

КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 624.131 551.315

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(51-62)

КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
ПЛАСТОВ УЛЬТРАПРЕСНОГО ЛЬДА НА ПОЛУОСТРОВЕ ЯМАЛ

С.М. Фотиев

Институт криосферы Земли СО РАН, 625000, Тюмень, а/я 1230, Россия; krioziem@gmail.com

Условия формирования мощных пластов ультрапресных льдов в толще морских засоленных отложений геокриологи изучают несколько десятков лет. Предложено много гипотез, по-разному трактующих их генезис и механизм образования. Опираясь на работы предшественников, автор выявил природные условия, обеспечивающие формирование мощных пластов ультрапресного льда, и доказал возможность их формирования в конкретных климатических и геокриологических условиях разных эпох среднего и позднего неоплейстоцена.

Пласт ультрапресных льдов, климатические и геокриологические условия, средний и поздний неоплейстоцен

CLIMATIC AND GEOCRYOLOGICAL CONDITIONS OF FORMATION
OF MASSIVE LAYERS OF ULTRA-FRESH ICE, YAMAL PENINSULA

S.M. Fotiev

Earth Cryosphere Institute, SB RAS, 625000, Tyumen, P/O box 1230, Russia; krioziem@gmail.com

The conditions of formation of massive layers of ultra-fresh ice inside the marine saline sediment strata have been studied by geocryologists for several decades. Numerous hypotheses provided different interpretations of their origin and formation mechanisms. Based on the analysis of works of his predecessors, the author has depicted the natural conditions ensuring formation of massive layers of ultra-fresh ice and substantiated possibility of massive ice layers formation under specific climatic and permafrost conditions of different periods during the Middle and Late Neopleistocene.

Ultra-fresh massive ice layer, climatic and geocryological conditions, Middle and Late Neopleistocene

ВВЕДЕНИЕ

Пласты льда в морских отложениях Ямала изучаются уже более 40 лет. Анализ условий их распространения в различных районах полуострова показал, что повторно-инъекционные пласты льда (ПИПЛ) мощностью до 20–40 м, протяженностью до 2–3 км, с объемом ультрапресного льда (на отдельных участках) до 4–5 млн м³ формировались в отложениях салехардской (PS_{II}^{2–4}), казанцевской (PS_{III}^I) и зырянско-каргинской (PS_{III}^{3–4}) морских равнин¹, т. е. на протяжении последних 400 тыс. лет [Дубиков, Корейша, 1964; Баулин и др., 1967; Баулин, Дубиков, 1970; Баду и др., 1982; Дубиков, 1982; Корейша и др., 1982; Пармузин, Суходольский, 1982; Баулин, 1985; Дубиков, 2002; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Крицук, 2010; Васильчук, 2010; Васильчук и др., 2015].

При изучении пластов льда в разных частях п-ова Ямал исследователи давно обратили внимание на две примечательные особенности отложений всех разновозрастных равнин. *Первая особенность* – пласты льда размещаются вдоль границы раздела зоны контакта двух фациально (литологически) разных пачек отложений². Эта граница разделяет трансгрессивный и регрессивный этапы накопления осадков на дне моря. *Вторая особенность* – мощные субгоризонтальные пласты ультрапресного льда гидрокарбонатного кальциевого (натриевого) состава подстилаются и перекрываются засоленными морскими отложениями с текстурообразующим льдом хлоридного состава. Над решением этих загадок ученые думают более 40 лет. Было предложено много гипотез, суть ко-

¹ Значительно реже пласты льда встречаются в отложениях I и II морских террас [Васильчук и др., 2015], но они отличаются от ПИПЛ в отложениях морских равнин и по генезису, и по морфологии.

² Установлено, что в 80 случаях из 100 ПИПЛ залегают на пачке песка, а перекрываются пачкой глин [Дубиков, 2002].

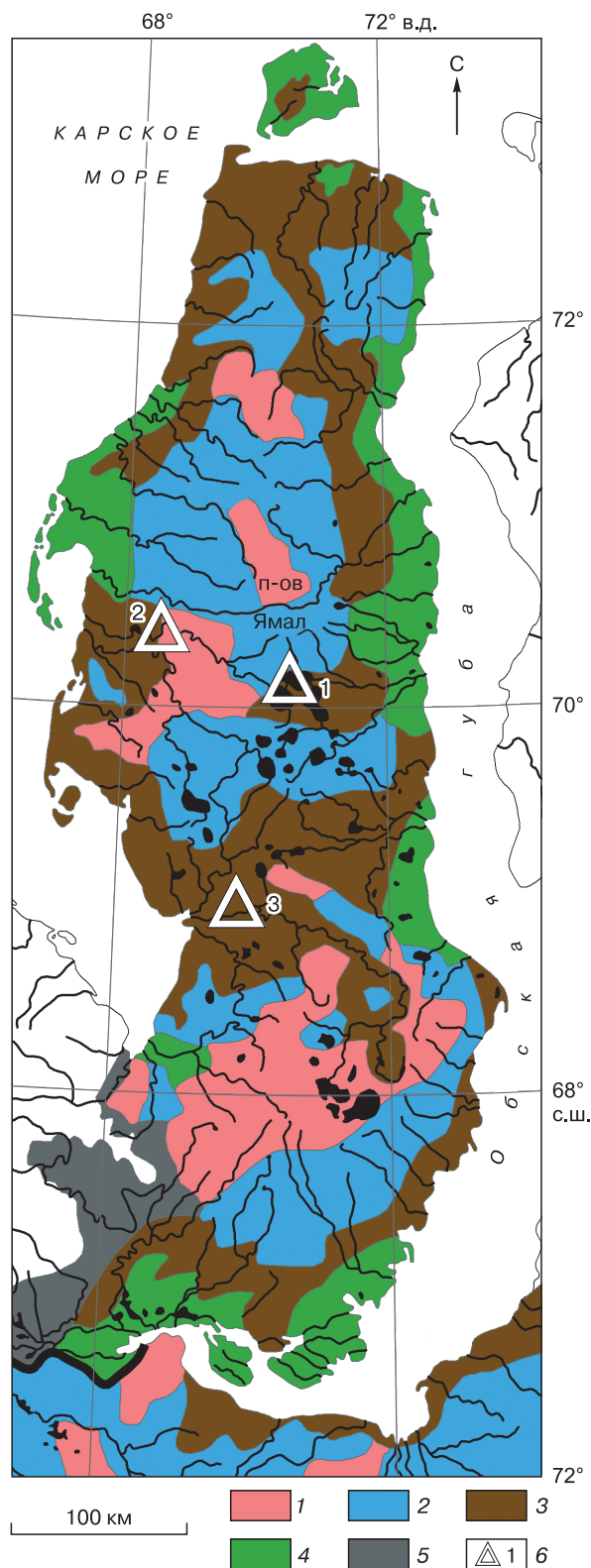


Рис. 1. Геоморфологические уровни полуострова Ямал:

I–III морские равнины: 1 – салехардская (Q_{II}^{2-4}); 2 – казанцевская (Q_{III}^1); 3 – зырянско-каргинская (Q_{III}^{2-3}); 4 – лед-

никовые и водно-ледниковые нерасчлененные равнины (gfQ_{II}^{2-4} , gfQ_{III}^2); 5 – морские, лагунно-морские и аллювиальные террасы (нерасчлененные); 6 – участки детального изучения пластов ультрапресного льда: 1 – район оз. Нейто, 2 – Бованенковское ГКМ, 3 – долина р. Юрибей.

