

Федеральное государственное бюджетное учреждение

ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РАН

На правах рукописи



Чижова Юлия Николаевна

**ИЗОТОПНАЯ ИНДИКАЦИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ
ПЛАСТОВЫХ ЛЬДОВ И БУГРОВ ПУЧЕНИЯ В КРИОЛИТОЗОНЕ
СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

1.6.8. Гляциология и криология Земли

Диссертация на соискание ученой степени
доктора географических наук

Научный консультант:

Доктор геолого-минералогических
наук, профессор

Васильчук Юрий Кириллович

Москва – 2026

Оглавление

Список сокращений, обозначений и ключевых терминов.....	4
Введение.....	5
Глава 1. Теоретические и методические основы изотопных исследования подземных льдов	15
1.1. Введение в геохимию стабильных изотопов кислорода и водорода.....	15
1.1.2. Формирование изотопного состава осадков. Испарение – конденсация	17
1.1.3. Методика изотопного анализа	17
1.1.4. Нормализация изотопных данных и сопоставимость результатов	19
1.2. Изотопное фракционирование при льдообразовании: формирования изотопного состава конжеляционных льдов	21
1.2.1. Условия закрытой и открытой системы	22
1.2.2. Определение начальных изотопных характеристик воды при образовании конжеляционного льда в закрытой системе	26
1.2.3. Кинетические эффекты при конжеляционном льдообразовании	27
1.3. Эксперименты по промораживанию глинистых грунтов	32
Выводы по главе 1	46
Глава 2. Изотопная индикация условий формирования пластовых льдов	48
2.1. История исследований	48
2.2. Индикация генезиса пластовых льдов внутренних районов Ямала	55
2.2.1. Пластовые льды вблизи стационара Васькиной дачи.....	55
2.2.1.1. Исследования пластового льда в ТЦ 5	60
2.2.1.2. Исследования пластового льда в ТЦ 5а-м-н	67
2.2.2. Пластовые льды Бованенково.....	82
2.2.3. Пластовый лед в долине р. Мордыяха.....	95
2.2.4. Пластовый лед в долине р. Еркутаяха	99
2.3. Пластовые льды в прибрежных условиях	103
2.3.1. Пластовые льды у пос. Сабетта	103
2.3.2. Пластовые льды у ст. Марре-Сале.....	110
2.3.3. Пластовые льды у пос. Харасавэй	124
2.3.4. Пластовые льды на побережье Байдарацкой губы вблизи устья р.Оюяха	140
Выводы по главе 2	161
Глава 3. Изотопная индикация условий формирования инъекционных и миграционных бугров пучения.....	164
3.1. История исследований бугров пучения.....	168
3.2. Бугры закрытой системы – пинго	178
3.2.1. Пинго Песцовое	178
3.2.2. Пинго Мессояха-1	185
3.2.3. Бугор у Салехарда	197

3.2.4. Бугор у Лабытнанги	205
3.3. Бугры открытой системы - пальза	210
3.3.1. Пальза у р.Щучья	210
3.3.2. Пальза у пос. Елецкий	214
Выводы по главе 3	217
Глава 4. Изотопная индикация образования вторичного льда в полигонально-жилых комплексах	219
4.1. История изучения: образование повторно-жильного, сегрегационного и пещерного льдов в полигонально-жилых комплексах	219
4.2. Изотопная индикация образования вторичного льда в разрезе голоценовых ПЖЛ на южной границе их распространения у г. Лабытнанги	226
4.3. Изотопная индикация образования вторичного льда в разрезе голоценовых ПЖЛ на западном побережье Байдарацкой губы	240
4.4. Критерии выделения вторичных льдов в голоценовых полигонально-жилых комплексах.....	250
4.5. Некоторые дополнительные аспекты формирования изотопных характеристик ПЖЛ	256
Выводы по главе 4	259
Глава 5. Изотопная индикация условий формирования подземных льдов и палеогеографическая интерпретация	261
5.1. Изотопная индикация источников и условий формирования: сравнение пластовых льдов Северной Америки и Западной Сибири.....	261
5.2. Сравнение механизмов и условий образования бугров пучения в Западной Сибири и в других районах мира	286
5.2.1. Региональная картина формирования бугров пучения Западной Сибири и источники питания.....	286
5.2.2. Механизмы и условия образования бугров пучения в других районах мира.....	296
5.2.2.1. Пинго гидростатической системы.....	296
5.2.2.2 Пинго гидродинамической системы	303
5.2.2.3. Бугры пучения миграционного типа – пальза	309
5.3. Хронология формирования типов подземного льда на севере Западной Сибири ...	311
5.3.1. Формирование пластовых льдов в позднем плейстоцене.....	312
5.3.1. Формирование пластовых льдов, бугров пучения и ПЖЛ в голоцене	324
Выводы по главе 5	329
Заключение.....	331
Литература	335
Приложения	371

Список сокращений, обозначений и ключевых терминов

IRMS – Isotope Ratio Mass Spectrometry - изотопная масс-спектрометрия

LMWL – Local Meteoric Water Line – **ЛЛМВ** - локальная линия метеорных вод

GMWL – Global Meteoric Water Line – **ГЛМВ** - глобальная линия метеорных вод

MIS – Marine Isotope Stage - морская изотопная стадия

OSL – Optically Stimulated Luminescence - оптически стимулированная люминесценция

VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water - международный стандарт изотопного состава воды

SLAP – Standard Light Antarctic Precipitation - стандарт лёгкой антарктической воды

$\delta^{18}O$, δD – относительное отклонение изотопного отношения ($^{18}O/^{16}O$ или D/H) от стандарта VSMOW, ‰

d_{exc} – дейтериевый эксцесс ($d = \delta D - 8\delta^{18}O$), ‰

α_{eq} – равновесный коэффициент изотопного фракционирования

α_{eff} – эффективный коэффициент изотопного фракционирования

ε – изотопный сдвиг ($\varepsilon = 1000 \ln \alpha$), ‰

f – доля формирующегося льда в закрытой системе (доли единицы)

Ключевые термины

Конжеляционный лёд – лёд, образующийся при замерзании жидкой воды (в отличие от метаморфического или сублимационного).

Закрытая система – процесс льдообразования в ограниченном объёме воды, при котором изотопное фракционирование подчиняется уравнению Рэлея.

Открытая система – процесс, при котором объём воды, участвующей в льдообразовании, постоянно пополняется

Кинетический изотопный эффект – отклонение от равновесного фракционирования, возникающее при высокой скорости процесса (или большой толщине диффузионного слоя) и приводящее к уменьшению эффективных коэффициентов фракционирования ($\alpha_{eff} \rightarrow 1$).

Повторно-жильные льды (ПЖЛ) – подземные льды, формирующиеся в полигональных трещинах при морозобойном растрескивании.

Пинго – бугры пучения с ледяным ядром, образующиеся в условиях многолетней мерзлоты.

Связанная вода – вода, удерживаемая на поверхности минеральных частиц (глин) за счёт молекулярных сил, имеющая изменённые физические свойства по сравнению со свободной водой.

Введение

Пластовые льды широко распространены на материковом побережье Карского моря и являются одной из наиболее дискуссионных проблем современной геокриологии. С самого начала их изучения исследователи разделились на сторонников внутригрунтового или погребённого происхождения этих мощных ледяных залежей. Множество работ посвящено решению этой проблемы, однако и сегодня, единого мнения не достигнуто. Не существует согласия даже по таким известным и детально изученным участкам, как район полярной станции Марре-Сале (Тарноградский, 1982; Гатауллин, 1992, 1998; Astakhov et al., 1996; Forman et al., 1999, 2002; Васильев, Рогов, 2001; Каневский и др., 2005; Крицук, Дубровин, 2006; Стрелецкая и др., 2006, 2009; Крицук, 2010; Слагода и др., 2010б и др.), территория Бованенковского газоконденсатного месторождения в долине р. Сеяхи-Мутной (Дубиков, Корейша, 1964; Пармузин, Суходольский, 1982; Анисимова, Крицук, 1983; Тарасов, 1990; Соломатин и др., 1993; Баулин и др., 1996; Соломатин, Коняхин, 1997; Кондаков и др., 2001; Романенко и др., 2001; Дубиков, 2002; Васильчук и др., 2009; Фотиев, 2011, 2012; Васильчук, 2010 и др.).

Ледниковая гипотеза (Каплянская, Тарноградский, 1976; Астахов, 1976; Соломатин, 1986; Astakhov et al., 1996; Назаров, 2011) трактовала пластовые льды как реликты покровного оледенения либо как результат инфильтрационно-конжеляционного промерзания в приледниковых условиях. Морская гипотеза (Трофимов и др., 1980; Васильчук, 1992; Подборный, Баду, 2011; Стрелецкая и др., 2006 и др.) связывала их происхождение с промерзанием водонасыщенных морских и прибрежно-морских осадков, однако внутри нее сохранялась значительная неопределенность в отношении механизмов льдообразования, источников влаги и временной привязки к фазам морских трансгрессий и регрессий. В рамках морской гипотезы ухудшение дренажа и формирование застойных зон связывалось преимущественно с регрессией моря и выравниванием рельефа (Стрелецкая и др., 2006). В

результате механизм сингенетического накопления пластовых льдов в условиях высокого уровня моря оставался недостаточно обоснованным.

Дополнительную сложность создавали различные трактовки и критерии отнесения залежей к тому или иному генетическому типу. Наиболее детальная типизация пластовых льдов была предложена Н.А. Шполянской и И.Д. Стрелецкой (2004), которые на основе анализа криогенного строения мерзлых толщ, возраста вмещающих пород и морфологических особенностей выделили четыре генетических типа: сингенетические субмаринные, сингенетические прибрежно-морские, эпигенетические инъекционные и погребенные наземные льды. Однако предложенная классификация не разрешила всех дискуссионных вопросов.

В связи с этим особое значение приобретают геохимические методы, среди которых ключевая роль принадлежит изотопному составу льда (соотношению $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$), а также химическим маркерам, способным выступать в качестве индикаторов источников воды и условий льдообразования. Понимание механизмов формирования подземных льдов и реконструкция истории промерзания и протаивания криолитозоны представляют собой фундаментальную научную задачу. Наряду с традиционными палеоклиматическими архивами, такими как ледниковые керны и озёрные отложения, всё большую значимость приобретают уникальные записи, сохранившиеся в подземных льдах. Эти криогенные образования содержат ценную информацию о палеоисточниках влаги, конкретных условиях льдообразования и последующих криогенных процессах, что позволяет рассматривать их как самостоятельный и высокоинформативный тип природного архива.

Накопленные за последние десятилетия данные, в первую очередь изотопные и геохронологические, всё увереннее указывают на внутригрунтовый механизм формирования этих залежей. Это позволяет рассматривать их как архив криогенных обстановок, отражающий условия

промерзания и источники воды. Вместе с тем, дискуссия о происхождении ряда залежей остаётся все еще открытой.

В отличие от пластовых льдов, формирование которых было приурочено преимущественно к плейстоценовому этапу развития криолитозоны Западной Сибири, в голоцене ведущую роль в криогенном морфогенезе начинают играть бугры пучения. Этот переход отражает коренную перестройку гидрологического режима территории. Если пластовые льды являются продуктом сингенетического промерзания озерно-аллювиальных таликов в условиях высокой обводненности и затруднённого дренажа, то бугры пучения формируются в уже дренированных ландшафтах, где промерзание водонасыщенных грунтов происходит в локальных таликовых зонах – как правило, в осушающихся озёрных котловинах или в зонах разгрузки подземных вод.

Изотопные исследования ледяных ядер бугров до настоящего времени оставались единичными и фрагментарными. Между тем, именно бугры пучения являются чуткими индикаторами состояния надмерзлотных вод и их реакции на климатические и гидрологические изменения.

В настоящей работе метод изотопной индикации (по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда) применён к трём типам подземных льдов: пластовым льдам, ледяным ядрам бугров пучения и вторичному льду в повторно-жильных комплексах. Несмотря на то, что в названии работы отражены только пластовые льды и бугры пучения, повторно-жильные льды также рассматриваются в качестве объекта изотопной диагностики. Это обусловлено возможностью изотопного метода выступать в роли прямого инструмента генетической интерпретации – разделения первичного сигнала ледяных жил и вторичного термокарстово-пещерного льда, который нередко маскирует или замещает исходный изотопный состав жильного льда.

Впервые выполнен комплексный анализ изотопных параметров пластовых льдов, бугров пучения и повторно-жильных льдов, подкреплённый данными по гидрохимии и радиоуглеродному датированию. Такой подход

открывает новые возможности для использования подземных льдов в качестве палеогидрологических индикаторов и позволяет по-новому взглянуть на историю развития криолитозоны Западной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене.

Актуальность

Пластовые льды и ледяные ядра бугров пучения являются одними из наиболее информативных, но в то же время дискуссионных объектов в криолитозоне Западной Сибири. Особенно остро стоит вопрос о механизмах формирования крупных ледяных залежей в морских и прибрежно-морских отложениях, где традиционные интерпретации – ледниковая и морская – часто вступают в противоречие с изотопными и гидрохимическими данными. Изотопный состав льда ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, d-excess) является прямым индикатором условий льдообразования, поскольку фиксирует изотопный сигнал воды-источника и характер фракционирования при промерзании. В условиях активного освоения полуострова Ямал, где пластовые льды являются ключевым фактором неустойчивости многолетнемерзлых пород, понимание их генезиса и условий формирования приобретает прямое прикладное значение для прогноза криогенных процессов.

Научная новизна

1. Для пластовых льдов и ядер бугров пучения Западной Сибири применён комплексный изотопно-гидрохимический подход, включающий систематический анализ $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$, дейтериевого эксцесса, химического состава вод и радиоуглеродного датирования как льда, так и вмещающих отложений.
2. Впервые на основе лабораторного эксперимента установлена роль глинистого субстрата в формировании кинетических изотопных эффектов при промерзании.
3. Впервые датированы пластовые льды Ямала по растворённому органическому углероду, экстрагированному непосредственно из льда (^{14}C

AMS TOC) и установлены рамки их формирования на севере Западной Сибири от 43 до 28 тыс. кал. лет назад.

4. Разработана модель формирования пластовых льдов в условиях гидравлического подпора со стороны моря, связывающая изотопные и гидрохимические данные с хронологией осадконакопления и этапами морских трансгрессий.

5. Впервые описан новый тип изотопной записи по ледяному ядру пинго у г. Салехард, показавшей изменение гидрогеологических условий территории. На основе изотопных данных по буграм пучения Западной Сибири предложена их типизация по источникам питания (закрытые озерные талики, поверхностные воды, грунтовые воды верхнего горизонта) и показаны особенности их питания.

Цель и задачи

Цель работы – изотопная индикация источников влаги, условий и механизмов формирования пластовых залежей и ядер бугров пучения в позднем плейстоцене и голоцене на севере Западной Сибири по изотопному составу кислорода и водорода льда.

Задачи

1. Обобщить равновесные и кинетические изотопные эффекты при льдообразовании, установить основные изотопные критерии, которые можно использовать для интерпретации условий образования и генезиса подземного льда.
2. Систематизировать изотопные характеристики всех имеющихся разрезов пластовых льдов; установить временные рамки формирования по ^{14}C датированию как самого льда, так и вмещающих отложений; определить условия льдообразования (открытая или закрытая система) и источники воды.

3. Систематизировать изотопные характеристики всех изученных бугров пучения и определить условия льдообразования (открытая или закрытая система) и источники воды.
4. Рассмотреть процессы образования вторичного льда в голоценовых полигонально-жильных комплексах и соответствующие им изотопные паттерны
5. Провести сравнительный анализ полученных изотопных данных с существующими представлениями о формировании пластовых льдов и ядер бугров в других районах распространения этих типов льдов; выявить региональные особенности льдообразования в Западной Сибири, и на этой основе реконструировать геокриологический и гидрологический режим и хронологию образования подземных льдов Ямала.

Фактическая основа работы

В основе настоящего исследования лежат данные полевых наблюдений, лабораторных определений и камеральной обработки, полученные автором в ходе экспедиционных работ на севере Западной Сибири в период с 2000 по 2025 гг.

Основной фактический материал – это образцы подземных льдов, отобранные для изотопного анализа на ключевых участках (рис. 1). Для каждого образца определён изотопный состав водорода и кислорода ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$), а также, при наличии достаточного объёма материала, химический состав водорастворимых солей и радиоуглеродное датирование методом AMS (по включениям микровключений органики), что позволило установить возрастные рамки формирования пластовых льдов и бугров пучения.

Для реконструкции палеогеографических условий привлечены также опубликованные данные по строению разрезов, изотопному составу и абсолютному возрасту подземных льдов из других районов Западной Сибири, включая материалы по разрезам Сеяха (Васильчук, 2026), Марре-Сале

(Стрелецкая и др., 2013; Облогов, 2016), Харасавэй (Белова, 2014). Сопоставление собственных и литературных данных позволило рассмотреть изотопные и геохронологические характеристики подземных льдов севера Западной Сибири в единой парадигме.

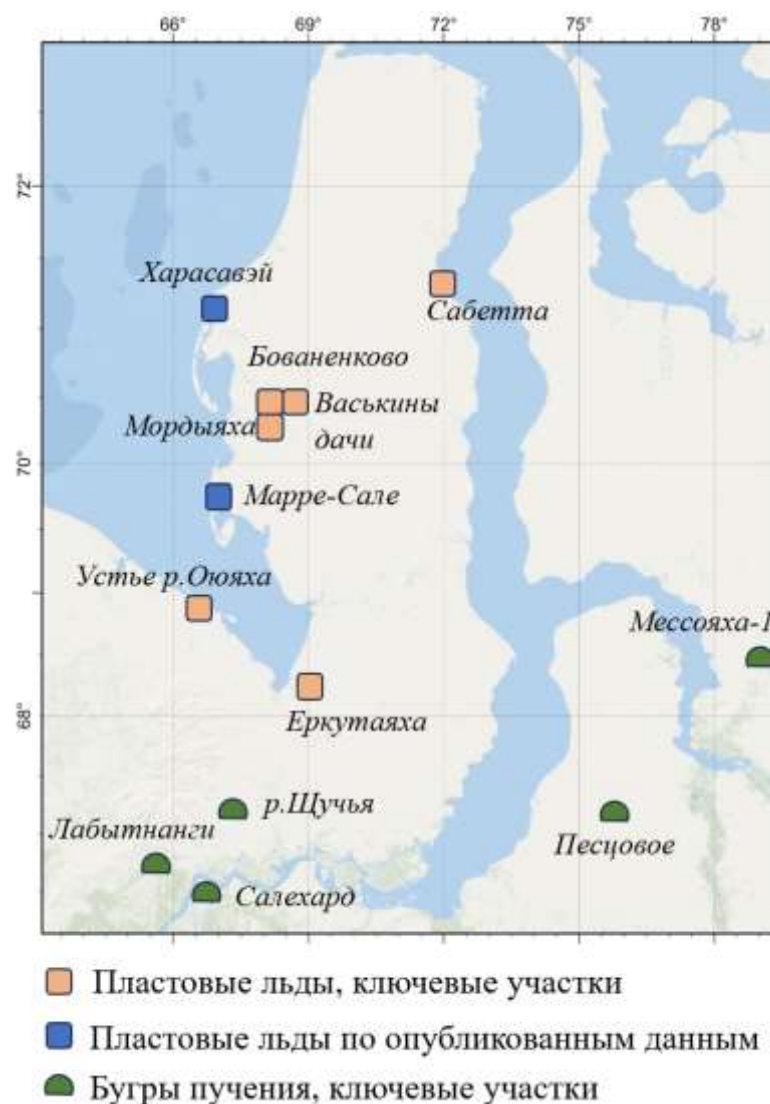


Рис. 1. Положение ключевых участков исследования

В настоящей работе метод изотопной индикации (по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда и их соотношению) применён к трём типам подземных льдов: пластовым льдам, ледяным ядрам бугров пучения и вторичному льду в повторно-жильных комплексах. Несмотря на то, что в названии работы отражены только пластовые льды и бугры пучения, повторно-жильные льды также рассматриваются в качестве объекта изотопной диагностики. Это

обусловлено возможностью изотопного метода выступать в роли прямого инструмента генетической интерпретации – разделения первичного сигнала ледяных жил и вторичного термокарстово-пещерного льда, который нередко маскирует или замещает исходный изотопный состав жильного льда.

