

Арктика и Антарктика

Правильная ссылка на статью:

Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К. — Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 1. Марре-Сале // Арктика и Антарктика. – 2019. – № 4. DOI: 10.7256/2453-8922.2019.4.31645 URL: https://nbpublish.com/library_read_article.php?id=31645

Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 1. Марре-Сале

Чижова Юлия Николаевна

кандидат географических наук

старший научный сотрудник, Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук (ИГЕМ РАН)

109017, Россия, г. Москва, Старомонетный переулок, 35, оф. 102

✉ ecentr@yandex.ru



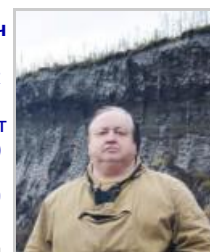
Васильчук Юрий Кириллович

доктор геолого-минералогических наук

профессор, кафедра геохимии ландшафтов и географии почв, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова (МГУ)

119991, Россия, г. Москва, ул. Ленинские Горы, 1, оф. 2009

✉ vasilch_geo@mail.ru



[Статья из рубрики "Многолетнемерзлые породы и подземные льды Арктики, Антарктики и горных регионов"](#)

Аннотация.

В статье рассмотрены изотопные данные (изотопный состав кислорода, водорода и дейтериевый эксцесс), опубликованные по пластовым льдам Ямала вблизи полярной станции Марре-Сале. В разрезах береговых обрывов высотой 20-30 м развиты два основных комплекса четвертичных отложений - и в верхнем с континентальными песчано-супесчаными позднеплейстоцен-голоценовыми отложениями, и в нижнем - с морскими и прибрежно-морскими засоленными глинами и суглинками с прослоями песков и супесей, встречены пластовые льды. Опубликованные изотопные данные по этим двум разным типам льда указывают на то, что льды были сформированы из свободной воды в условиях открытой системы, причем льды нижнего комплекса образовывались из воды, являвшейся смесью морских и атмосферных вод. Целью данной статьи являлось рассмотрение основных противоречий и трудностей, возникающих при интерпретации изотопных данных. Изотопная интерпретация базировалась на сопоставлении линейных трендов в координатах изотопной диаграммы, установленных для разного типа льда, атмосферных, озерных и морских вод. Основным выводом данного исследования стала схема возможного образования пластового льда нижнего яруса обнажения Марре-Сале. Лед образовывался на верхней границе водонасыщенного песчаного горизонта на контакте с перекрывающими глинами в условиях открытой системы (без изотопного истощения остающейся после образования порции льда воды). Источником воды послужило озеро, в котором на ранних стадиях образования пластовых льдов, оставалась морская вода, объем которой постепенно уменьшался при опреснении атмосферными осадками.

Ключевые слова: пластовый лед, Марре-Сале, изотопы кислорода, изотопы водорода, источник воды, открытая система, закрытая система, дейтериевый эксцесс, озерная вода, морская вода

DOI:

10.7256/2453-8922.2019.4.31645

Дата направления в редакцию:

14-12-2019

Дата рецензирования:

14-12-2019

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00813).

Введение

Разрез четвертичных отложений в районе полярной станции Марре-Сале, расположенной на западном побережье полуострова Ямал, является достаточно хорошо изученным [\[1-13\]](#). Для этого разреза были описаны многочисленные дислокации вмещающих отложений (рис. 1), сам разрез неплохо датирован по радиоуглероду растительных остатков и торфа.

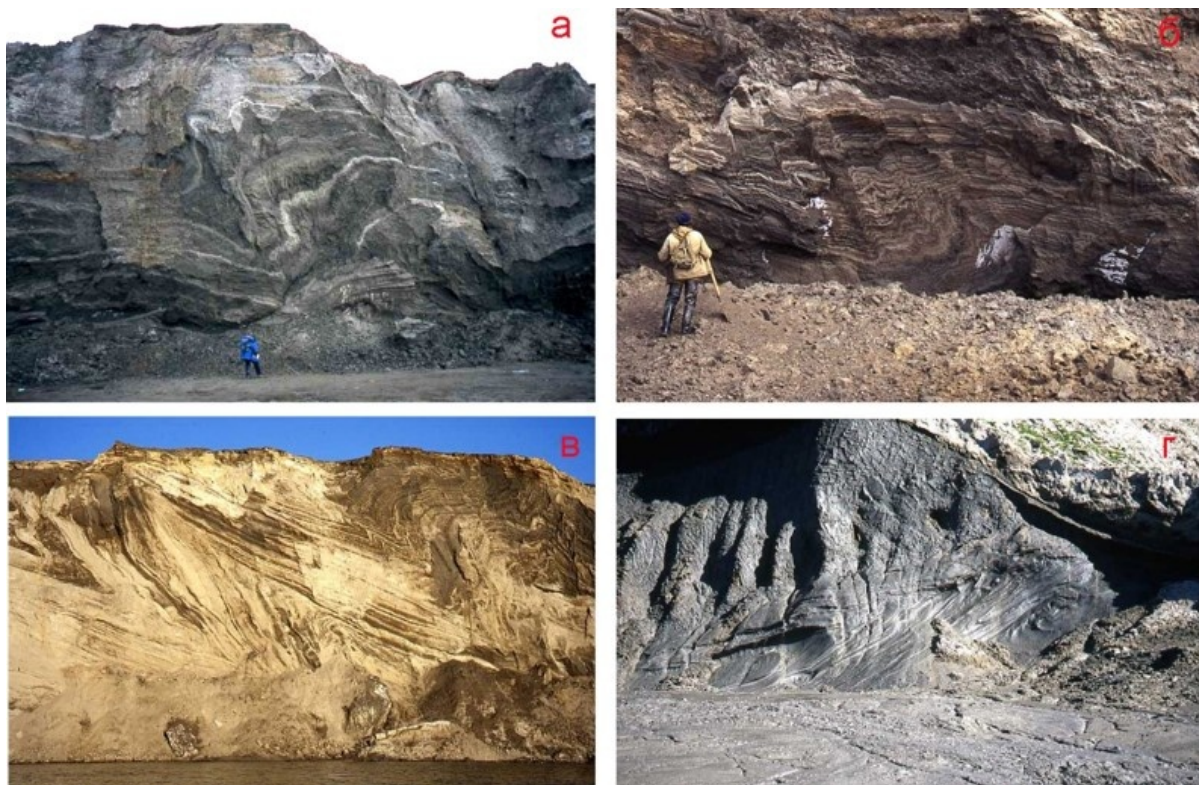


Рис. 1. Дислокации, складчатые структуры в береговых отложениях близ Марре-Сале. Фото О.Инголфссона

Однако остается ряд ключевых вопросов, по которым возникают разногласия. В первую очередь это касается условий образования мощных залежей пластовых льдов (ПЛ) и дислокаций. Толща четвертичных отложений, вскрываемая в обнажениях близ Марре-Сале, состоит из двух основных частей. Верхняя часть представлена незасоленными континентальными отложениями. Для нижней, более древней толщи, генезис и возраст осадков остается дискуссионным. К нижней толще относятся в разной степени засоленные отложения прибрежно-морского и морского генезиса [12; 8]. В верхнем континентальном комплексе отложений описаны пластовые льды (рис. 2, а) с лакколитами и штоками [5]. Пластовые льды в нижнем комплексе отложений (рис. 2, б) имеют видимую мощность до 5 м и залегают согласно вмещающим породам [12; 5; 10].