Примечание. Схема составлена по “Карте геокриологического районирования Западно-Сибирской равнины по верхнему горизонту мерзлой толщи” [1982].

торых подробно рассмотрена автором ранее [Фотиев, 2012, 2014, 2015]. Оказалось, что до сих пор среди геокриологов господствует мнение о морском генезисе воды, сформировавшей пласт льда, тогда как минерализация и ионно-солевой состав льда явно указывают на континентальное происхождение “материнской” воды, питающей пласт льда [Фотиев, 2003, 2012, 2015].

До настоящего времени палеоклиматические и палеогеокриологические условия среднего и позднего неоплейстоцена Западной Сибири изучены явно недостаточно, а пласты льда детально исследованы лишь в отдельных точках (рис. 1). Тем не менее автор, опираясь на работы предшественников, попытался выявить конкретные сочетания природных условий, необходимые для формирования мощных пластов льда, и сравнить условия формирования ПИПЛ в отложениях разновозрастных морских равнин Ямала.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ, НЕОБХОДИМЫЕ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАСТОВ ЛЬДА

В процессе изучения проблемы об условиях формирования мощных пластов ультрапресного льда в толще засоленных морских отложений автору пришлось решать ряд сопутствующих взаимосвязанных задач. Эти задачи последовательно решались начиная с 2003 г. [Фотиев, 2003]. Очевидно, что для формирования однотипных (похожих) пластов в отложениях разновозрастных морских равнин необходимы такие сочетания природных условий, которые неизменно повторялись в палеогеографии среднего и верхнего неоплейстоцена, хотя эпохи их формирования отделены одна от другой десятками и сотнями тысяч лет.

Какие же природные условия предопределили возможность формирования мощных пластов льда? Они должны были обеспечить: 1) накопление на огромной площади мощной толщи песчано-глинистых отложений; 2) непрерывное сохранение пластов льда, а следовательно, и многолетнемерзлого состояния вмещающих их отложений на протяжении многих десятков и сотен тысяч лет; 3) существование огромных объемов ультрапресной воды; 4) доставку воды на значительное расстояние от источника питания до пласта льда; 5) послойное наращивание снизу толщины пласта льда и формирование четкой горизонтально-парал-

лельной слоистости внутри пласта, прослеживаемой на значительном расстоянии; 6) залегание кровли горизонтально-слоистых пластов льда на глубине 10–15 м (реже более) без нарушения горизонтальной поверхности морских равнин; 7) четкое различие минерализации и ионно-солевого состава льда в сопредельных слоях пласта.

В настоящее время можно считать доказанными периодические трансгрессии и регрессии Полярного моря в среднем и позднем неоплейстоцене [Лазуков, 1972; Гудина, 1976; Брызгалова, Биджиев, 1986; Павлидис, 1992; Павлидис и др., 1998]³. В фазы трансгрессий и регрессий в акватории моря накапливались чередующиеся в разрезе слои засоленных отложений: песка, супеси, суглинков и глин. После полной регрессии моря начиналось многолетнее промерзание отложений и формирование морских террас (равнин).

Когда же начиналось формирование пластов льда – до полной регрессии моря или значительно позднее? Эта проблема мало интересовала геокриологов, так как многие из них считали, что пласты льда формировались на ранней стадии диагенетического преобразования водонасыщенных морских отложений [Фотиев, 2015].

После детального анализа мнений ведущих геокриологов автор пришел к заключению, что реально решить эту задачу может только ответ на вопрос: какой водой “питался” пласт льда – морской или озерной? Для решения поставленной задачи автор изучил и сопоставил минерализацию и ионно-солевой состав ПИПЛ, атмосферных, озерных и морских вод. Автору удалось доказать, что озерные воды – единственный источник, способный обеспечить регулярное поступление в толщу мерзлых отложений огромных объемов ультрапресной воды, столь необходимых для формирования мощных, выдержанных по простиранию пластов льда. Этот вывод уверенно подтверждается гидрохимическим родством ионно-солевого состава ПИПЛ и озерных вод [Фотиев, 2012]. Важным доказательством озерного происхождения “материнской” воды следует считать наличие в химическом составе льда ионов NO_4^+ и Fe_2^{2+} и даже водорослей, типичных для озер тундровой зоны [Васильчук, 2010]. Поскольку автором доказано, что пласт “питался” водой из термокарстовых озер, вопрос о времени формирования пласта льда и вмещающих его отложений решался однозначно. Пласты льда формировались в субаэральных условиях после полной регрессии моря и значительно позднее многолетнего промерзания мор-

ских отложений, вмещающих пласт льда [Фотиев, 2015]. Этот вывод очевиден, так как необходим продолжительный отрезок времени для многолетнего промерзания с поверхности засоленных морских отложений и образования в многолетнемерзлых породах крупных, глубоких термокарстовых озер и подозерных таликов под ними.

Какие же климатические условия могли обеспечить и непрерывное (многие десятки и сотни тысяч лет) многолетнемерзлое состояние засоленных пород, и формирование глубоких термокарстовых котловин? С одной стороны, климат должен быть устойчивым во времени и очень холодным, чтобы обеспечивать и многолетнее промерзание засоленных пород после каждой регрессии моря, и глубокое сезонное промерзание воды в озерах. С другой стороны, климат “не должен допускать” повсеместного протаивания (деградации) многолетнемерзлых пород с поверхности, но “должен обеспечить” на локальных участках увеличение мощности сезонного слоя (СТС), достаточной для развития термокарстового процесса и формирования термокарстовых озер.

Для характеристики климатических условий среднего и позднего неоплейстоцена автор воспользовался палеоклиматической летописью, составленной большим коллективом ученых на основе изучения содержания $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ (%) в донных осадках оз. Байкал (рис. 2)⁴ [Безрукова и др., 1999; Карabanов и др., 2001; Кузьмин и др., 2001; Prokopenko et al., 2001]. Вид кривой явно свидетельствует: 1) об устойчивости сурового климата и в среднем, и в позднем неоплейстоцене; 2) о значительных и скачкообразных изменениях суровости климата; 3) о многократной и систематичной смене эпох холодного и очень холодного климата (криохронов) с эпохами потепления (термохронами). Существенное повышение температуры воздуха ($T_{\text{в}}$) в пределах отрицательных значений – характерная особенность термохронов северных районов Арктики. “Высокое разрешение байкальской записи позволяет выявить дополнительные кратковременные климатические изменения” [Карabanов, 2001, с. 59]. К ним относятся эпохи похолодания во время изотопных подстадий 5d, 7d, 9d и эпохи потепления во время изотопной подстадии 8b (см. рис. 2, таблицу).