Совокупность полученных данных составляет уникальный массив, который впервые позволяет провести комплексный изотопно-геохимический анализ основных типов подземного льда Западной Сибири в их возрастной и генетической последовательности и на этой основе существенно развить существующие представления о развитии региона в позднем плейстоцене и голоцене.

Защищаемые положения

1. Изотопные характеристики подземных льдов (величина наклона линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ и диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) являются фундаментальными индикаторами условий льдообразования, позволяющими различать процессы промерзания в условиях открытых и закрытых систем, а также диагностировать вклад кинетического фракционирования, связанного со скоростью промерзания и эффективной толщиной пограничного диффузионного слоя. Критерием открытой системы является наклон выше 7,3, для закрытой системы наклоны составляют от 7 до 3 в зависимости от вклада кинетических процессов.
2. Внутригрунтовые сегрегационные пластовые ледяные залежи Ямала в период MIS-3/MIS-2 на поверхности 3 морской террасы формировались как в условиях открытой системы при промерзании обводненных песчаных горизонтов – в Бованенково, у ст. Марре-Сале и на побережье Байдарацкой губы (устье р.Оюяха), так и в условиях закрытой системы при сингенетическом промерзании озерных отложений (стационар Васькины дачи, долина р. Мордыяха).
3. Изотопная стратиграфия ледяных ядер, выраженная в смене наклонов линий $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, позволяет идентифицировать эволюцию режимов питания

бугров пучения в криолитозоне Западной Сибири: переход от изолированного промерзания (закрытая система наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 6,3$) к поступлению вод из региональных таликов (открытая система наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,6$), что формирует уникальную изотопную летопись процесса.

4. В голоценовых торфяниках Западной Сибири соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ льда полигонально-жильных комплексов в парагенетических сочетаниях с вмещающими льдистыми отложениями служит критерием для установления сохранности первичного изотопного сигнала ПЖЛ при локальном термокарсте и его преобразования при вторичном образовании льда.

5. Пластовые льды севера Западной Сибири в период MIS-3/MIS-2, как правило, формировались сингенетически в условиях обводнения территории. Затрудненный дренаж являлся следствием гидроподпора высоким уровнем Карского моря, действие которого закончилось к концу MIS-2 вследствие регрессии моря. Последующая голоценовая трансгрессия достигла современного уровня моря, при котором пластовые льды формируются в пределах первых морских террас и лайд. На голоценовом этапе развития территории бугры пучения локализуют динамику верхнего горизонта грунтовых вод.

Личный вклад автора

Автором лично (или при непосредственном участии) выполнены изотопные определения во всех образцах подземных льдов, послуживших основой для написания работы, а также лабораторные эксперименты по промораживанию глинистых суспензий (совместно с В.В. Роговым). Полевые работы по отбору образцов пластовых льдов и вмещающих отложений выполнены автором в составе научных коллективов (совместно с Ю.К. Васильчуком, А.В. Хомутовым). Постановка цели и задач исследования, обобщение и интерпретация полученных данных, разработка защищаемых

положений и написание всех разделов диссертации выполнены автором самостоятельно.

Благодарности

Автор выражает искреннюю и глубокую благодарность своему научному консультанту профессору, д.г.-м.н. Ю.К. Васильчуку за всестороннюю помощь и поддержку в работе; глубоко признателен своим коллегам и друзьям к.г.н. Н.А.Буданцевой и д.г.н. А.К.Васильчук за помощь и совместные полевые и лабораторные исследования на протяжении многих лет. Автор благодарит д.г.-м.н. В.В. Рогова за помощь в организации и проведении экспериментальных работ по промораживанию глинистых суспензий, а также за обсуждения криогенного строения мерзлых толщ; д.г.н. В.Н. Михаленко за помощь и поддержку; С.В. Герасимова за организацию бурения у г. Салехард и неоценимую помощь в полевых исследованиях; Л.П. Кузякина и Е.С. Николаеву за полевые материалы и образцы для изотопного анализа, которые составили важную часть фактической основы работы. Автор также выражает признательность к.г.н. М.А. Воробьеву за выполнение химического анализа проб подземных льдов и всем сотрудникам лаборатории палеоэкологических реконструкций Института географии РАН за помощь в лабораторных работах. Искренне благодарю А.В. Хомутова за помощь в осуществлении полевых работ на стационаре Васькины дачи и участника полевой экспедиции на Ямал Е. Бабкина за бесценную помощь в отборе образцов. Благодарю чл.-корр. РАН Е.О. Дубинину, к.г.-м.н. А.С. Авдеенко и к.г.-м.н. С.А. Коссову за обсуждение изотопной проблематики и ценный методический масс-спектрометрический опыт во время моей работы в ИГЕМ. Благодарю к.г.н. Э.П. Зазовскую, Ю.А. Коноплянникову и весь коллектив лаборатории радиоуглеродного датирования ИГ РАН за содействие в работе. Также хочу поблагодарить чл.-корр. РАН О.Н. Соломину и академика Н.С. Касимова и академика И.В. Чернышева за поддержку, доброжелательную атмосферу и мотивацию.

Глава 1. Теоретические и методические основы изотопных исследования подземных льдов

Использование изотопных характеристик наземных и подземных льдов в качестве инструмента генетических исследований базируется на теории изотопного фракционирования. Глобальный круговорот воды на планете и частичное ее изъятие из круговорота в виде залежей подземного льда и наземных ледниковых покровов, как и последующее высвобождение оставляет свою изотопную метку. Все подземные льды сформированы из свободной гравитационной воды, при этом часть воды находится в незамерзшем состоянии в виде жидких пленок воды на поверхности ледяных кристаллов и частиц грунта.

1.1. Введение в геохимию стабильных изотопов кислорода и водорода

Изотопы кислорода (^{18}O и ^{16}O) были открыты В. Джиоком и Х. Джонстоном в 1929 году. Изотоп водорода с массой 2 (дейтерий, ^2H) был открыт Г. Юри и его коллегами в 1932 году. Сразу после открытия начались исследования изотопного состава природных вод (по общей плотности), однако и техника прецизионного анализа, и теория изотопного фракционирования были еще не разработаны.

В 1930–40-х гг. Г. Юри и его коллеги из Колумбийского университета проводили эксперименты по изотопному обмену, а А. Нир и его коллеги из университета Миннесоты выполняли масс-спектрометрические измерения соотношений стабильных изотопов.

В то время уже было известно, что отношения стабильных изотопов кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) морских известняков были примерно на 3‰ выше, чем у океана, и что океанская вода была изотопически тяжелее, чем пресная вода. Г.К.Юри обратил внимание на температурный коэффициент разделения изотопов кислорода между карбонатом кальция и водой. Он пришёл к выводу,

что для изучения температуры древних океанов изотопный анализ и температурный коэффициент играют огромную роль в палеоклиматологии. Но в 1940-х годах точность изотопных измерений, необходимых для получения температурных оценок, не была достижимой. В то время точность масс-спектрометрических измерений коэффициентов $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ была примерно в 10 раз меньше, чем требуется для определения температур, и не было воспроизводимой техники и экспериментальных данных, касающихся разделения изотопов кислорода между карбонатом кальция и водой.

Одним из выдающихся научных достижений XX века является создание и совершенствование шкалы палеотемпературы по изотопному составу кислорода (Urey et al., 1951). Впервые метод прецизионной масс-спектрометрии был предложен группой Г. Юри в 1951 г. для определения палеотемператур древних морей и явился следующим крупным вкладом в развитие геохимии изотопов легких элементов. Разработанные методы были применены С. Эпштейном, Т. Майедой, И. Фридманом, В. Дансгором и другими для изучения изотопного состава природных вод. Фундаментальное значение для развития палеоклиматологии имели работы Ч. Эмилиани (Emiliani, 1955), который впервые применил изотопно-кислородный анализ к глубоководным карбонатным осадкам и показал, что колебания соотношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в планктонных фораминиферах отражают смены ледниковых и межледниковых эпох в течение четвертичного периода. На основе этих исследований была разработана шкала морских изотопных стадий (Marine Isotope Stages, MIS), которая в настоящее время является глобальной хроностратиграфической основой для корреляции палеоклиматических событий (Lisiecki, Raymo, 2005; Emiliani, 1955). Четные стадии MIS соответствуют холодным (ледниковым) эпохам, а нечетные – теплым (межледниковым). Эта шкала широко используется в палеогеографических реконструкциях, в том числе для датирования и корреляции четвертичных отложений и подземных льдов Арктики.

1.1.2. Формирование изотопного состава осадков. Испарение – конденсация

Главный источник атмосферной влаги – океан. Механизм формирования изотопного состава водяного пара в ходе процесса испарения с поверхности океана был впервые описан в работе Х.Крейга и Л.Гордона (Craig, Gordon, 1965).

Впервые на тесную корреляцию между изотопным составом осадков и температурой воздуха обратил внимание В.Дансгор. В дальнейшем пробы осадков и поверхностного снега, собранные в разных районах планеты от тропиков до центральной Гренландии и Антарктиды, подтвердили фундаментальный глобальный характер зависимости между этими двумя параметрами: средний годовой изотопный состав кислорода осадков связан со средней годовой приземной температурой воздуха простой линейной зависимостью с коэффициентом регрессии, равным $0,69 \text{ ‰/}^{\circ}\text{C}$ (Dansgaard, 1964).

Связь с температурами приземного воздуха обуславливает проявления сопутствующих этому изотопных эффектов: сезонному, широтному, высотному. Частным случаем также является континентальный эффект, связанный со степенью вымывания влаги из воздушной массы по мере ее охлаждения. Глобальные закономерности формирования изотопного состава осадков являются отправной точкой для интерпретации изотопных данных по подземным льдам.

1.1.3. Методика изотопного анализа

Существует две основные методики измерения изотопного состава кислорода и водорода природных вод – с применением техники IRMS (Isotope Ratio Mass-Spectrometry) и с помощью лазерных анализаторов.

Часть образцов, изотопный состав которых обсуждается в этой работе, была проанализирована автором с использованием лазерного анализатора Picarro L-2130-i в лаборатории палеоэкологических реконструкций Института географии РАН. Часть проб проанализирована на масс-спектрометре Delta-V в

изотопной лаборатории Географического ф-та МГУ, также лично автором (или при непосредственном участии). Незначительная часть проб была проанализирована на изотопном анализаторе LosGatos в РХТУ им. Менделеева. Использование разных методов измерений неизбежно ставит вопрос о надежности и сопоставимости между собой получаемых данных. Одним из критериев надежности является использование одних и тех же стандартов при выполнении аналитических определений.

Традиционная изотопная масс-спектрометрия (IRMS, Isotope Ratio Mass Spectrometry), считающаяся «золотым стандартом», основана на принципе разделении ионов анализируемого вещества по массе в магнитном поле. Для определения $\delta^{18}\text{O}$ препаративная стадия включает изотопное уравнивание пробы воды со стандартным углекислым газом, который затем направляется в масс-спектрометр для измерения соотношения масс 44 (C^{16}O_2) и 46 ($\text{C}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$).

Альтернативный метод – лазерная спектроскопия – базируется на измерении скорости поглощения инфракрасного излучения молекулами воды, причём каждый изотополог обладает характерной полосой поглощения. Анализатор Picarro L2130-i демонстрирует значительный прогресс в данной области: его главное достижение – возможность одновременного высокоточного определения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с гарантированной прецизионностью для жидких образцов. Исследования подтверждают отличную стабильность прибора: суточный дрейф не превышает 0,2‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 0,8‰ для $\delta^2\text{H}$. Расширение аналитических возможностей связано с внедрением новых режимов измерений, позволяющих увеличить пропускную способность до 50 образцов в день в «Экспресс-режиме» и до 150 в «Обзорном режиме» без потери качества.

В лаборатории изменений климата и окружающей среды ААНИИ была разработана методика, оптимизирующая аналитический процесс (Верес и др., 2024; Екайкин, 2016). Согласно этой методике, каждый образец измеряется дважды, при этом для окончательного результата используется второе измерение, в которое вводится поправка на «память» прибора. Измеренные

значения стандартов служат основой для расчёта калибровочного коэффициента «памяти». Калибровка этого поправочного коэффициента памяти проводится с использованием четырех стандартов с выраженным отличием в значениях $\delta^{18}\text{O}$ (и $\delta^2\text{H}$). В настоящей работе общая погрешность измерения проб не превышает 1‰ для $\delta^2\text{H}$ и 0,1‰ для $\delta^{18}\text{O}$, процедура использования коэффициента памяти не занижает общую погрешность измерения природных образцов.

1.1.4. Нормализация изотопных данных и сопоставимость результатов

Ключевая проблема изотопной масс-спектрометрии заключается в том, что приборы дают высокоточные, но не абсолютные значения: они измеряют изотопный состав образцов относительно рабочего газа в системе. Для того чтобы данные, полученные в разных лабораториях и на разных приборах, стали сопоставимыми, «сырые» (raw) значения необходимо представить в единицах международных шкал – VSMOW или VPDB. Эта процедура называется нормализацией.

Наиболее корректным подходом является двухточечная или многоточечная линейная нормализация, предполагающая построение регрессионной зависимости между измеренными и истинными значениями двух или более стандартов (Paul et al., 2007). Использование одноточечной нормализации категорически не рекомендуется, поскольку возникающая при этом ошибка превышает общепринятую полную неопределённость измерений, что ставит под сомнение надёжность результатов.

Правильная практика предполагает:

- 1) Использование двух или более аттестованных стандартов (МАГАТЭ, Геологической службы США и др.);
- 2) Охват изотопного диапазона измеряемых образцов стандартами («bracketing»): самый «лёгкий» стандарт должен быть легче образца, а самый «тяжёлый» – тяжелее, что минимизирует ошибку экстраполяции.

Метод с двумя и более точками даёт существенно меньшую ошибку по сравнению с одноточечным при соблюдении условия охвата стандартами. Выбор конкретных стандартов не менее важен, чем сам метод; ошибку нормализации можно снизить на 50%, анализируя либо два стандарта по четыре раза, либо четыре стандарта по два раза. Для улучшения межлабораторной сопоставимости рекомендуется использовать единые согласованные наборы стандартов (Paul et al., 2007, Skrzypek, 2013).

Таким образом, первый шаг к корректному использованию данных, полученных на разных приборах, – это правильная калибровка, а второй – использование одних и тех же стандартов. Основой для всех изотопных измерений воды служат международные эталонные материалы МАГАТЭ. Современная система базируется на двух реперных точках: VSMOW2 ($\delta^2\text{H} = 0$ ‰), определяющий нуль шкалы, и SLAP2 ($\delta^2\text{H} = -427,5$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = -55,5$ ‰), задающий её наклон. Эта двухточечная калибровка обязательна для получения корректных и сопоставимых результатов.

В рутинной лабораторной практике широко используются стандарты, разработанные Геологической службой США (USGS). Среди них – USGS47 (озёрная вода: $\delta^2\text{H} = -150,2 \pm 0,5$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = -19,80 \pm 0,02$ ‰), предназначенный для ежедневной нормализации, и USGS46 (лёд Гренландии: $\delta^2\text{H} = -235,6 \pm 0,7$ ‰, $\delta^{18}\text{O} = -30,09 \pm 0,05$ ‰). Эти материалы существенно расширяют доступный набор стандартов и перекрывают широкий диапазон изотопных значений, что критически важно для точной калибровки современных приборов, включая лазерные спектрометры.

Использование унифицированных методов нормализации и контроль качества измерений являются обязательным условием для получения сопоставимых данных. В настоящей работе все изотопные анализы выполнены с использованием описанных выше процедур калибровки, что гарантирует надёжность полученных результатов для последующей интерпретации условий льдообразования

Международное агентство по атомной энергии (МАГАТЭ) на протяжении десятилетий выступает мировым лидером в области стандартизации изотопных измерений воды, регулярно проводя межлабораторные сличительные испытания WICO (Water Stable Isotope Intercomparison).

Основная цель WICO – независимая оценка точности и прецизионности изотопного анализа. Практическая значимость WICO выходит далеко за рамки лабораторного контроля. Участие в программе позволяет выявить систематические ошибки, оптимизировать процедуры калибровки и повысить качество данных, что крайне важно для гидрологических исследований, где изотопная информация служит основой для определения происхождения, возраста и путей миграции водных масс. Опыт показывает, что основной причиной неудовлетворительных результатов становится человеческий фактор и ошибки в процедурах, а не несовершенство приборов. Таким образом, участие в WICO даёт лаборатории возможность объективно оценить качество собственных измерений и стандартов и выявить «слабые места» методики.

1.2. Изотопное фракционирование при льдообразовании: формирования изотопного состава конжеляционных льдов

Распределение стабильных изотопов кислорода и водорода может быть использовано для реконструкции условий образования конжеляционных льдов – были ли это условия открытой системы (когда источник для образования льда пополнялся атмосферными или грунтовыми водами), или условия закрытой системы, когда источник для образования льда был ограничен и не имел связи с водными резервуаром. Как правило, в условиях открытой системы образуются ПЖЛ, сегрегационные льды бугров пучения с подземным питанием и пластовые льды. В условиях закрытой системы образуются наледи, ледяные ядра булгунняхов (пинго) и некоторые типы текстурных и пластовых льдов. С изотопной точки зрения закрытая система – это промерзание ограниченного объема воды, а открытая – промерзание либо восполняемого объема воды, либо слишком большого объема воды

относительно образующегося льда (например, морской лед). Эти условия влияют на соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ образующегося льда.

1.2.1. Условия закрытой и открытой системы

Впервые эффект конжеляционного льдообразования в закрытой системе был описан для краевых и глубинных частей ледников Антарктиды, а также наледного льда Сухих долин в Антарктиде (Jouzel, Souchez, 1982; Souchez, Jouzel, 1984). Талые ледниковые воды повторно замерзли в условиях ограниченного объема (закрытой системы), что отражалось на $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ соотношении. Для ледникового льда это соотношение в глобальном масштабе связано коэффициентом ~ 8 (и соответствует глобальной линии метеорных вод), что определяется равновесными факторами изотопного фракционирования в системе пар-вода. Для конжеляционного льда изотопные характеристики определяются факторами изотопного фракционирования в системе вода-лед. Когда объем воды очень велик по отношению к объему формируемого льда (или этот объем постоянно пополняется), значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда выше значений воды на величину ϵ ($\epsilon = 1000 \ln \alpha$) = 2,9‰ для кислорода-18 и 21‰ для дейтерия (с использованием равновесных величин α по (Lehmann, Siegenthaler, 1991)), что выражается на $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ диаграмме линейным трендом с наклоном 7,29. Наклон 7,29 соответствует равновесному фракционированию в системе вода-лёд и отличается от наклона глобальной линии метеорных вод (~ 8), который определяется фракционированием в системе пар-вода.

В условиях закрытой системы, когда объем воды ограничен и вся она постепенно переходит в лед, значения $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ льда соответствуют рэлеевскому исчерпанию и формируют линию регрессии с наклоном меньше 7,29. Наклон линии регрессии для льда, образующегося из жидкой воды в условиях закрытой системы, связан исключительно с изотопными параметрами начальной воды (Souchez, Jouzel, 1984) – чем ниже начальные изотопные параметры воды, тем ниже будет наклон, характерный для образцов

образованного льда при равновесном льдообразовании. В целом для открытой системы наклон может быть 7,29 или выше, а для закрытой – ниже 7,29 вплоть до 4, как это было описано для озерного льда Антарктиды.

Расчет изотопных параметров льда, образующегося в условиях закрытой системы, производится по формуле (Souchez, Jouzel, 1984):

$$\delta_{ice} = (\delta_0 + 1000) f^{(\alpha - 1)} - 1000 \quad (1)$$

где δ_i – значения $\delta^{18}\text{O}$ образованного льда, δ_0 – значения $\delta^{18}\text{O}$ начальной воды, f – доля остающейся воды в долях единицы, с шагом от 0,1 до 0,9, α – коэффициент фракционирования в системе вода-лед.

Рэлеевское истощение согласно уравнению (1) приводит к тому, что первые порции льда изотопно тяжелее начальной воды, но при продолжающемся льдообразовании, и формирующийся лед и остающаяся вода в системе становятся изотопно легче. Схематично этот процесс представлен на рис. 1.1.