Рис. 2. Два типа пластового льда в обнажении Марре-Сале: а – верхний, из Е.А.Слагоды и др. [5, с. 14], б – нижний, из Г.Е. Облогова [10, с.91]

В данной статье мы рассмотрим опубликованные изотопные данные по пластовым залежам Марре-Сале [5, 7, 10] и проанализируем основные гипотезы формирования льда с позиций изотопной индикации. Целью работы является анализ опубликованных данных изотопного состава кислорода и водорода льда пластовых залежей, а также рассмотрение основных противоречий и трудностей, возникающих при интерпретации изотопных данных. Опубликованные данные изотопного состава кислорода и водорода пластового льда Марре-Сале В обнажениях Марре-Сале было описано два разных типа пластового льда, который назван «пластовый лед 1 (ПЛ1)» и «пластовый лед 2 (ПЛ2)» [7, 10] или «верхняя залежь льда» и «нижняя залежь льда» [5]. Горизонт ПЛ1 представляет собой чередование субгоризонтальных, волнистых, вплоть до субвертикально-изогнутых (дислоцированных) прослоев льда толщиной от нескольких сантиметров до 1,5 м и прослоев грунта, которые представлены песками и супесями с суммарной льдистостью 40–60%. В 4,5 км к югу от п/с Марре-Сале в береговом обрыве высотой 13–15 м под слоем каргинско-сартанского песка и казанцевских глин с глубины около 5 м вскрывается толща ПЛ2 мощностью более 8 м (лед уходит под уровень моря). Лед пластовой залежи 2 представляет собой чередование слоев чистого прозрачного стекловидного льда и льда с примесью минеральных включений (глин, торфяных остатков, песчаных частиц) в виде взвеси. С глубиной лед становится прозрачнее, включает в себя мелкие пузырьки воздуха, которые находятся под давлением. Пластовый лед 2 залегают в засоленных отложениях, датированных поздним плейстоценом. Наиболее интересные его черты проявляются в распределении изотопных характеристик с глубиной и по отношению к более молодому пластовому льду 1. Пластовый лед 1 находится на больших абсолютных высотах, датируется концом позднего плейстоцена [7] и имеет заметно более легкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (табл. 1, рис. 3).

Таблица 1. Изотопные параметры пластового льда Марре-Сале. По данным из Е.А. Слагоды и др. [5] и Г.Е. Облогова [10]

Полевой номер образца	Глубина, м	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d_{exs} , ‰
<i>ПЛ2 - нижний ярус [10]</i>				
11MS7	6,8	-10,02	-76,7	3,5
11MS7	7,6	-10,85	-83,3	3,5
11MS7	8,1	-8,82	-67,9	2,7
11MS7	8,8	-13,61	-104,4	4,5
11MS7	9,3	-13,36	-102,3	4,6
11MS7	9,7	-12,76	-98,2	3,9
11MS7	10,2	-15,56	-119,8	4,7
11MS7	14	-17,74	-137,2	4,7
12MS05	4,9	-9,03	-71,7	0,6
12MS05	5,2	-9,4	-74	1,3
12MS05	5,5	-9,32	-74,9	-0,3
12MS05	5,8	-9,49	-77	-1,1
12MS05	6,1	-14,81	-116,2	2,3
12MS05	6,4	-13,45	-105,5	2,1

12MS05	6,7	-13,64	-105,4	3,7
12MS05	7	-17,94	-137,8	5,7
13MS07	4,3	-10,1	-78	2,8
13MS07	4,6	-11	-85	3
13MS07	4,9	-12,6	-96	4,8
13MS07	4,9	-12,4	-95	4,2
13MS07	4,9	-10,7	-82	3,6

ПЛ1 – верхний ярус [\[10\]](#)

11MS1	4,4	-20,58	-155,3	9,3
11MS1	4,6	-20,45	-154,4	9,2
12MS01	4,4	-19,67	-147	10,3
12MS01	4,6	-20,18	-152,9	8,6
12MS01	4,8	-18,51	-138,6	9,5
12MS03	9,2	-20,62	-156	8,9
12MS03	9	-19,88	-150,2	8,9
12MS03	9,4	-19,7	-150,1	7,5
12MS03	9,4	-19,16	-146,1	7,1
12MS04	9,5	-19,18	-147	6,5
12MS04	?	-18,53	-141,2	7
12MS04	?	-18,6	-142,1	6,7
13MS06	8	-21,1	-161	7,8
13MS09	7	-17,3	-129	9,4
13MS04	7	-19,4	-147	8,2
13MS05	7	-19	-144	8
13MS02	7	-18,9	-143	8,2

Верхняя залежь льда [\[5\]](#)

MC-2/2-08	21,0	-21,1	-163,2	5,9
MC-1/31-08	13,0	-24,1	-185,9	7,2
MC-2/2-08	25,6	-21,0	-161,8	6,1
MC-2/2-08	25,6	-23,7	-183,6	5,7
MC-2/2-08	21,0	-15,2	-112,4	8,8
MC-2/2-08	22,0	-14,3	-108,6	5,5

Нижняя залежь льда [\[5\]](#)

MC-3-09	13,6	-9,8	-77,9	0,2
MC-1-09	15,7	-21,5	-162,8	9,0

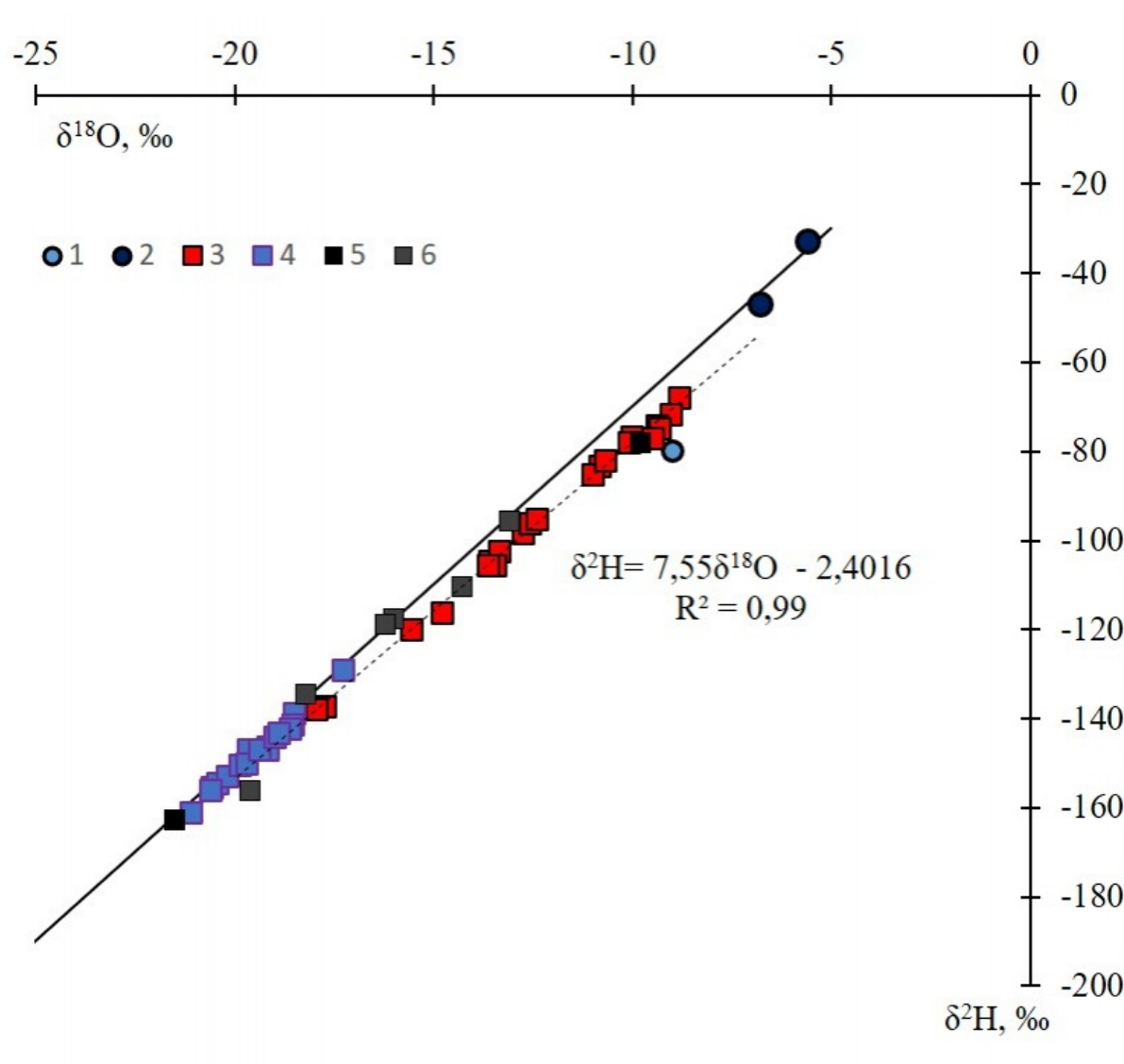


Рис. 3. Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для пластового льда и природных вод региона: 1 – озерная вода по [8], 2 – морская вода по [8], 3 – пластовый лед ПЛ2 по [10], 4 – пластовый лед ПЛ1 по [10], 5 – пластовый лед нижней залежи по [5], 6 – пластовый лед верхней залежи по [5].