Палеоклиматическая летопись позволила по содержанию $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ в донных осадках оз. Байкал реконструировать палеотемпературу воздуха, вычислить величину ее повышения в термохроны или понижения в криохроны по сравнению с со-

³ Тем не менее некоторые исследователи до настоящего времени продолжают утверждать, что “сколь-нибудь крупных трансгрессий моря в неоплейстоцене на севере Западной Сибири не было” [Крицук, 2010, с. 120].

⁴ В очень холодные криохроны при содержании $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ до 3 % средняя годовая температура воздуха ($T_{\text{в}}$) опускалась на 8–12 °С ниже современной, а в смежные термохроны она скачкообразно повышалась на 10–15 °С, оставаясь отрицательной. При содержании $\text{SiO}_{2\text{биог}}$ равном 39–49 %, $T_{\text{в}}$ была выше современной на 3–5 °С. Подробные сведения о байкальской палеоклиматической летописи изложены в [Фотиев, 2009].

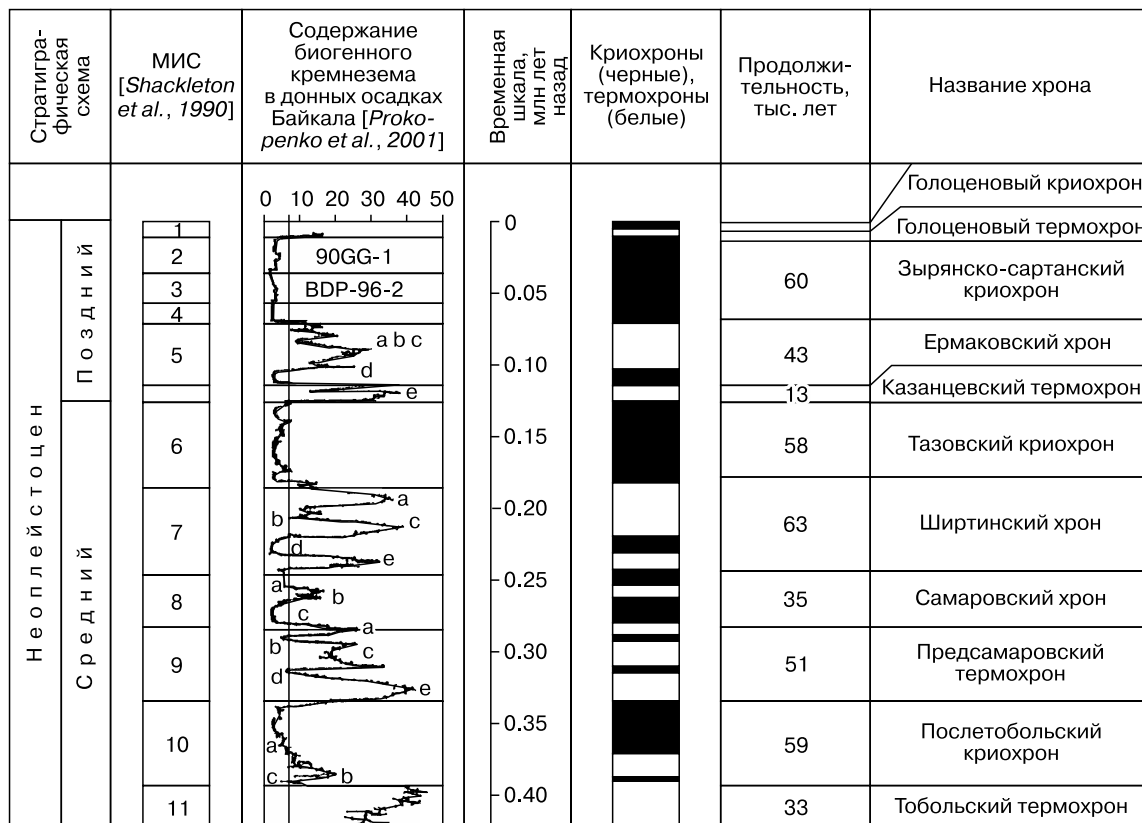


Рис. 2. Криохроны и термохроны среднего и позднего неоплейстоцена на полуострове Ямал (426–11 тыс. лет назад) [Фотиев, 2009].

временными значениями T_v и оценить геокриологические условия для каждого хрона (см. таблицу). О низкой (до -20°C и ниже) температуре пород (T_n) свидетельствуют минерализация и ионно-солевой состав криопэггов в линзах пачки песков [Фотиев, 2012].

В.Т. Балобаев [1997] убедительно доказал, что для развития термокарстового процесса совершенно обязательно повышение T_n верхних горизонтов мерзлой толщи до положительных значений. Он считает, что термокарстовый процесс начинается при отрицательной T_n в результате увеличения мощности СТС⁵. Видимо, по такой схеме в достаточно суровых климатических условиях Ямала зарождался термокарстовый процесс и формировались термокарстовые озера.

Не менее важной задачей было выяснение механизма доставки воды от озера до пласта льда. Давно известно, что в зимний период при форми-

ровании на озере сплошного ледяного покрова в озерной котловине образуется замкнутая система, внутри которой промерзающая вода приобретает огромный криогенный напор. Под воздействием криогенного напора озерная вода либо изливалась на поверхность озерного льда, образуя наледь (рис. 3, А), либо формировала гидролакколит (рис. 3, Б). Однако возможность проникновения озерной воды в толщу мерзлых отложений появлялась лишь тогда, когда в бортах озерной котловины обнажалась (вскрывалась) зона контакта пачки глин и пачки песка. Только тогда, когда абсолютные отметки дна озера опускались ниже абсолютных отметок зоны контакта (см. рис. 3, В), под действием огромного криогенного напора озерная вода внедрялась в зону контакта. Она не фильтровалась по слоям песка. Поток воды по кровле пачки мерзлого песка⁶ проникал в толщу пород иногда на значительное расстояние от озе-

⁵ Расчеты показали, что на северном побережье Карского моря при повышении T_v на $2-4^\circ\text{C}$ температура пород повысилась на 1.8 и 3.3°C . В пос. Тамбей, например, повышение T_n привело к увеличению глубины сезонного протаивания пород: кровля криогенной толщи соответственно понизилась на 0.56 и 0.37 м [Вялов и др., 1997].

⁶ Если бы песок не был мерзлым, то озерная вода, находясь под высоким напором, без всякого сомнения, фильтровалась бы в пачку песка, а не проникала бы снизу в пачку мерзлых глин по уже существующим вертикальным ледяным шлям. Этот процесс детально изучен М.М. Корейшей [Корейша и др., 1982].