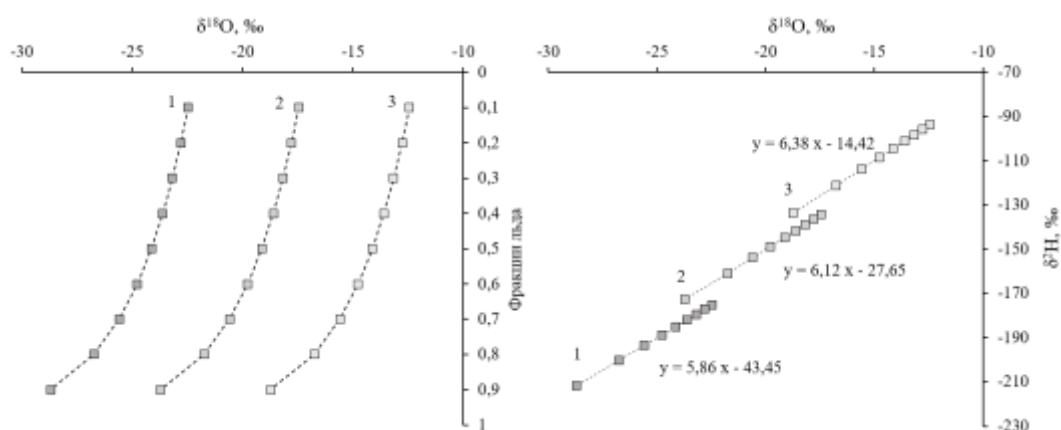


Рис. 1.1. Изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (а) и величины наклона $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (б) для льда, образующегося в закрытой системе с равновесными коэффициентами фракционирования (Lehmann, Siegenthaler, 1991) из воды с разными изотопными характеристиками: 1 – $\delta^{18}\text{O} = -25$ и $\delta^2\text{H} = -190$ ‰; 2 – $\delta^{18}\text{O} = -20$ и $\delta^2\text{H} = -150$ ‰; 3 – $\delta^{18}\text{O} = -15$ и $\delta^2\text{H} = -110$ ‰. Фракции образованного льда обозначены через $f = 0,1$ (первая порция льда) до $f = 0,9$ (последняя порция льда)

Таким образом, и величина наклона, и характер изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине или простиранию ледяного тела могут служить индикаторами льдообразования в закрытой системе.

Например, во льду промерзшего до дна озера в долине Тейлора в Антарктиде было отмечено два цикла уменьшения/увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ по глубине (Sleewaegen et al., 2002). Это озеро 350 м в длину и 150 м в ширину мерзлое до основания, вертикальная мощность льда составляла около 4 м. По глубине отмечено два тренда уменьшения значений, между которыми проявлен обратный тренд увеличения значений. Все значения аппроксимируются наклоном в 5,47 ($y = 5,47x - 76,3$), что соответствует замерзанию жидкой воды в закрытой системе. Авторы пишут, что формирование льда было стадийным и сначала был образован лед нижней секции (нижние 1,5 м), на его поверхности отмечен горизонт пыли, которая откладывалась на поверхности озерного льда, затем был образован лед верхних 2,5 м. Общее направление промерзания сверху-вниз, как во всех случаях образования озерного льда.

Про зону перехода между двумя стадиями льда, в которой тренд увеличения значений с глубиной авторы пишут о поступлении дополнительной воды — источника для льда, изотопные характеристики которой соответствуют тому же уравнению, что и лед ($y = 5,47x - 76,3$). Можно предположить, что на существующий озерный лед (нижний) поступили талые ледниковые воды, образовав жидкое озеро на поверхности льда. Замерзание этой воды происходило в основном сверху, что выразилось в классическом тренде уменьшения значений сверху вниз. Но часть воды на контакте со льдом (на границе озерного льда и воды озера) промерзала снизу вверх, поэтому тренд уменьшения значений выражен снизу вверх. В этом случае, все образцы льда соответствуют одному уравнению замерзания жидкой воды в закрытой системе. Это реалистично, поскольку озерный лед предыдущей стадии (нижний лед) в условиях Антарктиды, переживший один или несколько сезонов в мерзлом состоянии, обладал запасом холода для того, чтобы жидкая вода могла замерзать на его поверхности.

Другим примером, когда действуют сразу два направления промерзания — сверху промерзает основной объем влаги, содержащийся в грунтах, а снизу

– часть этой же самой влаги, являются ядра пинго и сезонных наледей. В этих случаях это также возможно благодаря мерзлому основанию и низким температурам.

На примере ледяного бугра (icing blister) в ледниковой долине в южной части острова Байлот, напротив пролива Понд-Инлет (Michel, Paquette, 2003), было показано, что два соседних бугра имели разную историю формирования и разные источники воды для образования льда. Бугор FI 92-6 является классическим ледяным бугром, ядро которого состоит из верхнего слоя свечевидного льда, отделённого от нижележащего наледного льда тонким горизонтом пластового льда. В пластовом льду отмечено содержание карбоната, выпавшего при криогенной концентрации. Авторы полагают, что верхний свечевидный лёд сформировался как инъекционный лёд в условиях закрытой системы при промерзании сверху вниз, а пластовый лёд на глубине от 90 до 100 см образовался при намерзании снизу вверх на поверхности мёрзлого наледного льда. Такая интерпретация реалистична, учитывая, что район характеризуется низкими среднегодовыми температурами воздуха ($t_{\text{ср.год}} = -14^{\circ}\text{C}$). Сам наледный лёд имеет довольно однородный изотопный состав кислорода по глубине и отражает источник воды, близкий к средним значениям для наледей (Michel, Paquette, 2003). В отличие от него, соседний бугор IB 93-5 сформировался за счёт послойного накопления слоёв снега, пропитанных талой водой. Тонкий слой массивного льда, покрывающий снежное ядро, вероятно, образовался при водонасыщении самого верхнего слоя снега и его быстром замерзании, а свечевидный лёд накапливался за счёт чередования тонких слоёв слякоти и воды. Поэтому вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине и тренды их повышения и понижения здесь обусловлены разной долей снега и воды (наледь, конжеляционный лёд) и их чередованием, что свидетельствует об отсутствии последовательного замерзания изолированного объёма воды (Michel, Paquette, 2003).

В бугре FI 92-6 незначительная часть льда была сформирована при промерзании ограниченного объёма воды снизу-вверх из-за мерзлого

основания и низких температур. Такая же картина возможна при промерзании ограниченного объема воды (инъекции) в ядрах пинго, когда пинго образуется в замкнутом талике, окруженном мерзлыми породами.

Работая с изотопными данными, полученными по конжеляционному льду, на первом этапе для проверки соответствия открытой или закрытой системе и расчета по уравнению (1) можно использовать средние величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ опробованного льда. На втором этапе, если гипотеза о закрытой системе подтверждается хорошим соответствием натурных данных расчету, можно более точно установить изотопные параметры исходной воды.

1.2.2. Определение начальных изотопных характеристик воды при образовании конжеляционного льда в закрытой системе

Поскольку величина наклона линии тренда $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в закрытой системе зависит исключительно от параметров начальной воды, то можно подобрать эти параметры до полного совпадения наклонов, полученных в расчете по уравнению 1 и по натурным данным.

В случае открытой системы лед, образуясь из воды, изотопно утяжеляется вследствие изотопного фракционирования в системе вода-лед, но изотопного истощения не происходит, и следовательно, лед всегда тяжелее воды на величину изотопного сдвига (ϵ), которая в свою очередь определяется только величиной коэффициента α .

Расчет изотопных параметров льда в открытой системе:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{water}} + 1000(\alpha - 1) \quad (2)$$

В случае установления значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для источника воды по значениям льда, образованного в условиях открытой системы есть два осложняющих фактора.

Первый – это сама величина коэффициентов. Равновесные α составляют 1,0029 и 1,021‰ для ^{18}O и ^2H соответственно (Lehmann, Siegenthaler, 1991), однако в природных процессах величины α зависят от скорости протекания реакции перехода воды в лед. Так, в лабораторных условиях были получены

существенные различия между величинами α при разной скорости намерзания льда (Arnason, 1969), а в условиях природного эксперимента были зафиксированы величины α равные 1,0018 и 1,013‰ для ^{18}O и ^2H соответственно (Persoiu et al., 2011).

Второй фактор – это возможное изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды, которая служит источником для льда. В случае, если в формировании льда участвовали поверхностные воды, нельзя исключать процессы испарения, которые приводят к изменению начальных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды в сторону более высоких вдоль линейного тренда $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ с наклоном от 6 до 5.

1.2.3. Кинетические эффекты при конжеляционном льдообразовании

Значительный вклад в развитие представлений о кинетических изотопных эффектах при конжеляционном льдообразовании внесла работа (Souchez et al., 2000). Известно, что при образовании льда из водяного пара в облаке возникает кинетический изотопный эффект; это связано с разницей в молекулярной диффузии молекул HDO и H_2^{18}O в воздухе. Аналогичный эффект, вероятно, и при замерзании воды, поскольку коэффициенты диффузии HDO и H_2^{18}O также различаются в жидкой воде. Однако их значения отличаются друг от друга меньше, чем в воздухе. Поэтому такой кинетический изотопный эффект при замерзании воды реже наблюдается в природе. Распределение тяжелых изотопов во льду во время замерзания воды связано с их распределением в жидкости, непосредственно прилегающей к фронту замерзания. Поскольку изотопная диффузия во льду медленная (коэффициент диффузии – 10^{-10} см²/с), распределение дейтерия и кислорода-18 во льду можно определить, зная их изменения в жидкости на границе раздела фаз во время замерзания. Изотопные параметры льда зависят от скорости замерзания v и от толщины h пограничного слоя вблизи границы раздела, где перенос изотопов в воде происходит исключительно за счет диффузии (Souchez et al., 1987). Взаимосвязь между изотопным составом льда, скоростью замерзания и

толщиной пограничного слоя может быть хорошо аппроксимирована уравнением, аналогичным уравнению Бартона (Burton et al., 1953):

$$\alpha_{eff} = \frac{\alpha_{eq}}{\alpha_{eq} - (\alpha_{eq} - 1) \cdot e^{-P}} \quad (3)$$

где $P=h \cdot v/D$, α_{eq} –коэффициент равновесного фракционирования, а D – коэффициент диффузии, h – толщина диффузного слоя, v – скорость замерзания льда. Это уравнение может быть решено либо для дейтерия, либо для кислорода-18. Соответствующие значения коэффициентов диффузии для дейтерия и кислорода в воде при 0 °С составляют $1,1 \times 10^{-5} \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ и $1,33 \times 10^{-5} \text{ см}^2 \text{ с}^{-1}$ (Wang et al., 1953).

Когда скорость замерзания ниже коэффициента диффузии, α_{eff} приближается к равновесному коэффициенту фракционирования, но при увеличении скорости замерзания α_{eff} стремится к единице (Lacelle, 2011) и следовательно, изотопного фракционирования не происходит.

Независимо от этого, в случае закрытой системы, положение образца льда на линии замерзания также зависит от процента льда по отношению с оставшейся в системе воды, согласно уравнению (1) (Jouzel, Souchez, 1982). В рамках настоящей работы были выполнены расчёты по уравнению Burton для диапазона скоростей 10^{-4} – 10^{-2} см/с и толщины диффузионного слоя 0,005–0,01 см (рис. 1.2). Полученные зависимости показывают, что наклон линии замерзания может варьировать от 5,5 до 3,0 (рис. 1.3).

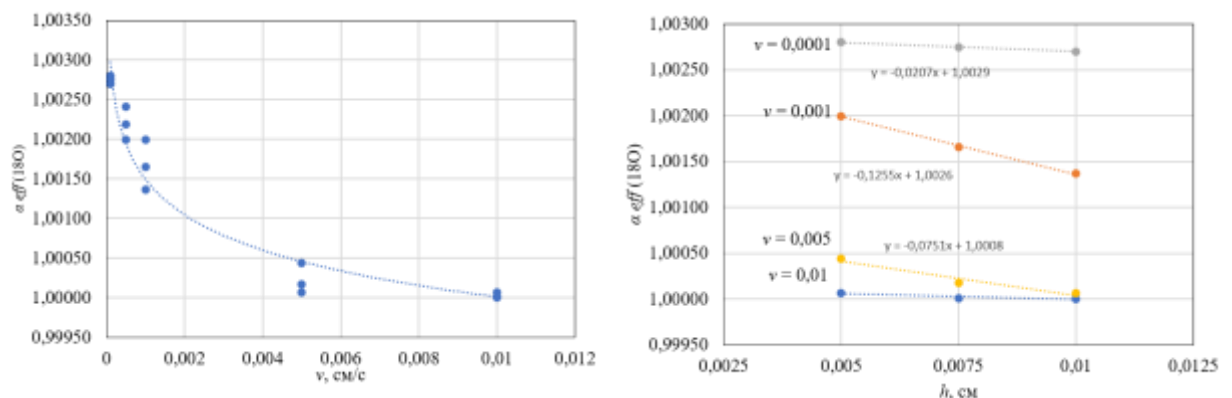


Рис. 1.2. Зависимость эффективных коэффициентов изотопного фракционирования от скорости фронта и толщины диффузионного слоя

Важно подчеркнуть, что приведённый диапазон скоростей вряд ли встречается в процессах промерзания в криолитозоне. В природных условиях, где льды формируются в течение десятилетий и тысячелетий, средняя скорость роста фронта может быть на несколько порядков ниже. Уравнение Бартона описывает не среднюю скорость роста всего ледяного тела, а локальную скорость кристаллизации на фронте промерзания в момент образования каждого отдельного слоя. Кроме того, параметр P в уравнении (3) является произведением скорости и толщины слоя, так что на кинетику влияет совместное их действие.

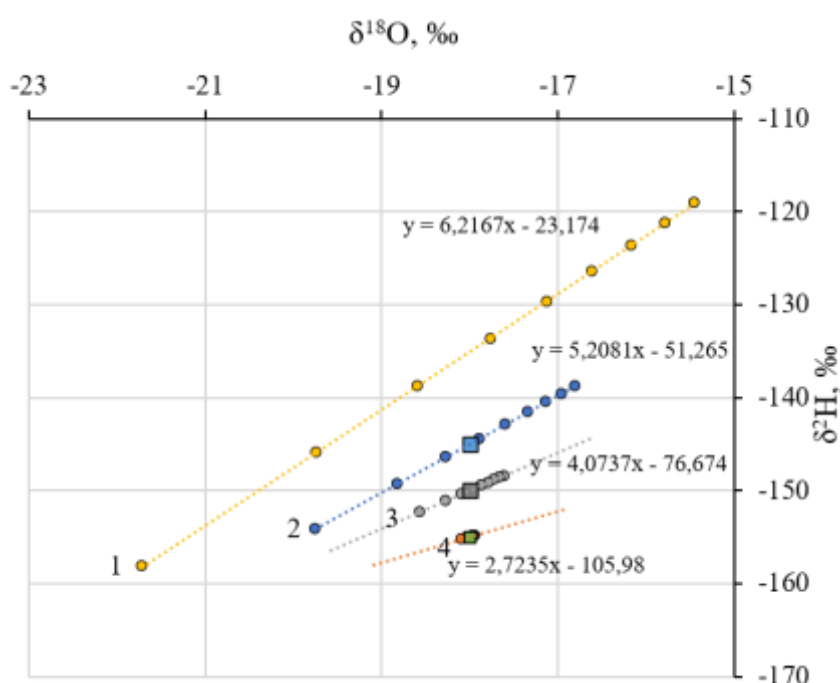


Рис. 1.3. Вариации наклонов линий замерзания с учетом возможного кинетического фракционирования изотопов кислорода и водорода – коэффициенты по уравнению (3): 1 – равновесные; 2 - $\alpha_{18O} = 1,00137$, $\alpha_{2H} = 1,00819$; 3 - $\alpha_{18O} = 1,00044$, $\alpha_{2H} = 1,002085$; 4 - $\alpha_{18O} = 1,000067$, $\alpha_{2H} = 1,000214$

В данном случае это увеличения пограничного слоя на линии фронта. Схематично это выразил Д.Ласелль (рис. 1.4), где показал, что при большой скорости в лед захватываются молекулы из водного резервуара, а не того слоя, где происходит изотопное фракционирование. Фактически во время замерзания изотопные параметры образующегося льда контролируются

коэффициентами фракционирования, которые отличаются от равновесных и которые мы будем обозначать как α_{eff} – эффективные коэффициенты. Значения α_{eff} приблизительно соответствуют равновесным коэффициентам фракционирования, когда скорость замерзания медленнее коэффициента диффузии, но при увеличении скорости замерзания (и толщины пограничного слоя) значения α_{eff} приближаются к единице (рисунок 1.4 первый случай).

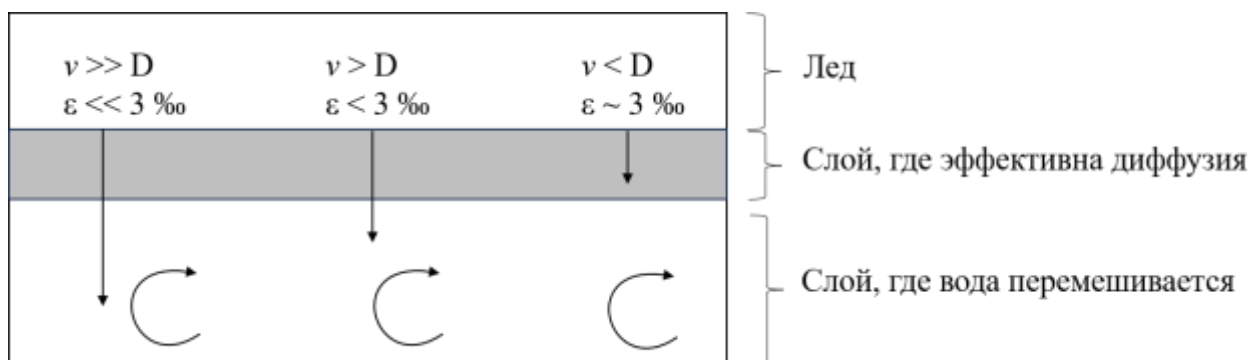


Рис. 1.4. Схематическое изображение, иллюстрирующее влияние толщины пограничного слоя и скорости замерзания на коэффициент изотопного фракционирования при замерзании воды (по Lacelle, 2011). Стрелками показана толщина пограничного слоя, v – скорость льдообразования, D – диффузия

Если скорость замерзания медленнее скорости диффузии, у фронта замерзания диффузия эффективна и в лед переходит вода из этого диффузионного слоя. В этом случае (третий фрагмент на рис. 1.4) во время прогрессирующего замерзания, степень изотопного фракционирования контролируется равновесными коэффициентами фракционирования.

В последнее время появляются работы, использующие уравнение Бартон в комплексах с крупными моделями, такими как термодинамическая модель FREZCHEM (Faucher et al., 2020) и модель WATEREGO (Fisher et al., 2020). В первом случае этот подход позволил авторам смоделировать изотопную эволюцию воды в замкнутых многолетнемёрзлых озёрах Антарктиды и показать, что в условиях гидрологического равновесия изотопный состав водной толщи и аккреционного льда контролируется балансом между скоростью подтока воды и её вымораживанием на нижней

поверхности ледяного покрова (Faucher et al., 2020). Во второй работе той же исследовательской группы с применением модели WATEREGO выполнен расчёт изотопного состава порового льда и остаточной жидкой воды в многолетнемёрзлых глинистых грунтах. Показано, что в целом между поровым льдом и остаточной водой подтверждается равновесное изотопное фракционирование, а кинетика в этой модели учтена через перераспределение воды под действием сезонных сил (вязко-упругих и Ван-дер-Ваальсовых), а не через скорость кристаллизации на фронте. Это создаёт зоны с разным возрастом воды и, соответственно, разным изотопным сигналом: верхние 2,5 м - «современная» вода, глубже - «древняя» (Fisher et al., 2020).

На рис. 1.2 видно, что влияние толщины слоя наиболее заметно при быстром, но не катастрофически быстром промерзании (0,001 см/с). Именно эти локальные скорости и определяют изотопный сигнал, фиксируемый во льду.

Таким образом, использование в расчётах скоростей 10^{-4} – 10^{-2} см/с является физически обоснованным для описания кинетического фракционирования на фронте кристаллизации, даже если интегральная скорость роста всего ледяного тела значительно ниже. Полученные наклоны полностью перекрывают диапазон значений (от 3,5 до 6,5), зафиксированный для инъекционных льдов в природе, что свидетельствует о том, что кинетический эффект является основным механизмом формирования низких наклонов.