Точки изотопных значений пластовых льдов нижнего яруса ПЛ2 и двух образцов нижней залежи из работы [5] формируют на изотопной диаграмме линейный тренд, описываемый уравнением $\delta^2\text{H} = 7.55 \times \delta^{18}\text{O} - 2.4$ (см. рис. 3). Нижний ярус пластовых льдов характеризуется довольно высокими значениями $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с вышележащим ярусом пластовых льдов. Существует несколько гипотез формирования пластовых льдов Ямала, рассмотрим основные из них и обсудим основные противоречия, возникающие при сопоставлении этих гипотез с полученными изотопными данными, опубликованными в работах [5, 7, 10].

Изотопные противоречия в ледниковой гипотезе

По представлениям Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградского [2] нижняя толща представлена преимущественно позднеплейстоценовым ледниковым комплексом в виде сильнодислоцированной основной морены. Эти мореноподобные отложения содержат пластовые льды ледникового генезиса, эрратический каменный материал в виде мелкого гравия и гальки, а также мелко раздробленные растительные остатки (см. рис. 1). Эти

факты, по мнению ряда исследователей [2; 11; 14] указывают на ледниковое происхождение четвертичных отложений, слагающих рассматриваемые участки западного побережья Ямала.

Обычно ледниковый лед арктических районов (и атмосферных осадков) характеризуется связью значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с угловым коэффициентом около от 7 до 8 [15]. Поскольку по пластовому льду ПЛ2 получена близкая величина наклона (7.55) в координатах $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$, можно оценить, могут ли пластовые льды быть остатками плейстоценовых ледников.

На ближайших арктических островах и архипелагах проводились изотопные исследования ледникового льда по материалам керна бурения, однако в большинстве случаев, анализировался только изотопный состав кислорода [16; 17]. Парные изотопные определения доступны по ледниковому керну с купола Академии наук на Северной Земле [18]. Линия регрессии для этого льда имеет вид $\delta^2\text{H} = 7.57 \times \delta^{18}\text{O} + 2.13$, $R^2 = 0.98$. Точки изотопных значений ледникового льда практически лежат на линии метеорных вод, но в области более легких значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, чем у ПЛ2 (рис. 4). Несмотря на очевидное совпадение наклонов для ледникового льда и льда ПЛ2 самым существенным различием являются намного более высокие величины $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда. В ПЛ2 значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от -8.8 до -17.7‰ , в ледниковом льду купола Академии наук от -16.8 до -24.6‰ (см. рис. 4). Ледниковый лед имеет значения дейтериевого эксцесса выше, чем ПЛ2 (d_{ex} ледникового льда от 6.8 до 14.1 и d_{ex} пластового льда от 0.3 до 7.2‰). На другом ближайшем арктическом архипелаге Новая Земля ледниковый лед имеет более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$: от -15.4 до -17.6‰ и от -110.1 до -127.1‰ соответственно, однако для всех проб льда характерны высокие величины дейтериевого эксцесса, которые не опускаются ниже 10‰ [19]. Это заставляет серьезно сомневаться в возможности ледниковой природы пластового льда, так как если лед ледниковый, т.е. атмосферный, то он должен отражать изотопный сигнал атмосферных осадков, для которых характерно положение на линии метеорных вод либо несколько выше линии метеорных вод в координатах изотопной диаграммы.

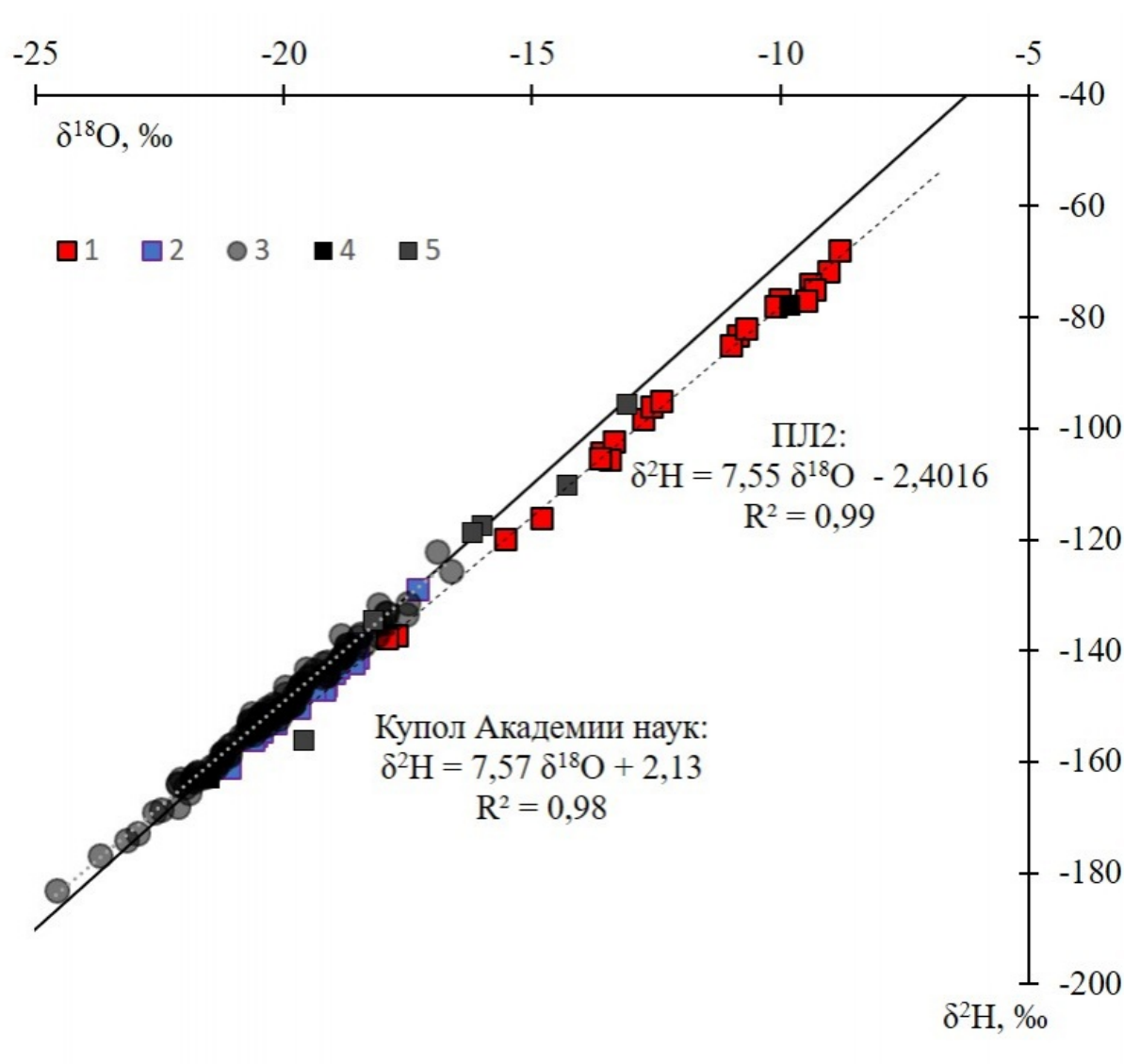


Рис. 4. Соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для пластового и ледникового льда: 1 – пластовый лед ПЛ2, 2 – пластовый лед ПЛ1, 3 – ледниковый лед керн Академии наук, Северная земля, по [18], 4 – пластовый лед нижней залежи, 5 – пластовый лед верхней залежи, по [5]