Характеристика климата криохронов и термохронов среднего и позднего неоплейстоцена (426–11 тыс. лет назад)

Эпоха	Индекс	Время, тыс. лет	МИС	Криохроны (индекс)	Термохроны (индекс)	Время, тыс. лет	Продолжительность, тыс. лет	$T_{в}$, °С
Сартанская	Q_{III}^4	37–11	2	Зырянско-Сартанский	–	71–11	60	Ниже на 8–12
Каргинская	Q_{III}^3	57–37	3					
Зырянская	Q_{III}^2	71–57	4					
Казанцевская	Q_{III}^1	127–71	5	–	Ермаковский МИС 5abc	103–71	32	Выше на 1–3
				Ермаковский МИС 5d	–	114–103	11	Ниже на 8–12
				–	Казанцевский МИС 5e	127–114	13	Выше на 2–4
Тазовская	Q_{II}^4	185–127	6	Тазовский МИС 6	–	185–127	58	Ниже на 8–12
Ширтинская	Q_{II}^3	248–185	7	–	Ширтинский МИС 7abc	223–185	38	Выше на 3–5
				Ширтинский МИС 7d	–	238–223	15	Ниже на 8–12
				–	Ширтинский МИС 7e	248–238	10	Выше на 3–5
Самаровская	Q_{II}^2	248–334	8	Самаровский МИС 8a	–	259–248	11	Ниже на 1–3
				–	Самаровский МИС 8b	268–259	9	Выше на 1–3
				Самаровский МИС 8c	–	283–268	15	Ниже на 8–12
				–	Предсамаровский МИС 9a	287–283	4	Выше на 1–3
				Предсамаровский МИС 9b	–	290–287	3	Ниже на 3–5
				–	Предсамаровский МИС 9c	312–290	22	Выше на 1–3
				Предсамаровский МИС 9d	–	314–312	2	Ниже на 1–3
Тобольская	Q_{II}^1	426–334	10	–	Предсамаровский МИС 9e	334–314	20	Выше на 3–5
				Послетобольский МИС 10a	–	369–334	35	Ниже на 8–12
				–	Послетобольский МИС 10b	389–369	20	Выше на 1–3
				Послетобольский МИС 10c	–	393–389	4	Ниже на 1–3
				–	Тобольский	426–393	33	Выше на 3–5

Примечание. МИС – морская изотопная стадия [Shackleton et al., 1990]; $T_{в}$ – среднегодовая температура воздуха ниже или выше современной, °С.

ра. Поток воды ровным слоем растекался вдоль подошвы пласта льда, легко перемещая по кровле криогенного водоупора песок, крупные агрегаты глины и водоросли. Однако такое движение воды возможно только по щели между кровлей криогенного водоупора и подошвой пласта льда. По мнению автора, щель возникает при равномерном поднятии вверх пласта льда и пачки глин в резуль-

тате площадного пучения огромной площади, происходящего ежегодно при промерзании очередного слоя воды. Только при таких допущениях: 1) песок, крупные агрегаты глины и водоросли могли оказаться внутри отдельных слоев льда; 2) могло происходить послойное наращивание толщины пласта снизу; 3) возможно сохранение горизонтальности поверхности морской равнины

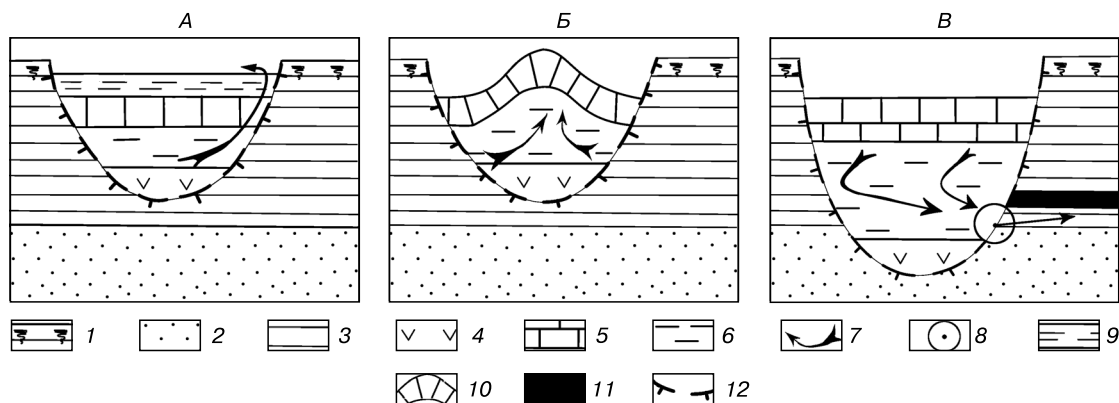


Рис. 3. Условия формирования наледей (А), гидролакколитов (Б) и пластов льда при промерзании воды в озере (В).

1 – поверхность морской равнины; 2 – песок льдистый, мерзлый; 3 – глина льдистая, мерзлая; 4 – таберальные образования немерзлые; 5 – лед; 6 – промерзающая озерная вода; 7 – криогенное давление; 8 – зона контакта пачки мерзлых глин и пачки мерзлого песка; 9 – наледь; 10 – гидролакколит; 11 – пласт льда; 12 – граница подозерного талика.

даже на тех участках, где толщина ПИПЛ достигает 30–40 м [Фотиев, 2015].

Послойное наращивание толщины пласта снизу продолжалось до тех пор, пока в природе сохранялись три условия: 1) наличие глубокого промерзающего озера; 2) наличие в бортах котловины зоны контакта и ее размещение внутри акватории промерзающего озера; 3) равномерное охлаждение (промерзание) с поверхности пород, перекрывающих пласт льда. Последнее, как известно, происходит только при однородном составе промерзающих пород и одинаковой высоте снежного покрова на субгоризонтальной поверхности равнины без растительного покрова. Только при соблюдении этих условий на протяжении многих лет могли сформироваться мощные, выдержанные по простиранию пласты с объемом льда в несколько миллионов кубометров [Фотиев, 2012]. При несоблюдении даже одного из этих условий рост ПИПЛ немедленно прекращается. При неравномерном промерзании пород с поверхности растекание потока воды по кровле криогенного водоупора прекращается: в недрах равнины формируется либо линза льда различной мощности и протяженности, либо залежь подземного льда произвольной, иногда причудливой, формы.

При изучении послойного изменения минерализации и ионно-солевого состава ПИПЛ автор выявил следующие закономерности [Фотиев, 2012]. Если мощность озерного льда была меньше глубины озера, то к подошве пласта льда поступала чистая озерная вода гидрокарбонатного кальциевого (натриевого) состава – формировался очередной слой прозрачного, ультрапресного льда. Если вода в озере промерзала до дна, то к подошве пласта из подозерного талика поступала

мутная вода с повышенной (300 мг/л и выше) минерализацией или (значительно реже) разжиженные высокоминерализованные осадки, в которых содержание минеральных частиц достигало 40–60 %. В этом случае в пласте формировался высокоминерализованный (до 1200–8500 мг/л) слой ледогрунта темного цвета, в химическом составе которого были обнаружены криометаморфизованные морские воды [Фотиев, 2012]. Только так, по мнению автора, можно объяснить характерную особенность ПИПЛ – четкое чередование слоев, различающихся по цвету, минерализации и ионно-солевому составу. Эту особенность ПИПЛ нельзя объяснить с позиций сегрегационного и иньекционного льдообразования пластов льда, за счет воды в морских отложениях, как это пытаются сделать многие геокриологи (В.В. Баулин и др.) [Фотиев, 2015]. Четкие границы между отдельными слоями льда однозначно указывают на смену источника питания.

