

ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.328.2 + 551.491

**ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ВОДЫ,  
СФОРМИРОВАВШЕЙ ПОВТОРНО-ИНЪЕКЦИОННЫЕ ПЛАСТОВЫЕ ЛЬДЫ  
НА ПЛОЩАДИ БОВАНЕНКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

**С.М. Фотиев**

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

Последовательно рассмотрены условия формирования криогидрохимического строения отложений морских равнин, включающих повторно-инъекционные пластовые льды, ионно-солевой состав и минерализация пластовых льдов в слоях одного пласта, зависимость ионно-солевого состава пластовых льдов от степени их минерализации, а также химический состав и доля участия разных категорий природных вод в формировании пластовых льдов и причины изменения их первичного химического состава. Показано, что озера – единственный источник, способный в суровых климатических и геокриологических условиях Ямала обеспечить регулярное поступление в толщу мерзлых морских отложений огромных объемов пресной воды. Доказано гидрохимическое сходство повторно-инъекционных пластовых льдов и озерной воды по химическому составу и минерализации.

*Повторно-инъекционные пластовые льды, химический состав льда и природных вод, криогидрохимическое строение толщи морских отложений*

**CHEMICAL COMPOSITION AND GENESIS OF WATER  
THAT FORMED THE REPEATEDLY INJECTED MASSIVE ICE BEDS ON THE AREA  
OF THE BOVANENKOVO DEPOSIT**

**S.M. Fotiev**

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

The conditions of forming of the cryohydrochemical structure of the deposits of marine plains, including the repeatedly injected massive ice beds, the ion-saline composition and the mineralization of the massive ice beds in the layers of one stratum, the dependence of the ion-saline composition of the massive ice beds upon the degree of their mineralization, the chemical composition and the share of various kinds of natural waters in the formation of massive ice beds, and the reasons of change of their initial chemical composition have been examined sequentially. It has been demonstrated that in the severe climatic and geocryological conditions of Yamal the lakes were the exclusive sources which could provide the regular entry of the enormous volumes of ultra-fresh water into the stratum of frozen marine deposits. The hydrochemical similarities of the chemical composition and the mineralization of the repeatedly injected massive ice beds and lake water have been proved.

*Repeatedly injected massive ice beds, chemical composition of ice and natural waters, cryohydrochemical structure of the stratum of marine deposits*

**ВВЕДЕНИЕ**

Вопрос о генезисе воды, участвующей в формировании пластов льда, стоит на повестке дня почти 50 лет. Однако до настоящего времени однозначного ответа на него не найдено. Уникальность и загадочность условий формирования химического состава пластового льда заключается в следующем. Пачки морских глин, перекрывающие пласты льда, и пачки песков, подстилающие пласты льда, засолены и имеют явно морское происхождение, тогда как ультрапресный (10–140 мг/л)

лед в мощных (до 40–50 м) пластах, согласно залегающих на горизонтальной кровле пачки песков, имеет гидрокарбонатный состав и явно континентальное происхождение.

Отложения, возраст и криогидрохимическое строение III морской террасы п-ова Ямал пока изучены недостаточно. Для определения химического состава и генезиса воды, сформировавшей повторно-инъекционные пластовые льды, была выбрана площадь Бованенковского газоконден-

сатного месторождения (БМ), так как только здесь они исследованы наиболее детально (см. рисунок на обложке).

Крупные залежи подземного льда на полуостровах Ямал и Гыданский, залегающие либо в виде горизонтальных слоистых пластов, либо в виде крупных лакколлитов, были обнаружены в 1960–1963 гг. Основное внимание исследователей тогда обращалось на генезис пластов льда (инъекционный или сегрегационный), на строение и морфологию самого ледяного тела и на взаимоотношение залежей льда с вмещающими морскими отложениями [Дубиков, Корейша, 1964; Баулин, 1967; Баулин, Дубиков, 1970].

В настоящее время существует много гипотез, объясняющих генезис воды, сформировавшей пластовые льды. Первая гипотеза, предложенная Г.И. Дубиковым и М.М. Корейшей еще в 1964 г., оказалась наиболее “живучей”. Согласно этой гипотезе, пластовые льды сформировались в толще промерзающих морских отложений за счет воды в пачке песка, подстилающей пласт льда. Отмечая большую неоднородность<sup>1</sup> химического состава льда в разных пластах, Г.И. Дубиков и М.М. Корейша писали: “Подобные различия в химическом составе льдов могут указывать на накопление вмещающих их казанцевских песчано-глинистых отложений... в условиях опресненного мелководья” [1964, с. 63]. В 1970 г. В.В. Баулин и Г.И. Дубиков указывали на это более конкретно: “При промерзании глинистых отложений, подстилаемых на глубине 10–30 м водоносными песками, на первом этапе формировалась слоистая часть залежи за счет миграции воды. Дальнейшее промерзание водоносного горизонта и увеличение давления в водоносном пласте... привело к внедрению воды и образованию штока массивного льда” [1970, с. 189]. В 1982 г. Г.И. Дубиков после детального изучения химического состава льда в отдельных слоях пласта, а также поровых растворов и текстур образующих льдов в пачке суглинков, залегающих выше пласта льда, пришел к выводу, что “пластовые льды... должны рассматриваться как элемент диагенетического преобразования водоносных морских осадков в процессе их криогенной дифференциации на минеральные агрегаты, текстур образующий и пластовый лед” [1982, с. 41].

Такого же мнения о генезисе воды, сформировавшей пласт льда, придерживались В.В. Баулин, М.М. Корейша, Л.Н. Крицук и В.Т. Трофимов. Они писали: “Тесная гидрогеохимическая взаимо-

связь поровых вод с подземным льдом свидетельствует также об их парагенезе и указывает на образование текстур образующих и пластовых льдов за счет воды, содержащейся в промерзавших осадках. Подземный лед в таком случае должен рассматриваться как элемент диагенетического преобразования водонасыщенных морских осадков в процессе их криогенной дифференциации на минеральные агрегаты, текстур образующий, цементационный и пластовый льды” [Баулин и др., 1989, с. 108].

По мнению М.М. Корейши, А.Н. Хименкова и Г.С. Брыксиной, химический состав текстур образующих и пластовых льдов – результат диагенетического преобразования морской воды. Они отметили: “Преобладание бикарбонатного иона в составе воды из льда пластовых залежей не является свидетельством континентального происхождения этих масс воды, а скорее – диагенетического преобразования исходных морских вод, первичный качественный состав которых изменен еще не полностью” [Корейша и др., 1983, с. 84].

Даже И.Д. Стрелецкая и М.О. Лейбман, “развивающие гидрохимический подход к исследованию пластовых льдов”, после детального изучения химического состава текстур образующих и пластовых льдов, поровых растворов и криопэггов на площади БМ пришли к выводу, что “скорее всего, источником воды для образования пластового льда служили водонасыщенные пески, подстилавшие морские глины” [2002, с. 21]<sup>2</sup>. И далее: “Процесс формирования льда авторам представляется следующим образом. После того, как граница раздела фаз миновала перекрывающую глину (имеется в виду пачка глин, перекрывающая пачку песков. – С.Ф.), началось промерзание водоносного песка сверху и начал формироваться пластовый лед” [Там же, с. 21].

Некоторые исследователи и сейчас продолжают утверждать, что “пластовые залежи преимущественно относятся к внутригрунтовым ледяным образованиям, сформировавшимся сингенетически в процессе сегрегационного, сегрегационно-инфильтрационного или сегрегационно-конжеляционного льдообразования при промерзании водонасыщенных разуплотненных толщ” [Васильчук, 2010, с. 66]. К такому выводу Ю.К. Васильчук пришел, детально изучив пластовые ледяные залежи на территории БМ. Важно отметить, что этот вывод сделан после того, как А.К. Васильчук, изучая палиноспектры в пласте льда и ядре крупного гид-

<sup>1</sup> В долине р. Юрибей (Южный Ямал) в формировании ледяных пластов, линз и гидролакколлитов участвовали пресные гидрокарбонатно-аммониевые подземные воды, а на широте озера Нейто (Северный Ямал) состав льдов чаще всего хлоридно-натриевый, близкий к морской воде [Дубиков, Корейша, 1964].

<sup>2</sup> Однако в этой же статье в пачке песков, подстилающих пласт льда, авторы подробно описывают многочисленные линзы криопэггов с минерализацией 20–80 г/л [Стрелецкая, Лейбман, 2002].

ролакколита, сделала заключение, что они имеют типичный тундровый характер, что указывает на континентальное происхождение воды, участвующей в формировании пласта льда и гидролакколита [Васильчук, 2010].

Возможность субмаринного формирования пластов ультрапресного льда рассмотрена в работах И.Д. Данилова, В.В. Баулина, С.Н. Булдовича и Н.А. Шполянской. Возможность промерзания снизу формирующихся во время трансгрессий морских осадков была установлена в ходе численного моделирования динамики многолетнемерзлых пород шельфа и палеошельфа в четвертичное время [Данилов и др., 1999]. Промерзание морских глин снизу в субмаринной среде происходило «за счет запасов “холода”, накопленного породами в предшествующие регрессивные этапы развития» [Булдович, 2001, с. 185]. И далее: “Механизм субмаринного криогенеза может приводить к формированию в разрезе новообразованных мерзлых пород на дне моря мощных пластов льда” [Там же]. В.В. Баулин, так же как и Ю.Б. Баду, допускал возможность формирования на дне моря в разрезе промерзающих снизу мерзлых пород и “мощных пластов льда”. Н.А. Шполянская прорабатывала эту гипотезу на протяжении ряда лет. Она пыталась доказать субмаринный генезис “крупных залежей подземного льда мощностью несколько метров, простирающихся на сотни метров, известных в литературе как пластовые льды” [Шполянская, 1989, с. 72]. И далее: “Промерзание донных отложений на большей части Арктического шельфа вполне возможно. Более того, оно наиболее вероятно на относительно больших глубинах – 50–100 м при современных температуре и солености морской воды. Из этого следует, что пластовые льды действительно могли формироваться в субмаринных условиях в результате промерзания донного осадка по мере его накопления” [Там же, с. 77]. Эту гипотезу она рассматривает и в других статьях [Шполянская и др., 2006].

Л.Н. Крицук уверена в том, что ей удалось предложить “новую<sup>3</sup> оригинальную” гипотезу формирования мощных залежеобразующих подземных льдов Ямала и Гыдана: “Эта гипотеза предполагает, что залежи подземных льдов образовались в результате циклического промораживания подземных вод (разных горизонтов и комплексов) в суровых климатических условиях (криохронах)

при активных проявлениях неотектонических движений земной коры” [2010, с. 251]. И далее: “Основная роль в формировании древних мощных подземных льдов принадлежала высоконапорным подземным водам сеноманского водоносного горизонта, а ведущим механизмом льдообразования была многократная инъекция (интрузия) подземной воды в промерзающие или мерзлые породы” [Там же, с. 260]. В монографии [Крицук, 2010] приведено много ссылок и рисунков, указывающих на роль подземных вод в формировании пластов льдов и мощных гидролакколитов, но нет ни одного химического анализа воды, подтверждающего наличие пресных гидрокарбонатных вод, залегающих в недрах Прикарского бассейна. Таких анализов не может быть, так как пресные воды в недрах Прикарского бассейна отсутствуют [Фотиев, 1978, 2009; Павлова, 1991; Кондаков и др., 2001]. Это основной аргумент против предложенной гипотезы.

Некоторые исследователи, например, Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский [1976], В.И. Соломатин и его коллеги [1993, 1997], считают пластовые льды на площади БМ “реликтами последнего позднеплейстоценового оледенения”.

Приведенные гипотезы с полной очевидностью свидетельствуют об отсутствии единого мнения о генезисе воды, сформировавшей мощные пласты ультрапресного льда в толще морских засоленных отложений. Тем не менее большинство исследователей до настоящего времени считают, что пластовые льды сформировались из морской воды в процессе многолетнего субаэрального или субмаринного промерзания морских отложений. По мнению автора [Фотиев, 2003, 2011], источник “материнской” воды, “питающий” ультрапресные повторно-инъекционные пластовые льды (ПИПЛ), находился на суше, а пласт льда формировался не в процессе многолетнего промерзания морских отложений, а значительно позднее – после полного промерзания и пачки глин, и пачки песка.

Автор проанализировал результаты химических анализов проб льда, которые были отобраны в разные годы Ю.Б. Баду, В.В. Баулиным, Ю.К. Васильчуком, Г.И. Дубиковым, М.М. Корейшей, Л.Н. Крицук, М.О. Лейбман, И.Д. Стрелецкой, Н.А. Шполянской и другими исследователями. Несмотря на обилие проб льда, отобранных в течение почти 50 лет, обобщение результатов хими-

<sup>3</sup> Эта мысль не нова, так как подобную гипотезу предлагали еще в 1982 г. Ю.Б. Баду и его коллеги. Они писали: “В течение средне- и верхнечетвертичного времени, характерного активным промерзанием пород и периодической неотектонической деятельностью, могли возникать ситуации нарушения сплошности водоносных горизонтов, выброса и подачи воды (имеются в виду подземные воды Прикарского бассейна. – С.Ф.) в вышележащие слои, уже промерзавшие сверху” [Баду и др., 1982, с. 19]. И далее: “Достигнув местного водоупора, часть воды заполняет трещины, замерзая и образуя сетчатую криогенную текстуру, а другая замерзает в виде подстилающего пласта, уплотняя книзу водоносный песчаный горизонт” [Там же, с. 21].

ческих анализов оказалось достаточно сложным. Результаты анализов льда представлены в разных формах, а пробы льда анализировались по разным методическим пособиям. Поэтому все химические анализы воды и льда, использованные в статье, автору пришлось пересчитать в общепринятую ионно-солевую форму.

Накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет охарактеризовать, в первом приближении, конечно, достаточно разнородный химический состав как подземных льдов различных генетических типов в толще морских отложений III террасы, так и природных вод, участвующих в их формировании. Основная задача – найти ответ на вопрос: из каких источников на суше в толщу мерзлых засоленных морских отложений регулярно и, видимо, продолжительное время поступали большие объемы ультрапресной воды гидрокарбонатно-кальциевого (натриевого) состава, участвующей в формировании повторно-инъекционных пластовых льдов?

#### **I. Условия формирования криогидрохимического строения отложений морских равнин, включающих пласт льда**

Изучение условий распространения ПИПЛ на полуострове Ямал показало, что мощные, очень похожие внешне, практически горизонтально залегающие слоистые пласты льда формировались и существуют в отложениях салехардской, казанцевской и каргинской<sup>4</sup> морских равнин. Следовательно, и в среднем, и в позднем плейстоцене имели место эпохи, на протяжении которых конкретные сочетания различных природных факторов и условий были схожими, а главное – благоприятными для формирования однотипных огромных пластов ультрапресного льда гидрокарбонатного состава в мерзлых засоленных морских отложениях. Внешнее сходство, слоистость строения, горизонтальность залегания отдельных слоев пласта, его подошвы и кровли, идентичность ионно-солевого состава льда, а также одинаковое криогидрохимическое строение разновозрастных засоленных морских отложений, включающих пласты льда, свидетельствуют об однородности механизма их образования [Фотиев, 2011]. В настоящей статье основное внимание обращено на условия формирования криогидрохимического строения морских отложений III морской террасы на площади БМ.

Отложения III морской террасы, представленные пачкой песков и пачкой глин, начали ох-

лаждаться и частично промерзать на мелководье еще в субмаринных условиях по мере отступления береговой линии во время регрессии моря. Охлаждение и промерзание морских отложений после регрессии моря проходило в субаэральных условиях. Суровые, устойчивые во времени климатические условия обеспечивали быстрое и, что особенно важно, непрерывное промерзание пород [Фотиев, 2009].

В процессе эпигенетического промерзания пачки глин, насыщенной морскими седиментационными водами, формировались текстурообразующие льды и консервировались поровые растворы. В пачке мерзлых засоленных песков консервировались поровые растворы и обособлялись водоносные линзы с криопэггами. На протяжении позднего плейстоцена природная обстановка на Ямале неоднократно и существенно изменялась, так как эпохи глубокого эрозионного расчленения рельефа сменялись эпохами осадконакопления в субаэральных или субмаринных условиях, но геотермические условия неизменно оставались крайне суровыми и не допускали протаивания сверху многолетнемерзлых пород.