Возможно есть спорное допущение в том, что мы используем изотопные параметры современных ледниковых льдов для сопоставления с пластовым льдом позднелайстоценового возраста, т.к. пластовый лед залегают в отложениях возрастом более 40-60 тыс. лет [11]. Однако, судя по положению изотерм зимнего периода, реконструированных для периода 40-12 тыс. лет назад для территории России [20, 21], общая картина циркуляции атмосферы в позднем ледниково-позднелайстоценовом периоде заметно не менялась. Поэтому мы предполагаем, что атмосферные осадки, хотя и были изотопно легче современных, все равно соответствовали глобальной линии метеорных вод. Об этом же говорит и величина дейтериевого эксцесса (d_{exs}) во льду ПЖЛ позднелайстоценового возраста [10], в которых d_{exs} варьирует от 6 до 11‰. Поскольку ПЖЛ формируются из атмосферных осадков зимнего и весеннего сезонов, то можно полагать, что атмосферные осадки того периода соответствовали глобальной линии метеорных вод. Пластовые льды нижнего яруса, относимые многими авторами к ледниковым [22, 23], в действительности не несут в себе очевидных признаков погребения ледникового льда: «...они залегают согласно вмещающим отложениям и деформированы совместно с ними. Даже если предположить, что карский диамиктон является мореной ледниково-позднелайстоценового

ледникового щита, то лёд пластов вероятнее всего сформировался внутри грунта при замерзании подледниковых вод» [24]. Пластовые льда верхнего яруса, несмотря на практически полное совпадение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с ледниковым льдом купола Академии наук, скорее отражают условия открытой системы и сегрегационного сингенетического льдообразования, чем захоронения глетчерного льда. На это указывает само строение пластового льда, которое в работе называют ледогрунтом [7], поскольку он состоит из чередующихся слоев более чистого льда и льда с большим количеством грунтовых частиц. Нижний контакт ледогрунтовой толщи подчёркивается мощным выдержанным ледяным шлиром толщиной 5 см. Самым слабым местом ледниковой гипотезы образования пластовых льдов нижнего яруса Марре-Сале по мнению авторов являются высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда при низких величинах дейтериевого эксцесса, значительно меньших, чем для ледникового льда.

Изотопные противоречия в морской гипотезе

Поскольку лед пластовый лед нижнего яруса (ПЛ2) залегает под засоленными глинами и изотопно более тяжелый, была предложена гипотеза формирования этого льда с участием морской воды, которая осталась в лагунах и изолированных озерах после трансгрессии моря [3; 7, 10]. Предполагается, что морская вода была опреснена, как например, современная вода Баренцева моря у побережья Ямала со значениями $\delta^{18}\text{O} = -6.8$ и -5.7‰ [8]. Однако, мы полагаем, что эти воды не могли участвовать в формировании льда ПЛ2, поскольку они достаточно далеко отстоят по своим изотопным параметрам от льда (см. рис. 3) и отличаются высокими значениями дейтериевого эксцесса: 7.4 и 11.8‰ соответственно. Эти значения d_{exc} слишком велики для морской воды, поскольку даже для опресненных морских вод с соленостью около 11 г/л величина дейтериевого эксцесса должна не превышать 4‰ [25]. Значения дейтериевого эксцесса выше 7‰, полученные в работе [8], заставляют усомниться в верности этих изотопных данных для морской воды. Если формирование льда происходило из морской воды, даже опресненной, то образование льда с минерализацией от 0.032 до 0.218 г/л [10] должно было обеспечить криогенное концентрирование солей при льдообразовании и формирование мощного соленого криопэга ниже или сбоку от пластовой залежи. Еще одним противоречием, содержащимся в работе [7; 10] является предложенная ими модель формирования льда из озера с опресненной морской водой в условиях закрытой системы. Эта модель должна означать, что промерзает обводненный подозерный талик, а слой засоленных глин, перекрывающий пластовый лед – это озерные донные осадки. В этом случае, при промерзании водной линзы в основании талика, должна быть реализована закрытая система. А полученное отношение для льда $\delta^2\text{H} = 7,55 \times \delta^{18}\text{O} - 2,401$ (см. рис. 4) указывает не на закрытую систему, а скорее на формирование льда в открытой системе. В дискуссии по вопросу об участии соленых морских вод в образовании мощных пластовых залежей активно участвовал С.М. Фотиев [26, 27], который указывал на формирование пластовых льдов из озерной пресной воды. Основным его доводом против морской гипотезы является гидрохимический состав пластовых льдов, которые помимо низкой минерализации (пресные льды) имеют другой состав преобладающих ионов – возрастает концентрация континентальных гидрокарбонат-иона и кальция [26, 27]. Здесь мы должны отметить, что состав ионов пластовых льдов ПЛ2 неизменно хлоридно-натриевый [7], что в целом отвечает морскому источнику, а в отложениях ПЛ1 он меняется снизу вверх на преобладание континентальных, что свидетельствует об участии атмосферной влаги как основного

источника пластовых льдов.

Изотопные противоречия в озерной гипотезе

На озерные воды, как источник мощных пластовых льдов Ямала указывали Ю.К.Васильчук [28] и С.М. Фотиев [26, 27], хотя ими рассматривались два разных сценария поступления воды к месту образования пластового льда. В первом случае, пластовые льды формировались из воды несквозного талика под озером, водяная линза которого пополнялась атмосферными осадками (как и вода самого озера). При промерзании такого водонасыщенного талика, как пишет Ю.К.Васильчук [28]: «дальнейшее промерзание могло приводить образованию мощных пластовых ледяных залежей, перекрытых озёрными осадками» (рис. 5, А). В таком случае реализуется классическая закрытая система, что должно приводить к изотопному фракционированию, отражающемуся в значениях $\delta^{2}\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда. В случае с пластовыми льдами Марре-Сале как нижнего, так и верхнего яруса, эта модель не реализуется.

Во втором случае, согласно доводам С.М.Фотиева [26, 27], пластовые льды формировались в результате инъекции пресной озерной воды термокарстовых котловин. Проникновение озерной воды в толщу мерзлых отложений могло быть возможным лишь тогда, когда абсолютные отметки дна промерзающего озера опускались ниже абсолютных отметок зоны контакта пачки глин и пачки песка в бортах термокарстовой котловины. Согласно его гипотезе, формирование на озере сплошного ледового покрова приводило к образованию в озерной котловине замкнутой системы. Промерзающая в замкнутой котловине озерная вода приобретала огромное криогенное давление, под воздействием которого через зону контакта по криогенному водоупору она проникала в толщу мерзлых отложений. Водоупором, по его мнению, служила кровля пачки мерзлых песков. «Если толщина озерного льда была меньше глубины озера, то из замкнутой озерной котловины под мощным криогенным давлением к подошве пласта льда поступала прозрачная озерная вода (рис. 5, Б), а если больше, то поступала мутная вода или разжиженные осадки из водоносных таберальных отложений подозерного талика. Наличие в отдельных слоях пласта песка, гравия, гальки и водорослей, а также слоев ледогрунта свидетельствует о том, что вода, поступающая из озера или подозерного талика, не фильтровалась через песчаные слои. Поток воды по кровле криогенного водоупора под напором проникал вдоль подошвы пласта на различные (иногда значительные) расстояния. Только при таком допущении песок, гравий, галька и водоросли могли оказаться внутри отдельных слоев льда» [27]. Нам представляется маловероятным, чтобы незамерзшая вода могла раздвинуть мерзлые отложения и внедриться между мерзлыми плотными глинами и подстилающими ее мерзлыми засоленными песками. И сделать это на большие по площади расстояния. Если вода внедрялась в пески, то она должна была растворить содержащиеся в нем соли и стать соленой, т.к. согласно его схеме (см. рис. 5, Б) в песках были криопэги, но согласно его же доводам, вода, формирующая пластовые льды, была пресная.