После выявления природных условий, определяющих возможность формирования мощных пластов ультрапресного льда в толще морских засоленных отложений, важно проследить возможность формирования ПИПЛ в конкретных природных условиях разных эпох среднего и позднего неоплейстоцена.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАСТОВ ЛЬДА В ОТЛОЖЕНИЯХ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МОРСКИХ РАВНИН

На полуострове Ямал достаточно четко обособляются три гипсометрических уровня, которые соответствуют поверхности морских террас и приуроченные к ним морские равнины: салехардская, казанцевская и зырянско-каргинская.

Салехардская равнина

Салехардская равнина расположена в пределах водораздельной части п-ова Ямал (см. рис. 1). Абсолютные отметки поверхности 75–95 м. Осадки, слагающие равнину, накапливались во время трансгрессий и регрессий Полярного моря, начиная со второй половины среднего неоплейстоцена, в самарскую, ширтинскую и тазовскую эпохи (314–127 тыс. лет назад; Q_{II}^{2-4}).

Палеоклимат. Палеоклимат среднего неоплейстоцена был крайне неустойчивым. В этом временном интервале, как известно, на морской изотопно-кислородной кривой (МИКК) выделяется шесть морских изотопных стадий (МИС) [Shackleton et al., 1990], которым в Сибири, согласно геокриологической летописи, соответствуют 18 хронов: 9 криохронов и 9 термохронов [Фотиев, 2009]. В каждой МИС четко выделяются очень холодные и холодные криохроны, когда T_v опускалась на 8–12 °С ниже современной, и яркие термохроны, когда T_v резко (буквально за 1–2 тыс. лет) повышалась на 10–15 °С, но оставалась отрицательной (см. рис. 2, таблицу).

Наиболее холодным (T_v ниже современной на 8–12 °С) и продолжительным (почти 60 тыс. лет) был тазовский криохрон (МИС 6). Менее продолжительными (15 тыс. лет), но не менее холодными были самаровский (МИС 8с) и послетобольский (МИС 10а) криохроны (см. рис. 2, таблицу)⁷.

Наиболее теплыми (T_v была выше современной на 3–5 °С) и продолжительными (20–38 тыс. лет) были тобольский (МИС 11), предсамаровский (МИС 9е) и ширтинский (МИС 7а, б, с) термохроны (см. рис. 2, таблицу).

Для предсамаровского (МИС 9) и ширтинского (МИС 7) хронов характерны резкие перепады T_v . Продолжительные (10–22 тыс. лет) термохроны с T_v выше современной на 1–3 °С резко сменялись короткими (2–4 тыс. лет), но очень холодными (T_v была ниже современной на 8–12 °С) криохронами (см. рис. 2, таблицу).

Трансгрессия моря. Трансгрессия моря началась в тобольскую эпоху. Во второй половине среднего неоплейстоцена началась Ямальская трансгрессия холодных арктических вод. Глубина моря достигала 150–200 м, а минерализация воды – 34 г/л. Температура воды была отрицательной или близкой к 0 °С. Время максимальной трансгрессии моря совпало со временем максимального оледенения горной периферии по берегам моря. Регрессия Полярного моря началась в конце среднего неоплейстоцена. К началу казанцевской эпохи береговая линия моря уже располагалась севернее современной [Брызгалова, Биджиев, 1986; Павлидис, 1992; Павлидис и др., 1998].

Морские отложения. Морские отложения отличались литолого-фациальным разнообразием. В глубоком бассейне накапливалась мощная (150–200 м) толща морских, прибрежно-морских и гляциально-морских осадков. Для трансгрессивной пачки морских отложений характерны однородные глины и суглинки, высокая степень сортировки отложений и максимальное содержание в них растворимых солей. “В конце среднего неоплейстоцена заканчивается накопление салехардской свиты и ее регрессивной супесчано-песчаной пачки, слагавшей поверхность осушавшейся равнины” [Бадю, 2011, с. 52].

Геокриологические условия. Суровый, холодный и очень холодный климат криохронов, когда T_v опускалась до –20...–30 °С, обеспечивал быстрое и глубокое многолетнее промерзание пород на осушенной территории морских террас. На полуострове формировалась низкотемпературная (до –15...–20 °С), сплошная по распространению криогенная толща. Вдоль береговой линии прибрежно-морские отложения промерзали сингенетически, а на осушенных частях равнины в субаэральных условиях – эпигенетически. Практически повсеместно формировались повторно-клиновидные льды (ПКЛ), часть которых сохранилась до настоящего времени.

В термохроны при существенном повышении T_v и T_n в пределах отрицательных значений увеличивалась мощность СТС, зарождались термокарстовые процессы, возникали, расширялись и углублялись термокарстовые озера и подозерные талики под ними.

Пласты льда. Пласты льда в недрах салехардской равнины до настоящего времени изучены явно недостаточно. Причин здесь много. Во-первых, на огромной площади и до значительной глубины салехардские отложения вместе с пластами льда были размыты (переотложены) в эпохи казанцевской и зырянско-каргинской трансгрессий Полярного моря (см. рис. 1). Во-вторых, недра салехардской равнины, расположенной в пределах водораздельной части полуострова с абсолютными отметками 75–90 м, практически не изучены из-за отсутствия на этой территории газоносных структур. Тем не менее обилие крупных термокарстовых озер и хасыреев на поверхности равнины указывает на наличие пластов льда в недрах равнины. В-третьих, крупные реки, например Юрибей, на отдельных участках пересекают блоки салехардской равнины, которые в береговых обрывах чередуются с блоками казанцевской или зырянско-каргинской равнины. Состав отложений разновозрастных равнин практически одинаковый, поэтому определить возраст отложений с

⁷ По мнению Н.В. Кинд [1974] и С. Emiliani [1970], в максимум похолодания (150 тыс. лет назад) средневековая T_v была ниже современной на 5–6 °С.

пластами льда, особенно в полевых условиях, практически невозможно. В береговых обрывах долины р. Юрибей обнаружено и изучено несколько обнажений пластовых льдов. Пласты льда залегают горизонтально, имеют четкую параллельную слоистость, гидрокарбонатный, кальциевый (натриевый) состав и незначительную (30–300 мг/л) минерализацию.

Казанцевская равнина

Казанцевская равнина расположена на огромной территории вдоль западного, северного и восточного побережий п-ова Ямал (см. рис. 1). Абсолютные отметки поверхности равнины 45–60 м. Осадки, слагающие равнину, накапливались во время трансгрессии и регрессии Полярного моря в казанцевскую эпоху позднего неоплейстоцена (127–71 тыс. лет назад; Q_{III}^1).