В настоящее время на огромной территории БМ глинистые отложения III морской террасы в значительной степени “уничтожены”. Останцы III морской террасы занимают не более 35 %, тогда как более 50 % территории занимает единая пойма рек Мордыяха, Сеяха, Надуйяха и Нгурияха [Инженерно-геологический мониторинг..., 1996]. Большая часть изученных останцов существенно переработана термоэрозией. В нижней части останцов залегают пластовые льды, кровля которых расчленена глубокими термоэрозионными ложбинами (ТЭЛ)<sup>5</sup>. На изрезанной кровле льда повсеместно залегают морские засоленные глины. Они выполняют все ТЭЛ и слагают верхнюю часть останцов [Крицук, 2010]. Обнажения, одновременно вскрывающие пачку глин с поровыми растворами и текстурообразующими льдами и пласт льда, залегающие *in situ* на площади БМ, – редкость. Они обнаружены в нижнем течении р. Сеяха [Пармузин, Суходольский, 1982; Дубиков, 2002], но до настоящего времени не изучены. Именно поэтому химический состав поровых растворов и текстурообразующих льдов в глинах III морской террасы практически не исследован. Чтобы как-то восполнить этот пробел, автор воспользовался результатами изучения химического состава поровых растворов, текстурообразующих и пластовых льдов в

<sup>4</sup> Каргинскую равнину чаще называют III морской террасой. Возраст отложений  $30 \pm 10$  тыс. лет [Соломатин и др., 1993], а по данным Ю.К. Васильчука [2010],  $28,9 \pm 1,0$  тыс. лет.

<sup>5</sup> Глубокое расчленение кровли пластов льда – характерная особенность площади БМ. Она давно отмечена всеми исследователями и хорошо видна на всех геокриологических профилях [Пармузин, Суходольский, 1982; и др.].



Таблица 1. Криогидрогеохимическое строение толщи морских отложений, включающих пласт льда, в обнажении на берегу оз. Нейто (рассчитано С.М. Фотиевым по данным Г.И. Дубикова [1982])

№ п/п	Глубина от поверхности, м	Расстояние от кровли пласта вверх, м	Расстояние от кровли пласта вниз, м	Минерализация, мг/л	Ионный состав, %-экв.						Солевой состав, %			
					Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Морские соли	Бикарбонаты	Сульфаты	Хлориды
<i>И. Поровые растворы</i>														
1	3,0	22,5	–	5597,0	18	25	57	11	20	69	76,2	10,9	12,9	–
2	6,0	19,5	–	6078,0	20	23	57	8	6	86	64,5	6,8	–	27,7
3	12,0	13,5	–	9222,0	19	17	64	7	6	87	64,4	7,8	–	28,8
4	15,0	10,5	–	6155,0	19	16	65	10	5	85	53,6	9,9	–	36,5
5	18,0	7,5	–	4810,0	17	11	72	24	15	61	67,5	23,8	13,6	–
<i>II. Текстурирующий лед в пачке суглинков, залегающей выше пласта льда</i>														
6	12,0	13,5	–	158,0	10	17	73	35	10	55	60,8	34,8	4,4	–
7	17,0	8,5	–	54,0	2	35	63	54	39	7	7,8	53,9	38,3	–
8	19,0	6,5	–	36,0	6	18	76	51	24	25	27,7	50,9	21,4	–
9	23,0	20,0	–	25,0	16	34	50	50	16	34	37,6	49,9	12,5	–
10	24,0	1,5	–	26,0	13	19	68	50	20	30	33,2	49,9	16,9	–
<i>III. Пласт льда (кровля пласта залегает на глубине 25,5 м от поверхности)</i>														
11	26,0	–	0,5	32,0	8	24	68	32	31	37	40,9	31,9	27,2	–
12	27,5	–	2,0	31,0	11	18	71	44	23	33	36,5	43,9	19,6	–
13	30,0	–	4,5	30,0	12	20	68	42	20	38	42,0	41,9	16,1	–
14	34,0	–	7,5	28,0	20	30	50	44	28	28	31,0	43,9	25,1	–
15	36,5	–	8,5	27,0	2	2	96	50	36	14	15,5	49,9	34,6	–
<i>IV. Текстурирующий лед в пачке песка, подстилающей пласт льда</i>														
16	40,0	–	–	1,123	4	4	92	56	15	29	32,1	55,9	12,0	–

Примечание. Содержание иона NH<sub>4</sub><sup>+</sup> в пробах льда изменяется от 0,1 до 0,5 мг/л, а иона Fe<sup>2+</sup> – от 0,2 до 12,5 мг/л.

обнажениях морских отложений казанцевского возраста на берегах оз. Нейто<sup>6</sup>. Детальное изучение этого уникального обнажения было выполнено Г.И. Дубиковым [1982] и М.М. Корейшей с коллегами [1982, 1983]. Уникальность этого обнажения состоит в том, что в береговых обрывах оз. Нейто до настоящего времени сохранился *in situ* полный разрез морских отложений казанцевской равнины. В этом обнажении пачка мерзлых морских засоленных глин, содержащих реликтовые поровые растворы и текстурирующие льды, залегают на горизонтально-слоистом пласте ультрапресного льда, который подстилается пачкой мерзлых морских засоленных песков. Химический состав и минерализация поровых растворов и текстурирующих льдов в пачках глин и песков, а также в различных слоях пласта льда в этом обнажении были изучены Г.И. Дубиковым [1982] (табл. 1). Позднее, опираясь на результаты исследований Г.И. Дубикова [1982] и М.М. Корейши [Корейша и др., 1982, 1983], автор рассмотрел условия и результаты воздействия инъекцион-

ного потока пресных гидрокарбонатных озерных вод на химический состав и минерализацию поровых растворов и текстурирующих льдов в пачке глин [Фотиев, 2003, 2011].

В толще мерзлых отложений казанцевского возраста представлены льды гидрокарбонатного, хлоридного и сульфатного классов и поровые растворы хлоридного класса, минерализация которых изменяется от 30 до 9200 мг/л (см. табл. 1). Весьма существенно меняется и их солевой состав: морские соли – от 7,8 до 76,2 %, бикарбонаты – от 6,8 до 55,9 %, сульфаты – от 0 до 38,3 %, а хлориды обнаружены только в трех пробах поровых растворов.

**Поровые растворы** – типичные седиментационные воды. Их “материнский” (первичный) морской ионно-солевой состав и минерализация существовали только до начала промерзания глин. При промерзании пачки глин минерализация поровых растворов увеличивалась, а состав их изменялся в зависимости от температуры промерзающих глин [Фотиев, 1996]. Пробы поровых раство-

<sup>6</sup> По мнению автора, механизмы формирования и преобразования химического состава и минерализации поровых растворов и подземных льдов на всех морских равнинах Ямала в общих чертах были одинаковыми.

ров, отобранные на разной глубине от поверхности, наглядно иллюстрируют единство хлоридного натриевого состава и существенную неоднородность их минерализации (см. табл. 1<sub>1-5</sub>). Минерализация поровых растворов увеличивается от 5597,0 мг/л (на глубине 3 м) до 9222,0 мг/л (на глубине 12 м)<sup>7</sup>, где она достигает максимальных значений. Хлоридный натриевый состав поровых растворов на глубине 12 м с достаточно высокой (9222,0 мг/л) минерализацией<sup>8</sup> и большим (28,8 %) содержанием хлоридов, видимо, типичен для криометаморфизированных морских вод в период их промерзания. Однако значительное (7,8 %) содержание бикарбонатов (см. табл. 1<sub>3</sub>), совсем не характерное для состава криометаморфизированных морских вод, явно свидетельствует о достаточно активном участии атмосферных вод в формировании ионно-солевого состава поровых растворов, по крайней мере до подошвы деятельного слоя. Минерализация поровых растворов на глубине 15 м от поверхности (т. е. 10,5 м выше кровли пласта льда) уменьшается до 6155,0 мг/л, а содержание бикарбонатов увеличивается почти до 10 %. В 7,5 м от кровли пласта льда минерализация поровых растворов сокращается до 4810,0 мг/л, изменяется их состав, так как содержание бикарбонатов увеличивается до 23,8 %. Состав поровых растворов становится гидрокарбонатно-хлоридным (см. табл. 1<sub>5</sub>). Состав и минерализация поровых растворов изменились в результате внедрения в нижние слои пачки мерзлых глин напорных ультрапресных вод из озера<sup>9</sup>. По вертикальным шлямбурам льда гидрокарбонатные воды под напором проникали в мерзлые глины на высоту до 15 м от подошвы пачки. Они увеличивали толщину шлямбуров льда и существенно изменяли ионно-солевой состав и минерализацию поровых растворов [Корейша и др., 1982, 1983; Фотиев, 2003]. Это подтверждается увеличением доли бикарбонатных солей вблизи кровли пласта льда до 23,8 % (см. табл. 1<sub>5</sub>).

**Текстурирующие льды**, так же как и поровые растворы, первоначально формировались из типичных морских вод. При субэаральном промерзании пачки глин первичный хлоридный натриевый состав и минерализация морской воды существенно изменились. Влияние пресных гидрокарбонатных вод на ионно-солевой состав льдов становится заметным уже на глубине 12 м от поверхности (т. е. 13,5 м выше кровли пласта). Минерализация льда на этой глубине еще достигает

158 мг/л (иногда до 400–500 мг/л)<sup>10</sup>, а хлоридный состав льда уже сменился на гидрокарбонатно-хлоридный, так как содержание бикарбонатов в солевом составе льда увеличилось до 34,8 %.

В пачке глин по мере приближения к кровле пласта льда прослеживается направленное снижение минерализации текстурообразующих льдов, тогда как их гидрокарбонатно-натриевый (кальциевый) состав практически не меняется (см. табл. 1<sub>7-10</sub>). На высоте 1,5 м от кровли пласта минерализация текстурообразующего льда всего 26 мг/л, она меньше минерализации льда в слоях пласта (см. табл. 1<sub>11-15</sub>). Во-первых, это указывает на существенное преобразование химического состава и минерализации текстурообразующих льдов пресными гидрокарбонатными водами, а во-вторых, неопровержимо доказывает сам факт проникновения напорных пресных вод в пачку мерзлых засоленных глин.

**Пласт льда** имеет мощность до 20 м. Кровля пласта льда залегает субгоризонтально на глубине 25,5 м от поверхности, а подошва пласта залегает ниже уровня озера. Пласт состоит из отдельных практически горизонтальных слоев льда, отличающихся по цвету, по количеству минеральных включений и по содержанию пузырьков газа (см. табл. 1<sub>11-15</sub>). Характерные гидрохимические особенности верхней 10-метровой пачки льда таковы: 1) льды ультрапресные, их минерализация (27–32 мг/л) практически не изменяется с глубиной; 2) состав воды гидрокарбонатный (32–50 %-экв.) при значительном содержании ионов  $\text{SO}_4^{2-}$  (от 20 до 36 %-экв.) и  $\text{Cl}^-$  (от 14 до 38 %-экв.). В солевом составе преобладают бикарбонаты (32–50 %) при значительном содержании морских солей (15–42 %) и сульфатов (16,1–34,6 %). Постоянство минерализации и состава льда при формировании изученной верхней 10-метровой пачки льда свидетельствует об устойчивом, неизменном во времени источнике питания, обладающем значительными запасами ультрапресной воды. Таким источником “водоснабжения” могло быть само озеро Нейто.

Криогидрохимическое строение толщи морских отложений, включающей пласт ПИПЛ, залегающих *in situ*, детально изученное на берегах оз. Нейто (см. табл. 1), может служить эталоном для всех морских равнин Ямала, так как, несмотря на различие возраста, условия накопления толщи морских засоленных отложений и механизм формирования пласта льда были одинаковыми.

<sup>7</sup> Видимо, на этой глубине залегала подошва зоны сезонных изменений температуры пород.

<sup>8</sup> В отдельных районах Ямала в аналогичных по составу и возрасту глинах минерализация поровых растворов достигала 25 000 мг/л [Баулин, 1967].

<sup>9</sup> Механизм и возможность внедрения озерных вод в толщу мерзлых морских отложений по кровле пачки мерзлых песков рассмотрены автором ранее [Фотиев, 2003, 2011].

<sup>10</sup> Незначительная минерализация текстурообразующих льдов и поровых растворов, а также фауна моллюсков свидетельствуют о формировании глин в опресненном морском бассейне [Дубиков, 1982].

Таблица 2. Криогидрогеохимическое строение толщи морских отложений, включающих пласт льда, в обнажении III морской террасы на правом берегу р. Надуйяха (рассчитано С.М. Фотиевым по данным И.Д. Стрелецкой и М.О. Лейбман [2002])

№ п/п	Характеристика пробы	Расстояние от кровли пласта вверх, м	Минерализация, мг/л	Ионный состав, %-экв.						Солевой состав, %			
				Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Морские соли	Бикарбонаты	Сульфаты	Хлориды
<i>I. Глины, перекрывающие пласт льда</i>													
1	Поровый раствор	2,0	40 792	3,6	1,3	95,1	2,3	3,9	93,8	96,6	0,8	–	2,6
2	Поровый раствор	0,2	20 542	3,5	1,7	94,8	5,7	9,9	84,4	93,2	5,5	0,7	–
3	Текстурирующий лед	–	189	2,6	6,4	91,0	7,7	5,5	86,8	89,1	7,5	–	3,4
<i>II. Пласт прозрачного и мутного льда мощностью более 10 м</i>													
4	Пластовый лед	–	78 (от 26 до 176)	5,0	13,3	81,7	13,3	30,0	56,7	62,7	13,1	24,2	–
<i>III. Пески, подстилающие пласт льда</i>													
5	Поровый раствор	–	2407	19,8	29,7	50,5	29,7	30,7	39,6	43,8	29,6	26,6	–
<i>IV. Водонесные линзы песка, залегающие в пачке суглинков</i>													
6	Криопэги	–	58 507	31,8	31,1	37,1	–	1,5	98,5	16,0	–	–	84,0
<i>V. Морские воды</i>													
7	Карское море	–	35 000	18,0	3,0	79,0	1,0	9,0	90,0	96,4	–	–	3,6

Однако криогидрохимическое строение толщи морских отложений III морской террасы, изученное И.Д. Стрелецкой и М.О. Лейбман [2002] в обнажении на правом берегу р. Надуйяха, отличается от криогидрохимического строения толщи морских отложений, залегающей на берегах оз. Нейто. В обнажении на берегу р. Надуйяха пласт ПИПЛ мощностью более 10 м перекрыт тонкой (мощностью всего 2–10 м) пачкой засоленных (1,067 %) глин с текстурирующим льдом. Пласт льда залегает на пачке мерзлых засоленных песков с многочисленными линзами криопэгов. В этом обнажении И.Д. Стрелецкой и М.О. Лейбман изучены химический состав и минерализация поровых растворов, текстурирующих и пластовых льдов (табл. 2).

**Поровый раствор** в пачке глин имеет хлоридный натриевый состав и очень высокую (20 000–40 000 мг/л) минерализацию, а солевой состав в основном (96,6 %) представлен морскими солями: доля хлоридов – 2,6 %, бикарбонатов – всего 0,8 % (см. табл. 2<sub>1,2</sub>). Ионно-солевой состав и минерализация порового раствора в пачке глин полностью соответствуют составу воды Карского моря (см. табл. 2<sub>7</sub>), хотя до побережья моря даже по прямой не менее 100 км. Тем не менее создается впечатление, что поры глин насыщены морскими водами. Ничтожное содержание хлоридов (всего 2,6 %) в солевом составе поровых растворов указывает на крайне незначительную криогенную метаморфизацию морской воды в глинах. Она происходила при температуре порядка –3 °С, т. е. близкой к современной температуре пород на площади БМ.

Важно отметить еще одну важную гидрохимическую особенность толщи мерзлых отложений – существенное влияние ультрапресной воды тающего льда на минерализацию порового раствора вблизи пласта льда. В пробе, отобранной в 2 м от кровли пласта, минерализация порового раствора равна 40 792 мг/л, а в 20 см от кровли пласта она в 2 раза меньше (20 542 мг/л). При этом содержание бикарбонатов, что очень важно, увеличивается в 7 раз, хотя хлоридный натриевый состав порового раствора не меняется (см. табл. 2<sub>1,2</sub>).

