолитозоне России. М.: Изд-во МГУ, 2007. 488 с.
15. Васильчук А.К. Особенности формирования палиносpectров в криолитозоне России. М.: Изд-во МГУ, 2005. 245 с.