Палеоклимат. Палеоклимат казанцевской эпохи, которая выделяется на границе среднего и позднего неоплейстоцена, не был устойчивым. В этом временном интервале, как известно [Shackleton et al., 1990], на МИКК выделяется МИС 5, которой в Сибири, согласно геокриологической летописи, соответствуют два термохрона – казанцевский и ермаковский, и один криохрон – ермаковский (см. рис. 2, таблицу) [Фотиев, 2009].

Казанцевский термохрон (МИС 5e) был коротким (всего 13 тыс. лет), но “теплым”. После очень холодного тазовского криохрона потепление климата произошло скачкообразно. Температура воздуха резко (за 1–2 тыс. лет) повысилась на 11–13 °С. Она стала выше современной на 2–4 °С, но оставалась отрицательной. Климат отличался большой теплообеспеченностью и увлажнением не только по сравнению с современным, но и с климатом эпохи термического максимума голоцена⁸. Климат казанцевского термохрона буквально за 1–2 тыс. лет сменился суровым климатом ермаковского криохрона (МИС 5d) (см. рис. 2, таблицу). Резко понизилась T_b и на протяжении 10–11 тыс. лет была ниже современной на 8–12 °С. Холодный климат также скачкообразно сменился продолжительным ермаковским термохроном (МИС 5a, b, c), климатические условия которого не отличались постоянством. Эпохи потепления неоднократно сменялись эпохами похолодания. Тем не менее почти 25 тыс. лет T_b была выше современной на 1–3 °С, но оставалась отрицательной (см. рис. 2, таблицу).

Трансгрессия моря. Трансгрессия моря относится к началу казанцевской эпохи. Она была значительно меньше среднелейстоценовой, тем не менее большая часть полуострова до абсолютных отметок 50–60 м была затоплена морем, которое на значительной территории и на большую глуби-

ну размывало салехардские отложения [Баду, 2011]. В максимальную фазу морской трансгрессии полуостров представлял собой архипелаг, состоящий из островов, разделенных широкими проливами (см. рис. 1). Регрессия Полярного моря началась в конце казанцевской эпохи. Морские проливы, разделяющие острова, постепенно осушались. Когда море окончательно покинуло территорию Ямала, на полуострове сформировалась обширная морская равнина, над которой в наиболее возвышенной осевой части и на юге полуострова возвышались останцы более древней салехардской равнины (см. рис. 1). В начале зырянской эпохи, когда уровень моря понизился на 70–80 м [Гудина, 1976; Брызгалова, Биджиев, 1986; Павлидис, 1992; Павлидис и др., 1998], произошло глубокое эрозионное расчленение поверхности казанцевской равнины.

Морские отложения. Морские отложения накапливались в условиях неглубокого морского бассейна с многочисленными островами. Для трансгрессивной пачки отложений характерны грубые косослоистые пески с галечниками, вложенными в салехардскую равнину. “Выше обычно залегают песчано-супесчаные (реже суглинистые) отложения прибрежно-морских и морских фаций, перекрытых 10–15-метровой пачкой косослоистых песков регрессивной фазы развития морского бассейна” [Баду, 2011, с. 52]. С удалением от береговой линии содержание суглинков и глин в морских отложениях увеличивается. В конце казанцевской эпохи на суше оказалась толща морских засоленных переслаивающихся песков, супесей и суглинков с повышенным содержанием растительного детрита и намывного торфа.

Геокриологические условия. Холодный и очень холодный климат ермаковского криохрона, когда T_b опускалась до –25...–30 °С, обеспечивал быстрое и глубокое многолетнее промерзание пород и практически повсеместное формирование ПКЛ. На осушенных территориях молодой морской равнины формировалась низкотемпературная (–15...–25 °С), сплошная по распространению криогенная толща. В засоленных мерзлых породах обособлялись линзы песка с криопэгами. Некоторые из них сохранились до настоящего времени.

В термохроны при существенном повышении отрицательной T_n увеличивалась мощность СТС, зарождался термокарстовый процесс, формировались термокарстовые озера и талики под ними.

Пласты льда. Пласты льда в недрах казанцевской равнины наиболее детально изучены в центральной части п-ова Ямал в районе о. Нейто [Дубиков, Корейша, 1964; Баулин и др., 1967; Баулин, Дубиков, 1970; Корейша и др., 1982]. Вдоль берега озера на протяжении 2–3 км пласты льда обнажа-

⁸ В оптимальную фазу казанцевской эпохи (125 тыс. лет назад) T_b была выше современной на 2–3 °С [Emiliani, 1970].

ются через каждые 100–200 м. В глубь берега они прослежены на 100 м и более. Видимая толщина пластов льда 8–10 м, так как их подошва залегает ниже уреза воды в озере. Бурением установлено, что мощность пластов достигает 20 м и более. “Пласты состоят из горизонтальных слоев толщиной 0.5–1.5 м, разделенных тонкими (3–4 см) прослоями льда, обогащенного грунтом” [Баулин, Дубиков, 1970, с. 184]. Иногда слои льда содержат песок или агрегаты глин с острыми краями. Лед ультрапресный (25–130 мг/л), гидрокарбонатный кальциевый (натриевый).

“Кровля пластов льда лежит на высоте 7–8 м над уровнем воды в озере. Она залегает горизонтально, параллельно слоям крошащих ритмично-слоистых осадков” [Баулин, Дубиков, 1970, с. 184]. “Лежащие непосредственно на льду осадки содержат большое количество шпиров льда, образующих толстосетчатую структуру (объемная льдистость 50–60 %), причем толщина вертикальных шпиров льда (10–20 см) в 1.5–2 раза превышает толщину горизонтальных” [Дубиков, Корейша, 1964, с. 59].

Зырянско-каргинская морская равнина

Зырянско-каргинская равнина⁹ расположена вдоль западного, северного и восточного побережий полуострова Ямал. Абсолютные отметки поверхности 30–50 м. Осадки, слагающие равнину, накапливались во время трансгрессий Полярного моря в зырянскую и каргинскую эпохи позднего неоплейстоцена (71–37 тыс. лет назад; Q_{III}^{2-3}).

Палеоклимат. Вторая половина позднего неоплейстоцена отличалась общепланетарным устойчивым увеличением суровости климата с максимумом в сартанскую эпоху. В этом временном интервале, как известно, на МИКК выделяется три МИС [Shackleton et al., 1990], которым в Сибири, согласно геокриологической летописи, соответствует единый зырянско-сартанский криохрон [Фотиев, 2009]. Он характеризуется устойчивым, очень суровым климатом.

Резкое понижение T_v началось в начале зырянской эпохи (71–57 тыс. лет назад), когда T_v опустилась на 8–12 °С ниже современной. Климатические условия каргинской эпохи характеризуются несколькими фазами потепления и похолодания. В начале и особенно в конце каргинской эпохи климат был более холодным и влажным по сравнению с современным¹⁰. Только в оптимальную фазу (30–24 тыс. лет назад) климат был мягче современного [Кинд, 1974].