**Текстурирующие льды** в глинах имеют хлоридный натриевый состав с минерализацией всего 189 мг/л. В солевом составе преобладают (89,1 %) морские соли, доля бикарбонатов – 7,5 %, хлоридов – всего 3,4 %.

**Пласт льда** состоит из прослоев прозрачного и мутного льда. Видимо, поэтому его минерализация изменяется от 26 до 176 мг/л (см. табл. 2<sub>4</sub>). Лед в слое с минерализацией 78 мг/л имеет хлоридный натриевый состав. В анионном составе преобладают ионы Cl<sup>-</sup> (56,7 %-экв.), а содержание иона SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> достигает 30 %-экв., доля иона HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> – всего 13,3 %-экв. В катионном составе явно преобладает ион Na<sup>+</sup> (81,7 %-экв.). В солевом составе льда преобладают морские соли (62,7 %), доля сульфатов – 24,2 %, бикарбонатов – всего 13,1 %, хлоридов нет. Такой ионно-солевой состав льда указывает на непосредственный контакт льда с морскими водами, которые существенно изменили его первичный гидрокарбонатно-кальциевый (натриевый) состав. Высокое содержание ионов SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и Na<sup>+</sup> в пробе льда говорит об обогащении

морских вод мирабилитом. Однако обилие мирабилита характерно только для солевого состава льда в пласте и порового раствора в подстилающих песках, тогда как его содержание в солевом составе поровых растворов и в текстурообразующих льдах невелико (см. табл. 2<sub>1-3</sub>).

Мало или совсем не влияют на состав и минерализацию пластового льда залегающие под ним в пачке засоленных песков высокоминерализованные (58 507 мг/л) криопэги. Криопэги содержат в солевом составе 84 % хлоридов, а это значит, что их криометаморфизованный состав сформировался при охлаждении морской воды до температуры ниже  $-15^{\circ}\text{C}$  [Фотиев, 2009].

Химический состав и минерализация **порового раствора** в пачке песков, подстилающих пласт льда, существенно отличается от порового раствора в пачке глин. Содержание анионов (%-экв.) примерно одинаково:  $\text{Cl}^-$  39,6,  $\text{SO}_4^{2-}$  30,7,  $\text{HCO}_3^-$  29,7, а среди катионов преобладает ион  $\text{Na}^+$  (50,5 %-экв.). В солевом составе поровых растворов преобладают морские воды (43,8 %), много бикарбонатов (29,6 %) и сульфатов (26,6 %). Незначительная минерализация (2407 мг/л) и большое содержание бикарбонатов свидетельствуют о существенном разбавлении морской воды, сформировавшей солевой состав порового раствора, ультрапресной водой тающего льда. Высокое содержание сульфатов говорит об обогащении нижних слоев морской воды мирабилитом.

Если в обнажениях на берегу оз. Нейто и на берегу р. Надуйяха оценивать только состав морских отложений, то можно увидеть много общего. Слоистый пласт ультрапресного льда залегающий на субгоризонтальной пачке мерзлых засоленных песков и перекрывается пачкой мерзлых засоленных глин. Это внешнее сходство геологических разрезов сейчас, как и ранее, вводит в заблуждение многих исследователей. По мнению А.Г. Сухова, на площади БМ “верхнеплейстоценовые отложения, слагающие III морскую террасу, повсеместно залегают с поверхности в пределах местных водоразделов” [Инженерно-геологический мониторинг..., 1996, с. 16]. И далее: “В разрезе отложений отчетливо прослеживаются две пачки: нижняя – преимущественно песчаная и верхняя – глинистая... Мощность глинистой пачки достигает 10–15 м” [Там же, с. 16]. Но, как увидим ниже, это не совсем так.

Если в этих же обнажениях сравнивать криогидрохимическое строение внешне похожих толщ мерзлых морских засоленных отложений, содержащих пласт повторно-инъекционных пластовых льдов, то можно увидеть существенные различия. И это не случайно.

На берегу оз. Нейто особенности криогидрохимического строения толщи мерзлых морских засоленных отложений, содержащей пласт ПИПЛ, таковы.

1. Значительная (до 25 м) и равномерная по площади мощность пачки морских засоленных глин, перекрывающих пласт льда.

2. Ровный, практически горизонтальный контакт кровли пласта с пачкой глин.

3. Наличие в пачке глин реликтовых поровых растворов и текстурообразующих льдов, состав и минерализация которых существенно изменились вблизи пласта льда в результате обильного поступления пресных гидрокарбонатных вод с суши в начальный период формирования пласта льда.

4. Наличие в нижней части пачки мерзлых глин сетчатой криотекстуры, сформировавшейся в результате теплового и механического воздействия пресных напорных вод, поступавших к подошве пачки в начальный период формирования пласта льда.

5. Наличие вблизи кровли пласта льда слоя глин с повышенной льдистостью (50–60 %) и с атакситовой криотекстурой.

6. Равномерная по простиранию мощность пласта льда и одинаковые абсолютные отметки его кровли.

7. Наличие первичного (реликтового) гидрокарбонатно-кальциевого (натриевого) состава и низкой первичной (27–32 мг/л) минерализации льда.

8. Стабильность по простиранию химического состава и минерализации льда в каждом слое, а в некоторых пластах льда и по глубине.

Эти особенности криогидрохимического строения морских равнин (независимо от их возраста) характерны только для таких участков, в пределах которых до настоящего времени толща морских отложений и пласт повторно-инъекционного льда залегают *in situ*.

На берегу р. Надуйяха особенности криогидрохимического строения толщи мерзлых морских засоленных отложений, содержащей пласт ПИПЛ, таковы.

1. Незначительная (иногда менее 2 м) и крайне неравномерная по площади мощность пачки морских засоленных глин, перекрывающих пласт льда.

2. Контакт кровли пласта с пачкой глин неровный с многочисленными достаточно глубокими ТЭЛ.

3. Наличие в пачке глин поровых растворов, состав и минерализация которых соответствуют составу воды в Карском море: вблизи пласта льда минерализация поровых растворов существенно понижается (иногда в два раза) в результате обильного разбавления морских хлоридных натриевых вод пресными гидрокарбонатными водами тающих пластовых льдов, а ионный состав поровых растворов при этом не изменяется.

4. Отсутствие в нижней части пачки глин сетчатой криотекстуры.



5. Отсутствие вблизи кровли пласта льда слоя глин с повышенной льдистостью и атакситовой криотекстурой.

6. Неравномерная по простиранию мощность пласта льда и разные абсолютные отметки его кровли, обусловленные главным образом неравномерным понижением кровли при таянии льда с поверхности, а также разной глубиной вреза ТЭЛ в кровлю пласта.

7. Разнородный ионно-солевой состав и минерализация льда, нередко быстро изменяющиеся и по простиранию, и по глубине. В верхних слоях пласта, непосредственно контактирующих с засоленными глинами, состав льда хлоридный натриевый, а минерализация достигает 300–3000 мг/л. По мере удаления от пачки глин минерализация льда быстро повышается, но состав льда не изменяется.

8. Субгоризонтальное залегание слоистого пласта льда и пачки мерзлого засоленного песка позволяет говорить об их залегании *in situ* и о возможном сохранении в нижних слоях пласта ультрапресного льда с первичным гидрокарбонатно-кальциевым (натриевым) составом.

Эти особенности криогидрохимического строения морских равнин характерны только для таких участков, в пределах которых состав морских отложений, включая пласт льда, на протяжении верхнего плейстоцена и голоцена существенно изменился, так как эпохи глубокого эрозионного расчленения рельефа неоднократно сменялись эпохами осадконакопления в субаэральных или субмаринных условиях. До настоящего времени эти эпохи практически не изучены.

## II. Ионно-солевой состав и минерализация льда в различных слоях одного пласта

Химический состав и минерализация ПИПЛ до настоящего времени изучены слабо. Одна из причин – незначительная глубина скважин (всего 10–15 м, максимум 25 м). В настоящее время изучены лишь самые верхние (от 2 до 10 м) слои льда, химический состав которых (как будет показано ниже) наиболее сильно изменен. Химический состав и минерализация льда в слоях, залегающих в средних и нижних частях пластов, мощность которых 30–50 м, практически не исследованы.

Для изучения послыонного изменения ионно-солевого состава и минерализации ПИПЛ в отдельных пластах автор воспользовался разрезами, опубликованными в работах В.В. Баулина [1967], Г.И. Дубикова [2002] и Л.Н. Крицук [2010] (табл. 3, 4). Все исследователи обращали внимание на характерную особенность ПИПЛ – их горизонтальную слоистость, которая хорошо видна

в высоких и длинных береговых обнажениях на подмываемых берегах рек и озер или на стенках огромных термокарстовых цирков. Слоистость пласта льда обусловлена неравномерным распределением во льду минеральных примесей и пузырьков газа. Толщина однородных прослоев изменяется от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров, реже более<sup>11</sup>.

Для иллюстрации послыонного изменения химического состава ПИПЛ в разных слоях одного пласта на площади БМ изучалась 21 проба льда в пяти скважинах (см. табл. 3). При анализе химического состава проб льда, отобранных из самых верхних слоев ПИПЛ (от 3,0 до 13,5 м от кровли пласта), невольно обращает внимание на превалирование в анионном составе иона  $\text{Cl}^-$ , а в катионном – иона  $\text{Na}^+$ . В целом содержание хлора изменяется от 18 до 97 %-экв., а натрия – от 2,0 до 93,9 %-экв. Ничтожное содержание иона  $\text{Ca}^{2+}$  – еще одна гидрохимическая особенность состава льда на БМ. В девяти пробах оно изменяется от 2 до 15 %-экв. и только в одной пробе превышает 50 %-экв. (см. табл. 3). В солевом составе льда хлориды преобладают в девяти пробах, морские соли – в шести, бикарбонаты – в пяти, а сульфаты – только в одной пробе (см. табл. 3). Такой необычный химический состав льда на площади БМ, обогащенный ионами  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ , свидетельствует об участии морских вод в формировании ионно-солевого состава верхних слоев ПИПЛ. Он отличается и от среднего состава пластовых льдов с минерализацией до 300 мг/л, рассчитанного автором по 168 пробам для п-ова Ямал (см. табл. 3<sub>22</sub>) [Фотиев, 1999].

В одних пластах, например в пластах, вскрытых скважиной 11 (см. табл. 3<sub>1-3</sub>) и обнажением (см. табл. 3<sub>12-14</sub>), состав и минерализация льда практически не изменяются по глубине, что говорит об однородности источника питания (скорее всего, непромерзающее до дна озеро) при формировании этой части пласта. Однако самые верхние слои этих пластов обогащены ионами  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ . В других пластах, например в пластах, вскрытых скважинами 20 и 43 (см. табл. 3), резкая смена состава и минерализации льда свидетельствует об изменении источника питания при формировании пластов льда. Скважиной 43 среди прозрачного льда вскрыт тонкий (порядка 0,5 м) слой ледогрунта. Прозрачный ультрапресный лед имеет гидрокарбонатно-натриевый состав, низкую (150–264 мг/л) минерализацию (хлоридов в солевом составе нет). Лед в слое ледогрунта имеет хлоридный натриевый состав с минерализацией 1200 мг/л и отличается высоким (64 %) содержанием хлоридов в солевом составе. Судя по составу и минера-

<sup>11</sup> Однако дать послыонное описание ионно-солевого состава и минерализации льда в каждом слое одного пласта еще никому не удалось. Приведенные разрезы дают лишь самое общее представление о неоднородности химического состава в отдельных слоях пласта.

Таблица 3. **Химический состав и минерализация льда**  
**в отдельных слоях одного пласта, но в разных останцах III морской террасы**  
**(рассчитано С.М. Фотиевым по данным Г.И. Дубикова [2002] и Л.Н. Крицук [2010])**

№ п/п	Интервал опробования, м	Характеристика льда	Минерализация, мг/л	Ионный состав, %-экв.						Солевой состав, %			
				Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Морские соли	Бикарбонаты	Сульфаты	Хлориды
<b>I. Скважина № 11</b>													
1	2,2	Прозрачный без минеральных включений	30	–	61	39	43	–	57	–	43,0	–	57,0
2	9,0	То же	40	33	27	40	58	11	31	34,3	57,9	7,8	–
3	13,5	Прозрачный с мин. включениями	80	33	27	40	71	11	18	19,9	70,9	9,2	–
<b>II. Скважина № 4</b>													
4	7,0–7,1	Ледогрунт	8220	11,5	3,5	85,0	–	6	94	64,2	–	–	45,8
5	8,0–8,1	То же	8500	22,5	8,0	69,5	–	4	96	42,8	–	–	57,2
6	9,0–9,1	То же	1500	18,0	3,0	79,0	2	5	93	53,6	1,9	–	44,5
7	10,0–10,1	С мин. включениями	100	25,5	4,0	70,5	14	17	69	70,8	13,8	10,4	–
<b>III. Скважина № 20</b>													
8	3,0–3,5	Прозрачный с включениями суглинка	170	26	35	39	80	–	20	–	80	–	20
9	5,1–5,6	Ледогрунт	1400	10	3	87	7	–	97	–	7	–	93
10	7,5–7,7	Прозрачный	60	71	27	2	10	–	90	–	10	–	90
11	9,6–10,2	То же	50	–	2	48	14	–	86	–	14	–	86
<b>IV. Обнажение на правом берегу в нижнем течении реки</b>													
12	8,5–9,0	Нет сведений	256,0	11,9	11,9	76,2	16,3	2,3	81,4	24,7	16,2	–	59,1
13	13,0–13,5	То же	35,5	16,3	2,1	81,6	18,5	46,3	35,2	38,9	18,4	42,7	–
14	21,0–21,5	То же	58,8	0,6	5,5	93,9	38,4	10,3	51,3	48,2	38,3	5,8	7,7
<b>V. Скважина 43-86</b>													
15	7,5–7,6	Прозрачный, слоистый	70	–	21	79	50	8	42	46,4	49,9	3,7	–
16	8,5–8,6	То же	264	7	40	53	65	9	26	28,8	64,9	6,3	–
17	10,5–10,6	С включениями глины	1200	29	35	36	4	3	93	32,1	3,9	–	64,0
18	10,9–11,0	То же	1200	27	38	35	4	3	93	32,1	3,9	–	64,0
19	11,3–11,4	С вертикальными прослоями песка	150	23	18	59	29	16	55	38,6	28,9	12,5	–
20	12,6–12,7	Чистый	282	12	13	75	37	2	61	21,1	36,9	–	42,0
21	13,6–13,7	С угловыми осколками глины	100	51	12	37	33	9	58	64,2	32,8	3,0	–
<b>VI. Средний состав и минерализация пластового льда в разных районах п-ова Ямал [Фотиев, 1999]</b>													
22	n* = 168	От 10 до 300 (77)**	23,7	28,1	48,2	50,5	12,6	36,9	40,8	50,4	8,8	–	–
23	n = 15	От 300 до 1000 (440)	21,3	13,6	65,1	31,4	6,2	62,4	66,6	31,2	–	–	2,2
24	n = 10	От 1000 до 8500 (3530)	17,0	10,6	72,4	1,4	3,6	95,0	38,7	1,3	–	–	60,0

\* n – количество проб. Мин. – минеральный.

\*\* Минерализация (мг/л): интервал изменения и среднее значение (в скобках).

лизации льда, прозрачный лед формировался при промерзании воды в озере, а слой ледогрунта – при промерзании воды в подозерном талике. Формирование слоя ледогрунта происходило в суровые зимы, когда вода в озере промерзала до дна [Фотиев, 2011].

В процессе изучения распространения и условий залегания ПИПЛ выявлена еще одна характерная особенность БМ: незначительная (от 2 до

8,5 м) глубина залегания от поверхности<sup>12</sup> кровли пластов льда (см. табл. 3). Это важный показатель, указывающий на глубокий, но крайне неравномерный по площади термоэрозионный размыв пачки глин, некогда перекрывавшей пласт льда, и верхних слоев самого пласта.

Иллюстрацией к сказанному служат результаты детального изучения останца III морской террасы в долине р. Сеяха [Крицук, 2010]. Оста-

<sup>12</sup> Мощность пачки глин, залегающей *in situ* в обнажениях III морской террасы, достигает 15–20 м.