Низкие наклоны линий замерзания были зафиксированы для нескольких кернов пинго. По данным Ф.Майкла и П.Фрица (Michel, Fritz, 1982), а также ван Эвердингена (van Everdingen, 1978; 1982), наклон линий регрессии для инъекционных бугров в районе Медвежьих Скал (Северо-Западные территории, Канада) варьировал от 3,5 до 6,5. Уравнение регрессии для инъекционного льда из района Норз Форк Пасс (Канада) имело вид $\delta^2\text{H} = 5,1$ $\delta^{18}\text{O} - 56,4$ ($r = 0,99$; $n = 17$), что, по мнению Ф.Майкла, указывает на закрытую систему (Michel, 1986). Для бугра в этом районе расчёт по модели закрытой

системы лучше всего описывал реальное распределение изотопов в керне, но только при условии, что коэффициент α для ^2H принимался равным 1,013 (вместо равновесного $\alpha = 1,021$), тогда как α для ^{18}O (1,0028) практически соответствовал равновесному. Таким образом, Ф. Майкл показал, что изменение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ при замерзании воды может описываться рэлеевским процессом, но не соответствует равновесным условиям.

Это подтверждает, что кинетический эффект является основным механизмом формирования низких $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ наклонов. В работе (Souchez et al., 2000) кинетический эффект рассматривается для наледного льда Антарктиды, формирующегося из практически чистой воды в условиях резко отрицательных температур воздуха. В условиях криолитозоны зачастую формируются льды, с разной степенью включения минерального субстрата, в том числе ледогрунты и ядра инъекционных бугров. Вероятно, присутствие частиц грунта влияет на протекание кинетических процессов. Для того, чтобы установить эту роль мы выполнили серию экспериментов по промораживанию глинистой смеси в лабораторных условиях.

1.3. Эксперименты по промораживанию глинистых грунтов

Цель экспериментальной серии – установить, какие механизмы изотопного фракционирования реализуются при промерзании водонасыщенных дисперсных грунтов и определить факторы, контролирующие эффективные коэффициенты фракционирования. Для проведения экспериментального промораживания водонасыщенных грунтов была собрана морозильная установка с отдельным боксом для образца. Температура воздуха в отсеке контролировалась датчиками, которые были закреплены на верхней и нижней границе бокса вместе с вентиляторами для принудительной циркуляции воздуха. Сам бокс был встроен в дверцу морозильной камеры, от которой ее отделял 3-см слой пенопласта в качестве теплоизоляции. Образец помещался в пластиковый контейнер, представляющий собой цилиндр высотой 25 см и диаметром 6 см, который

затем размещался в боксе. После этого задавалась температура опыта. Каждый опыт длился 2 недели. Полученный в результате мерзлый керн разрезался в холодной лаборатории (при $t = -18^{\circ}\text{C}$) на образцы, которые помещались в zip-пакеты, плавилась при комнатной температуре и переливались в полипропиленовые пробирки. Сразу после получения образцов выполнялся изотопный анализ. Вначале были проведены несколько экспериментов с водой (без грунта), чтобы проверить, соответствуют ли опытные условия результату, который теоретически должен соответствовать рэлеевскому исчерпанию в закрытой системе по уравнению (1). Температурные условия экспериментов задавались таким образом, чтобы обеспечить стабильное промерзание со скоростью, не превышающей 3 см в сутки, как максимально быстрое в условиях активного слоя.

Затем была проведена серия экспериментов с каолином 100% влажности при разных температурных условиях. В качестве модельного материала использован фармакопейный каолин (производитель Skinterria): каолинит ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) - 100%. Образец готовили путём смешивания сухого каолина с питьевой водой в массовом соотношении 1:1, что соответствует массовой влажности $W=100\%$. При данной влажности степень водонасыщения каолина оставалась ниже полной, что подтверждается отсутствием избыточной свободной воды и сохранением пластичной консистенции смеси. В поровом пространстве присутствовала преимущественно капиллярная и рыхлосвязанная вода, способная к миграции к фронту промерзания, а также прочносвязанная вода, формирующая резервуар незамерзшей влаги. Параметры и результаты экспериментов приведены в табл. 1.1. Скорости продвижения фронта промерзания (от 0,54 до 1,79 см/сут) соответствуют диапазону природных скоростей промерзания в деятельном слое на севере Западной Сибири. По данным многолетних наблюдений на Ямале, скорость промерзания сезонно-талого слоя в суглинистых и песчаных грунтах составляет в среднем 0,5–2,0 см/сут в период осеннего промерзания (Геокриология СССР, 1989). Таким образом, экспериментальные условия

моделируют природные процессы с достаточной степенью приближения, что позволяет распространять выводы о кинетическом характере изотопного фракционирования на внутригрунтовые льды, формирующиеся при промерзании дисперсных пород.

Таблица 1.1. Температурные условия экспериментов и установленные изотопные характеристики льда

номер	Условия	T, °C верх/низ	Исходная вода	Наклон	Незамерзшая вода	$\alpha_{\text{eff}18\text{O}}$ / $\alpha_{\text{eff}2\text{H}}$
2	Питьевая вода, промерз полный керн	-10 / -1,8	$\delta^{18}\text{O} =$ -15,5‰ / $\delta^2\text{H} =$ -119,8‰	$y = 6,2651x - 23,213$	нет	~равновесные
3	Болотная вода, промерзло 50%, отобрано 5 образцов	-10 / -1,8	$\delta^{18}\text{O} =$ -13,5‰ / $\delta^2\text{H} =$ -98,3‰	$y = 6,661x - 8,4417$	$\delta^{18}\text{O} =$ -14,9‰ / $\delta^2\text{H} =$ -107,4‰	~равновесные
5	Каолин + вода, мерзлый керн с линзовидной шлировой текстурой	-10 / -0,5	$\delta^{18}\text{O} =$ -12,8‰ / $\delta^2\text{H} =$ -91,6‰	$y = 4,0702x - 39,615$	нет	$\alpha_{\text{eff}18\text{O}} =$ 1,00025 $\alpha_{\text{eff}2\text{H}} = 1,0012$
6	Каолин (1M MgCl)+вода, промерзло 30%	-10 / -0,6	$\delta^{18}\text{O} =$ -12,4‰ / $\delta^2\text{H} =$ -89,5‰	$y = 5,9608x - 15,73$	$\delta^{18}\text{O} =$ -11,9‰ / $\delta^2\text{H}$ = -87,7‰	$\alpha_{\text{eff}18\text{O}} =$ 1,00217 $\alpha_{\text{eff}2\text{H}} = 1,014$
20	Каолин + вода, промерзло 30%	-3 / +0,5	$\delta^{18}\text{O} =$ -15,5‰ / $\delta^2\text{H} =$ -122,4‰	$y = 5,406x - 37,745$	1) $\delta^{18}\text{O} =$ -15,1‰ / $\delta^2\text{H}$ = -120,5‰ 2) $\delta^{18}\text{O} =$ -14,9‰ / $\delta^2\text{H}$ = -118,3‰	$\alpha_{\text{eff}18\text{O}} =$ 1,00203 $\alpha_{\text{eff}2\text{H}} = 1,015$
21	Каолин (1M KCl)+вода, промерзло половина	-3, -5, -8, -10 / -0,6	$\delta^{18}\text{O} =$ -15,5‰ / $\delta^2\text{H} =$ -122,4‰	$y = 5,6236x - 35,275$	$\delta^{18}\text{O} =$ -14,96‰ / $\delta^2\text{H} =$ -118,8‰	$\alpha_{\text{eff}18\text{O}} = 1,002$ $\alpha_{\text{eff}2\text{H}} = 1,015$
22	Суглинок Игарский, полный керн	-3, -5, -8, -10 / -0,6		$y = 5,3239x - 41,613$	нет	$\alpha_{\text{eff}18\text{O}} = 1,002$ $\alpha_{\text{eff}2\text{H}} = 1,0146$
23	Каолин + навоз + торф + вода, полный керн	-9,5 / -0,9	$\delta^{18}\text{O} =$ -14,2‰ / $\delta^2\text{H} =$ -112,2‰	$y = 4,8542x - 43,864$	нет	$\alpha_{\text{eff}18\text{O}} = 1,002$ $\alpha_{\text{eff}2\text{H}} =$ 1,01102

В экспериментах с питьевой и болотной водой в обоих случаях было получено похожее распределение величин $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине керна: в самой верхней части незначительное увеличение с глубиной, достижение наиболее высоких значений и последующее уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$. Это говорит о том, что первые 1-2 образца льда представляют собой лед, формировавшийся при высокой скорости льдообразования и коэффициенты изотопного фракционирования были гораздо ниже равновесных, затем (чуть ниже в кернах – обозначено прерывистой линией на рис. 1.5) скорость льдообразования выравнивалась и коэффициенты возрастали. Поэтому для двух верхних образцов увеличение значений $\delta^{18}\text{O}$ связано с возрастанием α_{eff} , а последующее уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда – с исчерпанием в закрытой системе.

Несмотря на то, что наклоны линии $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ в двух экспериментах незначительно отличаются, можно сказать, что эксперименты с замораживанием воды в целом соответствуют равновесному рэлеевскому процессу (рис. 1.5).

В эксперименте 2 промерзание было и сверху, и снизу, в результате по глубине выражены два тренда на уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда от первых порций льда к последним. В эксперименте 3 при тех же заданных температурных условиях не вся вода промерзла (как в эксперименте 2, см. табл. 1.1).

Это означает, что присутствие органических примесей в воде меняет температуру замерзания воды и фронт промерзания остановился. В процессе замерзания происходит вытеснение растворённых компонентов из растущих ледяных кристаллов и их концентрирование в остаточной жидкой фазе. В результате концентрация органических веществ в оставшейся воде возрастает (Islam, Harold, 1991), что приводит к дополнительному понижению температуры её замерзания.

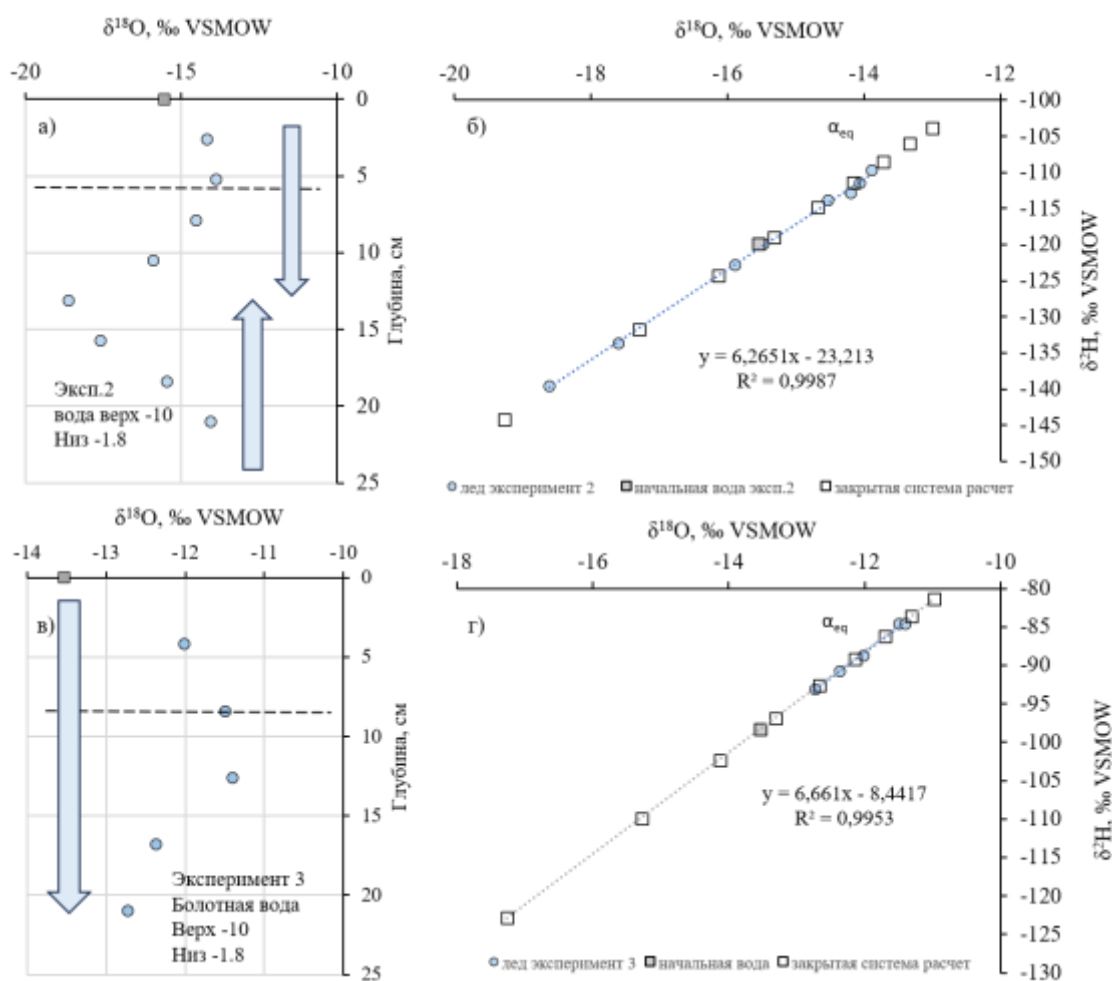


Рис. 1.5. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине в эксперименте 2 (а) и 3 (в). Голубыми стрелками показано направление промерзания. Расчет закрытой системы по уравнению (1) с равновесными коэффициентами изотопного фракционирования для льда эксперимента 2 (б) и эксперимента 3 (г).

Задачей эксперимента было воспроизвести наклоны $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ льда, которые можно встретить в пластовых ледяных залежах, сегрегационном льду активного слоя или ядрах бугров пучения. Мы хотели добиться формирования толстых шлиров и линз льда в дисперсных породах (рис. 1.6), чтобы рассмотреть изотопные характеристики льда. Не во всех опытах удалось получить ледяные линзы в образце, поскольку при большом градиенте температур в образце формировался лед-цемент, а при небольших градиентах – фронт промерзания останавливался и выраженных шлиров не образовывалось.



Рис. 1.6. Примеры криотекстур экспериментальных образцов: а) – толстая линза чистого льда в каолине при небольшом градиенте температуры и остановке фронта сразу за ней; б) шлировая параллельно-выпуклая слоистая криотекстура в каолине при принудительном продвижении фронта за счет пошагового снижения температуры; выраженная слоистая криотекстура в игарском суглинке

Согласно термодинамическим представлениям, вода в мелких порах дисперсных грунтов замерзает при более низкой температуре, чем свободная вода (Zhou et al., 2018). Для глинистых грунтов с характерным размером пор 0,1–1 мкм это понижение температуры замерзания составляет, по литературным данным, от $-0,5$ до $-2,0^{\circ}\text{C}$. В условиях полного влагонасыщения, когда отсутствует дефицит влаги, остановка фронта промерзания в экспериментах связана с недостаточной интенсивностью охлаждения, необходимой для преодоления теплоты фазового перехода и продолжения промерзания при заданной температуре.

Это понижение температуры замерзания ($-0,5...-2,0^{\circ}\text{C}$) хорошо объясняет наблюдаемые в экспериментах различия в доле промерзшей воды (табл. 1.2). В экспериментах, где температура нижней границы образца составляла -2°C и ниже (эксперименты 2, 22, 23), промерзание достигало 100% – температура опускалась ниже температуры замерзания воды во всех порах. При температуре нижней границы $-1,8^{\circ}\text{C}$ часть воды в наиболее мелких порах оставалась в жидком состоянии. В экспериментах с температурой

нижней границы выше -1°C (эксперименты 6, 20) промерзание ограничивалось. Таким образом, наблюдаемая остановка фронта промерзания в экспериментах с глинистыми суспензиями объясняется термодинамическим равновесием – достигнутая в образце температура оказывалась выше температуры замерзания оставшейся поровой воды, и дальнейшее льдообразование прекращалось.

В эксперименте 5 водонасыщенный каолин промерз полностью с формированием выраженной шлировой текстуры в верхней половине керна (рис. 1.7).

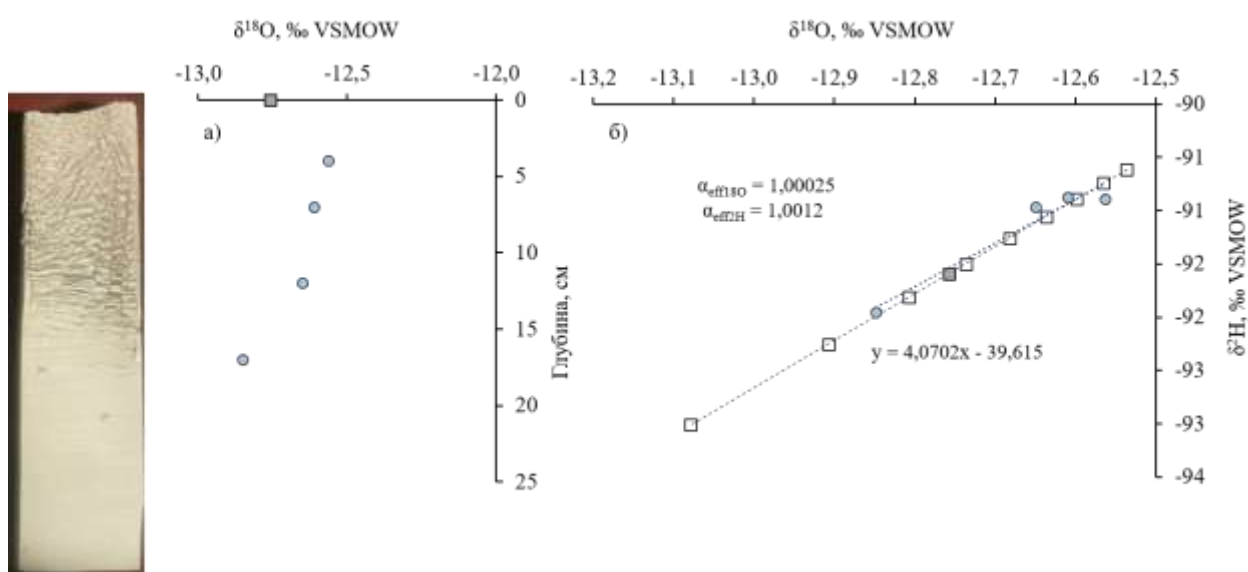


Рис. 1.7. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине (а) экспериментального керна 5 и соответствие значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда (б) расчету закрытой системы (эффективные коэффициенты изотопного фракционирования приведены на рисунке).

При этом изотопные параметры льда очень мало различались по глубине, общий диапазон изменений $\delta^{18}\text{O}$ составил 0,5‰, а величина наклона $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ = 4,07, что прямо указывает на кинетическое фракционирование. Наиболее близко полученные значения описываются расчетом закрытой системы с коэфф. $\alpha_{\text{eff}} = 1,00025$ для ^{18}O и $\alpha_{\text{eff}} = 1,0012$ для ^2H . Эти коэффициенты были установлены методом подбора в расчете закрытой системы (по уравнению 1) таким образом, чтобы полученный расчетный тренд наиболее близко описывал полученные в эксперименте значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$.

Также кинетические эффекты проявляются во льду экспериментов 6 (рис. 1.8), 20 (рис. 1.9), 21 (рис. 1.10), 22 (рис. 1.11) и 23 (рис. 1.12).