Трансгрессия моря. Трансгрессия моря началась в зырянскую и продолжалась в каргинскую

эпоху. Полярное море затопило прибрежную часть полуострова и по глубоко врезаным долинам рек проникало далеко в глубь полуострова. В экстремальную фазу ингрессионные бассейны западного и восточного побережий соединялись. Широкие морские проливы расчленили п-ов Ямал на отдельные острова. Морской бассейн был ледовит и холодноводен. Спад уровня начался 30 тыс. лет назад, и к концу каргинской эпохи его положение было близко к современному [Кинд, 1974; Брызгалова, Биджиев, 1986; Павлидис, 1992; Павлидис и др., 1998].

Морские отложения. На затопленных участках полуострова накапливались морские засоленные отложения. Они с размывом вложены в толщу казанцевских отложений. “Осадки представлены переслаиванием песков, супесей и суглинков, причем в северном направлении доля тонкодисперсных разностей в разрезе заметно увеличивается” [Баду, 2011, с. 53]. После полной регрессии моря на территории п-ова Ямал сформировались прибрежная морская и лагунно-морская равнины.

Геокриологические условия. В суровых субаэральных, устойчивых на протяжении многих десятков лет климатических условиях, когда T_v опускалась до –25...–30 °С, морские засоленные отложения активно промерзали: формировалась низкотемпературная (–15...–25 °С), сплошная по распространению криогенная толща. Практически повсеместно формировались ПКЛ. В ярусе мерзлых пород обособлялись линзы песка с криопэгми, часть из которых существует и сегодня. Минерализация и ионно-солевой состав криопэггов также свидетельствуют о низкой (–15...–17 °С) T_{II} в эпоху многолетнего промерзания морских отложений.

В периоды потепления климата при увеличении мощности СТС на локальных участках поверхности равнины зарождался термокарстовый процесс, формировались термокарстовые озера и подоцерные талики.

Пласты льда. Пласты льда в недрах зырянско-каргинской равнины наиболее детально изучены на площади Бованенковского газоконденсатного месторождения (БГКМ) в бассейнах рек Сеяха, Надуйяха и Нгурияха. Это район широкого распространения мощных, выдержанных по стратиграфию пластов льда. Они изучены как в береговых обнажениях, так и на междуречьях. Подробное описание пластов льда приведено в многочисленных статьях Ю.Б. Баду, В.В. Баулина, Ю.К. Васильчука, Г.И. Дубикова, М.М. Корейши, Л.Н. Крицук, М.О. Лейбман, С.Ю. Пармузина, И.Д. Стрелецкой, С.Е. Суходольского и др.

⁹ Некоторые исследователи выделяют этот геоморфологический уровень в качестве III морской террасы на западном побережье и как озерно-аллювиальную равнину на восточном побережье.

¹⁰ По мнению С. Emeliani [1970] и Н.В. Кинд [1974], в оптимальную фазу (57–53 тыс. лет назад) T_v была ниже современной на 3–5 °С.



Рис. 4. Зона раздробленных льдонасыщенных глин на кровле горизонтально-слоистого пласта льда в нижнем течении р. Сесяха (фото Г.И. Дубикова).

В береговых обнажениях видимая мощность пластов составляет 5–10 м, реже до 20 м, а видимая протяженность – 100–150 м [Дубиков, 1982]. Горизонтально залегающие пласты льда (рис. 4) состоят из параллельных слоев чистого льда, чередующихся с прослоями льда, загрязненного минеральными включениями (от песчаной мути до угловатых осколков плотной глины) размером 3–4 мм. “Лед слабо минерализован (0.02–0.06 г/л)¹¹, в ионном составе преобладают гидрокарбонаты, магний, кальций и натрий при повышенном содержании хлоридов близ контактов с вмещающей породой” [Крицук, 2010, с. 141]. Кровля пласта залегает горизонтально, а слои пласта параллельны слоям в пачке глин (см. рис. 4). “Глины, перекрывающие пласт льда в приконтактной зоне, характеризуются сетчатой криотекстурой с толщиной отдельных вертикальных шпиров до 10–20 см (толщина горизонтальных шпиров меньше). Объемная льдистость в зоне раздробленных

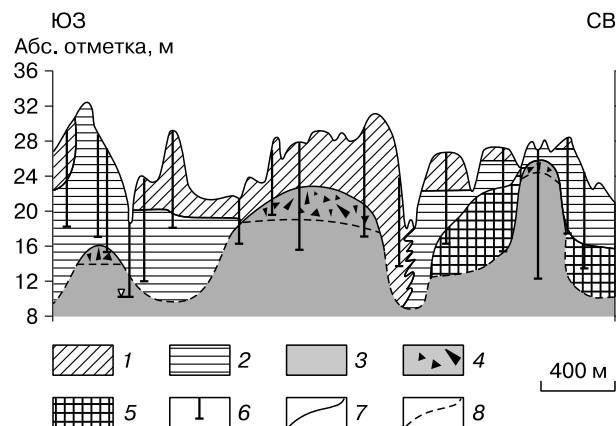


Рис. 5. “Зубчатая” кровля пласта льда в недрах останца равнины в долине р. Сесяха [Крицук, 2010, рис. 4.9].

1 – суглинок; 2 – глина; 3 – пласт льда; 4 – включения аргиллитоподобных осколков глины в лед; 5 – блоковая текстура глинистых пород; 6 – буровая скважина; 7 – литологическая граница; 8 – граница чистого льда (предполагаемая).

льдонасыщенных глин достигает 50–60 %” [Васильчук, 2010, с. 58]. Подобное криогенное строение пород характерно для первичных контактов пласта льда и мерзлых отложений [Дубиков, 1982]. На таких участках равнины пласты льда и вмещающие их отложения не затронуты переработкой (см. рис. 4).

На междуречьях в недрах останцов равнины электропрофилированием и бурением обнаружены пласты льда мощностью до 30–40 м [Крицук, 2010, с. 135]. Протяженность пластов достигает 1–3 км, а объем льда на отдельных участках – 4 млн м³ [Пармузин, Суходольский, 1982]. Кровля пластов льда имеет “зубчатый” вид (рис. 5). Глубина термоэрозионных врезов в пластах льда достигает 30 м. Наличие таких врезов свидетельствует о полной термоденудационной переработке горизонтально-слоистой пачки глин, некогда перекрывающей пласт льда. Так ли это, остается загадкой территории БГКМ, до сих пор еще не разгаданной геокриологами¹².

ВЫВОДЫ

В процессе решения проблемы об условиях формирования мощных пластов ультрапресного льда в толще засоленных морских отложений автор пришел к следующим выводам.

- Выявлены природные условия, определяющие возможность формирования больших по мощности и значительных по площади пластов ультрапресного льда в толще морских засоленных

¹¹ Минерализация льда увеличивается до 0.1–0.2 г/л и более, а химический состав обогащается ионами Cl⁻, Mg²⁺ и Na⁺ в зависимости от количества минеральных включений.

¹² Возможные причины образования глубоких эрозионных врезов в кровле пласта льда изложены в [Фотиев, 2012].