Таблица 4. Химический состав и минерализация пластового льда внутри останца III морской террасы в долине р. Сеяха (рассчитано С.М. Фотиевым по данным Л.Н. Крицук [2010])

№ п/п	Интервал опробования, м	Характеристика льда	Минерализация, мг/л	Ионный состав, %-экв.						Солевой состав, %			
				Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Морские соли	Бикарбонаты	Сульфаты	Хлориды
<i>I. Скважина 5-85. Юго-восточный склон останца</i>													
1	5,6–6,0	С включением суглинка	3200	13	10	77	–	3	97	32,1	–	–	67,9
2	6,5–7,5	То же	680	40	36	24	2	8	90	46,2	1,8	3,7	48,3
3	8,0–8,6	То же	400	52	17	31	1	12	87	56,1	0,9	7,7	45,3
4	8,8–9,7	С включением аргиллита	1980	6	10	84	1	12	87	56,1	0,9	7,7	45,3
5	10,6–11,2	То же	760	29	13	58	2	4	94	43,1	1,9	–	55,0
<i>II. Скважина 10-85. Северо-западный склон останца</i>													
6	3,9–4,0	Мутный	29	29	57	14	69	–	31	–	69,0	–	31,0
7	6,6–7,1	Прозрачный с минеральными включениями	58	29	42	29	75	6	19	21,0	74,9	4,1	–
8	9,1–9,7	Коричневый с минеральными включениями	102	7	37	56	42	5	53	33,4	41,9	0,7	24,0
9	12,9–13,0	Серый	50	14	14	72	14	74	12	13,3	13,9	72,8	–
<i>III. Скважина 1-85. Пойма. Южный берег озера (с обнажением льда)</i>													
10	1,7–2,0	Много мин. включений	–	22	22	56	22	71	7	18,8	21,9	69,3	–
11	5,5–6,6	Чистый	140	23	45	32	39	56	5	16,6	38,9	54,5	–
12	9,0–9,5	Прослой минеральных включений	130	37	25	38	25	63	12	13,3	24,9	61,8	–
13	10,4–10,7	Мало мин. включений	80	33	49	18	49	44	7	18,8	48,9	42,3	–
14	11,9–13,0	То же	120	37	31	32	37	51	12	13,3	36,9	49,8	–
<i>IV. Скважина 2-85. Пойма. Северный берег озера (с обнажением льда)</i>													
15	2,0–2,6	Коричневый с включениями аргиллита	140	26	26	48	21	69	10	11,1	20,9	68,0	–
16	2,8–3,4	С включениями суглинка	120	24	26	50	31	50	19	21,0	30,9	48,1	–
17	3,4–3,7	С ксенолитами глины	120	32	26	42	19	68	13	14,4	18,9	66,7	–
18	4,9–5,5	То же	110	27	27	46	34	53	13	14,4	33,9	51,7	–
19	6,0–6,4	Прозрачный с частицами песка	160	19	29	52	28	63	9	21,0	27,9	61,1	–
20	6,5–7,0	Чистый	80	25	33	42	16	76	8	19,9	15,9	74,2	–
21	7,0–7,5	С прослойками суглинка	50	–	40	60	14	74	12	13,3	13,9	72,8	–
22	9,5–10,0	С прослойками песка	70	32	32	36	32	58	10	11,1	31,9	57,0	–
23	11,5–12,0	Замутненный глиной	110	14	34	52	27	67	6	6,7	26,9	66,4	–
24	13,0–13,5	С песчаной взвесью	100	22	30	48	14	79	7	18,8	13,9	77,3	–

нец, имеющий форму гряды, возвышается над плоской поверхностью поймы р. Сеяха на 35–40 м (рис. 1, А). Нижняя часть гряды сложена слоистым льдом, который сохранился только под грядой, но отсутствует на участках глубокого вреза речных долин. Подошва пласта льда залегает ниже уровня моря на субгоризонтальной кровле пачки мерзлых засоленных песков, абсолютная отметка

которой –6...–10 м. Кровля пласта льда расчленена глубокими (до 25 м) ТЭЛ. Именно поэтому мощность пласта льда в пределах одной гряды изменяется от 5 до 30 м и более. Эрозионные ложбины выполнены морскими засоленными глинами. Эти же глины слагают верхнюю часть гряды. Поверхность гряды и ее склоны перекрыты делювиальными суглинками (см. рис. 1, А)<sup>13</sup>.

<sup>13</sup> Автор этого криогидрохимического профиля “читает его содержание” совсем по-иному. По мнению Л.Н. Крицук, “В долине р. Сеяха развито гигантское ледяное тело, вытянутое в субширотном направлении, залегающее в пределах гряды в интервале абсолютных отметок от –10 до +25–28 м и имеющее неровную поверхность. Оно состоит из куполообразных вздутий, наиболее близко подходящих к земной поверхности, сменяющихся по простиранию горизонтально залегающими пластами” [2010, с. 134–135, рис. 4.11].

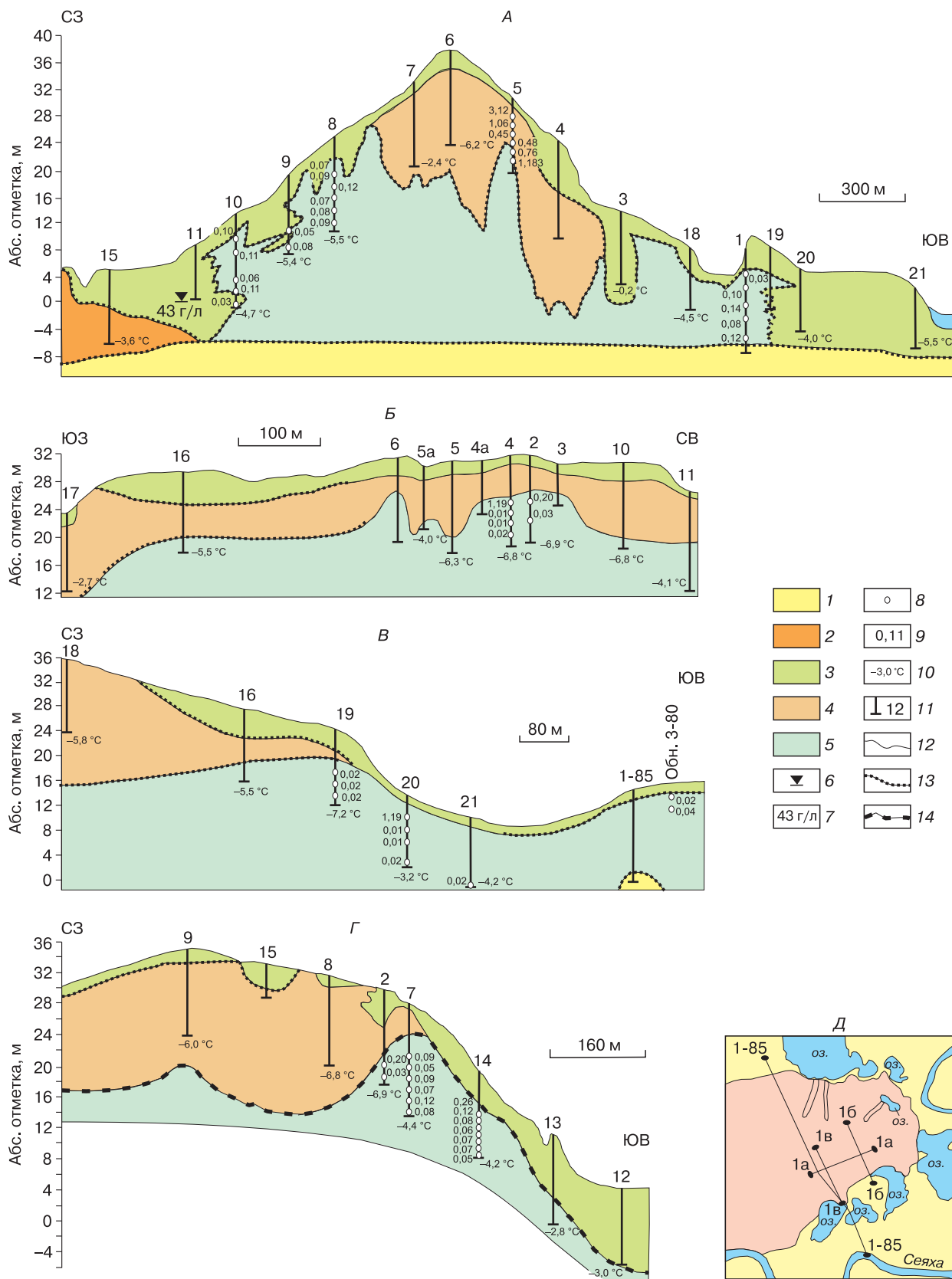


Рис. 1. Криогидрогеохимические профили, пересекающие гряду (останец III морской террасы) в долине р. Сеяха.



*А* – поперечный профиль гряды по линии 1-85; *Б* – продольный профиль средней части склона гряды по линии 1а-80; *В, Г* – поперечные профили склона гряды: *В* – нижней части склона и на пойме по линии 1в-80, *Г* – средней и нижней частей склона по линии 1б-80; *Д* – схема размещения профилей. 1 – морской засоленный песок; 2 – супесь; 3 – делювиальный суглинок; 4 – морская засоленная глина; 5 – повторно-инъекционный пластовый лед; 6 – уровень вскрытия криопэггов; 7 – минерализация криопэга (г/л); 8 – точка отбора пробы льда; 9 – минерализация льда (г/л); 10 – температура мерзлых пород (°С) на забое скважины; 11 – буровая скважина ВСЕГИНГЕО; 12–14 – границы: 12 – литологическая, 13 – кровли пласта по данным бурения и сейсмопрофилирования, 14 – подошвы пласта льда.

Примечание. Все границы следует считать предполагаемыми.

Профили составлены Л.Н. Крицук [2010], информация на них сокращена С.М. Фотиевым.

Современное криогидрохимическое строение останцов III морской террасы – результат преобразования первичных ионно-солевого состава и минерализации ПИПЛ на протяжении позднего плейстоцена и голоцена. Химический состав ПИПЛ в морских отложениях, слагающих гряды, детально изучался Л.Н. Крицук [2010]. Для характеристики криогидрохимического строения гряды автор воспользовался данными по 60 скважинам, пробуренным на трех поперечных и одном продольном профилях (см. рис. 1, *Д*). Они построены Л.Н. Крицук [2010] по результатам электроразведочных и буровых работ с использованием новых геофизических методов исследований, включающих сейсмо-, магнито- и гравиразведку. О криогидрохимическом строении различных частей гряды можно судить по сведениям о минерализации льдов, нанесенным на профили (см. рис. 1). По этой информации был оценен химический состав льда на вершине гряды, на ее склонах, у подножия гряды и на пойме р. Сеяха (см. табл. 4, рис. 1, *А–Г*).

*Криогидрохимический профиль по линии 1-85* пересекает всю гряду целиком (см. рис. 1, *Д*). На рис. 1, *А* видно, что верхняя часть гряды сложена пачкой морских засоленных глин, которая залегает на расчлененной кровле пласта льда и выполняет глубокие ТЭЛ. В верхней части гряды пластовый лед сохранился только в перемычках между ТЭЛ. Поэтому из четырех скважин, пробуренных в верхней части гряды, только скважина 5, расположенная в верхней части юго-восточного склона гряды, на глубине 6 м от поверхности вскрыла пласт льда. Она оказалась наиболее интересной в гидрохимическом отношении, так как химический состав и минерализация льда отличались большим своеобразием. Только в этой скважине (скв.) отмечено: 1) хлоридный состав льда сохранился во всех пяти пробах, отобранных в самых верхних (всего 5–6 м) слоях пласта; 2) в солевом составе льда преобладают хлориды (45,3–67,9 %) и морские соли (32,1–56,1 %), сульфатов мало (3,7–7,7 %), а бикарбонатов – ничтожно мало (всего

0,9–1,9 %); 3) высокая минерализация льда прослежена во всех пяти пробах, а наиболее высокая (3200 мг/л) приурочена к самому верхнему слою льда, непосредственно контактирующему с морскими засоленными глинами (см. табл. 4<sub>1–5</sub>). На профиле видно, что скв. 5 пробурена в краевой части ледовой перемычки, сохранившейся между двумя глубокими ТЭЛ, заполненными засоленными глинами. Видимо, поэтому первичные гидрокарбонатный состав и низкая минерализация пластового льда изменились столь существенно только в пределах перемычки. Эти изменения прослежены до забоя скважины, т. е. до глубины 6 м от кровли пласта (см. табл. 4<sub>1–5</sub>).

Совсем иной (гидрокарбонатный) химический состав ПИПЛ типичен для средней и нижней частей северо-западного склона гряды (см. рис. 1, *А*, скв. 8, 10). На этом склоне пласт льда залегает под тонким слоем делювиальных суглинков, так как пачка морских засоленных глин и верхние слои пласта, в которых лед был обогащен ионами  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ , “уничтожены” термоэрозией. В скв. 10, например, в двух пробах из четырех лед имеет гидрокарбонатный состав (содержание иона  $\text{HCO}_3^-$  равно 69–75 %-экв.), в одной пробе состав льда гидрокарбонатно-хлоридный, а на контакте с пачкой пойменных суглинков<sup>14</sup> (глубина 13 м от поверхности) состав льда сульфатный (содержание иона  $\text{SO}_4^{2-}$  равно 74 %-экв.). В солевом составе льда в трех пробах из четырех преобладают бикарбонаты (41,9–69,0 %), а в одной – сульфаты (72,8 %) (см. табл. 4<sub>6–9</sub>). Минерализация льда изменяется от 29 до 102 мг/л. При этом слой льда с самой высокой минерализацией, коричневого цвета, содержит минеральные включения, имеет гидрокарбонатно-хлоридный состав, и в его солевом составе 24 % хлоридов (см. табл. 4<sub>8</sub>).

Своеобразный (сульфатный) химический состав ПИПЛ сформировался у подножия юго-восточного склона гряды на берегу озера (см. рис. 1, *А*, скв. 1; табл. 4<sub>10–24</sub>). Пласт льда залегает под тонким (1,7 и 2,0 м) слоем покровных суглинков, так как пачка засоленных морских глин и верхние

<sup>14</sup> В этих же суглинках скважиной 11 на глубине 8,5 м от поверхности вскрыты напорные криопэги хлоридного натриевого состава с минерализацией 43,0 г/л (см. рис. 1, *А*).

слои пласта, лед которых был обогащен ионами  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ , “уничтожены” термоэрозией. Сульфатный состав льда в обеих скважинах практически не изменяется в интервале глубин от 2 до 13,5 м (см. табл. 4<sub>10–24</sub>). Среди анионов преобладает ион  $\text{SO}_4^{2-}$  (44–79 %-экв.). Содержание иона  $\text{HCO}_3^-$  значительно (14–49 %-экв.), а иона  $\text{Cl}^-$  – всего 5–19 %-экв. Среди катионов практически всегда превалирует ион  $\text{Na}^+$  (18–60 %-экв.). В солевом составе явно преобладают сульфаты (42,3–77,3 %) при значительном содержании бикарбонатов (13,9–48,9 %). Доля морских солей невелика – от 6,7 до 21,0 %, а хлориды отсутствуют. Расчеты солевого состава сульфатных вод показали, что среди растворенных солей преобладает мирабилит (35–60 %). Кристаллы мирабилита, как известно, выпадают в осадок в результате криогенной метаморфизации морской воды при охлаждении вмещающих отложений до температуры ниже  $-7,8^\circ\text{C}$  [Фотиев, 1996].

*Криогидрохимический профиль по линии 1а-80* длиной около 1 км заложен вдоль юго-восточного склона гряды на абсолютной отметке 28–32 м (см. рис. 1, Д). Мощность делювиальных суглинков на поверхности склона 0,5–2,0 м. Несмотря на то что верхняя, видимо значительная, часть пласта льда была уничтожена термоэрозией, 10 скважин из 11 углубились в пластовый лед, неровная кровля которого залегает на глубине от 8 до 16 м от поверхности склона (см. рис. 1, Б). Пласт льда на всем склоне перекрыт пачкой морских засоленных глин, мощность которой составляет 4–8 м. Видимо, поэтому химический состав льда во всех скважинах и на всех глубинах однородный – хлоридный натриевый [Анисимова, Крицук, 1983]. В самых верхних слоях пласта минерализация льда достигала 200, 300 и даже 1490 мг/л (см. рис. 1, Б, скв. 2, 4), но быстро понижалась с удалением от подошвы пачки засоленных глин. На расстоянии 4–6 м от кровли пласта минерализация льда уже уменьшилась до 10–50 мг/л, хотя состав льда не изменился (см. рис. 1, Б, скв. 4). Аналогичная зависимость химического состава и минерализации ПИПЛ от наличия на кровле пласта пачки морских засоленных глин отчетливо прослеживается и на других криогидрохимических профилях, пересекающих гряду (см. рис. 1, Б, В).