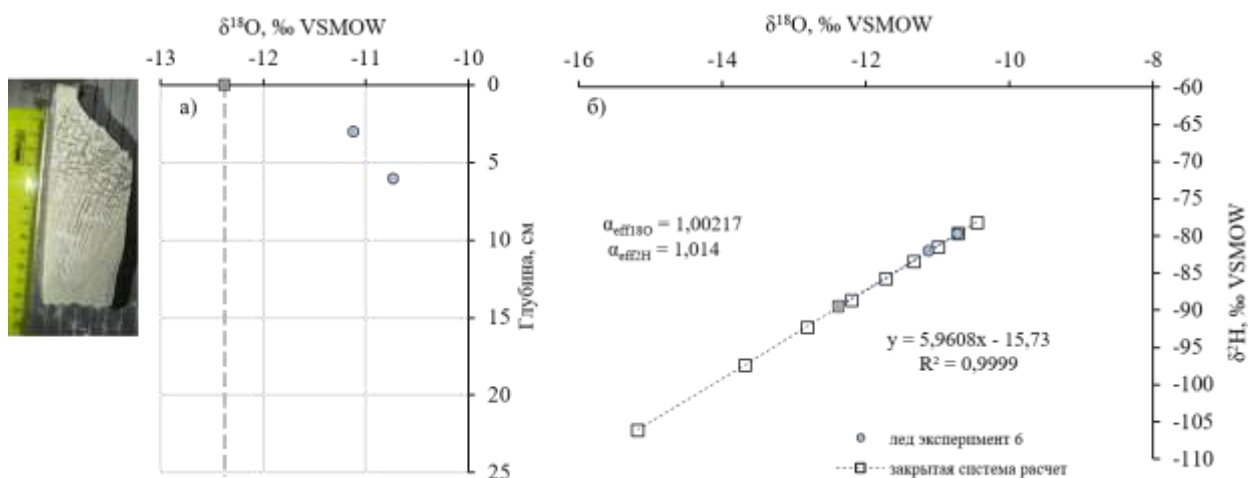


Рис. 1.8. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине (а) экспериментального керна 6 и соответствие значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда (б) расчету закрытой системы (эффективные коэффициенты изотопного фракционирования приведены на рисунке)

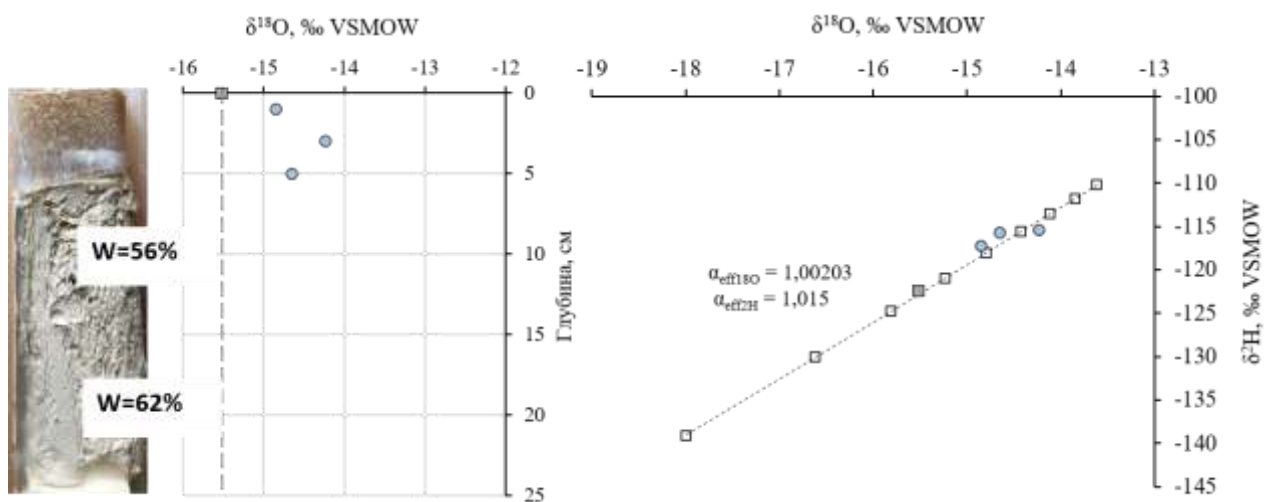


Рис. 1.9. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине (а) экспериментального керна 20 и соответствие значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда (б) расчету закрытой системы (эффективные коэффициенты изотопного фракционирования приведены на рисунке)

Можно оценить, какую долю составляет кинетика в процессе замерзания по балансовому уравнению:

$$K = (\alpha_{\text{eq}} - \alpha_{\text{eff}}) / (\alpha_{\text{eq}} - 1) \quad (4)$$

где α_{eq} – равновесный коэфф. изотопного фракционирования по (Lehman, Siegenthaler, 1991), α_{eff} – эффективный коэфф. изотопного фракционирования, полученный нами в эксперименте.

Расчёт доли кинетического эффекта по уравнению (4) показывает, что в эксперименте 5 кинетика подавляет фракционирование на 91–94%, то есть равновесное фракционирование практически не реализуется. В присутствии $MgCl_2$ (эксп. 6), с KCl (эксп. 21) и суглинком (эксп. 22) кинетика составляет ~25–32% для обоих изотопов, что свидетельствует о сходном механизме фракционирования. Органические добавки (эксп. 23) избирательно усиливают кинетическое подавление для дейтерия (46,5%) по сравнению с кислородом-18 (31,3%), что может быть связано с образованием дополнительных водородных связей, однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

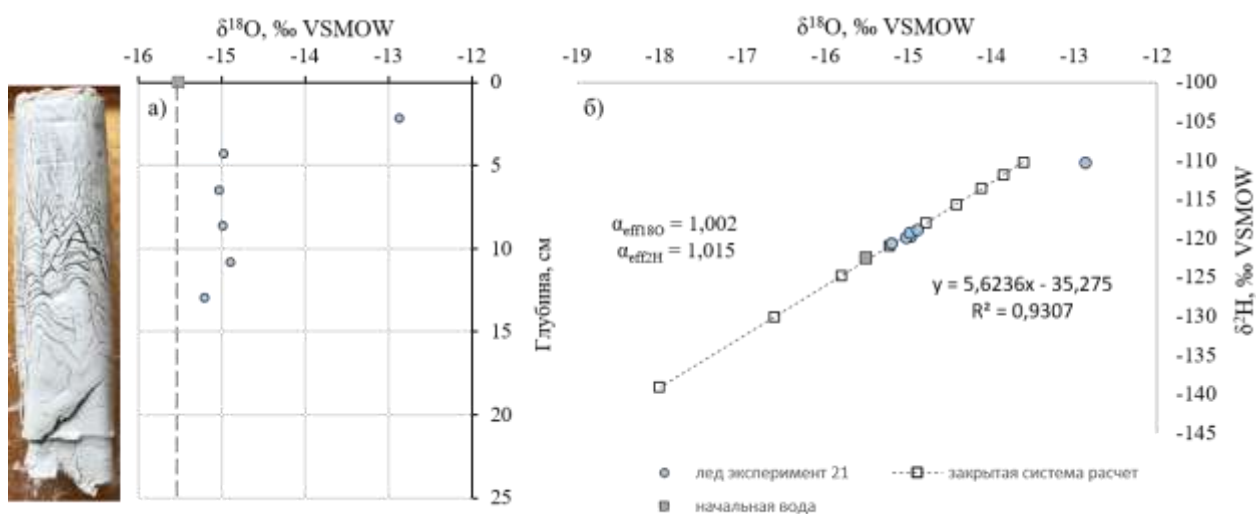


Рис. 1.10. Распределение значений $\delta^{18}O$ льда по глубине (а) экспериментального керна 21 и соответствие значений δ^2H и $\delta^{18}O$ льда (б) расчету закрытой системы (эффективные коэффициенты изотопного фракционирования приведены на рисунке)

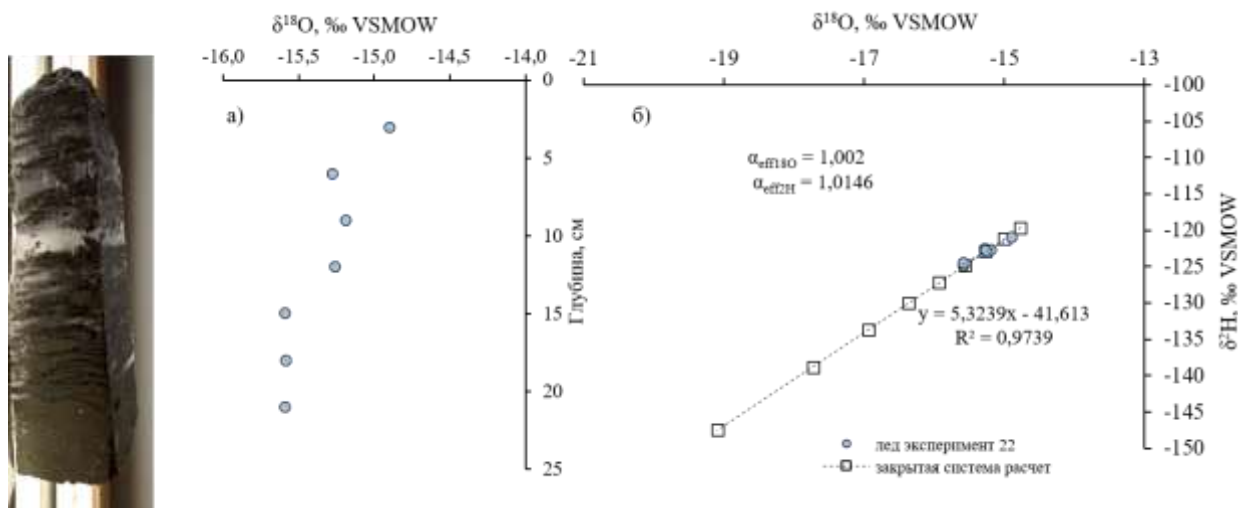


Рис. 1.11. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине (а) экспериментального керна 22 и соответствие значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда (б) расчету закрытой системы (эффективные коэффициенты изотопного фракционирования приведены на рисунке)

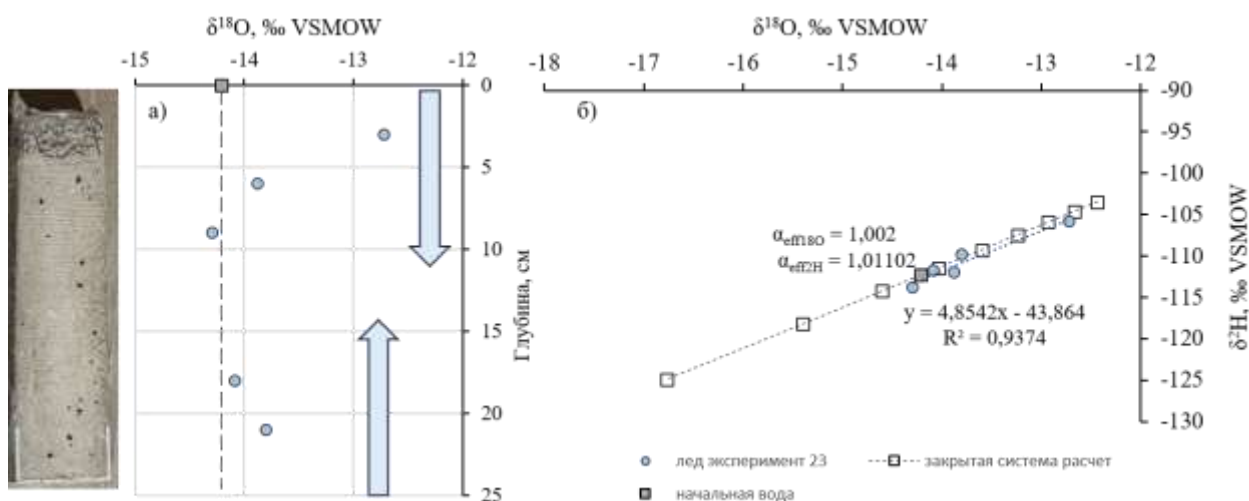


Рис. 1.12. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине (а) экспериментального керна 23 и соответствие значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда (б) расчету закрытой системы (эффективные коэффициенты изотопного фракционирования приведены на рисунке)

Установленные коэффициенты изотопного фракционирования (эффективные) в среднем показывают порядка 30% участия кинетических эффектов в льдообразовании (табл. 1.2). При этом, как например, видно в эксперименте 20, толстый шпир чистого льда, сформированный в верхней части керна, и талая нижняя часть говорят нам о том, что, вероятно, не высокие скорости льдообразования были ответственны за кинетические эффекты.

Таблица. 1.2. Скорости промерзания и вклад кинетических эффектов

№	T, °C верх/низ	Доля промерзания	Скорость, см/сут	$\alpha_{\text{eff O}}$	$\alpha_{\text{eff H}}$	Доля кинетики для ^{18}O , %	Доля кинетики для ^2H , %
2	-10 / -1,8	100%	1,79	~	~	~0	~0
3	-10 / -1,8	50%	0,89	~	~	~0	~0
5	-10 / -0,5	100%	1,79	1,00025	1,0012	91,4	94,3
6	-10 / -0,6	30%	0,54	1,00217	1,014	25,2	31,4
20	-3 / +0,5	30%	0,54	1,00203	1,015	30	27,6
21	-3,-5,-8,-10 / -0,6	50%	0,89	1,002	1,015	31	27,6
22	-3,-5,-8,-10 / -0,6	100%	1,79	1,002	1,0146	31	29,8
23	-9,5 / -0,9	100%	1,79	1,002	1,01102	31	46,5

Поскольку в формуле Бартон в показателе P участвуют и скорость, и толщина диффузионного слоя, мы предполагаем, что при промерзании глинистых грунтов значительно возрастает толщина слоя. Согласно представлениям о миграции влаги, в глинистых грунтах при промерзании участвуют несколько категорий воды (Втюрина, Втюрин, 1970). Это очень рыхлосвязанная вода (находящаяся в капиллярах), связанная вода на поверхности минеральных частиц и прочносвязанная вода на поверхности частиц. При этом отмечается, что и физические свойства и изотопные характеристики связанной воды отличаются от свободной. Основываясь на взглядах Е.А. Втюриной и Б.И. Втюрина, мы полагаем, что миграция воды к фронту промерзания происходит в капиллярах и это очень рыхлосвязанная вода. Существование связанной воды на поверхности частиц не участвует в формировании льда, но вероятно, обеспечивает подток влаги снизу (рис. 1.13). В результате этого у фронта промерзания все время происходит подтягивание воды и диффузионный слой нарушается, т.е. на границе со льдом все время добавляется рыхлосвязанная вода, и таким образом, создает кинетический эффект толстого пограничного слоя.

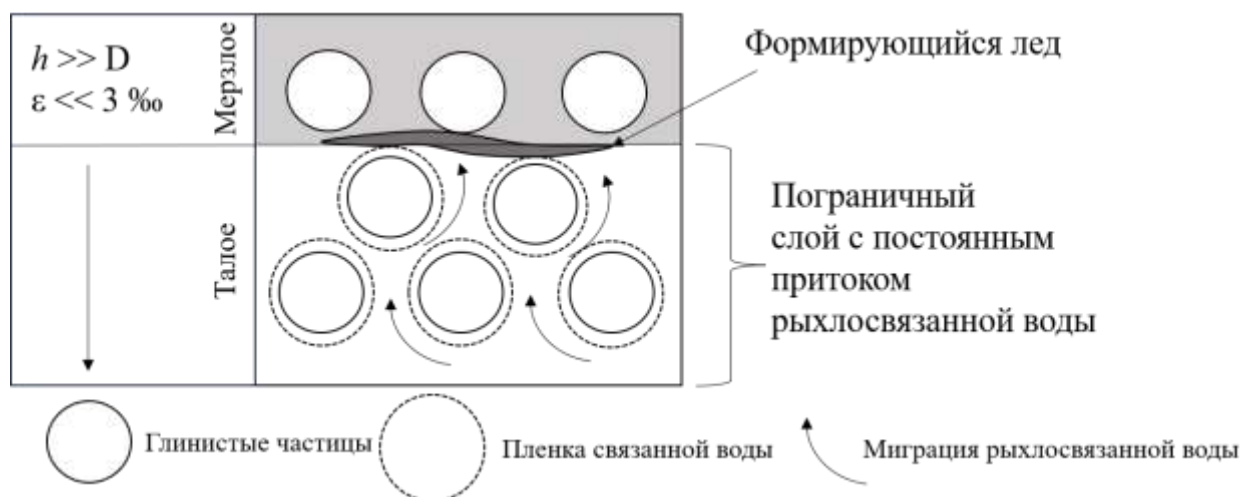


Рис. 1.13. Схематическое изображение увеличения пограничного слоя при пленочно-миграционном механизме подтягивания влаги к фронту промерзания. h – толщина пограничного слоя, D – диффузия.

Согласно данным (Horita et al., 2025), адсорбированная на каолините вода обеднена тяжёлыми изотопами по сравнению со свободной водой. Это означает, что связанная вода представляет собой отдельный изотопный резервуар, который не участвует в рэлеевском фракционировании, но влияет на кинетику процесса за счёт изменения массопереноса в прифронтовой зоне.

Таким образом, механизм влияния глинистых частиц на изотопное фракционирование при замерзании заключается не в прямом участии связанной воды в образовании льда, а в её опосредованном воздействии на гидродинамику и диффузионный режим у фронта промерзания. Связанная вода удерживает влагу в микропорах, создавая градиент, который заставляет подтягиваться новую свободную воду, не успевшую изотопно обменяться в диффузионном слое. Это приводит к утолщению пограничного слоя и кинетическому подавлению равновесного фракционирования, что проявляется в низких наклонах $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ (4,07–5,62) в образующемся льду.

Сравнение экспериментов 21 и 22 показывает, что в каолине кинетическое изотопное фракционирование определяется в большей степени за счет утолщения диффузионного слоя. Низкая локальная скорость фронта в каолине (из-за низкой теплопроводности) делает вклад скорости в

параметр P незначительным, тогда как утолщение диффузионного слоя является доминирующим фактором. В суглинке, напротив, оба фактора – и высокая локальная скорость (обусловленная высокой теплопроводностью мёрзлой зоны), и значительная толщина диффузионного слоя (из-за наличия связанной воды) – вносят сопоставимый вклад в параметр P обеспечивая кинетический режим фракционирования.

Полученные экспериментальные результаты позволяют понять, какие механизмы изотопного фракционирования могут реализоваться в природных условиях при промерзании дисперсных пород в закрытой системе. В грунтах с высоким содержанием глинистых частиц (например, в суглинках и глинах) кинетическое фракционирование может определяться как утолщением диффузионного слоя (за счёт связанной воды на поверхности минеральных частиц), так и локальной скоростью фронта промерзания (за счёт теплофизических свойств мёрзлой зоны). Эти факторы не исключают, а дополняют друг друга. В любом случае, в природных глинистых и суглинистых грунтах, промерзающих в закрытой системе, наличие связанной воды обеспечивает утолщение диффузионного слоя, что является необходимым условием для проявления кинетического изотопного фракционирования, а теплофизические свойства грунта определяют локальную скорость фронта, которая может усиливать или ослаблять этот эффект. Таким образом, наблюдаемые в природе низкие наклоны линии $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ во внутригрунтовых льдах (пластовых, сегрегационных, ядрах бугров пучения) могут быть объяснены комбинацией этих двух факторов.

В целом, учитывая описанные в экспериментах и литературе распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда при промерзании как сверху, так и снизу, можно суммировать основные паттерны поведения с глубиной в мерзлых отложениях или в пластовых льдах (рис. 1.14, 1.15). Для эпигенетического промерзания, когда волна холода направлена сверху вниз в зависимости от интенсивности охлаждения и скорости промерзания,

коэффициенты фракционирования могут увеличиваться с глубиной при падении скорости промерзания.

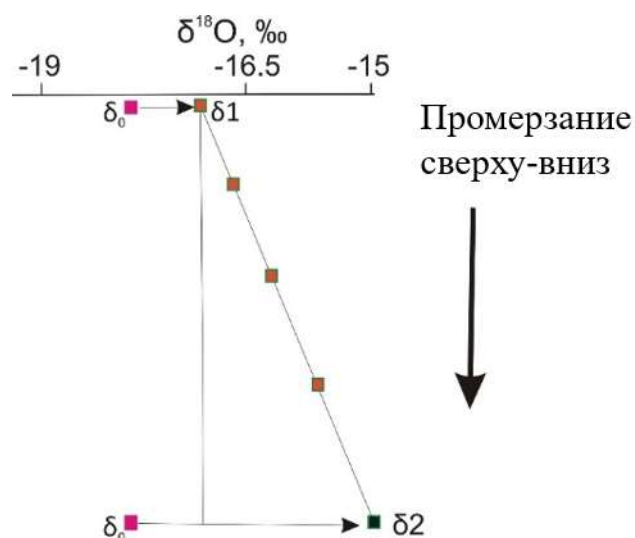


Рис. 1.14. Схема формирования значений $\delta^{18}\text{O}$ льда из воды с составом δ_0 при эпигенетическом промерзании сверху в открытой системе со скоростями промерзания от быстрых сверху (δ_1) к медленным внизу (δ_2).