отложений: 1) чередующиеся во времени эпохи трансгрессий и регрессий Полярного моря, обеспечивавшие накопление горизонтально-слоистых песчано-глинистых отложений и формирование на осушенной территории обширных морских террас (равнин); 2) значительная площадь и горизонтальная поверхность равнины без растительности, обеспечивавшие одинаковую толщину снежного покрова и равномерное по скорости и глубине сезонное и многолетнее промерзание (охлаждение) пород с поверхности; 3) наличие на равнине больших глубоковрезанных, не промерзающих до дна термокарстовых озер с ультрапресными гидрокарбонатными, кальциевыми (натриевыми) водами; 4) достаточно суровые, но неустойчивые во времени климатические условия, обуславливающие чередование криохронов и термохронов.

- Выявлены конкретные условия, определяющие возможность проникновения озерной воды, формирующей пласт льда, в мерзлые отложения морских равнин: 1) наличие на равнине озера – основного источника “материнской” воды, формирующей пласт льда; 2) формирование мощного сезонного ледяного покрова, обуславливающее образование в озерной котловине замкнутой системы с огромным криогенным напором; 3) наличие в бортах озерной котловины зоны контакта литологически разных пачек песка и глин (эта граница разделяет трансгрессивный и регрессивный этапы накопления морских осадков); 4) нахождение зоны контакта внутри промерзающей акватории озера и подозерного талика.

- Доказано, что озерная вода, “питающая” пласт льда, проникала к нему открытым потоком, не фильтруясь через слои песка. Поток воды по кровле пачки мерзлого песка проникал в толщу пород и растекался вдоль подошвы пласта льда ровным слоем, легко перемещая по кровле криогенного водоупора гальку, песок, крупные агрегаты глины и водоросли. Однако такое движение потока воды возможно только по щели между кровлей криогенного водоупора (кровля пачки мерзлых песков) и подошвой пласта льда. Такая щель возникала ежегодно при равномерном поднятии вверх пласта льда и пачки глин в результате площадного пучения огромной территории, происходящего при промерзании очередного слоя воды.

- Установлено, что внешнее сходство ПИПЛ, сформировавшихся в разные эпохи среднего и позднего неоплейстоцена, не случайно. Оно свидетельствует о том, что выявленные автором природные условия, обеспечивающие возможность формирования ультрапресных ПИПЛ в засоленных морских отложениях, закономерно и последовательно повторялись, обеспечивая единство механизма формирования пластов льда на всех стадиях развития разновозрастных морских равнин.

Литература

- Бадю Ю.Б.** Геологическое строение криогенной толщи севера Западной Сибири // Инж. геология, 2011, № 1, с. 40–56.
- Бадю Ю.Б., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К.** Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 13–24.
- Балобаев В.Т.** Глобальные изменения климата Земли и мерзлота // Наука и образование. Якутск, 1997, № 2, с. 82–90.
- Баулин В.В.** Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности / В.В. Баулин, Е.Б. Белоухова, Г.И. Дубиков, Л.М. Шмелев. М., Наука, 1967, 214 с.
- Баулин В.В.** Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР / В.В. Баулин. М., Наука, 1985, 176 с.
- Баулин В.В., Дубиков Г.И.** Пластовые залежи подземного льда // Тр. ПНИИИС. М., 1970, т. II, с. 175–193.
- Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н.** Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет (по данным палинологического исследования осадков озера Байкал) // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 5, с. 739–749.
- Брызгалова М.М., Биджиев Р.А.** История морских бассейнов севера Западной Сибири в плейстоцене // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1986, № 1, с. 81–93.
- Васильчук Ю.К.** Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ (Центральный Ямал) // Инж. геология, 2010, № 3, с. 50–67.
- Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Суллина А.Н., Чижова Ю.Н.** Голоценовые многоярусные пластовые льды в устье реки Сабеттаяха, полуостров Ямал // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 4, с. 39–53.
- Вялов С.С., Фогиев С.М., Герасимов А.С., Золотарь А.И.** Изменение границ геотемпературных зон в Западной Сибири при глобальных потеплениях климата // Гидротехн. стр-во, 1997, № 11, с. 9–13.
- Гудина В.И.** Форамениферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР / В.И. Гудина. Новосибирск, Наука, 1976, 125 с.
- Дубиков Г.И.** Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 24–42.
- Дубиков Г.И.** Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири / Г.И. Дубиков. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
- Дубиков Г.И., Корейша М.М.** Ископаемые – инъекционные льды на полуострове Ямал // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1964, № 5, с. 58–65.
- Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др.** Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 1–2, с. 48–63.
- Карта** геокриологического районирования Западно-Сибирской равнины по верхнему горизонту мерзлой толщи. М-б 1:1 500 000 / Гл. ред. В.В. Баулин. М., Госстрой СССР, ПНИИИС, 1982.
- Кинд Н.В.** Геохронология позднего антропогена по изотопным данным / Н.В. Кинд. М., Наука, 1974, 216 с.
- Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С.** Пластовые комплексы подземных льдов в районе озера Нейто (п-ов Ямал) // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 42–51.

- Крицук Л.Н.** Подземные льды Западной Сибири / Л.Н. Крицук. М., Науч. мир, 2010, 352 с.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др.** Ритмы позднего кайнозоя и климатические вариации Азии по данным глубоководного бурения дна озера Байкал // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, фил. "Гео", 2001, с. 146–159.
- Лазуков Г.И.** Антропоген северной половины Западной Сибири. Ч. II. Палеогеография / Г.И. Лазуков. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972, 127 с.
- Павлидис О.А.** Шельф Мирового океана в позднечетвертичное время / О.А. Павлидис. М., Наука, 1992, 272 с.
- Павлидис О.А.** Арктический шельф: Позднечетвертичная история как основа прогноза и развития / О.А. Павлидис, А.С. Ионин, Н.А. Щербаков и др. М., ГЕОС, 1998, 187 с.
- Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е.** Пластовые льды среднего Ямала и их роль в формировании рельефа // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1982, с. 51–61.
- Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О.** Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 15–24.
- Фотиев С.М.** Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 1, с. 63–75.
- Фотиев С.М.** Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты) / С.М. Фотиев. Новосибирск, Акад. изд-во "Гео", 2009, 280 с.
- Фотиев С.М.** Химический состав и генезис воды, сформированной повторно-инъекционные пластовые льды на площади Бованенковского месторождения // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 3, с. 3–28.
- Фотиев С.М.** Залежи пластового льда в районе полярной станции Марре-Сале (западное побережье полуострова Ямал) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 2, с. 34–46.
- Фотиев С.М.** Генезис и механизм формирования пластов повторно-инъекционного льда // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 30–40.
- Emiliani C.** Pleistocene temperatures // Science, 1970, vol. 168, No. 3933, p. 822–825.
- Prokopenko A.A., Karabanov E.V., Williams D.F. et al.** Biogenic silica record of the lake Baikal response to the climatic forcing during the Brunhes // Quatern. Res., 2001, vol. 55, p. 123–132.
- Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R.** An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODR site 677 // Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sciences, 1990, vol. 81, p. 251–261.

*Поступила в редакцию
24 ноября 2015 г.*