*Криогидрохимический профиль по линии 1в-80* заложен на юго-западном склоне гряды и на пойме р. Сеяха (см. рис. 1, Д). В пределах гряды пласт льда перекрыт пачкой морских засоленных глин, мощность которой уменьшается вниз по склону от 15 до 5 м. У подножия гряды и на пойме пласт льда залегает под тонким (до 2 м) слоем суглинков. В самых верхних слоях пласта, контактирующих с глинами, лед по всему разрезу имеет хлоридный натриевый состав (с большим содержанием иона  $\text{Mg}^{2+}$ ), его минерализация 300 мг/л. Однако уже

на глубине 5–6 м от кровли пласта минерализация льда уменьшается в 6 раз и не превышает 50 мг/л (см. рис. 1, В, скв. 19) [Анисимова, Крицук, 1983]. У подножия гряды и на пойме, где пласт льда залегает под тонким слоем суглинков, состав льда гидрокарбонатно-кальциевый (натриевый), его минерализация в скв. 21 равна 70 мг/л. В обнажении льда на берегу реки минерализация льда всего 20–40 мг/л (см. рис. 1, В, обн. 3) [Там же].

*Криогидрохимический профиль по линии 1б-80* заложен на вершине и юго-западном склоне гряды (см. рис. 1, Д). На вершине гряды волнистая кровля пласта льда перекрыта мощной (12–20 м) пачкой засоленных морских глин. На склоне и у его подножия лед залегает под слоем делювиальных суглинков, мощность которого увеличивается вниз по склону от 2 до 10 м (см. рис. 1, Г). В слоях пласта, контактирующих с морскими засоленными глинами, состав льда хлоридный натриевый, а его минерализация уменьшается с глубиной почти в 7 раз – с 200 до 30 мг/л (см. рис. 1, Г, скв. 2). На склоне гряды под делювиальными суглинками в верхних (до 10 м от кровли) слоях пласта состав льда гидрокарбонатно-кальциевый (с большим содержанием иона  $\text{Mg}^{2+}$ ). В самых верхних слоях минерализация льда достигала 200 мг/л, а на расстоянии 8–10 м от кровли пласта она уже не превышала 40–80 мг/л (см. рис. 1, Г, скв. 7, 12, 14) [Анисимова, Крицук, 1983].

Результаты химических анализов более 60 проб льда, которые из-за незначительной глубины скважин отбирались лишь в самых верхних слоях пласта, позволяют констатировать следующее.

1. Хлоридный натриевый состав и достаточно высокая минерализация льда в слоях пласта, контактирующих с пачкой морских засоленных глин, явно указывают на огромную роль морских вод в формировании ионно-солевого состава и минерализации льда в самых верхних слоях ПИПЛ.

2. Влияние морских вод на минерализацию ПИПЛ достаточно быстро “затухает” с глубиной.

3. В слоях пласта, удаленных от подошвы пачки морских засоленных глин на 2–8 м, минерализация льда резко уменьшается до 10–50 мг/л, но ионный состав льда остается хлоридным натриевым.

4. Слои льда гидрокарбонатно-кальциевого (натриевого) состава с минерализацией 50–150 мг/л залегают только на склонах гряды под слоем делювиальных суглинков и на пойме, где пачка засоленных морских глин и верхние слои льда, “зараженные” морскими водами, полностью “уничтожены” термоэрозией.

5. Слои льда сульфатного натриевого состава с большим содержанием мирабилита в солевом составе сформировались в результате проникновения поверхностных вод, обогащенных ионами  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Na}^+$ .

6. Слои ультрапресного льда с первичным гидрокарбонатным составом, видимо, сохранились в средней части останцов III морской террасы на глубине порядка 20–30 м от кровли пласта, что позволяет говорить о залегании *in situ* только пачки мерзлых засоленных песков и нижних слоев пласта ПИПЛ.

### III. Зависимость ионно-солевого состава повторно-инъекционных пластовых льдов от степени их минерализации

Повышение минерализации льда при увеличении минеральных примесей отмечали все исследователи, изучающие химический состав пластовых льдов [Дубиков, Корейша, 1964; Баулин, Дубиков, 1970; Баду и др., 1982; Дубиков, 1982, 2002; Корейша и др., 1982, 1983; Пармузин, Суходольский, 1982; Васильчук, 2010; Крицук, 2010]. В зависимости от количества минеральных включений (преимущественно глинистых частиц) минерализация льда изменяется от 10 до 8500 мг/л. Это факт. Тем не менее в отдельных слоях льда при значительном содержании минеральных включений минерализация льда остается низкой (см. табл. 4<sub>21</sub>). Поэтому степень засоленности и солевой состав минеральных включений следует считать не менее важным фактором, определяющим не только его минерализацию, но и химический состав, так как изменение состава и повышение минерализации льда происходит за счет растворения солей, содержащихся в минеральных включениях. Для изучения зависимости ионно-солевого состава льда от степени его минерализации автором рассмотрены пять групп (табл. 5, 6).

#### 1. Минерализация льда от 10 до 50 мг/л.

Лед с минерализацией 10–20 мг/л встречается достаточно редко. Например, в скв. 4 (см. рис. 1, Б) состав льда хлоридный натриевый [Анисимова, Крицук, 1983]. Лед с минерализацией 20–50 мг/л встречается достаточно часто. Ионно-солевой состав льда пестрый: то преобладают ионы  $\text{HCO}_3^-$  (см. табл. 5<sub>1,2,4</sub>), то ионы  $\text{Cl}^-$  (см. табл. 5<sub>5</sub>), иногда  $\text{SO}_4^{2-}$  (см. табл. 5<sub>3</sub>). В солевом составе ПИПЛ обычно преобладают бикарбонаты (см. табл. 6), но иногда морские соли или хлориды.

#### 2. Минерализация льда от 50 до 100 мг/л.

Лед с такой минерализацией довольно часто встречается в различных слоях пластов льда (см. рис. 1, А–Г). Ионно-солевой состав льдов разнородный (см. табл. 5, 6). В ионном составе обычно доминирует ион  $\text{HCO}_3^-$ , а в солевом составе – бикарбонаты. Лишь в редких слоях льда преобладают морские соли, сульфаты или хлориды (см. табл. 5, 6).

#### 3. Минерализация льда от 100 до 300 мг/л.

Такая минерализация льда типична для ПИПЛ. Известно, что пресная вода с такой минерализацией обычно формируется в результате криогенной концентрации ионно-солевого состава в процессе

криогенной метаморфизации [Анисимова, 1981]. Подтверждением криогенной метаморфизации пресной воды, образующей слои в пласте льда, служит не только увеличение минерализации льда до 200–300 мг/л, но и повышенное, а порой и высокое содержание ионов  $\text{Mg}^{2+}$  (от 23 до 38 %-экв.) в отдельных слоях льда (см. табл. 3<sub>19</sub>, 5<sub>13</sub>). В солевом составе таких льдов преобладают бикарбонаты. Повышенное содержание морских солей или хлоридов (см. табл. 5<sub>16</sub>) наблюдается только в слоях с большим содержанием минеральных включений.

Минерализация льда до 200–300 мг/л отмечается и в верхних слоях пластов льда, непосредственно контактирующих с пачкой морских засоленных глин (см. рис. 1, А, скв. 10, Б, скв. 2, В, скв. 19, Г, скв. 14). В солевом составе таких льдов, что вполне естественно, преобладают морские соли и хлориды.

#### 4. Минерализация льда от 300 до 1000 мг/л.

Такая минерализация льда в слоях пласта встречается достаточно редко. Она характерна либо для прослоев льда темного цвета с большим содержанием минеральных включений, залегающих среди прослоев прозрачного льда, либо для верхних слоев льда, непосредственно контактирующих с засоленными морскими глинами (см. рис. 1, А, скв. 5). В первом случае хлоридный натриевый состав и высокая минерализация “материнской” воды, участвовавшей в образовании слоя льда, сформировались в подозерном талике при участии криометаморфизованных морских вод. Это подтверждается преобладанием морских солей и хлоридов практически во всех пробах льда с такой минерализацией. Во втором случае высокая минерализация льда (от 400 до 760 мг/л) (см. табл. 5<sub>17–19</sub>), хлоридный натриевый ионный состав льда, преобладание в солевом составе льда либо морских солей (43,1–56,1 %), либо хлоридов (45,3–55,0 %) и практически полное отсутствие (всего 0,9–1,9 %) бикарбонатов явно указывают на огромную роль морской воды, непосредственно контактирующей с ПИПЛ и существенно изменившей его первичный химический состав и минерализацию.

#### 5. Минерализация льда от 1000 до 10 000 мг/л.

Такая высокая минерализация отдельных слоев ПИПЛ редкость. Тем не менее льды с такой минерализацией были обнаружены и изучены как в отдельных слоях пласта льда, обычно темного цвета и с большим содержанием минеральных включений (см. табл. 3, скв. 20, 43–86), так и в слоях, лед которых непосредственно контактирует с морскими засоленными глинами (см. рис. 1, А, скв. 5, Б, скв. 4).

В первом случае формирование пластов льда с минерализацией более 1000 мг/л объясняется наличием в составе “материнской воды” криометаморфизованной морской воды. Криометаморфизованные морские воды накапливались в подозер-

Таблица 5. **Зависимость ионно-солевого состава повторно-инъекционных пластовых льдов от степени их минерализации (рассчитано С.М. Фотиевым по данным Г.И. Дубикова и М.М. Корейши [1964], В.В. Баулина и др. [1967, 1989], Г.И. Дубикова [1982, 2002], Н.П. Анисимовой и Л.Н. Крицук [1983], Л.Н. Крицук [2010])**

№ п/п	Место отбора пробы	Характеристика льда	Глубина отбора пробы, м	Минерализация, мг/л	Ионный состав, %-экв.						Солевой состав, %			
					Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Морские соли	Бикарбонаты	Сульфаты	Хлориды
<i>I. Минерализация льда до 50 мг/л</i>														
1	Склон III террасы	Лед мутный	3,9–4,0	29	29	57	14	69	–	31	–	69,0	–	31,0
2	Обнажение	Нет сведений	30,0	30	12	20	68	42	20	38	42,0	41,9	16,1	–
3	Обнажение	То же	13,0–13,5	35,5	16,3	2,1	81,6	18,5	46,3	35,2	38,9	18,4	42,7	–
4	Склон III террасы	То же	9,0	40	33	27	40	58	11	31	34,3	57,9	7,8	–
5	Склон III террасы	Прозрачный	9,6–10,2	50	–	52	48	14	–	86	–	14,0	–	86,0
<i>II. Минерализация льда от 50 до 100 мг/л</i>														
6	Склон III террасы	Прозрачный	6,6–7,1	58	29	42	29	75	6	19	21,0	74,9	4,1	–
7	Терраса. Скв. 20	Прозрачный	7,5–7,7	60	71	27	2	10	–	90	–	10,0	–	90,0
8	Скв. 43-86	То же	7,5–7,6	70	–	21	79	50	8	42	46,4	49,9	3,7	–
9	Пойма. Скв. 2	Чистый	6,5–7,0	80	25	33	42	16	76	8	19,9	15,9	74,2	–
10	III терраса. Скв. 4	С включениями суглинка	10,0–10,1	100	25,5	4	70,5	14	17	6	70,8	13,8	10,4	–
<i>III. Минерализация льда от 100 до 300 мг/л</i>														
11	Склон III террасы	Коричневый	9,1–9,7	102	7	37	56	42	5	53	33,4	41,9	0,7	24,0
12	Пойма	С включениями суглинка	2,8–3,4	120	24	26	50	31	50	19	21,0	30,9	48,1	–
13	Обнажение	Нет сведений	12,5	136	38	38	24	65,9	13,8	20,3	22,5	65,8	11,7	–
14	Пойма. Скв. 2-85	Прозрачный	6,0–6,4	160	19	29	52	28	63	9	21,0	27,9	61,1	–
15	Скв. 43-86	Прозрачный	8,5–8,6	264	7	40	53	65	9	26	28,8	64,9	6,3	–
16	Скв. 43-86	С включениями глины	12,6–12,7	282	12	13	75	37	2	61	21,1	36,9	–	42,0
<i>IV. Минерализация льда от 300 до 1000 мг/л</i>														
17	Склон III террасы	С включениями суглинка	8,0–8,6	400	52	17	31	1	12	87	56,1	0,9	7,7	45,3
18	Склон III террасы	То же	6,6–7,0	680	40	36	24	2	8	90	46,2	1,8	3,7	48,3
19	Склон III террасы	То же	10,6–11,2	760	29	13	58	2	4	94	43,1	1,9	–	55,0
<i>V. Минерализация льда от 1000 до 10 000 мг/л</i>														
20	Скв. 43-86	С включениями глины	10,9–11,0	1200	27	38	35	4	3	93	32,2	3,9	–	64,0
21	III терраса. Скв. 4	Ледогрунт	9,0–9,1	1500	18	3	79	2	5	93	53,6	1,9	–	44,5
22	Склон III террасы	С включениями аргиллита	8,8–9,7	1980	6	10	84	1	12	87	56,1	0,9	7,7	45,3
23	Склон III террасы	С включениями суглинка	5,6–6,0	3200	13	10	77	–	3	97	32,1	–	–	67,9
24	III терраса. Скв. 4	Ледогрунт	8,0–8,1	8500	22,5	8	69,5	–	4	96	42,8	–	–	57,2



Таблица 6. Изменение солевого состава пластового льда в зависимости от степени его минерализации

Минерализация льда, мг/л	Кол-во проб	Солевой состав, %			
		Морские соли	Бикарбонаты	Сульфаты	Хлориды
От 10 до 50	5	$\frac{34,3-42,0}{2}$	$\frac{14,0-69,0}{0}$	$\frac{7,8-42,7}{2}$	$\frac{31,0-86,0}{3}$
От 50 до 100	5	$\frac{21,0-70,8}{1}$	$\frac{10,0-74,9}{0}$	$\frac{33,7-74,2}{1}$	$\frac{90,0}{4}$
От 100 до 300	6	$\frac{21,0-33,4}{0}$	$\frac{27,9-65,8}{0}$	$\frac{0,7-61,1}{1}$	$\frac{24,0-42,0}{4}$
От 300 до 1000	3	$\frac{43,1-56,1}{0}$	$\frac{0,9-1,9}{0}$	$\frac{3,4-7,7}{1}$	$\frac{45,3-55,0}{0}$
От 1000 до 10 000	5	$\frac{32,1-56,1}{0}$	$\frac{0,9-3,9}{2}$	$\frac{7,7}{4}$	$\frac{44,5-67,9}{0}$

Примечание. В знаменателе указано количество проб, в которых данные соли отсутствуют.

ном талике в процессе формирования термокарстового озера. Так, скважиной 43 на глубине около 10 м пройден тонкий (0,5 м) слой льда с минерализацией 1200 мг/л, содержащий ксенолиты глины, который залегал между слоями пресного прозрачного льда (см. табл. 3). Вода хлоридного натриевого состава с высоким (27–29 %-экв.) содержанием иона  $Mg^{2+}$  и достаточно высокой (1200 мг/л) минерализацией поступала из подошренного талика вместе таберальными осадками, когда вода в озере полностью промерзла. Пресные льды гидрокарбонатно-кальциевого состава с минерализацией 150–264 мг/л формировались водой, поступающей из озера [Фотиев, 2011].

Во втором случае высокая минерализация льда явилась результатом непосредственного взаимодействия льда и морской воды. Наиболее высокая (до 2000–3200 мг/л) минерализация льда, обогащенного ионами  $Cl^-$  и  $Na^+$ , сформировалась в самых верхних слоях пласта льда, непосредственно контактирующих с морскими водами (см. табл. 4<sub>1,4</sub>; рис. 1, скв. 5). Неудивительно, что в солевом составе таких льдов преобладают либо морские соли, либо хлориды (см. табл. 6).