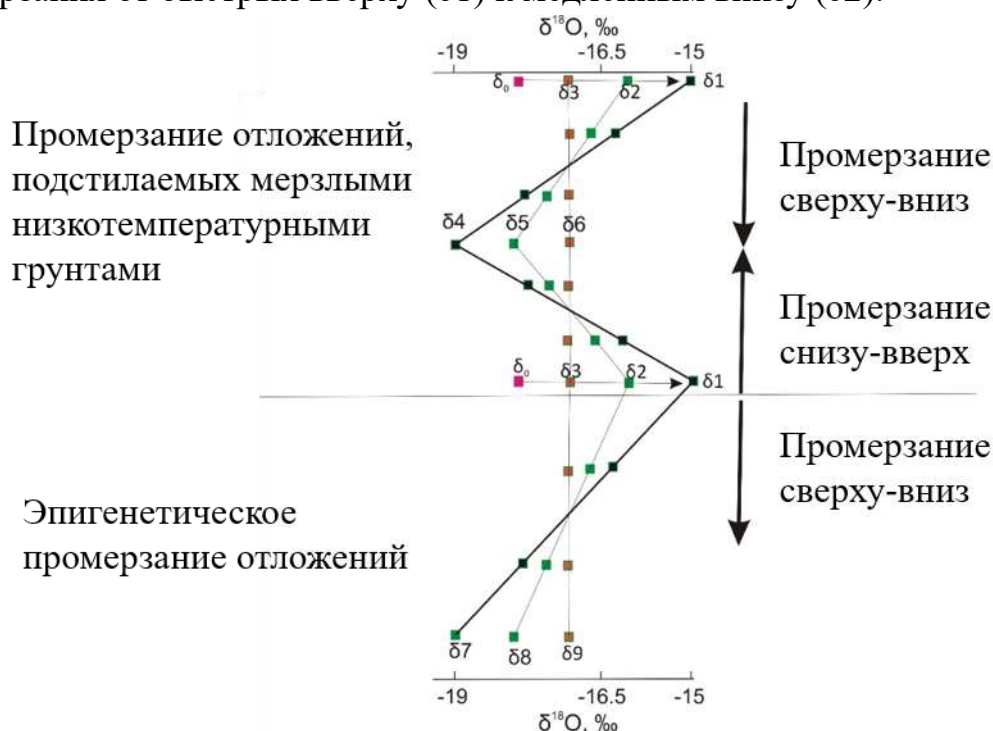


Рис. 1.15. Схема формирования значений $\delta^{18}\text{O}$ льда из воды с составом δ_0 в закрытой системе при разных скоростях промерзания: $\delta_1 - \delta_4$ и $\delta_1 - \delta_7$ при низких; $\delta_2 - \delta_5$ и $\delta_2 - \delta_8$ при высоких; $\delta_3 - \delta_6 - \delta_9$ при полностью кинетическом льдообразовании, когда изотопные сдвиги отсутствуют

Схематично это будет выражаться в том, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в верхней части разреза в виду высокой скорости, невысоких α и, как следствие, небольшого сдвига ε будут ниже (δ_1), чем в нижней части разреза (δ_2), где лед формировался медленнее, коэффициенты были выше и сдвиг больше (см. рис. 1.14). При промерзании как сверху, так и снизу будут выражены тренды на уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда, направленные сверху и снизу промерзающей области в центр. Общий диапазон изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда связан с коэфф. изотопного фракционирования – при равновесных максимальный, при чисто кинетическом – фракционирование отсутствует и диапазон не выражен. Все эти описанные варианты распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ (и $\delta^2\text{H}$) льда по глубине были зафиксированы нами и для пластовых ледяных залежей, и для ядер бугров пучения.

Выводы по главе 1

1. Изотопные маркеры – величина наклона $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ и диапазон изменения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда – являются надежным инструментом реконструкции условий промерзания. В открытой системе значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда наследуют значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды, из которой он формируется, с учетом изотопного сдвига $\varepsilon = 1000 \ln \alpha$. В большинстве случаев в этих условиях лед описывается наклоном $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O} = 7,3$ или выше. В условиях закрытой системы наклон зависит от изотопных параметров начальной воды и влияния кинетических факторов: наклон $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для льда может варьировать от 7 до 3 в зависимости от воды-источника и вклада кинетического фракционирования.
2. Кинетические эффекты для чистого льда связаны с высокой скоростью льдообразования. При промерзании глинистых грунтов кинетические эффекты связаны с присутствием минерального субстрата. Установлено, что при промерзании глинистых грунтов в закрытой системе кинетическое изотопное фракционирование определяется не только скоростью фронта кристаллизации, но и преимущественно утолщением

диффузионного пограничного слоя. Утолщение связано с присутствием связанной воды на поверхности минеральных частиц, которая не переходит в лёд, но обеспечивает миграцию рыхлосвязанной воды к фронту промерзания, нарушая изотопное равновесие в прифронтальной зоне.

3. Экспериментально установлено, что низкие наклоны $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ являются диагностическим признаком кинетического эффекта при замерзании. Перенос этого критерия на природные объекты не требует расчёта v и h , что для природных льдов невозможно и не является целью работы.

Глава 2. Изотопная индикация условий формирования пластовых льдов

2.1. История исследований

Впервые термин «пластовые залежи» был введён П.А. Шумским (1955) для обозначения одной из форм залегания инъекционных льдов, впоследствии применение этого термина было расширено, и он перестал нести исходную генетическую нагрузку. Таким образом, термин стал объединять образования и различного генезиса и различной морфологии.

Пластовые льды (ПЛ) по определению Б.И. Втюрина это подземный лед мощностью более 0,5 м, залегающий в многолетнемерзлых породах (ММП)... (Гляциологический словарь, 1984). Согласно И.Д. Данилову (1990) "Пластовые льды – это выделенные по форме залегания (в основном горизонтально или наклонно) ледяные скопления линзовидной формы, мощностью от нескольких метров до 30–50 м и протяженностью от нескольких десятков метров до 1 км". Становление взглядов на происхождение пластовых залежей прошло длительную эволюцию. На протяжении долгого времени господствовало представление о них как о реликтах четвертичного оледенения, однако с середины 1950-х годов стало появляться всё больше свидетельств их внутригрунтового генезиса.

Существенный вклад внёс И.А. Лопатин (1871, 1876, 1897), который в низовьях р. Енисей зафиксировал выходы пластовых льдов мощностью до 4 м, интерпретировав их как погребённые снежники или льдины. Им же были описаны многоярусные пластовые залежи (Лопатин, 1876).

В начале XX века Г. Хольмсен (Holmsen, 1913) выдвинул инфильтрационно-сегрегационную гипотезу формирования мощных пластовых залежей льда на Шпицбергене, связывая их образование с просачиванием поверхностных вод сквозь сезонно-талый грунт и последующим намерзанием сверху. Э. Леффингвелл (Leffingwell, 1915, 1919),

посчитал невозможным образование столь мощных толщ данным способом из-за необходимости длительного поддержания стабильного низкотемпературного режима. Б. Хёгбом (Hogbom, 1914), напротив, признавал сегрегационное формирование залежей на Шпицбергене, акцентируя способность кристаллов льда оказывать давление в направлении своего роста. Эти идеи позже были поддержаны и развиты С. Тэбером (Taber, 1916) с опорой на экспериментальные данные.

В 1916 г. А.В. Львов обобщил геокриологические данные по Амурской магистрали, зафиксировав множество выходов мощных ледяных залежей (Львов, 1916). Позднее, в 1930-х годах, П.Ф. Швецов и П.А. Соловьёв в районе пос. Анадырь и бухты Угольной описали линзы и слои пластовых льдов мощностью свыше 5 м, например, двухъярусную пластовую залежь близ мерзлотной станции в верховьях ручья, впадающего в бухту Мелкую, где нижний пласт достигал 5 м, а верхний – 4 м (Швецов, 1938, 1947; Соловьёв, 1947). В.Н. Сакс (1940) на водоразделе у пос. Усть-Порт обнаружил в скважине мощный сплошной лёд с прослойками суглинков, который он отнёс к погребённым образованиям, хотя и не исключал, что ледяное тело могло остаться на месте древних мерзлотных бугров склонов. Гипотезу об инфильтрационно-солифлюкционном механизме формирования пластовых залежей выдвинул С.П. Качурин (1946), описавший на контакте слоя сезонного протаивания и многолетнемерзлой породы ледяные тела мощностью от 1–2 до 3 м и протяжённостью до нескольких сотен метров. Позже П.А. Шумский (1955, Shumskii, 1964) классифицировал подобные льды как сегрегационные.

Широкое распространение пластовых ледяных залежей фиксируется на Ямале, Гыданском полуострове и Чукотке, а также на Таймыре, севере Европейской части России и на островах Российской Арктики. В 1962 г. В.В. Баулин, Г.И. Дубиков и М.М. Корейша выполнили их описание в долине р. Юрибей на Ямале (Дубиков, Корейша, 1964; Баулин, Дубиков, 1970). Примерно в это же время Б.И. Втюрин (1964) и Ш.Ш. Гасанов (1964, 1969) провели исследования пластовых льдов в долине р. Анадырь и в заливе Креста

на востоке Чукотки. Между сторонниками внутригрунтового (Втюрин, 1966, 1975; Попов, 1967; Данилов, 1969, 1975; Баулин, Дубиков, 1970; Трофимов и др., 1975) и погребённого глетчерного (Толь, 1894, 1897; Воллосович, 1905; Каплянская, Тарноградский, 1976; Астахов, 1976 и др.) происхождения разгорелась острая дискуссия. Её итогом стал выход в 1982 г. коллективной монографии «Пластовые льды криолитозоны» под редакцией А.И. Попова, в которой были изложены аргументы обеих гипотез (Бадю и др., 1982; Дубиков, 1982; Корейша и др., 1982; Каплянская, 1982; Тарноградский, 1982 и др.). Тем не менее, уверенных критериев для разграничения внутригрунтовых и погребённых ледяных залежей долгое время предложено не было.

В попытке идентификации природы залежей одним из наиболее часто используемых критериев выступает их морфология. Традиционно обнаружение складок и деформаций как в самом ледяном теле, так и во вмещающих его слоистых отложениях принято интерпретировать как индикатор глетчерного генезиса. Однако этот признак не является безусловным, поскольку при промерзании отложений могут формироваться криогенные деформации слоистости, вызванные значительными напряжениями, возникающими из-за изменения объёма пород. Кроме того, как в криолитозоне, так и за её пределами широко распространены деформации оползания на субаэральных и подводных склонах. Складчатость может быть обусловлена и тектоническими движениями, захватывающими как талые, так и мёрзлые отложения. Таким образом, само по себе наличие деформаций любого типа не может служить надёжным диагностическим индикатором природы ледяной залежи. Справедливо замечание И.Д. Данилова (1983) о том, что петрографическое исследование структуры льда, часто свидетельствующее о динамических напряжениях и глубоком метаморфизме, не даёт однозначного ответа на вопрос о первичности этих процессов: они могут быть связаны как с движением ледника, так и с повторными инъекциями водной или водно-грунтовой массы в толщах пород.

Химический состав пластовых льдов, который обычно является пресным или ультрапресным, свойственен в равной степени и ледникам, и подземным льдам, что позволяет использовать его лишь как вспомогательный критерий. Важным географическим индикатором служит приуроченность наиболее крупных массивов к низменностям, испытывавшим влияние морских трансгрессий в позднем плейстоцене (п-ова Югорский, Ямал, Гыданский, Таймыр, Чукотка, Новосибирские о-ва, север Юкона, дельта р. Маккензи, Канадский арктический архипелаг). В то же время в центральных и южных частях Якутии, в Магаданской области и на внутриконтинентальных территориях Аляски, Монголии и Китая пластовые залежи крайне редки.

Одним из наиболее информативных, хотя и сложных в интерпретации, методов является исследование стабильных изотопов в пластовых льдах. Несмотря на сравнительную простоту отбора и анализа проб, метод требует высокой детальности опробования как по вертикали, так и по горизонтали, а также обязательного изучения изотопного состава ледяных шпиров из вмещающих отложений. В последние 30–40 лет обширный материал по изотопным характеристикам пластовых льдов севера Канады и Аляски был опубликован зарубежными исследователями (Angelopoulos et al., 2012; Cardyn et al., 2007; French, 2007; Fritz et al., 2011; Lacelle et al., 2004, 2007a, b; 2009a, b, 2010, 2011; Mackay, 1983; Michel, 1986, 1998; Moorman et al., 1996, 1998; Murton et al., 2004, 2005; Pollard, 1990, Lacelle et al., 2018, Roy et al., 2023, Coulombe et al., 2024 и др.). В большинстве случаев ПЛ Канады и Аляски связаны либо с инфильтрацией талых ледниковых вод и формированием сегрегационных внутригрунтовых льдов, либо с прямым захоронением ледникового льда. В этом заключается принципиальное отличие американских льдов от льдов Западной Сибири. В качестве перспективного индикатора исследуется также состав воздушных пузырьков в ледяных пластах (Lacelle et al., 2004; Cardyn et al., 2007), хотя этот метод требует особой тщательности при отборе, экстракции и консервации из-за риска контаминации образца, способной привести к существенным искажениям состава.

Большой вклад в изучение пластовых льдов России внесли работы Ю.К. Васильчука, охватывающие объекты в долине р. Еркутаяха на юге Ямала (Ю. Васильчук и др., 2011), в верховьях р. Мордыха (Ю. Васильчук и др., 2012), на Харасавэйском побережье (Васильчук, 1982, 2006а), в долине р. Танама (Ю. Васильчук и др., 1986), на побережье залива Онемен и у оз. Коолень на Чукотке (Васильчук, 1992). Обобщения этих данных представлены в монографиях и обзорных статьях (Васильчук, 1992, 2006а, 2012, 2014; Трофимов и др., 1986; Баулин и др., 1989; Васильчук, Котляков, 2000; Vasil'chuk, Trofimov, 1988; Васильчук, 2011а; Vasil'chuk, 2012). Ю.К. Васильчуком (2011а) также были введены в классификацию две новые категории: гомогенные и гетерогенные пластовые залежи (Vasil'chuk, 2012).

Характерным примером автохтонного образования является гомогенная залежь пластового льда, изученная Ю.К. Васильчуком в 1981 г. близ пос. Харасавэй на западе Ямала в толще второй морской террасы. Анализ состава льда и вмещающих отложений, а также характер их взаимоотношений позволили сделать вывод о внутригрунтовом, преимущественно инъекционном генезисе этого ледяного тела (Васильчук, 2012). Данный вывод стал предметом острой полемики с исследователями, относившими этот лёд к аллохтонному погребённому ледниковому (Каплянская, 1982; Гатауллин, 1990). Впоследствии к заключению о внутригрунтовой природе данной залежи пришли и В.И. Соломатин, Ф.А. Романенко и Н.Г. Белова, ранее склонявшиеся к глетчерной гипотезе происхождения большей части пластовых льдов севера Западной Сибири (Соломатин, 1986; Belova et al., 2008). Их исследования 2008 г. подтвердили внутригрунтовое происхождение льда на Харасавэйском объекте (Belova et al., 2010).

Весомый вклад в исследование пластовых льдов в 1960–2000-е гг. был обеспечен целой плеядой исследователей, среди которых: Ю.Б. Баду, В.В. Баулин, Ю.К. Васильчук, М.А. Великоцкий, А.Ф. Глазовский, Н.Ф. Григорьев, Т.Н. Жесткова, Ф.А. Каплянская, Е.Г. Карпов, М.О. Лейбман, Дж.Р. Маккай,

В.В. Рогов, Е.А. Слагода, В.И. Соломатин, И.Д. Стрелецкая, В.Т. Трофимов, Н.А. Шполянская, Ю.Л. Шур и многие другие.

Пластовые льды имеют обширную географию распространения в Арктике. В Западной полушарии основным районом их локализации является Западная Сибирь (рис. 2.1). Помимо этого, они обнаружены в Большеземельской тундре, на Полярном Урале, Таймыре, Чукотке и на арктических островах, таких как о. Колгуев и Новосибирские острова. В Восточной полушарии они изучены на северо-западе Канады, в Канадском Арктическом архипелаге и на Аляске.

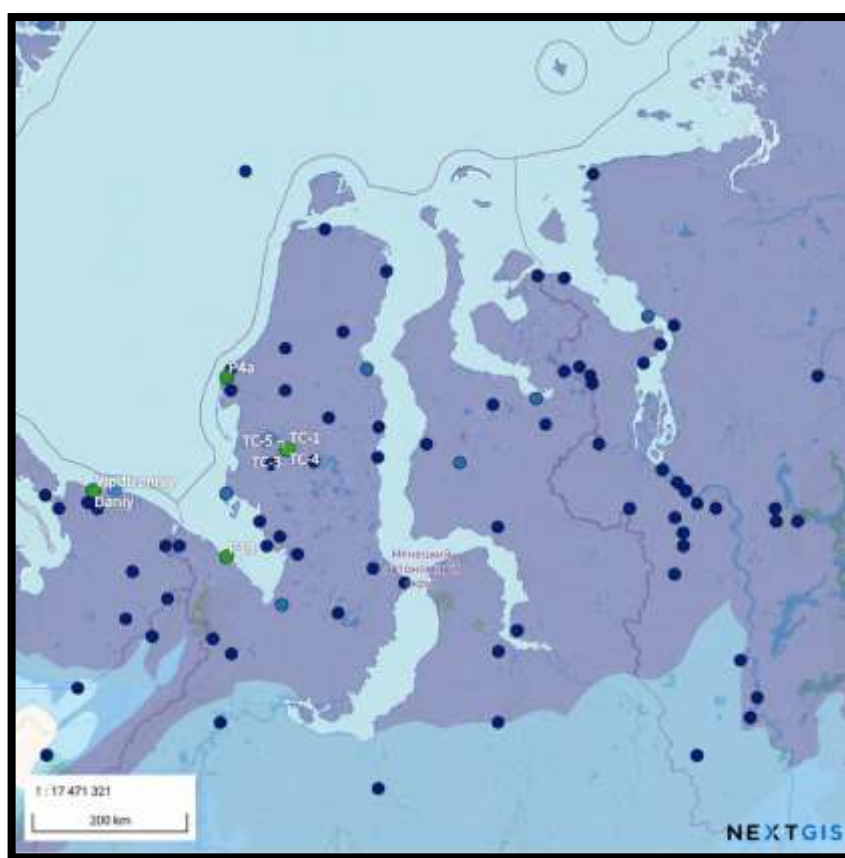


Рис. 2.1. Распространение пластовых льдов на севере Западной Сибири (по данным из [Massive ground ice database](#), Стрелецкая и др., 2001)

Мы рассмотрим условия и генезис пластовых льдов по ключевым участкам, расположенным как во внутренних районах Ямала, так и в прибрежных условиях.

При интерпретации изотопных данных по пластовым льдам необходимо различать два понятия: гидродинамическая система и изотопная система. Эти

понятия могут совпадать, но могут и не совпадать, что является ключевым для понимания условий формирования льда.

Под гидродинамической открытой системой понимается система, в которой существует постоянный приток (или отток) воды. Примером такой системы является озеро, которое в течение лета пополняется атмосферными осадками и поверхностным стоком. Однако зимой, при промерзании такого озера до дна, его вода замерзает в замкнутом объёме, и изотопная система становится закрытой, а изотопный состав льда подчиняется уравнению Рэлеевского истощения. В этом случае гидродинамическая открытость (летний приток) сменяется изотопной закрытостью (зимнее промерзание).

Другим примером является формирование сегрегационного льда в обводнённом песчаном горизонте. В этом случае вода поступает из большого резервуара (подозерного талика или грунтового горизонта) и система является гидродинамически открытой. Поскольку объём воды в горизонте многократно превышает объём формирующегося льда, изотопная система также остаётся открытой: состав воды в резервуаре не истощается, и изотопный сигнал льда наследует состав исходной воды.