Довольно странно, что криогенным водоупором являлись мерзлые пески. Как правило, мерзлые пески имеют малую льдистость, и меньшую плотность по сравнению с перекрывающими их глинами. Глины в данном случае, многие авторы считают важным фактором формирования льдов, поскольку именно на их границе происходит миграция поровой, капиллярной и связанной воды, что важно для сегрегационного льдообразования [29].

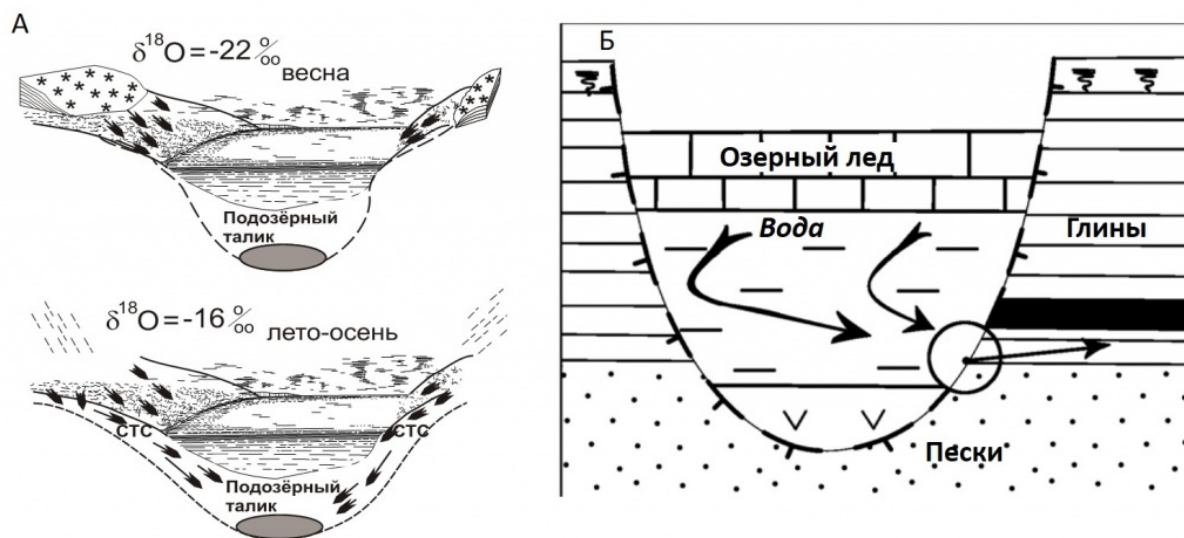


Рис. 5. Формирование пластовых льдов на дне несквозного подозерного талика (А) при атмосферном питании озера по Ю.К.Васильчуку [28, с. 62], и (Б) при инъекции озерной воды в стенку котловины на литологическую границу глины/пески по С.М.Фотиеву [26]

Однако в случае озерной гипотезы был предложен инъекционный механизм поступления воды к фронту промерзания. Если рассматривать предложенную С.М.Фотиевым модель, то при льдообразовании должна быть закрытая система. Но она в случае пластовых льдов нижнего яруса Марре-Сале (как, впрочем, и верхнего яруса пластовых льдов) не реализуется. Это является основным изотопным противоречием в озерной гипотезе, если применять ее к пластовым льдам нижнего яруса Марре-Сале.

Изотопные противоречия в гипотезе льдообразования в закрытой систем

Интригующей особенностью ПЛ2 является наклон линии регрессии, описывающей значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда. Как видно на рис. 3, все установленные значения по ПЛ2 аппроксимируются линией с наклоном 7.5 ($R^2 = 0.99$). В работе [7] для ПЛ 2 приводится уравнение регрессии вида $\delta^2\text{H} = 4,9 \times \delta^{18}\text{O} - 64,2$. Очевидно, в этом опубликованном уравнении содержится ошибка, либо данные приведены не полностью, поскольку в опубликованной работе [10] содержится фактический материал (см. табл. 1), линейный тренд по которому имеет вид $\delta^2\text{H} = 7.55 \times \delta^{18}\text{O} - 2,4$ (рис. 6, а). Установленная величина наклона не соответствует замерзанию свободной воды в условиях закрытой системы.

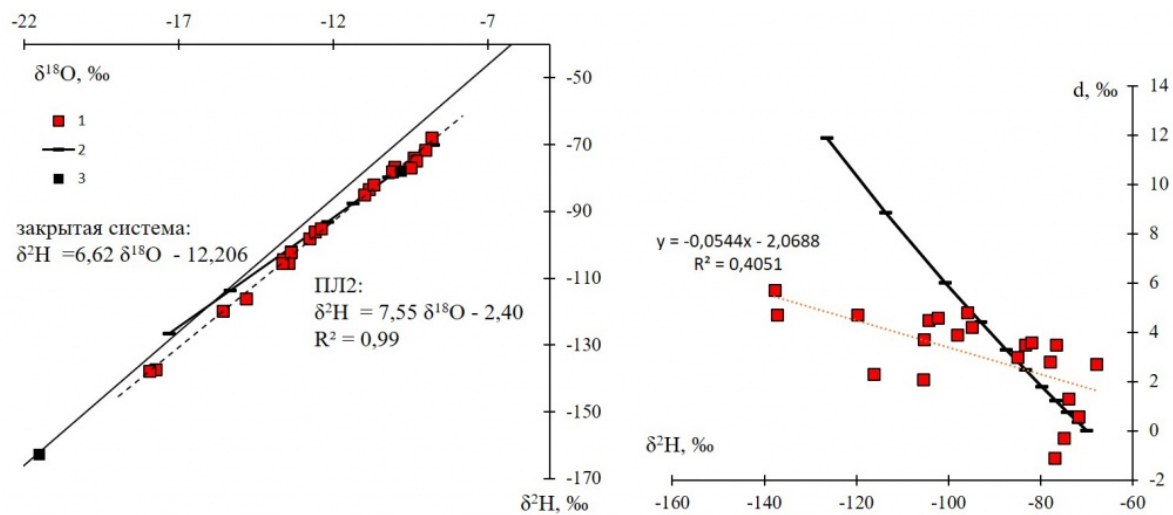


Рис. 6. Расчетные величины $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} льда в закрытой системе и несоответствие им реальных значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} льда ПЛ2: 1 – изотопные характеристики ПЛ2 (из [10]); 2 – расчет модели закрытой системы; 3 – изотопные характеристики нижней залежи льдов (из [5])

Расчет модели закрытой системы показал, что динамика значений изотопного состава кислорода и водорода льда должна определяться соотношением $\delta^2\text{H} = 6.62 \times \delta^{18}\text{O} - 12.2$ при использовании коэффициентов, опубликованных в [30] и в рэлеевском процессе при значениях $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ начальной воды -11.6 и -89 ‰. Значения начальной воды были рассчитаны по максимальной величине значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда (-8.8 ‰ и -67.9 ‰, см. табл.1) исходя из $\delta^{18}\text{O}_{\text{льда}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{воды}} + \epsilon$, аналогично для $\delta^2\text{H}$, величина $\epsilon_{18\text{O}} = 2.9$ ‰, $\epsilon_{2\text{H}} = 21$ ‰ согласно коэффициентам фракционирования в системе вода-лед [30]. Не только несоответствие расчетного наклона реальным образцам, но и установленный диапазон изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда пластовой залежи не соответствует расчетному. Выполненный расчет замерзания воды в закрытой системе имеет диапазон изменения $\delta^{18}\text{O}$ в 8.5 ‰ от фракции льда $f=0.01$ (1% льда по отношению к воде) до 0.95 (95% льда по отношению к замерзающей воде). А во льду ПЛ2 общий разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ составил 9.1 ‰. Это же касается пластового льда нижней залежи, исследованного Е.А.Слагодой и др. [5] (см. рис. 6, а), где разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ в образцах льда, удаленных друг от друга на 2.1 м по высоте составил 11.7 ‰ (см. табл. 1). При этом точки изотопных значений этого льда также находятся на линии регрессии с наклоном 7.55 . Также на несоответствие изотопных характеристик льда закрытой системе указывает отношение $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$ (рис. 6, б), которое используется для подобной диагностики [15]. Возможно, этот лед формировался в условиях открытой системы, а опробованные фрагменты представляют разные генерации льда и разные фракции льда, сформированного из атмосферной влаги, меняющей свои изотопные параметры во времени. Поэтому изотопный состав кислорода и водорода льда ПЛ2 имеет большой диапазон. Следовательно, необходимо понять почему изотопный состав воды, питающей пластовый лед, менялся (поскольку значения $\delta^{18}\text{O}$ льда сверху вниз по пластовой залежи меняются от -8.8 до -17.7 ‰, следовательно менялся изотопный состав воды, из которой он сформирован) и каким образом была образована залежь.