Особый интерес представляют условия формирования очень высокой (до 8500 мг/л) минерализации льда в двухметровом слое ледогрунта, вскрытого на глубине 7 м (см. табл. 3<sub>4-7</sub>). Слой ледогрунта содержит 40–60 % минеральных включений. В талом состоянии ледогрунт превращается в вязкую грунтовую массу. Г.И. Дубиков [2002] справедливо считает, что такие прослои ледогрунта сформировались в результате промерзания и последующего погребения поверхностного грязевого потока. Такие грязевые потоки и в настоящее время медленно текут по дну некоторых современных термоцирков. Они формируются на склонах

термоцирков в результате таяния льда и мерзлых засоленных глин. Подтверждением сказанному служит однородный хлоридный натриевый состав (содержание иона  $Cl^-$  равно 93–96 %-экв., иона  $Na^+$  – 69,5–85,0 %-экв.) и преобладание в солевом составе либо морских солей (42,8–64,2 %), либо хлоридов (44,5–57,2 %) <sup>15</sup>, тогда как бикарбонаты и сульфаты полностью отсутствуют (см. табл. 3<sub>4-6</sub>). Эти слои льда формировались значительно позднее ПИПЛ. Они ограничены по площади, отличаются своеобразным механизмом образования и поэтому их нельзя рассматривать в качестве ПИПЛ.

#### IV. Химический состав и доля участия разных категорий природных вод в формировании повторно-инъекционных пластовых льдов

Для выявления источника “материнской” воды, сформировавшей ПИПЛ, по мнению автора, необходимо решить две задачи. Первая: найти источник, который на протяжении длительного времени мог обеспечивать регулярное поступление в толщу мерзлых морских отложений огромных объемов ультрапресных вод. Вторая задача гидрохимическая: найти такой источник, химический состав и минерализация которого соответствовали бы химическому составу и минерализации ПИПЛ. При этом надо учитывать, что разница между химическими составами “материнской” воды на суше и льда в пласте должна быть минимальной и легко объясняться условиями криогенной метаморфизации воды при переходе из жидкой фазы в твердую.

При решении первой задачи автор опирался на основные характеристики ПИПЛ, детально изученные к настоящему времени.

1. Достаточно однородный первичный гидрокарбонатно-кальциевый (натриевый) состав и

<sup>15</sup> Судя по содержанию хлоридов, формирование солевого состава льда происходило при температуре вмещающих пород порядка –10...–12 °С [Фотиев, 2009].

очень низкая степень минерализации льда явно указывали на континентальный генезис “материнской” воды, формирующей пласт льда.

2. Большая (до 50 м) мощность и значительная (несколько километров) протяженность пласта, а также однородность первичного химического состава льда свидетельствовали о постоянном крупном источнике, большие запасы воды которого обеспечивали регулярное поступление воды от источника к пласту льда в холодный период года.

3. Горизонтально залегающий пласт, состоящий из параллельных слоев льда различной мощности, разного цвета и химического состава, с различным количеством минеральных агрегатов и пузырьков газа, указывал на периодическое, но регулярное поступление к подошве пласта льда различных объемов воды с разным, но всегда высоким давлением.

4. Четкие границы (при одинаковой мощности на значительном протяжении) единичных слоев, различающихся по перечисленным выше признакам, явно указывали на многократные инъекции воды, причем каждая последующая инъекция происходила лишь после полного промерзания слоя воды, образованного предыдущей инъекцией.

В суровых климатических и геокриологических условиях Арктики таким источником могли быть только непромерзающие или частично промерзающие озера, широко представленные на равнинах и в настоящее время, и в эпоху формирования ПИПЛ [Бадю и др., 1982]. Таким образом, озера – единственный источник, способный обеспечить регулярное поступление в толщу мерзлых морских засоленных отложений огромных объемов ультрапресной “материнской” воды, сформировавшей мощные (до 30–50 м) пласты ПИПЛ [Фотиев, 2003, 2011].

Для решения второй (гидрохимической) задачи автор, обращая особое внимание на ионно-солевой состав и минерализацию, проанализировал атмосферные осадки, озерные, морские и подземные воды.

**Атмосферные осадки.** Средний ионно-солевой состав и минерализация атмосферных осадков, рассчитанные по результатам анализа 43 проб дождевых и снеговых вод [Фотиев, 1999], представлены в табл. 7<sub>1</sub> и на рис. 2, 1. Доля морских солей в среднем солевом составе атмосферных осадков составляет 45,7 %, тогда как содержание бикарбонатов, формирующихся исключительно в континентальных условиях, достигает 47,9 %. На квадрате Дурова (см. рис. 2, 1; рис. 3, 5) точка среднего состава атмосферных осадков лежит около точки среднего состава ПИПЛ. Ионно-солевой состав проб снеговых и дождевых вод различен (см. табл. 7<sub>2,3</sub>; рис. 2, 2, 3).

**Снеговые воды.** Средний состав снеговых вод (29 проб) отличается от состава дождевых вод по

двум показателям (см. табл. 7<sub>2</sub>). Во-первых, в солевом составе появляются хлориды (12,7 %), свидетельствующие о криогенной метаморфизации морской воды в холодный период года, а во-вторых, отмечается ничтожное (всего 3,4 %) содержание сульфатов, указывающее на уменьшение роли континентальной пыли и аэрозолей вследствие сплошного залегания снежного покрова. Важно отметить, что 80 % ультрапресных снеговых вод хлоридного состава с минерализацией 5–10 мг/л вообще не содержат ионов  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  [Фотиев, 1999]. На диаграмме Дурова точка среднего состава снеговых вод располагается в непосредственной близости от точки среднего состава ПИПЛ (см. рис. 2, 2).

**Дождевые воды.** В среднем составе дождевых вод (14 проб) явно преобладают бикарбонаты (48,6 %) и сульфаты (15,3 %), т. е. соли, которые образуются в континентальных условиях [Фотиев, 1999]. Доля морских солей составляет 36,1 %. Значительное содержание в ионном составе сульфатных солей, образовавшихся за счет растворения мирабилита, – характерная особенность дождевых вод Северного Ямала. Состав единичных проб дождевых вод (см. табл. 7<sub>4-6</sub>) близок к среднему составу дождевых вод (см. рис. 2, 3), а степень их минерализации (от 30 до 100 мг/л) в основном зависит от времени отбора пробы дождевой воды. Наиболее минерализованы, как известно, первые порции дождевой воды, особенно после продолжительной засухи.

Ионно-солевой состав и минерализация снеговых и дождевых вод близки к составу и минерализации пластовых льдов, однако непосредственного участия в формировании пластов ПИПЛ они не принимали. Тем не менее именно на основе атмосферных вод формируются ионно-солевой состав и минерализация озерных вод.

**Озерные воды.** Химический состав озерной воды в 107 пробах, отобранных в разных озерах Ямала, был изучен автором ранее [Фотиев, 1999]. Минерализация озерной воды изменяется от 18 до 300 мг/л. Доля проб с минерализацией до 50 мг/л составляет 59 %, с минерализацией от 50 до 100 мг/л – 25 %, с минерализацией от 100 до 300 мг/л – всего 16 %. Средняя минерализация озерных вод в 107 пробах – 57 мг/л (см. табл. 7<sub>7</sub>). Химический состав озерных вод достаточно однородный – гидрокарбонатный. Только на морских лайдах существуют озера с водой хлоридного типа. Среди анионов в озерной воде явно преобладает ион  $\text{HCO}_3^-$  (63 пробы, или 58 %). Ион  $\text{Cl}^-$  преобладает в 31 пробе (29 %), незначительное (не более 40 %-экв.) содержание иона  $\text{SO}_4^{2-}$  – характерная особенность озерных вод Ямала, в 67 пробах (62 %) иона  $\text{SO}_4^{2-}$  нет. Среди катионов преобладает ион  $\text{Na}^+$  (56 проб, или 52 %). В среднем составе озерной воды (см. табл. 7<sub>7</sub>) среди анионов преоб-

Таблица 7. Ионно-солевой состав и минерализация природных вод (рассчитано С.М. Фотиевым)

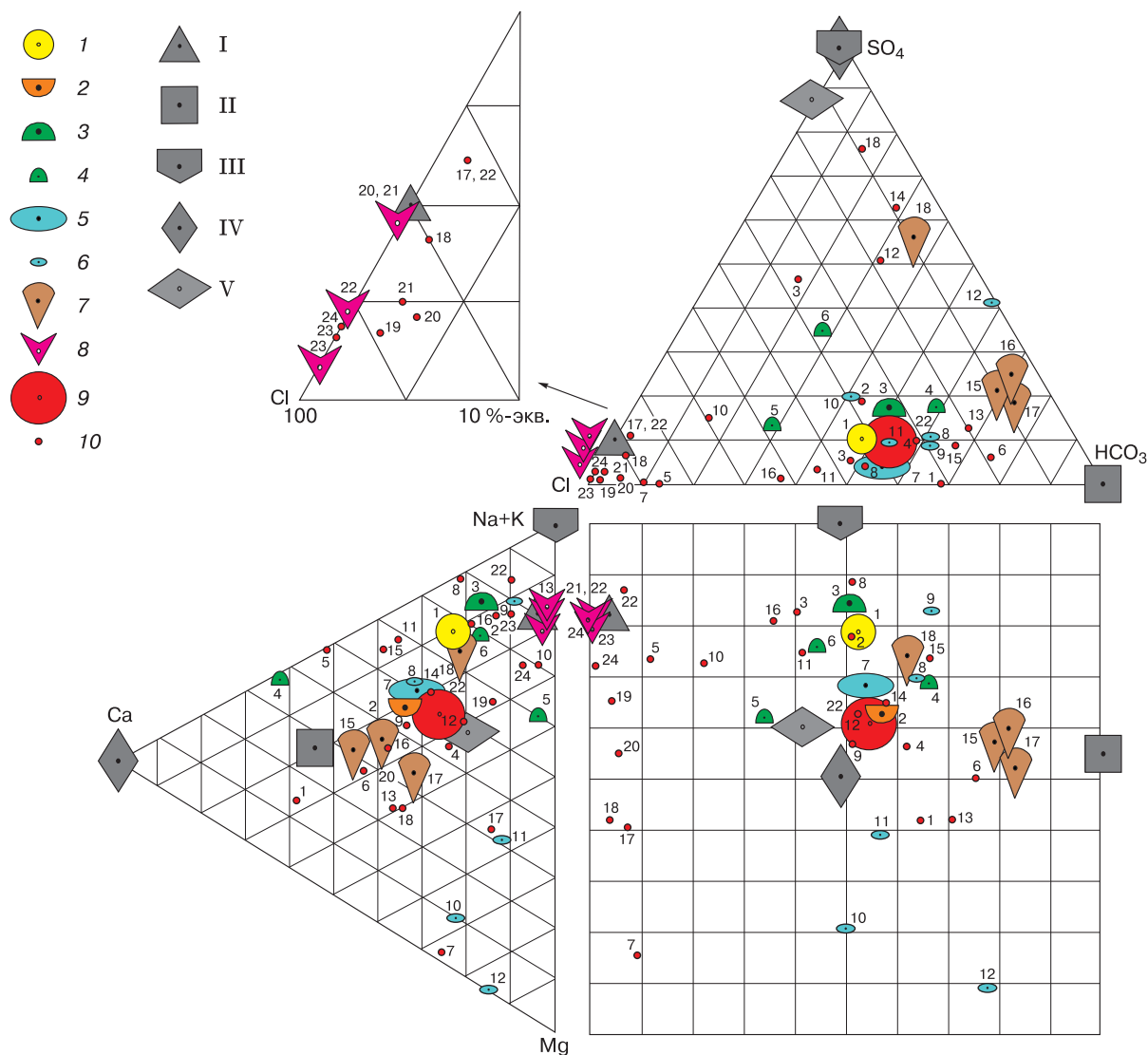
№ п/п	Природная вода	Место отбора пробы	Минерализация, мг/л	Ионный состав, %-экв.						Солевой состав, %			
				Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Морские соли	Бикарбонаты	Сульфаты	Хлориды
1	Атм. осадки	Средний состав 43 проб	30	10,5	23,3	66,2	48,0	10,7	41,3	45,7	47,9	6,4	–
2	Снеговые	Средний состав 29 проб	21	6,4	18,6	75,0	47,7	6,8	45,5	36,3	47,6	3,4	12,7
3	Дождевые	Средний состав 14 проб	49	19,0	33,4	47,6	48,7	18,7	32,6	36,1	48,6	15,3	–
4		Июнь 1982 г.	30	–	37,0	63,0	59,0	19,0	22,0	24,4	58,9	16,7	–
5		Сентябрь 1984 г.	100	35,0	5,0	60,0	28,0	15,0	57,0	63,1	27,8	9,1	–
6		Район р. Сеяха (29.08.1988)	38	14,3	17,8	67,9	28,6	33,9	37,5	41,4	28,5	30,1	–
7	Озерные	Средний состав 107 проб	57	18,2	31,6	50,2	54,9	5,3	39,8	44,0	54,8	1,2	–
8		Район р. Сеяха, оз. № 18	50	15,0	31,0	54,0	60,0	12,0	28,0	31,0	59,9	9,1	–
9		Р-н р. Сеяха, наледь у оз. № 18	14	10,0	11,0	79,0	62,0	9,0	29,0	32,1	61,9	6,0	–
10		Район р. Сеяха, оз. Голубое	118	67,0	23,0	10,0	44,0	19,0	37,0	40,9	43,9	15,2	–
11		Район р. Сеяха, оз. № 24	54	55,0	13,0	32,0	52,0	11,0	37,0	40,9	51,9	7,2	–
12		Район р. Сеяха, оз. № 25	47	85,0	15,0	–	58,0	42,0	–	–	58,0	42,2	–
13	Морские	Средний состав вод океана	35 100	17,6	3,3	79,1	0,3	9,3	90,4	96,4	–	–	3,6
14	Артезианские	Р-н пос. Харасавей (интервал 214–250 м), сред. состав 2 проб	29 900	17,3	4,2	78,5	1,2	1,1	97,7	11,8	1,1	–	87,1
<i>Криометаморфизованные воды</i>													
15	Озерные	До промерзания (V = 100 %)	70,7	22,0	44,0	34,0	68,8	26,3	5,9	6,6	68,7	24,7	–
16		После промерзания (V = 30 %)	142,1	25,4	36,6	38,0	68,5	26,9	4,6	5,2	68,4	26,4	–
17		После промерзания (V = 10 %)	194,3	34,4	34,4	31,2	71,8	21,7	6,5	7,3	71,7	21,0	–
18		После промерзания (V = 4,5 %)	489,5	13,1	22,7	64,2	37,4	56,0	6,6	7,4	37,3	55,3	–
19	Морские	Стадия охлаждения. Крио –1,8 °С	35 100	17,6	3,3	79,1	0,3	9,3	90,4	100,0	–	–	–
20		Стадия концентрации. Крио –3,5 °С	60 500	18,5	2,9	78,6	–	9,2	90,8	98,6	–	–	1,4
21		Стадия десульфатизации. Крио –7,4 °С	117 800	18,5	2,9	78,6	–	9,3	90,7	84,2	–	1,4	14,4
22		Крио –10 °С	141 700	19,4	3,0	77,6	–	4,5	95,5	48,2	–	–	51,8
23		Крио –15 °С	178 100	20,0	3,0	77,0	–	1,7	98,3	18,2	–	–	81,8

Примечание. V – объем жидкой фазы воды. Источник сведений: № 1–3, 7, 14 – [Фотиев, 1999]; № 4, 5, 8–12 – [Крицук, 2010]; № 6 – [Стрелецкая, Лейман, 2002]; № 13 – [Дуров, 1961]; № 15–18 – [Анисимова, 1981]; № 19–23 – [Фотиев, 2009].

ладает ион HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (54,9 %), а среди катионов – ион Na<sup>+</sup> (50,2 %). В среднем солевом составе озерных вод преобладают бикарбонаты (54,8 %) и морские соли (44,0 %), доля сульфатов – 1,2 %, а хлоридов нет.