Критерием для диагностики изотопной закрытой системы является соответствие наклона линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ теоретическому тренду равновесного рэлеевского процесса (Souchez, Jouzel, 1984 с учетом равновесных коэффициентов изотопного фракционирования из (Lehmann, Siegenthaler, 1991). Если измеренный наклон совпадает с расчётным (в диапазоне 6,0–6,5 для условий Ямала), это свидетельствует о равновесном фракционировании в закрытой системе. Если измеренный наклон превышает расчётный, это указывает на открытую изотопную систему (большой объём воды относительно количества образующегося льда), в которой эффект Рэлеевского истощения не реализуется. Наконец, если измеренный наклон оказывается ниже расчётного, это свидетельствует о кинетическом (неравновесном) изотопном фракционировании. Таким образом, ключевым

диагностическим параметром является величина наклона, и положение точек опробованного льда относительно расчётного тренда равновесного рэлеевского процесса.

2.2. Индикация генезиса пластовых льдов внутренних районов Ямала

Во внутренних частях Ямала наиболее широкое распространение пластовые льды (ПЛ) имеют в районе Бованенковского месторождения. Встреченные здесь пластовые залежи достигают 1-2 км в ширину и 25-28 м в высоту (Пармузин, Суходольский, 1982; Соломатин и др., 1993; Васильчук, 2010; Крицук, 2010; Michel, 1998). Вопрос установления генезиса ПЛ является наиболее сложным. Условия залегания ПЛ, состав вмещающих пород и даже состав самой пластовой залежи не могут быть однозначными индикаторами генезиса ПЛ, т.к. практически любые характеристики могут быть показателем как захороненного, так и внутригрунтового происхождения.

Соседний с месторождением район – научный стационар Васькины дачи. Несмотря на территориальную близость этих ключевых участков, строение, льдистость и генезис пластовых льдов разный. Рассмотрим два этих ключевых участка, изучение которых проводилось с 1995 по 2025 гг.

2.2.1. Пластовые льду вблизи стационара Васькины дачи

Изученность подземных льдов стационара. Стационар «Васькины Дачи» на Центральном Ямале является одним из ключевых объектов многолетних геокриологических исследований в Российской Арктике (Лейбман, Хомутов, 2019). На протяжении более 30 лет здесь проводятся комплексные наблюдения за мерзлотой, активным слоем, криогенными процессами и динамикой термоцирков (Дворников и др., 2017; Тарасевич и др., 2022). В строении III равнины выделяются несколько типов подземных льдов – повторно-жильные, пластовые и линзовидные, а также псевдоморфозы по ледяным жилам, что

свидетельствует о сложной истории формирования криолитозоны (Бутаков и др., 2025).

Одной из главных проблем остаётся достоверное датирование пластовых льдов: радиоуглеродный метод часто даёт предельные или неоднозначные возрасты, а их генезис (сегрегационный, инъекционный, захороненный ледниковый) может быть различным. Дополнительную сложность вносит высокая пространственная дифференциация условий залегания и состава льдов в пределах одного стационара и геоморфологического уровня, что указывает на многокомпонентность процессов накопления отложений и активное переотложение материала при термоденудации (Тарасевич и др., 2022).

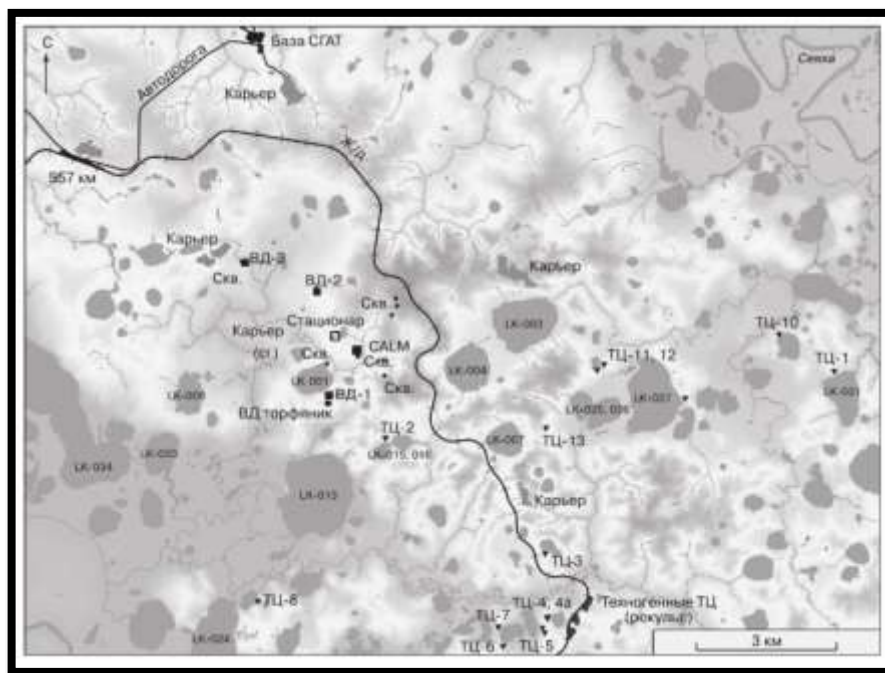


Рис. 2.2. Расположение термоцирков вблизи стационара Васькиной дачи (из Лейбман, Хомутов, 2019)

Вскрытие обнажений стенок термоцирков меняется год от года (рис. 2.3), кроме того, в виду большой протяженности, частная картина может быть разной в разных частях обнажения. Примечательно, что высота бровки термоцирков значительно варьирует в пространстве и во времени (таблица 2.1).

Согласно описаниям Бутакова с соавторами (2025) термоцирки ТЦ5 и ТЦ-4 вскрывают с разных сторон останец III равнины с абс. отметками ~ 25 м, расположенный между двумя озерами. ТЦ-5н расположен в 35 м севернее ТЦ5 на пологом термоденудационном склоне, бровка термоцирка снижена до абс. отметки 14 м. В сводном разрезе отложений выделено 5 слоев (рис. 2.4). Во вложенных отложениях слоя 2 увеличивается количество ионов с глубиной от 0,13 до 0,96 г/кг при неизменном континентальном сульфатно-натриевом составе.

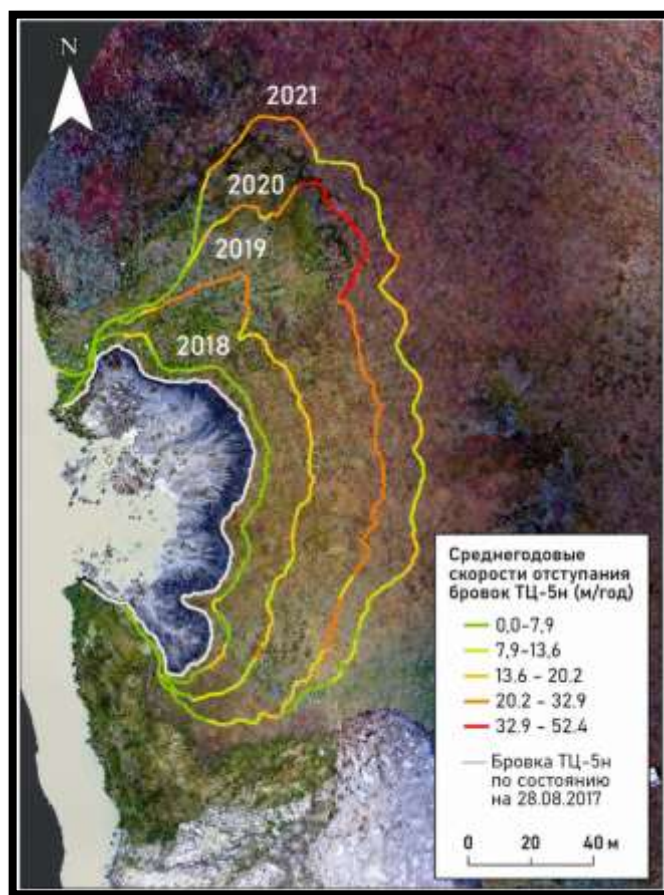


Рис. 2.3. Среднегодовые скорости отступления бровок ТЦ-5н (из Тарасевич, Кизяков и др., 2022)

На подошве слоя 2 засоленный песок имеет сульфатно-кальциевый состав и сумму ионов 2,36 г/кг. В незасоленных отложениях слоя 3 преобладают гидрокарбонаты, сульфаты, натрий и кальций суммой 0,13–0,39 г/кг. Таберированные отложения слоя 4 имеют несогласный срезающий контакт с льдистыми подстилающими отложениями, отличаются линзовидно-

ломанными криогенными текстурами согласными со слоистостью. Слой 5 слоистого суглинистого ледогрунта отнесен к ПЛ и имеет хлоридно-сульфатный, натриевый состав и сумму ионов 0,62 г/кг.

Таблица 2.1. Термоцирки стационара Васькины дачи (из Тарасевич и др., 2022)

Номер термоцирка	2009	2018	Площадь на 2018, м ²	Экс-позиция склона	Абс. высота, м	Протяжен. бровки, м	Геоморф. уровень
–	–	+	8331,62	Ю	26–31	150,7	III
–	–	+	4761,48	ЮВ	14–17	96,5	III
–	–	+	3647,06	З	19–22	144	III
ТЦ-4, 4а	+	+	8102,25	В	19–28	184,4	III
–	–	+	14037,6	ЮВ	12–23	170,2	III
ТЦ-7	–	+	2470,92	ЮВ	12–17	87,7	III
–	–	+	4437,46	ЮЗ	17–20	84,6	III
ТЦ-5н	–	+	3555,8	З	10–15	132,2	III
–	–	+	24416,4	СЗ	35–36	212,8	III
ТЦ-5	–	+	9549,56	З	19–28	127,3	III
–	–	+	3713,86	С	31–33	157,3	IV
–	–	+	2034,82	В	9–13	74,8	III
ТЦ-6	–	+	14059,1	СВ	18–23	256,7	III
ТЦ-14	–	+	11045,9	ЮЗ	34–36	167,5	III
–	–	+	6437,42	З	23–27	272,4	III
–	–	+	268,07	ЮЗ	21–23	18,9	III
–	–	+	1462,56	СВ	23–24	57,7	III

В тот же полевой сезон 2019 г были составлены сводные разрезы по термоциркам стационара, которые описаны в работе Я.Тихонравовой с соавторами (Tikhonravova et al., 2026, in press in Earth System and Environment). Строение разрезов термоцирков, включающих пластовый лед и ПЖЛ описано по результатам полевых работ 2019 г. – криолитологическое строение разрезов стенок термоцирков (ТЦ) №№ 1, 2, 4, 5 и 5н (Бутаков и др., 2025).

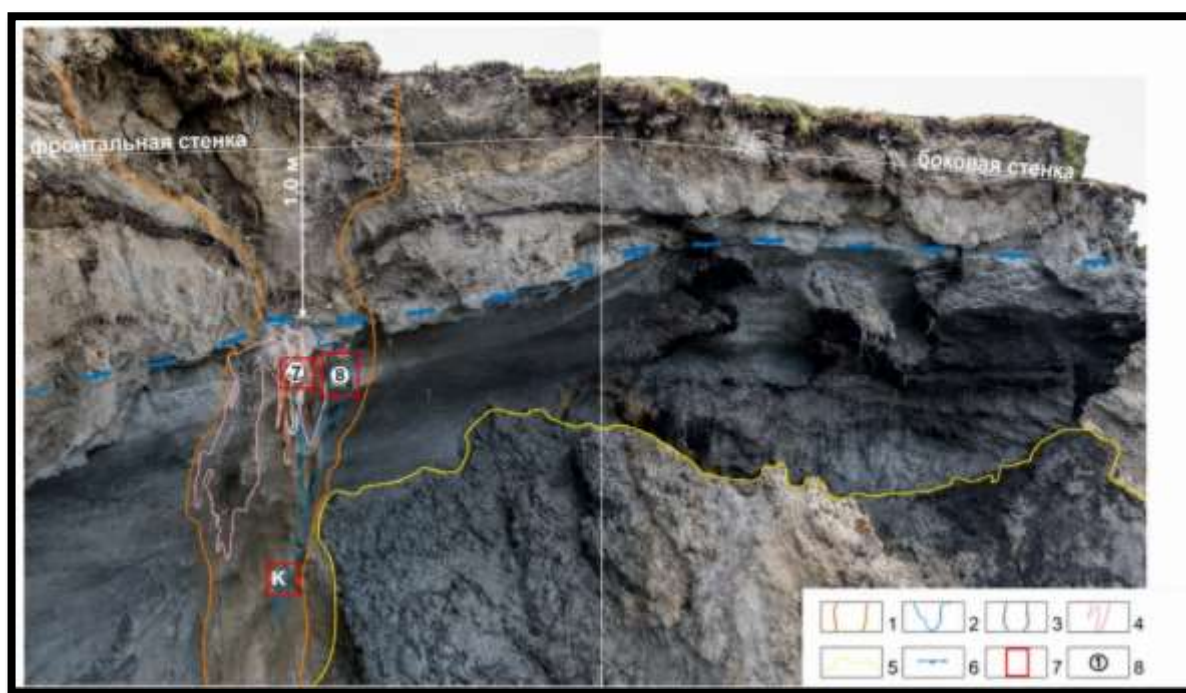


Рис. 2.5. Вертикально-полосчатое строение ледогрунтовой псевдоморфозы ТЦ5 (из Бутаков и др., 2025)

Авторы установили аномально «лёгкий» изотопный состав метана ($\delta^{13}\text{C} < -80\text{‰}$, $\delta^2\text{H} < -390\text{‰}$), что может свидетельствовать о вкладе криогенного метаногенеза в микронизмах незамерзшей воды.

Сопоставление изотопных характеристик льда призвано уточнить условия формирования пластовых залежей и с помощью изотопно-геохимических критериев установить его генезис.

2.2.1.1. Исследования пластового льда в ТЦ 5

Исследованные пластовые льды вскрывались в обнажениях третьей террасы. Вся территория водораздела в районе стационара представлена разновысотной полого-волнистой поверхностью террасы с локальными овражными понижениями и термокарстовыми озерами (рис. 2.6).



Рис. 2.6. Типичная поверхность третьей террасы в районе стационара (фото Л.П.Кузякина)

Строение разреза. Пластовый лед, вскрывавшийся в стенке термоцирка ТЦ5, был опробован в 2019 г. (рис. 2.7). Ледогрунтовая залежь вскрывалась на глубине 1-1,3 м от поверхности. Пластовый лед представлен высокольдистым горизонтально-слоистым серым суглинком, мощность вскрытой линзы ледогрунта составила 2,5 м по высоте, 300 м по протяженности, сверху лед перекрыт суглинком мощностью 1,3 м. В основании вскрытой части ледогрунтовой пластовой залежи залегает ледяное тело, представленное чистым льдом (рис. 2.7а).

Пластовый лед был отобран в левой и центральной секциях термоцирка, отбор производился как по вертикали, так и по горизонтали.

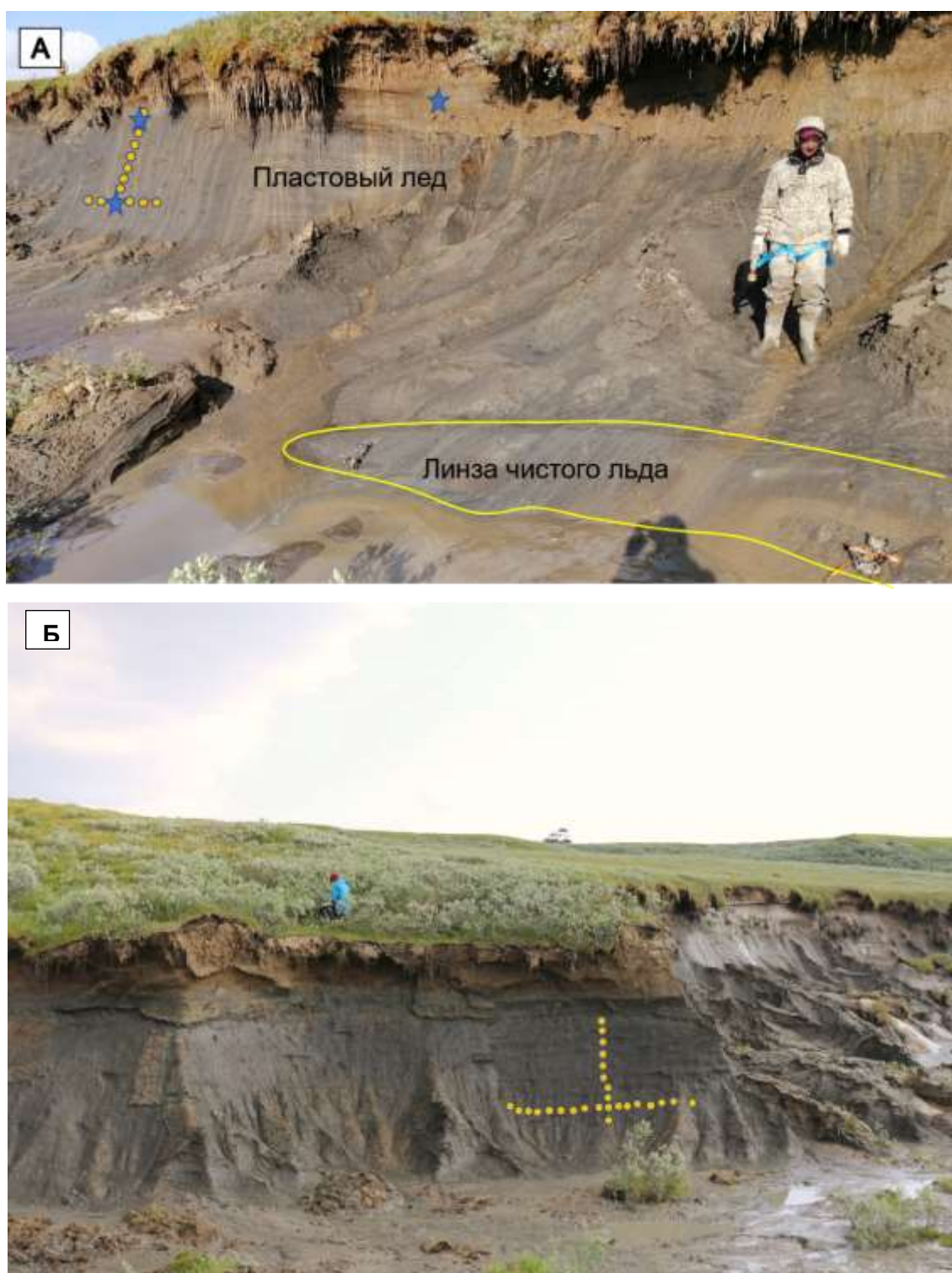


Рис. 2.7. Обнажение пластового льда в ТЦ-5 в 2019 г. а) центральная секция пластового льда (фото Ю. Чижовой), б) левая секция (фото Н. Факарчук). Желтыми кружками показаны места отбора образцов для изотопного анализа, синими звездочками – для радиоуглеродного датирования.

Изотопные характеристики льда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда изменяются от $-19,9$ до $-23,1\%$ и от $-151,8$ до $-164,7\%$, соответственно

(Chizhova et al., 2022). Для линзы чистого льда значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ варьировали от $-17,5$ до $-22,6\text{‰}$ и от $-132,6$ до $-165,3\text{‰}$, соответственно (рис. 2.8, табл. 2.2). Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда указывают на атмосферную природу воды, послужившей источником для образования льда.

Таблица 2.2. Осредненные изотопные параметры пластового льда ТЦ-5

Место отбора	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d-exc, ‰
Левая секция, отбор по горизонтали			
Макс	-19,9	-153,1	18,9
Мин	-22,1	-158,3	6,5
Среднее	-21,2	-156,2	14,6
n	17		
Левая секция, отбор по вертикали			
Макс	-20,3	-153,8	17,8
Мин	-22,1	-158,9	9
Среднее	-21	-155,8	13,6
n	10		
Центральная секция, отбор по горизонтали			
Макс	-20,7	-158,3	18,4
Мин	-22,6	-162,8	7,7
Среднее	-21,8	-160,2	14,4
n	6		
Центральная секция, отбор по вертикали			
Макс	-13,3	-94,7	20,4
Мин	-23,1	-164,7	9
Среднее (без выбросов)*	-21,7	-160,1	14,8
n	10		
Линза белого льда			
Макс	-17,5	-132,6	18,1
Мин	-22,5	-165,3	6,8
Среднее	-20,1	-148	13,7
n	11		

Для установления точных изотопных параметров начальной воды – источника, требуется понять, в каких условиях этот лед был образован. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в линзе чистого белого льда хорошо описывается моделью закрытой системы, если лед образовывался из воды с изотопными параметрами $\delta^{18}\text{O} = -19,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -141\text{‰}$, полученными

подбором значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ начальной воды по уравнению (1). Для льда ледогрунтовой залежи наклон линии тренда в $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ координатах (3.5) слишком низкий для модели закрытой системы, и тем более, для модели открытой системы (рис. 2.9). Очевидно, что такое распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда связано с дополнительными факторами, такими как кинетическое фракционирование при взаимодействии с глинистыми породами.