Дискуссия

Источник воды. Если принять, что пластовые льды нижнего яруса формировались в условиях открытой системы, а на это указывает наклон линии регрессии равный 7.55, то поскольку коэффициенты изотопного фракционирования вода-лед всегда одинаковые (максимальные $\alpha_{18O} = 1.0029$ и $\alpha_{2H} = 1.021$, а минимальные равны нулю при очень высоких скоростях замерзания воды), то изменение величин δ^{18O} и δ^2H льда связано с изменением изотопных характеристик воды, из которой он формировался. При этом сами значения δ^{18O} и δ^2H льда очень высокие, во всяком случае, намного выше, чем в пластовом льду верхнего яруса. Таким образом, нам следует вернуться к рассмотрению возможности участия опресненных морских вод в качестве источника. Последние исследования опреснения морской воды пресным компонентом в Карском море показали, что опресненная морская вода со значениями $\delta^{18O} = -10.5$ и -7.8‰ имеет значения $d_{\text{exc}} = 3.4$ и 1.8‰ соответственно [25]. Точки этой опресненной морской воды на изотопной диаграмме (рис. 7) лежат на линии, соединяющей неопресненные воды Баренцева моря ($\delta^{18O} = +0.26\text{‰}$ и $\delta^2H = +1.55\text{‰}$) и пластовые льды верхнего яруса, которые в свою очередь нами принимаются как сформированные из атмосферной влаги (см. рис. 7). Эта линия смешения полностью описывает распределение δ^{18O} и δ^2H пластового льда ПЛ2, точнее точки пластового льда соответствуют линейному тренду смешения морской и пресной воды. Атмосферные осадки на Ямале и Гыданском п-ове в позднем плейстоцене по данным [21] характеризовались изотопным составом кислорода от -21 до -23‰ , что также вполне соответствует линии смешения на рис. 7.

Это дает нам основание считать, что опресненные морские воды участвовали в формировании пластового льда ПЛ2, при этом при продолжающемся процессе формирования пластового льда эти воды все более и более опреснялись пресным атмосферным компонентом – атмосферными осадками.

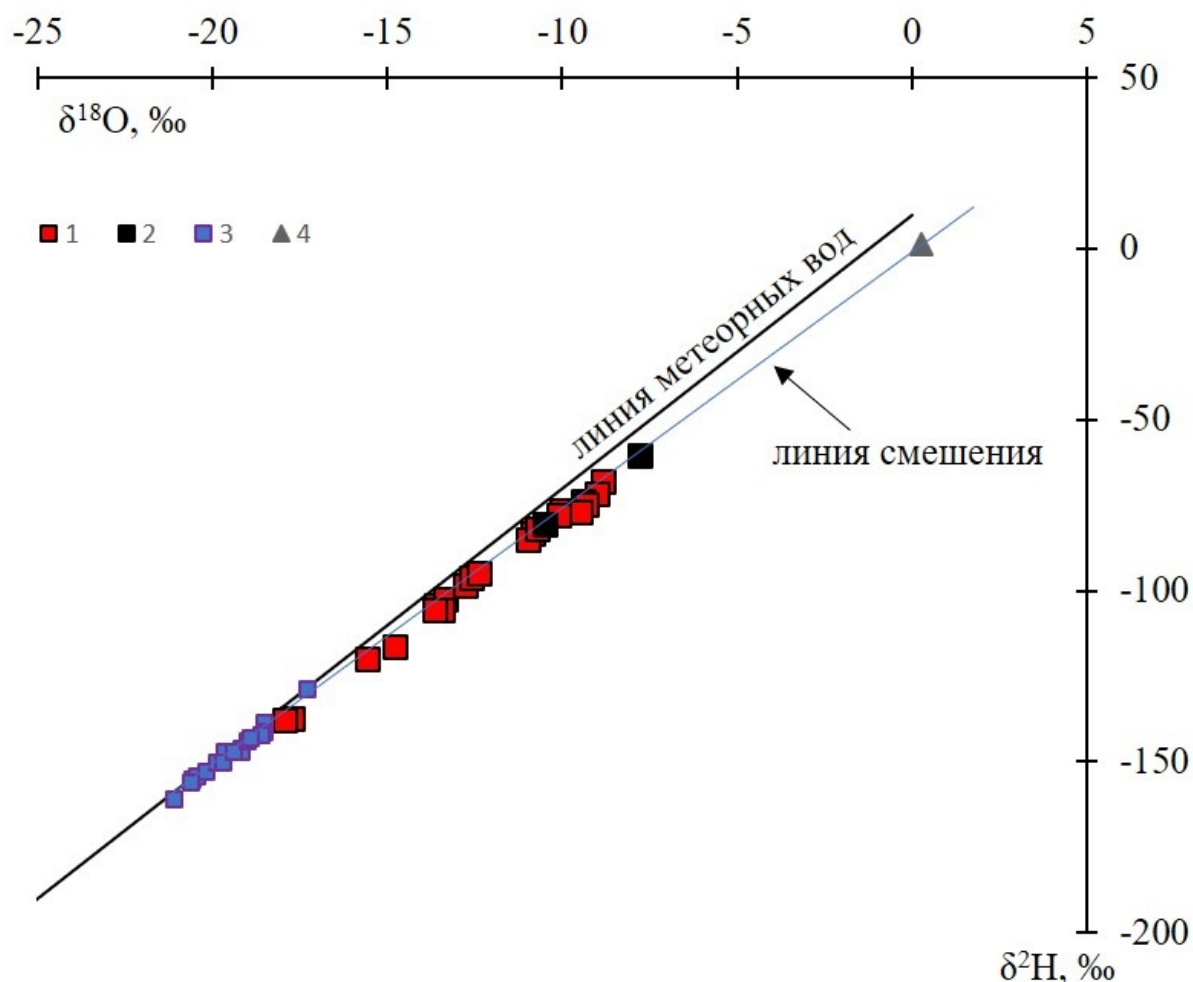


Рис. 7. Соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для морской воды и пластового льда: 1 – пластовый лед ПЛ2 (из [10]), 2 – опресненные воды Карского моря (по [25]), 3 – пластовый лед ПЛ1 (из [10]), 4 – неопресненные воды Баренцева моря (по [25])

Опресненные морские воды на ранних этапах формирования пластового льда, судя по положению точек опресненных вод Карского моря на изотопной диаграмме (см. рис. 7) должны были иметь соленость 11.7 и 17 промилле, т.е. 11-17 грамм на килограмм морской воды (изотопный состав кислорода и водорода этих вод, а также соответствующая им величина солености взята из работы Дубининой и др. [25]). А пластовые льда ПЛ2 имеют общую минерализацию до 0.2 г/л. Это означает, что морские соли были практически полностью отжаты при льдообразовании, что возможно при медленном образовании льда из морской воды. Это сопровождается концентрированием солей в остающейся воде. Именно из такой воды образуются криопеги.