Идентичность ионного состава озерных вод и ПИПЛ с минерализацией до 300 мг/л достаточно отчетливо видна даже при сравнении средних химических составов, приведенных в табл. 7<sub>7,24</sub>. На диаграмме С.А. Дурова [1961] эти точки располагаются в непосредственной близости (см. рис. 2, 5, 9), что указывает на идентичность химических составов озерных вод и ПИПЛ. Еще нагляднее это сходство видно на квадрате Дурова (см. рис. 3). Автор нанес на квадрат результаты анализов химического состава 107 проб воды,

отобранной в разных озерах Ямала, и 193 проб льда из различных слоев ПИПЛ, минерализация которых изменяется от 10 до 10 000 мг/л. Точки озерной воды и ПИПЛ на квадрате буквально перемешаны между собой, показывая тем самым их гидрохимическое родство. Тем не менее размещение точек преимущественно в правой части верхней половины квадрата указывает на преобладание в настоящее время озерных вод и ПИПЛ гидрокарбонатного класса группы натрия и кальция. Размещение точек в левой части верхней половины квадрата свидетельствует о достаточно широком распространении ПИПЛ хлоридного класса группы натрия. Непосредственно вблизи точки морской воды располагаются точки, характеризующие состав воды в озерах на лайдах Карского



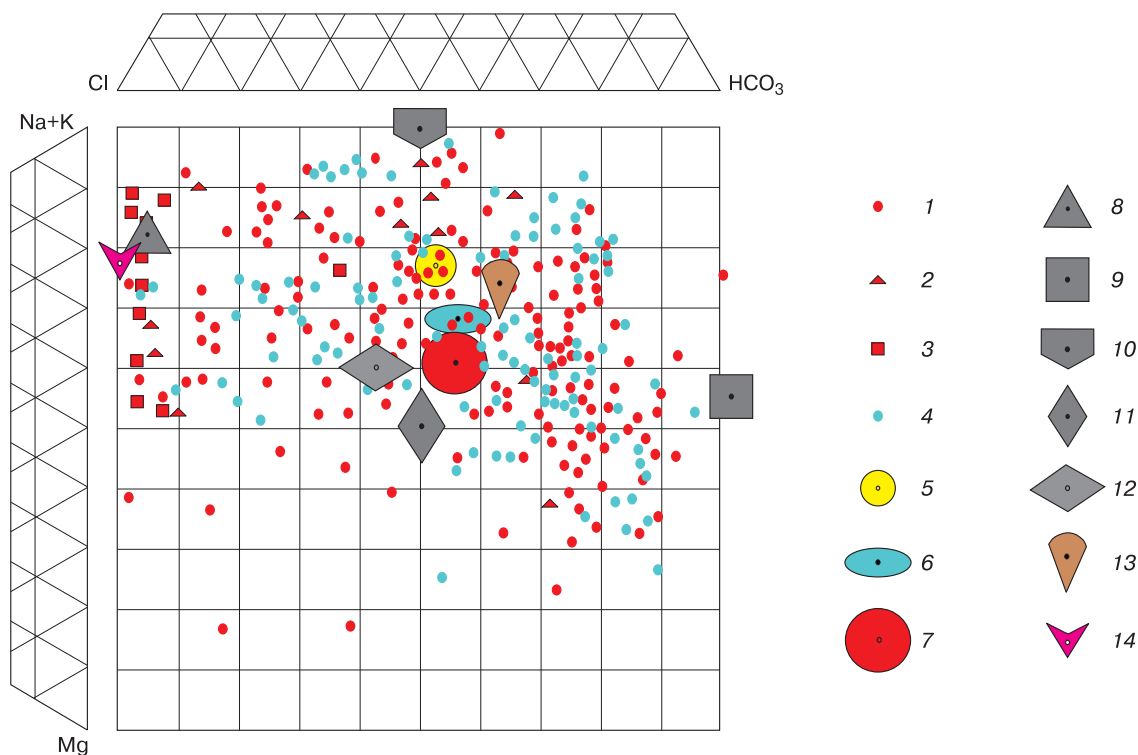
**Рис. 2. Сопоставление химического состава атмосферных, озерных и морских вод и повторно-инъекционных пластовых льдов.**

Точки ионного состава (%-экв.) на диаграмме С.А. Дурова [1961]: 1 – атмосферные осадки, средний состав 43 проб [Фотиев, 1999] (см. табл. 7<sub>1</sub>), 2 – снеговые воды, средний состав 29 проб [Фотиев, 1999] (см. табл. 7<sub>2</sub>); 3, 4 – дождевые воды: 3 – средний состав 14 проб [Фотиев, 1999] (см. табл. 7<sub>3</sub>), 4 – единичные пробы (см. табл. 7<sub>4-6</sub>); 5, 6 – озерные воды: 5 – средний состав 107 проб [Фотиев, 1999] (см. табл. 7<sub>7</sub>), 6 – единичные пробы (см. табл. 7<sub>8-12</sub>); 7 – криометаморфизованные озерные воды (см. табл. 7<sub>15-18</sub>); 8 – криометаморфизованные морские воды (см. табл. 7<sub>19-23</sub>); 9, 10 – повторно-инъекционный пластовый лед: 9 – средний состав 168 проб льда с минерализацией до 300 мг/л [Фотиев, 1999] (см. табл. 3<sub>22</sub>), 10 – единичные пробы льда с различной минерализацией (см. табл. 5<sub>1-24</sub>); I–IV – точки ионного состава основных типов природных вод [Дуров, 1961]: I – морская вода современного океана; II – бикарбонатные воды; III, IV – сульфатные воды: III – зоны растворения мирабилита, IV – зоны растворения гипса; V – зоны окисления сульфидов.

моря, а вблизи точки Крио –15 °С находятся точки ПИПЛ, в формировании ионно-солевого состава которых активное участие принимали криометаморфизованные морские воды. При оценке гидрохимического родства ПИПЛ и озерной воды напрашивается только один вывод – “материнская” вода, сформировавшая пласты ПИПЛ, по-

ступала в мерзлые засоленные морские отложения из ближайшего озера. Единичные пробы озерной воды, отобранные из современных озер на площади БМ (см. табл. 7<sub>8-12</sub>), имеют достаточно разнородный химический состав. Состав некоторых озер (см. табл. 7<sub>8</sub>) близок к среднему составу пластовых льдов, тогда как другие озера (см. табл. 7<sub>12</sub>),





**Рис. 3. Сопоставление химического состава (%-экв.) повторно-инъекционных пластовых льдов и озерных вод Ямала.**

1–3 – точки ионного состава повторно-инъекционных пластовых льдов с минерализацией [Фотиев, 1999]: 1 – до 300 мг/л (168 проб), 2 – от 300 до 1000 мг/л (15 проб), 3 – от 1000 до 10 000 мг/л (10 проб); 4 – точки ионного состава озерной воды (107 проб) [Фотиев, 1999]; 5–7 – точки среднего ионного состава [Фотиев, 1999]: 5 – атмосферных осадков (43 пробы), 6 – озерных вод (107 проб), 7 – повторно-инъекционных пластовых льдов с минерализацией до 300 мг/л (168 проб); 8–12 – точки основных типов природных вод [Дуров, 1961]: 8 – морская вода современного океана, 9 – бикарбонатные воды, 10–12 – сульфатные воды (10 – зоны растворения мирабилита, 11 – зоны растворения гипса, 12 – зоны окисления сульфидов); 13 – точка криометаморфизованной озерной воды [Анисимова, 1981]; 14 – точка криометаморфизованной морской воды, охлажденной до температуры  $-15^{\circ}\text{C}$  (Крио  $-15^{\circ}\text{C}$ ).

обогащенные ионом  $\text{Mg}^{2+}$ , расположены далеко от этой точки. Это говорит о разных условиях и факторах, формирующих химический состав воды в каждом озере.

Не менее важным доказательством озерного происхождения “материнской” воды, сформировавшей пласт льда, следует считать наличие в химическом составе льда ионов  $\text{NH}_4^+$  и  $\text{Fe}^{2+}$  [Баулин, 1967], типичных для озерных вод, и даже водорослей, характерных для озер тундровой зоны [Васильчук, 2010].

Следовательно, все изменения химического состава и минерализации льда в отдельных слоях пласта льда определяются конкретными условиями формирования химического состава воды в озере и водоносных породах талика. В свою очередь состав воды в озере во многом зависит от химического состава атмосферных осадков, от глубины сезонного промерзания воды в озере и температуры охлаждения воды, определяющих

стадию криогенного метаморфизма состава воды. Эти условия весьма различны. Видимо, поэтому столь разнообразен химический состав льда не только в разных пластах, но и в различных слоях одного пласта ПИПЛ (см. табл. 3, 4).

#### **Криометаморфизованные озерные воды.**

Условия и результаты криогенной метаморфизации химического состава и минерализации пресных вод к настоящему времени изучены достаточно детально [Анисимова, 1971, 1981; Фотиев, 1978, 2009; Иванов, 1998]. Например, Н.П. Анисимова изучала криогенное преобразование химического состава озерной воды непосредственно в промерзающих термокарстовых озерах и подозерных таликах Якутии. Установлено, что при кристаллизации пресной воды уменьшается содержание бикарбонатов  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$  и  $\text{Na}$ , теряется углекислота, повышается рН раствора, увеличивается концентрация карбонатов  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$  и  $\text{Na}$ . Концентрация сульфатов и хлоридов изменяется незна-

чительно. При криогенном концентрировании в жидкой фазе уменьшается содержание карбонатов и кальция, но увеличивается количество бикарбонатов натрия и магния. В твердой же фазе (во льду), наоборот, концентрируются ультрапресные воды преимущественно натриевого состава. Преобладание иона  $Mg^{2+}$  в гидрокарбонатных водах и достаточно высокая (200–300 мг/л) минерализация – неопровержимые доказательства значительного криогенного преобразования первичного химического состава и криогенной концентрации пресных вод [Анисимова, 1971; Фотиев, 2009].

При промерзании пресных вод в результате криогенного концентрирования повышается минерализация исходного раствора. Этот процесс детально изучен в лабораторных условиях Н.П. Анисимовой [1981] и А.В. Ивановым [1998]. Результаты исследований показали, что при сокращении объема жидкой фазы от 100 до 4,5 % ее минерализация увеличилась в 7 раз – от 70,7 до 489,5 мг/л (см. табл. 7<sub>15–18</sub>; рис. 2, 7). Важно отметить, что химический состав жидкой фазы изменялся незначительно, так как бикарбонаты Са и Mg выпали в осадок и вовлеклись в твердую фазу (лед). Опытным путем была также выявлена зависимость: чем ниже температура охлаждения, тем выше концентрация жидкой фазы.

Процессы криогенного преобразования ионно-солевого состава и минерализации озерной воды, поступившей к пласту льда, играют огромную роль при формировании химического состава и минерализации каждого слоя в пласте ПИПЛ. Криогенная метаморфизация озерной воды происходит в два этапа: первый этап – при промерзании воды в озере; второй, наиболее важный – при замерзании слоя воды, внедрившейся в толщу мерзлых морских отложений. Результаты криогенного преобразования первичного состава озерной воды зафиксированы в каждом слое пласта льда. Пестрый состав льда в отдельных слоях пласта ПИПЛ – результат неоднородности не только первичного состава озерной воды, но и геотермических (что особенно важно) условий. До настоящего времени эти условия не изучены.

**Морские воды.** Пробы воды, отобранные в разных морях и океанах вне влияния материкового стока, отличаются незначительными вариациями ионно-солевого состава и минерализации. Сравнительно постоянный состав океанической воды, особенно ее хлоридной составляющей, за геологическое время отмечали академики В.И. Вернадский и Н.М. Страхов. Они считали, что в морской воде всегда преобладали хлориды, а бикарбонатная составляющая морской воды была мала вследствие осаждения карбонатов кальция и магния. С.А. Дуров [1961], оценивая химический состав морской воды в реликтовых океанах, также полагал, что состав древних морских вод был бли-

зок к среднему составу воды в современных океанах. По-видимому, можно считать, что состав морской воды во время четвертичных трансгрессий был близок к составу воды в современных океанах (см. табл. 7<sub>13</sub>). Следует отметить, что морской тип (хлоридный натриевый состав) воды сохраняется даже при весьма значительном разбавлении морских вод пресными.

Морские воды, как это было показано выше, принимали активное участие в формировании химического состава и минерализации поровых растворов и текстурообразующих льдов в промерзающей пачке глин, перекрывающей пласт льда. Однако морские воды не могли участвовать в формировании повторно-инъекционных пластов льдов, так как оно началось и происходило значительно позднее – уже в субаэральные условия после полной регрессии моря и многолетнего промерзания пачек засоленных глин и песков.

**Криометаморфизованные морские воды (криопэги)** – особый криогенный тип природных вод, ионно-солевой состав которых формируется при вымораживании морской воды при температуре от  $-2$  до  $-30$  °С и ниже [Фотиев, 1996]. Криопэги, так же как и морские воды, имеют хлоридный натриевый состав, но отличаются от них очень высокой минерализацией (вплоть до крепких рассолов) и наличием в солевом составе хлоридов, полностью отсутствующих и в континентальном, и в морском типах природных вод. Не останавливаясь на деталях, рассмотренных ранее [Фотиев, 1996, 2009], отметим, что содержание хлоридов и степень минерализации криопэгов существенно увеличиваются при понижении температуры охлаждения (см. табл. 7<sub>19–23</sub>; рис. 2, III). Криометаморфизованные морские воды непосредственно участвовали в формировании ионно-солевого состава поровых растворов (см. выше) и опосредственно – в формировании ионно-солевого состава льда в отдельных слоях пласта льда, содержащих большое количество минеральных включений. Особенно велика роль криометаморфизованной морской воды в формировании ионно-солевого состава отдельных слоев льда, в которых доля минеральных включений составляет 40–60 % (ледогрунт). Каким же образом криометаморфизованные морские воды, полностью отсутствующие в ионно-солевом составе озерных вод, попадают в пласт ПИПЛ? Как они оказались на суше – в донных образованиях термокарстовых озер? Предлагаем один из возможных вариантов ответа на поставленные вопросы. При образовании термокарстовых озер на молодой морской равнине криометаморфизованные морские воды, содержащиеся в поровых растворах мерзлых глин, накапливались в таберальных образованиях под термокарстовыми озерами. Минерализация воды в подозерном талике повышалась, а ионно-солевой состав

обогащался ионами  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ . Разжиженный соленый грунт подозерного талика при глубоком (или полном) сезонном промерзании воды в озере под высоким криогенным давлением проникал к подошве пласта и замерзал, формировался очередной слой ледогрунта, в ионно-солевом составе которого и были обнаружены криометаморфизованные морские воды [Фотиев, 2011].

**Подземные воды.** Отсутствие пресных вод в недрах структур – характерная особенность п-ова Ямал. Гидрогеологические условия полуострова в четвертичное время формировались в условиях сурового арктического климата при многократных трансгрессиях и регрессиях Полярного моря. В эпохи трансгрессий моря (морской цикл) накапливались пачки песчаных и глинистых отложений с солеными седиментационными водами. В эпохи регрессий моря морские засоленные отложения в условиях сурового климата быстро промерзали, формировался криогенный водоупор (ярус мерзлых засоленных пород, поры которых заполнены льдом), препятствующий инфильтрации пресных вод в недра структур. Таким образом, на Ямале, как и на всех арктических равнинах, морской цикл, минуя инфильтрационный, сразу сменялся криометаморфическим (криогенным) циклом формирования подземных вод [Фотиев, 2002]. Поэтому на Ямале в недрах структур пресных вод нет [Фотиев, 1978; Павлова, 1991; Кондаков и др., 2001], а двухъярусная криогенная толща представлена ярусом засоленных мерзлых пород, ниже которого залегает ярус охлажденных пород с отрицательно-температурными солеными водами (криопэггами) [Фотиев, 1978]. Соленые подземные воды хлоридного натриевого состава, залегающие в недрах структур ниже криогенного водоупора, не участвовали в формировании мощных ультрапресных ПИПЛ, а пресных подземных вод в недрах гидрогеологических структур нет.

#### **V. Причины изменения первичного состава повторно-инъекционных пластовых льдов**

Современное криогидрохимическое строение останцов III морской террасы – результат преобразования первичных ионно-солевого состава и минерализации ПИПЛ на протяжении позднего плейстоцена и голоцена.