Особенности формирования пластового льда нижнего яруса. Такое криогенное отжатие солей, по нашему мнению, возможно при одном условии: если вода поступала к литологической границе глины/пески по песчаному водоносному горизонту. Существующее озеро с опресненной морской водой имело глубокий талик, подстилавшийся песчаным водоносным горизонтом (рис. 8). Образование озерного льда зимой создавало давление в талике и приводило к увеличению водности горизонта в зимний период. Свободная вода (горизонт был довольно обширный) поступала к месту литологической границы (точка ПЛ2) и здесь на верхней границе формировался конжеляционный лед. Соленость начальной воды в горизонте несколько повышалась из-за отжатия солей при образовании льда. Поскольку воды в горизонте было очень много,

и она была засоленной (не пресной) лед образовывался до тех пор, пока концентрация солей не становилась выше температурного предела замерзания. Льда образовывалось значительно меньше, чем оставалось воды в горизонте. Поэтому закрытая система не реализовывалась.

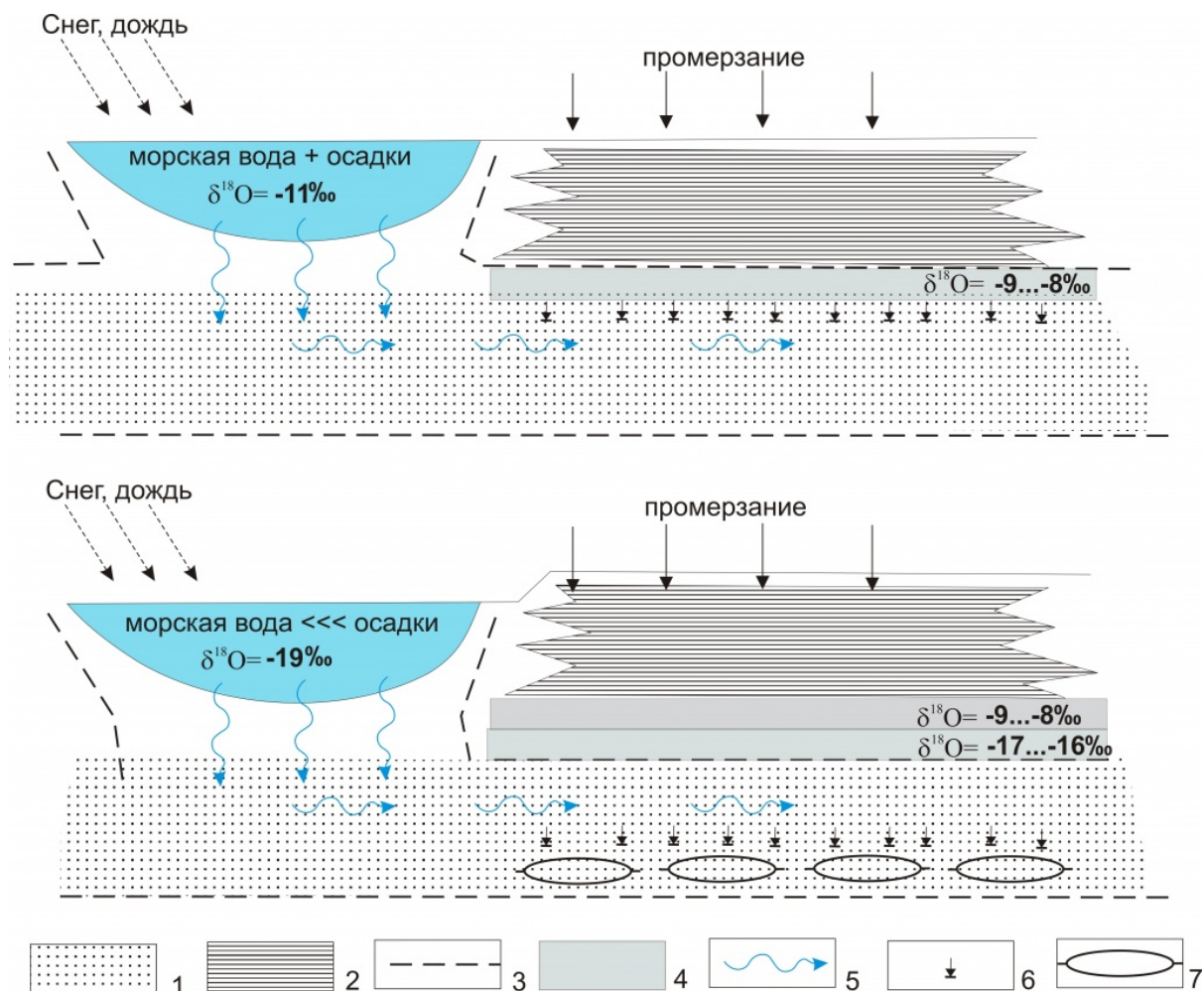


Рис. 8. Схема возможного образования пластового льда нижнего яруса Марре-Сале: 1 – песчаный водоносный горизонт; 2 – глины; 3 – граница мерзлых пород; 4 – пластовый лед; 5 – потоки свободной воды; 6 – криогенное оттаивание солей; 7 – криопэги

В последующие сезоны происходило все большее опреснение озерной воды, она же поступала в водоносный песчаный горизонт. Повторялась та же картина. Поскольку лед образовывался на верхней границе, то все отложения выпучивались на высоту образованного льда. Вода, поступающая из озера в горизонт, становилась все более пресной. Но в водоносном горизонте должен был существовать слой соленой воды, отжатой при льдообразовании. Возможно ли предположить, что внутри очень водного горизонта существовали условия меромиксии, когда поступающая все более пресная вода находилась в верхней части, а более соленая и плотная (тяжелая) в нижней части? Тогда это объясняет, что лед (который образовывался на верхней границе горизонта) становился все более пресным (изотопно легким), а в нижней части существовал засоленный слой, который, собственно, и являлся одним большим криопэгмом. Сочетание на Ямале в одном разрезе пластовых льдов и криопэггов, образовавшихся в результате криогенного концентрирования солей было рассмотрено в работе [31] и показана их генетическая связь. Эта же связь прослеживается и при нашей интерпретации изотопного состава кислорода и водорода льда (см. рис. 8).

Предложенная нами схема образования пластовых льдов нижнего яруса имеет общие

черты с озерной гипотезой, уточняя ее с позиции изотопной идентификации. Эта модель описывает установленные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда Марре-Сале, однако, широкое многообразие условий образования пластовых льдов Ямала предполагает, что такой механизм является далеко не единственным. Очевидно, что многие пластовые залежи могли формироваться при промерзании несквозных таликов в классической закрытой системе. Если в талике был большой объем воды в линзе, то образованные из нее пластовые залежи обнаруживают сочетания разного механизма образования льда – например, при промерзании сверху такой линзы формируется слой льда, оставшаяся вода под большим давлением внедряется в него, формируя инъекционные штоки [5, 32]. Также распространены на Ямале пластовые льды, сформированные в условиях открытой системы при сингенетическом промерзании обводненных пространств с одновременным формированием повторно-жильных льдов. Все образованные в разных условиях типы льда несут свою изотопную метку, зависящую не только от литологических условий и разного источника воды, но и от разного количества воды, пошедшей на формирование льда. Еще одной интересной задачей является оценка того, какая вода образовывала лед – в случае сегрегационного льда это должна быть капиллярная и пленочная вода, мигрирующая к фронту промерзания. Рассмотренные нами в данной работе льды Марре-Сале, вероятнее всего, формировались из свободной воды, присутствовавшей в большом объеме, и лед этот, скорее всего, конжеляционный.

Выводы

Рассмотрение опубликованных изотопных данных по пластовым льдам Ямала в районе полярной станции Марре-Сале показало, что индикация генезиса пластовых льдов по изотопному составу кислорода и водорода льда имеет ряд трудностей. Одной из таких сложностей при интерпретации изотопных вариаций пластового льда нижнего яруса неожиданно стали ошибочные данные величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ опресненной морской воды вблизи побережий Ямала [8]. Использование этих данных при интерпретации величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда не позволило уверенно диагностировать участие этой морской воды в образовании льда. Сопоставление с неопресненными морскими водами позволило установить процесс смешения с изотопно легкими атмосферными осадками и показало, что прибрежная морская вода участвовала в образовании льда.