Детально разбуренные криогеохимические профили, пересекающие гряды на площади БМ, наглядно иллюстрируют неоднократные и глубокие преобразования рельефа некогда плоской, субгоризонтальной поверхности террасы, сложенной субгоризонтально залегающими морскими

отложениями с мощными пластами повторно-инъекционных льдов<sup>16</sup>, и несут достаточно большую информацию об изменении химического состава и минерализации ПИПЛ. Детальное рассмотрение этой проблемы – дело будущих исследований.

Современная явно недостаточная изученность палеогеографических условий Ямала на протяжении позднего плейстоцена и голоцена не позволяет однозначно определить время развития глобальных процессов, обусловивших смену эпох глубокого эрозионного расчленения рельефа эпохами субаэрального или субмаринного осадконакопления. Кроме того, путаницу вносит однородность (преимущественно глины или суглинки) состава разновозрастных отложений и практически полное отсутствие конкретных датировок образования той или иной пачки пород. Тем не менее имеется ряд косвенных признаков, убедительно доказывающих, что такие эпохи существовали. Опираясь на эти косвенные признаки, автор попытался в самых общих чертах выделить основные эпохи преобразования рельефа III морской террасы на площади БМ, в каждой из которых изменялись конфигурация пласта льда и криогидрохимическое строение толщи пород, перекрывающих пласт ПИПЛ.

Анализ профиля по линии 1-85 (см. рис. 1, А) позволяет, в первом приближении конечно, выделить три эпохи, которые последовательно сменяли друг друга после эпохи завершения формирования пластов ПИПЛ. В субаэральную эпоху, когда формирование ПИПЛ закончилось, рельеф поверхности представлял собой высокую<sup>17</sup> плоскую заозеренную равнину с большими и глубокими термокарстовыми озерами, некогда “питающими” пласт льда. В пачке глин уже сформировались поровые растворы и текстурообразующие льды, а в пачке мерзлых засоленных песков обособились линзы песков с криопэггами. Химический состав ПИПЛ был гидрокарбонатно-кальциевый (натриевый) с минерализацией 10–300 мг/л.

*Первая эпоха* – эпоха глубокого термоэрозионного расчленения равнинного рельефа III морской террасы. Эрозионное расчленение равнины, по-видимому, началось и продолжалось в период глубокой регрессии Полярного бассейна. В эту эпоху на всей территории БМ в бассейнах прарек Мордыяха, Сеяха, Надуйяха и Нгурияха пачки “каргинских” глин вместе с первичными поровыми растворами и текстурообразующими льдами были полностью или почти полностью “уничтоже-

<sup>16</sup> Информация, конечно, была бы более полной и достоверной, если бы все скважины были пробурены до подошвы пласта льда, но это дело будущего.

<sup>17</sup> Абсолютные отметки поверхности террасы после формирования пласта льда в толще мерзлых морских отложений повысились на 30–50 м (высота, равная мощности пласта льда), т. е. на высоту, которая соизмерима или превышает суммарную мощность пачки песка и пачки глин.

ны” процессами термоденудации. Кровля пласта льда обнажилась, и началось интенсивное эрозионное расчленение самого пласта льда<sup>18</sup>. В долинах прарек Мордыяха, Сеяха, Надуйяха и их крупных притоков пласт льда был размыт полностью. Только при таком допущении можно объяснить глубокое эрозионное расчленение пласта льда и его практически полное отсутствие в долинах рек в пределах поймы. Поэтому ПИПЛ сохранились только в останцах, площадь которых на территории БМ составляет 35–40 %, а первичные контакты пласта льда с пачкой глин встречаются редко.

Наличие глубоких (до 30 м) эрозионных врезов в кровле пласта льда – характерная особенность площади БМ. Именно поэтому практически повсеместно кровля пласта льда в разрезе имеет зубчатый вид. В конце субаэриальной эпохи положительные формы рельефа в пределах гряд или отдельных холмов были сложены льдом, таявшим с поверхности.

*Вторая эпоха* – эпоха трансгрессии моря и аккумуляции пачки засоленных морских глин. Время и размеры морской трансгрессии пока не установлены. В морском бассейне, затопившем практически всю территорию БМ, накапливалась пачка глин. Морские воды контактировали с ПИПЛ, проникали в пласт льда, существенно изменяя химический состав льда и повышая его минерализацию. Вблизи контакта с морскими водами лед обогащался ионами  $Cl^-$  и  $Na^+$ , а минерализация льда при этом существенно увеличивалась – до 3 г/л и выше. Наличие морского бассейна на площади БМ подтверждается повсеместным распространением мощной (не менее 30 м) пачки ритмично-слоистых морских засоленных глин в пределах останцов III террасы. По мнению Л.Н. Крицук, “Значительное хлоридное натриевое засоление отложений, возрастающее сверху вниз от 0,2 до 1,5 %, и единичные находки двусторчатых моллюсков хорошей сохранности указывают на генетическую связь отложений с морским бассейном” [2010, с. 135]. На значительное морское хлоридно-натриевое засоление пачки глин, перекрывающих пласт льда практически на всех останцах III морской террасы на площади БМ, указывают Н.В. Иванова и И.Д. Стрелецкая [*Инженерно-геологический мониторинг...*, 1996, рис. III].

*Третья эпоха* – эпоха регрессии моря, глубокого эрозионного расчленения молодой морской равнины и формирования современного рельефа. После регрессии моря вся территория БМ представляла собой равнину, сложенную достаточно однородными морскими засоленными глинами. Понижение уровня моря привело к глубокому эрозионному расчленению молодой равнины.

Морские засоленные глины, накопившиеся в эпоху последней морской трансгрессии, до настоящего времени сохранились только на останцах III морской террасы, где они выполняют ТЭЛ, врезанные в пласт льда, и перекрывают пласт льда до абсолютной отметки порядка 35 м. На склонах гряд и на пойме р. Сеяха пачка морских засоленных глин полностью “уничтожена” (см. рис. 1, А).

Конусообразный поперечный профиль гряды и отсутствие пласта льда в русле р. Сеяха (см. рис. 1, А) наглядно иллюстрируют не только значительную глубину современного эрозионного вреза и огромные объемы глинистого материала, вынесенного за пределы территории, но и значительные объемы льда, уничтоженные термоэрозией.

## ВЫВОДЫ

1. Установлено, что до настоящего времени большинство исследователей продолжают считать, что мощные ультрапресные пласты ПИПЛ сформировались из морской воды в процессе промерзания пачки песков в толще засоленных отложений.

Существенные недостатки этой гипотезы заключаются в следующем.

– Она не может объяснить, каким образом морская вода хлоридного натриевого состава с минерализацией более 30 000 мг/л, находясь в порах пачки засоленных песков, трансформировалась в ультрапресную (10–140 мг/л) воду гидрокарбонатно-кальциевого (натриевого) состава.

– Гипотеза не учитывает, что поры песка в пачке мощностью 20–30 м не могут содержать такие огромные объемы морской воды (несколько миллионов кубометров), которые необходимы для формирования пласта льда мощностью до 30–50 м.

– Она не может ответить на вопрос: откуда в пачке песков уже на конечной стадии формирования пласта льда концентрируется огромный объем ультрапресной воды, участвующей в образовании мощных гидролакколитов, диаметр которых 40–50 м, а высота превышает 25 м [Фотиев, 2011]?

– Гипотеза не может объяснить происхождение пресных повторно-инъекционных льдов, жилы которых пронизывают пласт льда от подошвы до кровли.

– Она не может объяснить, как в отдельные слои льда могли “проникнуть” довольно крупные ксенолиты глины и даже водоросли, характерные для подозерных таликов тундровой зоны.

2. Выявлены существенные различия и специфические особенности участков морских равнин, в пределах которых криогидрохимическое строе-

<sup>18</sup> Эрозионное расчленение пласта льда с поверхности могло начаться лишь после полного “уничтожения” пачки глин, перекрывающей пласт льда.



ние толщи мерзлых засоленных морских отложений, включающих пласт льда, сохранилось *in situ* или было сильно преобразовано в течение эпох глубокого эрозионного расчленения рельефа или мощного осадконакопления.

3. На конкретных примерах показана зависимость химического состава ПИПЛ от их минерализации.

– В ионном составе льда с минерализацией от 10 до 300 мг/л обычно преобладают ионы  $\text{HCO}_3^-$ , а в солевом составе – бикарбонаты. Такой состав льда формировался при активном участии озерных вод.

– В ионном составе льда с минерализацией от 300 до 1000 мг/л и особенно от 1000 до 10 000 мг/л преобладают ионы  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ , а в солевом составе – морские соли или хлориды. Такой состав льда формировался при активном участии либо морской воды, либо криометаморфизованной морской воды.

4. Установлено, что морские воды проникали в пласт льда. Они меняли первичный гидрокарбонатный состав льда на хлоридный и повышали его ничтожную минерализацию до 300–1000 мг/л и более.

5. Выявлены основные характеристики химического состава ПИПЛ, несомненно указывающие на проникновение морской воды в пласт льда.

– Явное преобладание ионов  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$  и ничтожное содержание ионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$  в составе ПИПЛ.

– Явное преобладание морских солей или хлоридов и ничтожное содержание бикарбонатов в солевом составе ПИПЛ.

– Наиболее высокая минерализация льда типична для самых верхних слоев, непосредственно контактирующих сначала с морскими водами, а затем с морскими засоленными глинами.

– Закономерное уменьшение влияния морских вод на минерализацию льда при удалении слоя пласта от подошвы пачки морских засоленных глин.

– Залегание ультрапресных ПИПЛ с гидрокарбонатно-кальциевым (натриевым) составом вдали (более 6–10 м) от подошвы пачки морских засоленных глин.

6. Выявлено значительное влияние тающих ультрапресных ПИПЛ на минерализацию и химический состав поровых растворов в морских засоленных глинах, перекрывающих останцы пласта льда. Это подтверждается уменьшением в два раза минерализации порового раствора и значительным (5,5 %) содержанием в солевом составе бикарбонатов.

7. Установлено, что озерные воды – единственный источник ультрапресных вод, способный обеспечить: 1) регулярное поступление в толщу мерзлых морских засоленных отложений

значительных объемов ультрапресной воды; 2) формирование мощных (до 30–50 м) выдержанных по простиранию пластов льда; 3) образование огромных гидролакколитов, деформирующих мощный пласт льда и пачку перекрывающих его морских глин; 4) формирование мощных повторно-инъекционных жил льда, пронизывающих многометровый пласт льда от подошвы до кровли. Этот вывод уверенно подтверждается гидрохимическим родством ионно-солевого состава повторно-инъекционных пластовых льдов и озерных вод.

8. Доказано, что морские воды не могли участвовать в образовании ПИПЛ, так как пласты льда начали формироваться в субаэральных условиях лишь после полного промерзания пачки глин и пачки песка, а подземные воды не могли участвовать в формировании ПИПЛ, так как пресных вод в недрах гидрогеологических структур Ямала нет.

9. Показано, что рельеф каргинской равнины (III морской террасы) на площади БМ в позднем плейстоцене и голоцене неоднократно и существенно изменялся в результате смены эпох глубокого эрозионного расчленения эпохами субаэрального или субмаринного осадконакопления. Если предположения автора об этапах развития природы на площади БМ после эпохи формирования ПИПЛ верны, то строение гряд, возвышающихся над поймой рек Мордыяха, Сеяха и Надуйяха, которые до последнего времени считаются останцами III морской террасы, имеют следующее строение. Пласт льда *in situ* залегает на регионально выдержанной пачке мерзлых засоленных песков. Нижние слои пласта сохранили первичный ионно-солевой состав и минерализацию. Средние и верхние слои пласта частично или полностью уничтожены термоэрозионными процессами и морскими водами. Пачка засоленных глин, перекрывающая в настоящее время пласт ПИПЛ на берегу р. Надуйяха и повсеместно залегающая на вершинах гряд останцов III морской террасы практически на всей территории БМ, накопилась в эпоху обширной трансгрессии моря (по-видимому, в голоцене).

## Литература

- Анисимова Н.П.** Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере Центральной Якутии). М., Наука, 1971, 196 с.
- Анисимова Н.П.** Криогидрохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск, Наука, 1981, 153 с.
- Анисимова Н.П., Крицук Л.Н.** Использование криохимических данных при изучении генезиса залежей подземного льда // Проблемы геофизиологии. М., Наука, 1983, с. 230–239.
- 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.



- Баулин В.В.** Геокриологические (мерзлотные) условия Западно-Сибирской низменности / В.В. Баулин, Е.Б. Белопухова, Г.И. Дубиков, Л.М. Шмелев. М., Наука, 1967, 214 с.
- Баулин В.В., Васильчук Ю.К., Дубиков Г.И. и др.** Пластовые залежи подземного льда // Геокриология СССР. Западная Сибирь. М., Недра, 1989, с. 103–111.
- Баулин В.В., Дубиков Г.И.** Пластовые залежи подземного льда // Тр. ПНИИИС, 1970, т. II, с. 175–193.
- Булдович С.Н.** К вопросу о генезисе пластовых льдов приморских равнин (субмаринный синкриогенез) // Материалы Второй конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, т. 1, с. 180–188.
- Васильчук Ю.К.** Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ (Центральный Ямал) // Инж. геология, 2010, № 3, с. 50–77.
- Данилов И.Д., Булдович С.Н., Луковкин Д.С.** Модель динамики теплообмена в породах Карского шельфа и палеошельфа в позднем плейстоцене–голоцене и субмаринный криолитогенез // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 4, с. 54–60.
- 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. 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.
- Дуров С.А.** Синтез в гидрохимии. Происхождение солевого состава природных вод. Ростов н/Д, Кн. изд-во, 1961, 248 с.
- Иванов А.В.** Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. Хабаровск, Дальнаука, 1998, 164 с.
- Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала:** В 2 т. Тюмень, ИПОС СО РАН, 1996, т. 2, 237 с.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.** Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценовых оледенений криолитозоны // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 5, с. 1185–1187.
- Кондаков В.В., Галявич А.Ш., Меньшикова В.П., Качан И.М.** Подземные воды южной части Бованенковского ГКМ // Материалы Второй конф. геокриологов России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 141–144.
- 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.
- Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С.** Условия залегания и строение пластовых залежей пластового льда района оз. Ней-То (п-ов Ямал) // Вопросы региональной и инженерной геокриологии. М., Стройиздат, 1983, с. 73–88.
- Крицук Л.Н.** Подземные льды Западной Сибири. М., Науч. мир, 2010, 352 с.
- Павлова О.П.** Особенности формирования подземных вод в северной части Западно-Сибирского артезианского бассейна // Мерзлые породы и криогенные процессы. М., Наука, 1991, с. 79–84.
- Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е.** Пластовые льды среднего Ямала и их роль в формировании рельефа // Пластовые льды криолитозоны. Якутск, Кн. изд-во, 1982, с. 51–61.
- Соломатин В.И., Коняхин М.А.** Криолитогенез и стратиграфия мерзлой толщи центрального Ямала // Итоги фундаментальных исследований криосферы Земли в Арктике и Субарктике. Новосибирск, Наука, 1997, с. 173–182.
- Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В.** Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // Материалы гляциол. исслед., 1993, вып. 77, с. 139–147.
- Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О.** Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэггов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли, 2002, т. VI, № 3, с. 15–24.
- Фотиев С.М.** Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. М., Наука, 1978, 236 с.
- Фотиев С.М.** Закономерности криогенной метаморфизации химического состава морской воды // Криолитозона и подземные воды Сибири. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996, ч. II, с. 16–26.
- Фотиев С.М.** Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65.
- Фотиев С.М.** Криометаморфический цикл формирования подземных вод в недрах гидрогеологических структур России в четвертичном периоде // Геоэкология, инж. геология, гидрогеология, геокриология, 2002, № 1, с. 5–17.
- 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). Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2009, 279 с.
- Фотиев С.М.** Механизм формирования инъекционных жил льда и гидролакколитов // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 2, с. 44–55.
- Шполянская Н.А.** О возможности промерзания донных отложений в арктических морях // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1989, № 5, с. 72–79.
- Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д., Сурков А.В.** Криолитогенез в пределах Арктического шельфа (современного и древнего) // Криосфера Земли, 2006, т. X, № 3, с. 49–60.

Поступила в редакцию  
15 февраля 2012 г.