Другой трудностью стала идея об образовании пластового льда нижнего яруса Марре-Сале в закрытой системе. Моделирование распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при льдообразовании в условиях закрытой системы показало, что наклон линии регрессии для такого льда должен составлять 6.3. Установленная величина наклона (7.55) линии регрессии описывающего соотношение значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда нижнего яруса Марре-Сале не соответствует замерзанию воды в условиях закрытой системы. Скорее, образование пластового льда происходило в условиях открытой системы с большим количеством свободной воды, из которой образовывался лед. Наклон ниже 8 в координатах изотопной диаграммы связан не с закрытой системой, а с участием опресненной морской воды на первых стадиях образования залежи.

С позиции ледниковой гипотезы образования пластовых льдов нижнего яруса Марре-Сале труднообъяснимыми являются высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда при низких величинах дейтериевого эксцесса, значительно меньших, чем для ледникового льда.

Рассмотренные нами в данной работе пластовые льды Марре-Сале, вероятнее всего, формировались из свободной воды, в большом объеме поступавшей по песчаному

водоносному горизонту из озерного талика. Лед образовывался на границе глины/пески при промерзании сверху. Вода в озере на первой стадии являлась смесью морских и атмосферных вод, а затем все больше опреснялась атмосферными осадками. С этим процессом опреснения и изотопного облегчения озерной воды связано уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда нижнего яруса с глубиной. Слабыми местами такой версии образования льда, является сочетание в одном водоносном горизонте большого количества пресной воды и воды криопэггов. Вторым слабым местом является отсутствие сведения о протяженности и конфигурации песчаного горизонта, являвшемся водоносным, как впрочем и в целом параметров пластового льда нижнего яруса, включая его протяженность по латерали и по глубине. Третьим слабым местом является редкое и недостаточно детальное опробование, и как следствие, небольшое количество изотопных определений.

Недостаток изотопных определений осложняет и генетическую интерпретацию верхней ледяной залежи в Марре-Сале.

Благодарности

Авторы благодарят коллег, опубликовавших данные изотопных определений из пластовых льдов Марре-Сале, послуживших основным материалом для размышлений над изотопными противоречиями.

Библиография

1. Кузин И.Л., Астафьев Н.Ф. Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал // Изв. ВГО. 1975. Том. 107. Вып. 6. С. 510–515.
2. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Доклады АН СССР. 1976. Том 231. №5. С. 1185–1187.
3. Данилов И.Д. Дислокации в мёрзлых, содержащих пластовые льды плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Формирование мёрзлых пород и прогноз криогенных процессов. М.: Наука. 1986. С. 28–41.
4. Васильев А.А., Рогов В.В. Пластовые льды в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы Второй конференции геокриологов России, том 1, часть 2. Литогенетическая геокриология. Инженерная геокриология. МГУ им. М.В. Ломоносова 6-8 июня 2001 г. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2001. С. 188–194.
5. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. 2012. Том XVI. №2. С. 9–22.
6. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // Криосфера Земли. 2006. Том X. №2. С. 68–78.
7. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лед и Снег. 2013. №2. С. 83–92.
8. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир. 2010. – 351 с.
9. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н. Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа // Лед и Снег. 2015. Т.55. №4. С.87–94.
10. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Тюмень. 2016. – 197 с.

11. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. 2002. Vol.57. №3 P. 355–370.
12. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // *Криосфера Земли*. 2005ю Том IX. № 3. С. 16–27.
13. Forman, S., Ingólfsson, Ó, Gataullin, V., Manley, W., & Lokrantz, H. Late Quaternary Stratigraphy, Glacial Limits, and Paleoenvironments of the Marresale Area, Western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. 2002. 57(3). P. 355–370.
14. Соломатин В.И., Белова Н.Г. Доказательства погребенного глетчерного происхождения пластовых льдов // *Труды десятой международной конференции по мерзлотоведению TICOP*. Салехард. 2012. С.493–497.
15. Lacelle D. On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and D-excess relation in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. № 22. P. 13–25.
16. Kotlyakov V.M., Arkhipov S.M., Henderson K.A., Nagornov O.V. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1371–1390.
17. Arkhipov S.M., Kotlyakov V.M., Punning J-M.K., Zogorodnov V.S., Nikolayev V. I., Macheret Yu.Ya., Vaikmaye R., Barkov N.I., Korsun S.A., Korotkevich V., Morev V.A., Evseyev A.V., Vostokova T.A., Andreev A.A., Klementyev O.L., Korotkevitch Y. S., Stiévenard M., Sinkevich S.A., Samoylov O.Yu., Gordienko F. G., Korsun A.V., Tiugu K. R. Deep drilling of glaciers: Russian projects in the Arctic (1975-1995). Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 2008. Moscow, PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.707363>
18. Opel T., Fritzsche D., Meyer H., Schuëtt R., Weiler K., Ruth U., Wilhelms F., Fisher H. 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change // *Journal of Glaciology*. 2009. Vol. 55(189). P. 21–31.
19. Чижова Ю.Н., Дубинина Е.О., Коссова С.А., Авдеенко А.С., Мирошников А.Ю. Формирование изотопных параметров ледников архипелага Новая Земля. Материалы XXII Симпозиума по геохимии изотопов им. А.П. Виноградова (29-31 октября 2019), Расширенные тезисы докладов, М: ГЕОХИ РАН, 2019. С.482-489
20. Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A. Spatial distribution of mean winter air temperatures in Siberian permafrost at 20–18 ka BP using oxygen isotope data // *Boreas*. 2014. Vol. 43. Iss. 3. P. 678–687. doi: 10.1111/bor.12033
21. Васильчук Ю.К. Пространственно–временное распределение среднеянварских палеотемператур воздуха на территории Российской Арктики для периода 30–12 тыс. лет назад с высоким временным разрешением // *Арктика и Антарктика*. — 2016. – № 1. – С. 86–103. DOI: 10.7256/2453-8922.2016.1.21310 (Vasil'chuk, Y.K. 2017. Spatio-temporal distribution of mean January air temperature over the Russian Arctic during 30-12 ka BP with high temporal resolution. *Arctic and Antarctic*. No. 1. P. 86–103. DOI: 10.7256/2453-8922.2016.1.21310)
22. Тарноградский В.Д. О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ова Ямал // *Пластовые льды криолитозоны*. Якутск: изд. ИМЗ СО АН СССР, 1982. С. 80–89.
23. Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья п-ва Ямал: их строение, состав и происхождение // *Геокриологич. исследования в Арктических районах:*

- Международ. симпозиум. Ямбург, август 1989 г. Вып. 1. Тюмень: изд. ИПОС СО АН СССР, 1990. С. 3–11.
24. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. М.: МАКС Пресс, 2014. – 180 с.
25. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Фяйзуллина Р.В. Изотопные (D, O) параметры и источники опресненных вод Карского моря // Океанология. 2017. Том 57. № 1. С. 38–48.
26. Фотиев С.М. Механизм формирования инъекционных жил льда и гидролаколлитов // Криосфера Земли. 2011. Том 15. №2. С. 44–55.
27. Фотиев С.М. Генезис и механизм формирования пластов повторно-инъекционного льда // Криосфера Земли. 2015. Том 19. №1. С. 30–40.
28. Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии. Часть 2: Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов. В 2-х томах. М.: Издательство Московского университета, 2012 Том I – 472 с. (Vasil'chuk Y.K. 2012. Isotope Ratios in the Environment. Part 2: Stable isotope geochemistry of massive ice. Moscow: Moscow University Press. 472 p.).
29. Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Льдообразование в горных породах. М., Наука, 1970. 279 с.
30. Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // Journal of Glaciology. 1991. Vol. 37. N.125. P. 23–26.
31. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2002. Том 6. №3. С. 15–24.
32. Васильчук Ю.К. Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемёрзлых породах // Криосфера Земли. 2011. Том XV. № 1. С. 3–17.