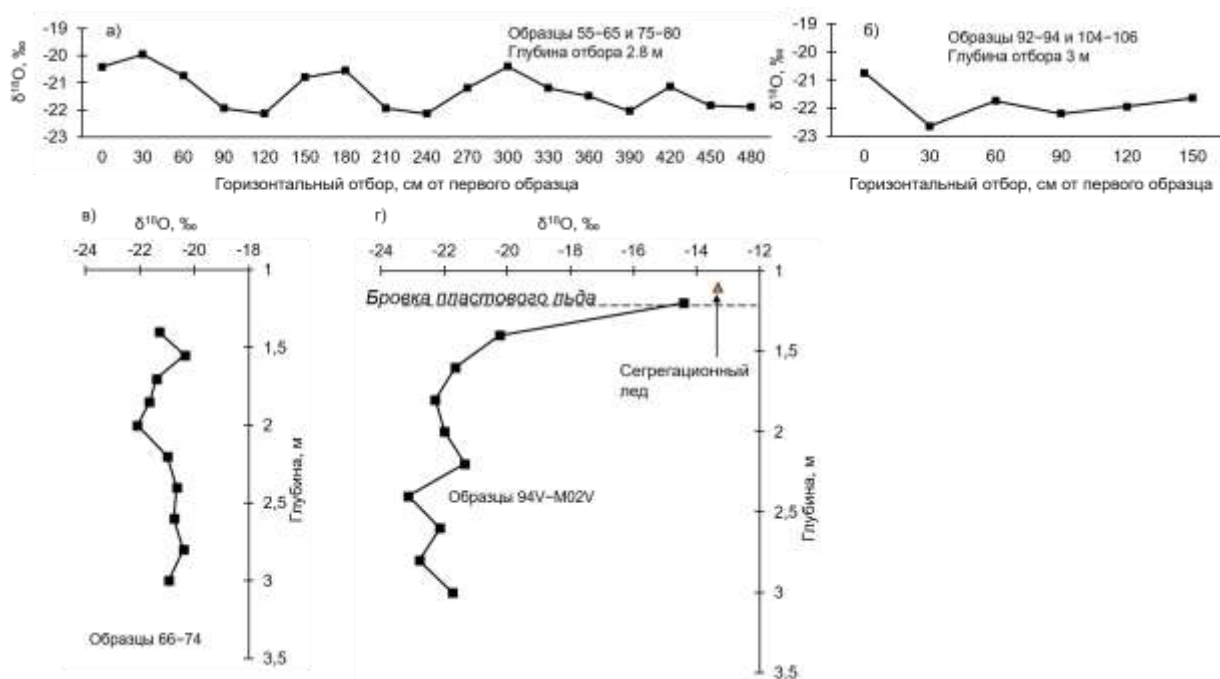


Рис. 2.8. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по вертикали и горизонтали в пластовом льду, отобранном в ТЦ-5 в 2019 г.

Горизонтальная слоистость залежи указывает на сегрегационный генезис ПЛ. По гранулометрическому составу минеральная часть ледогрунта представлена суглинком с содержанием общего органического углерода порядка 4%. Все это, по нашему мнению, говорит о формировании сингенетического сегрегационного льда мелководного озера или затопленной территории.

Возраст льда. Безинверсионное распределение дат по глубине (табл. 2.3) указывает на возраст образования подземной залежи от 43 197 до 37 973 кал. лет назад. Проба 102V отобрана на верхней бровке пластового льда, вблизи границы с вышележащими суглинками.

тысячу лет. Это очень низкая скорость накопления наносов даже для северных озер.

Условия образования и генезис льда. Накопление происходило последовательно снизу вверх в соответствии с полученными безинверсионными датами. В пределах сплошной зоны ММП полуострова Ямал таликов под мелководными озерами могло и не быть. Небольшая глубина озера, полностью замерзавшего зимой, вероятно приводила к оттаиванию верхних горизонтов ММП летом. Накопление донных отложений – минеральных и биогенных – постепенно поднимало верхнюю границу ММП. При этом происходило подводное сингенетическое наращивание ММП и формирование слоистого ледяно-грунтового горизонта (Катасонов, 1962; Романовский, 1978; Жесткова, Шур, 1982). Таким образом, даты AMS отражают приблизительный возраст образования этого пластового льда. Эти даты позволяют предположить, что пластовый лед в районе научной станции Васкины Дачи образовался не позднее изотопной стадии MIS-3 (Semenov et al., 2020), более того, скорость накопления 2 метров торфа за 7 тыс. лет хорошо соответствует полученной нами в 0,3 м в тыс. лет. Об обстановке озерного осадконакопления свидетельствуют субфоссильные растительные макроостатки, содержащиеся в минерально-органической фракции пластовых льдов (Чижова и др., 2026).

Общей характерной чертой Центрального Ямала является активная переработка реликтовых морских равнин во вторичные озерно-аллювиальные. Процесс этой переработки повсеместен и проявляется в активном вертикальном расчленении территории, ведущая роль в котором принадлежит эрозионно-аккумулятивной деятельности рек и комплексной термоденудационной переработке склонов морских террас. Эти условия не противоречат сингенетическому промерзанию озерных отложений с широким распространением сегрегационных и полигонально-жильных льдов в течении позднего плейстоцена и голоцена.

В случае изученного нами пластового льда в ТЦ5 у стационара Васькины дачи основное тело ледяной залежи, как нам представляется, было сформировано сегрегационным льдовыделением в условиях промерзающих донных осадков, в условиях закрытой системы. Обращает на себя внимание низкий наклон линии регрессии $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ для льда, отобранного в разных секциях, составивший 3,6. Такие низкие наклоны как было показано в Главе 1 связаны с кинетическим изотопным фракционированием, сопровождающим сегрегационное льдообразование в глинистых грунтах.

Изотопные параметры линзы белого льда в основании пластовой ледяной залежи соответствуют условиям закрытой системы, указывая на инъекционный механизм формирования. Положение линзы в основании залежи, вероятно, говорит о смене фациальных условий, когда озеро обмелело и вода, находившаяся в озерном талике, при промерзании реализовалась в виде инъекции. Впоследствии обмелевшее озеро промерзло до дна и лед формировался только сингенетически при промерзании донных отложений.

2.2.1.2. Исследования пластового льда в ТЦ 5а-м-н

Строение разреза. К 2025 г. несколько термоцирков объединились в единую эрозионную форму, образовав ТЦ 5а-м-н, что позволило изучить ту же пластовую залежь с иной экспозиции.

Исследованный пластовый лёд вскрыт в задней стенке термоцирка 5а-м-н. Термоцирк вложен в отложения III террасы (m, ml QIII2-3) высотой до 35 м (Лейбман, Кизяков, 2007) и имеет западную экспозицию. Длина стенки термоцирка составляет около 400 м, высота уступа изменяется от 1 м в краевых частях, до 15-20 м в центральной части. Расстояние до озера, к которому открывается термоцирк, составляет приблизительно 700 м.

В строении стенки термоцирка выделяются три горизонта (рис. 2.10, 2.11). Верхние перекрывающие отложения мощностью 0,9 – 2,0 м представлены супесчаными отложениями, с линзами и прослоями суглинка. До глубины 0,9 м отложения талые, ниже – мёрзлые с массивной и шлировой

(слоистой) криотекстурами. На подошве СТС грунт переувлажнён. Цвет суглинков варьирует от серо-коричневого и серо-жёлтого в нижней части (мёрзлые отложения) до светло-коричневого, жёлто-коричневого в центральной части. Верхние 0,2 – 0,4 м оторфованы.

Непосредственно под суглинисто-супесчаной толщей залегает горизонт сильнольдистых слоистых суглинков и супесей серого цвета. Мощность горизонта варьирует от 0 м в центральной части, где он выклинивается из-за повышения кровли нижележащего горизонта (пластовый лёд) до 6-8 м в боковых частях, особенно в южной части. Горизонт содержит повторно-жильные льды, вероятно сингенетические, которые пронизывают его на всю толщину. Хвосты ПЖЛ проникают в подстилающие высольдистые слоистые суглинистые отложения (пластовый лёд). Ширина ПЖЛ в верхней части достигает 2-3 м.

Повторно-жильный лёд серый, имеет характерную субвертикальную слоистость за счёт вертикально ориентированных пузырьков воздуха и грунтовых включений. Между ПЖЛ суглинисто-супесчаная толща имеет горизонтальную слоистость, выраженную в различиях механического состава и подчёркнутую криотекстурой (субгоризонтальные шлиры и прослои льда). Нижний горизонт представляет собой пластовый лёд, который можно описать как высокольдистый суглинок с горизонтальной слоистостью, подчёркнутой ледяными шлирами (прослоями) толщиной до 1-2 см, расстояние между шлирами (прослоями) 5-10 см.

Криотекстура атакситовая (между шлирами чистого льда). Граница с вышележащими отложениями чёткая, по цвету, льдистости и составу грунтов, вероятно, эрозионная. В пластовом льду, кроме непосредственно шлиров льда, встречаются линзы чистого льда, толщиной до 5-10 см, которые секут горизонтальную слоистость, либо подчинены ей. В первом случае подобные структуры могут быть связаны с проникновением эпигенетических хвостов повторно-жильных льдов. Во втором случае – это просто чуть более

выраженные прослои льда, сформировавшиеся при более активной миграции воды при промерзании толщи.

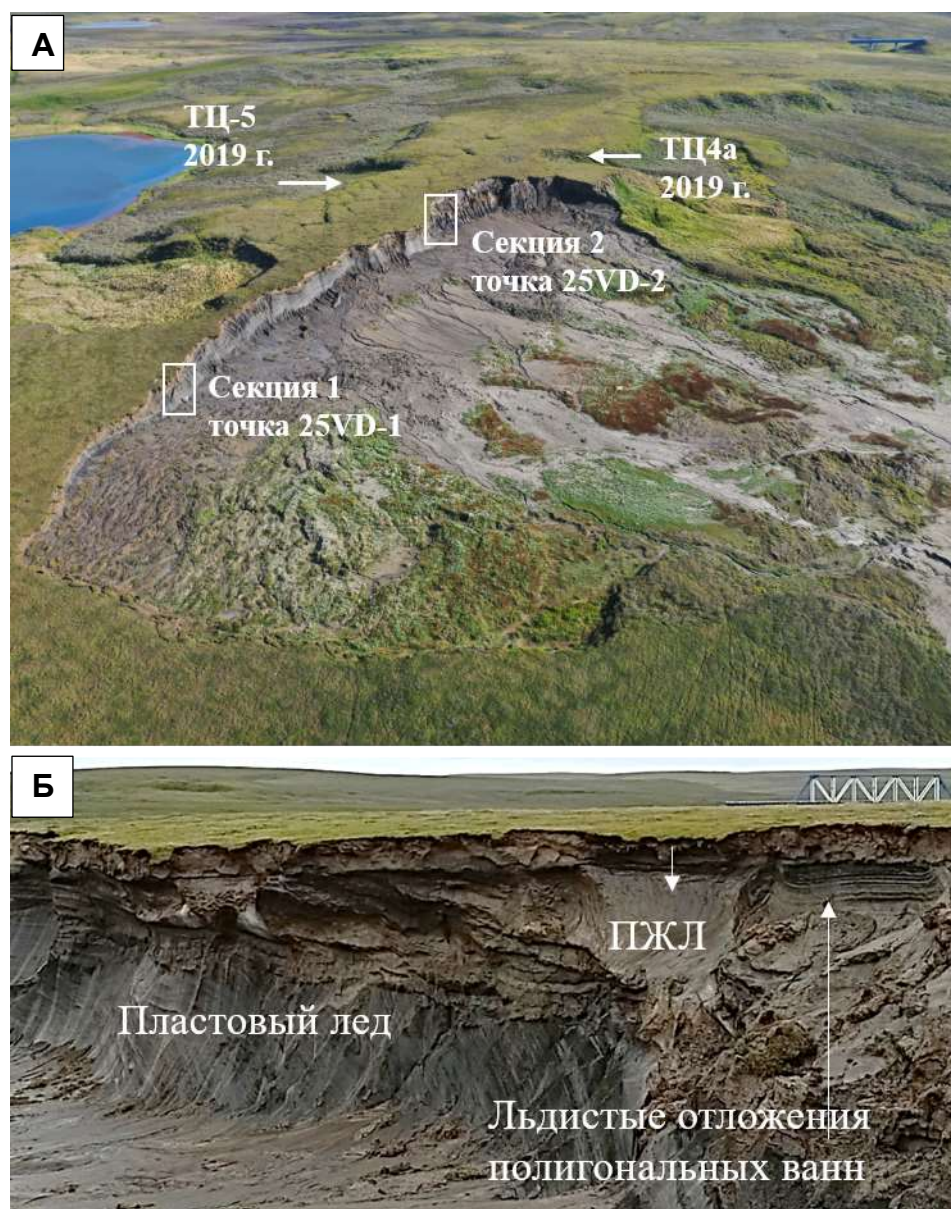


Рис. 2.10. Общий вид ТЦ 5а-м-н (а) и трехчленное строение разреза секции 2 точка 25VD-2 (б). Обзорное БПЛА фото М.М. Данько

Преимущественно горизонтальная слоистость залежи нарушается либо вблизи ПЖЛ, где происходит загиб слоёв кверху, либо в местах резкого подъёма кровли залежи, например, в центральной часть термоцирка, где кровля пластового льда смыкается с перекрывающими супесями, а горизонт с ПЖЛ выклинивается. Каких-либо явных дислокаций или разрывов не обнаружено.

В теле залежи присутствуют фрагменты гравия с различной степенью окатанности.

Возраст льда. Три образца минеральной фракции пластового льда, отобранные на разной глубине, дали согласованные радиоуглеродные датировки по ТОС (табл. 2.4).

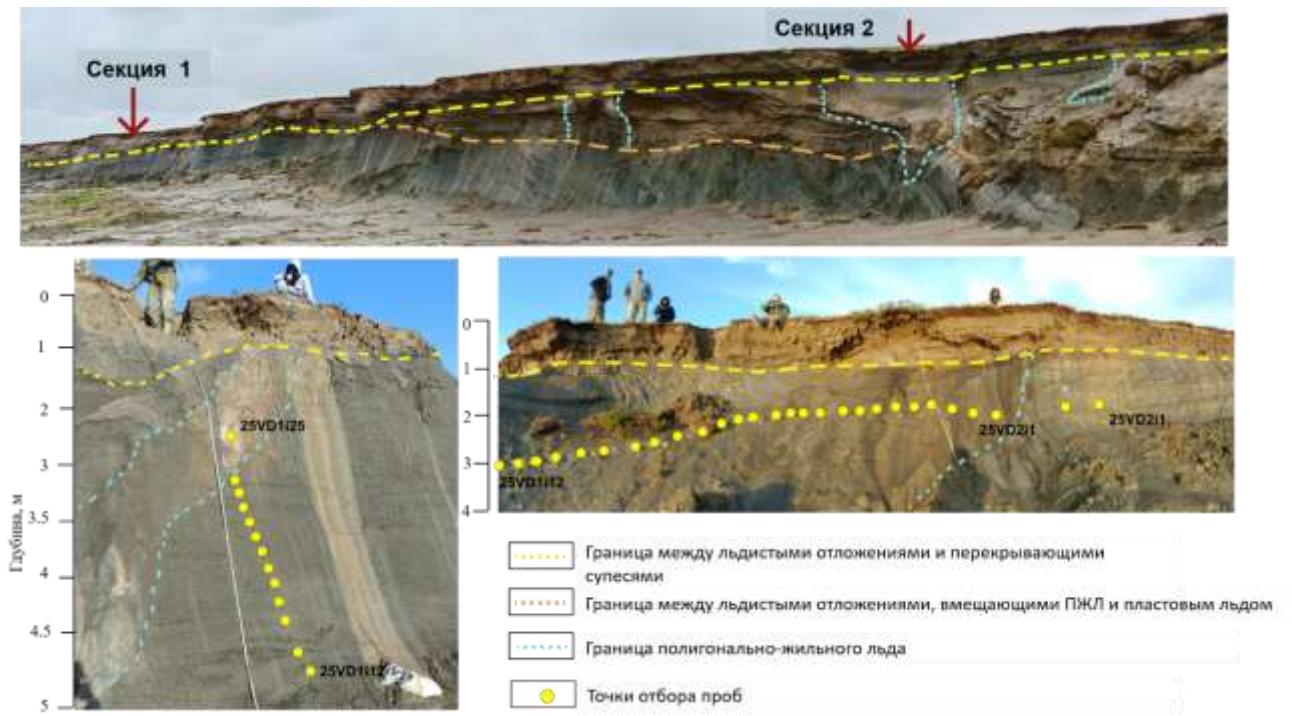


Рис. 2.11. Секции отбора проб в ТЦ 5а-м-н в 2025 г. (отбор проб Е.С.Николаевой)

Таблица 2.4. Результаты радиоуглеродного датирования льда методом AMS (ТОС)

IGAN-AMS	Образец	C, %	C/N	δ ¹³ C, ‰	¹⁴ C age, yr BP (1σ)	Cal BP (CALIB REV8.2)		
11494	1. VD251i12, глубина 5,3 м	3,65	3,19	-19,56	30570±115	68.3 (1 sigma) cal BP 34747 - 35141	1.000	
						95.4 (2 sigma) cal BP 34620 - 35276	1.000	
						Median Probability: 34946		
11495	2. VD251i21, глубина 4,5 м	3,18	18,26	-27,17	27030±90	68.3 (1 sigma) cal BP 31086 - 31177	1.000	
						95.4 (2 sigma) cal BP 31041 - 31225	1.000	
						Median Probability: 31133		
11496	3. VD252i28, глубина 2 м	2,27	15,28	-27,22	17830±50	68.3 (1 sigma) cal BP 21478 - 21624	0.502	
						95.4 (2 sigma) cal BP 21416 - 21885	1.000	
						Median Probability: 21649		

Мы датировали органическую углеродную фракцию органоминеральных включений во льду, предполагая, что образование этих включений происходило в целом синхронно с образованием льда – допустимое предположение, учитывая рассматриваемые возрастные данные.

Содержание углерода в образцах колеблется от 2,27 до 3,65%. Это относительно высокое значение, типичное для озерных экосистем.

Изотопные и химические характеристики льда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ варьируют во льду по глубине с очень узким диапазоном от $-19,9$ до -21‰ и от $-151,3$ до $-160,9\text{‰}$, соответственно (рис. 2.12, табл. 2.5). Образец 25VD-1-25 представляет собой жильный лед, который по наклонной плоскости проникает в пластовый лед и который имеет контрастно более тяжелый изотопный состав и относительно высокое значение дейтериевого эксцесса. Не совсем понятно, какая это жила, судя по изотопному составу это затекание поверхностной воды более позднего периода. Однако, это затекание воды в трещину затронуло и пластовый лед – образец, отобранный близ контакта с краем жилы (25VD-1-23) имеет изотопные параметры смещения между своими соседними образцами. Следовательно, либо в образец попала сама граница меду жилой и пластовым льдом, которая не видна была при полевом описании, либо при формировании трещины происходило частичное размывание пластового льда и последующее замерзание этой смеси.

Таблица 2.5. Осредненные изотопные параметры пластового льда ТЦ-5а-н-м

Показатель	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d-exc, ‰
Пластовый лед			
среднее	-20,68	-158,16	7,25
максимум	-19,91	-151,53	8,30
минимум	-21,04	-160,86	6,45
n	12		
ПЖЛ			
среднее	-21,98	-167,17	8,66
максимум	-20,33	-153,97	10,09
минимум	-24,25	-184,37	6,73
n	26		

Соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ описывается уравнением $y = 6,3x - 28,28$, что говорит об условиях закрытой системы, т.е. промерзания ограниченного объема воды. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ жильного льда варьируют от $-20,3$ до $-24,25\text{‰}$ и от -154 до $-184,4\text{‰}$, соответственно, по простирацию горизонтального профиля отбора проб (рис. 2.13).

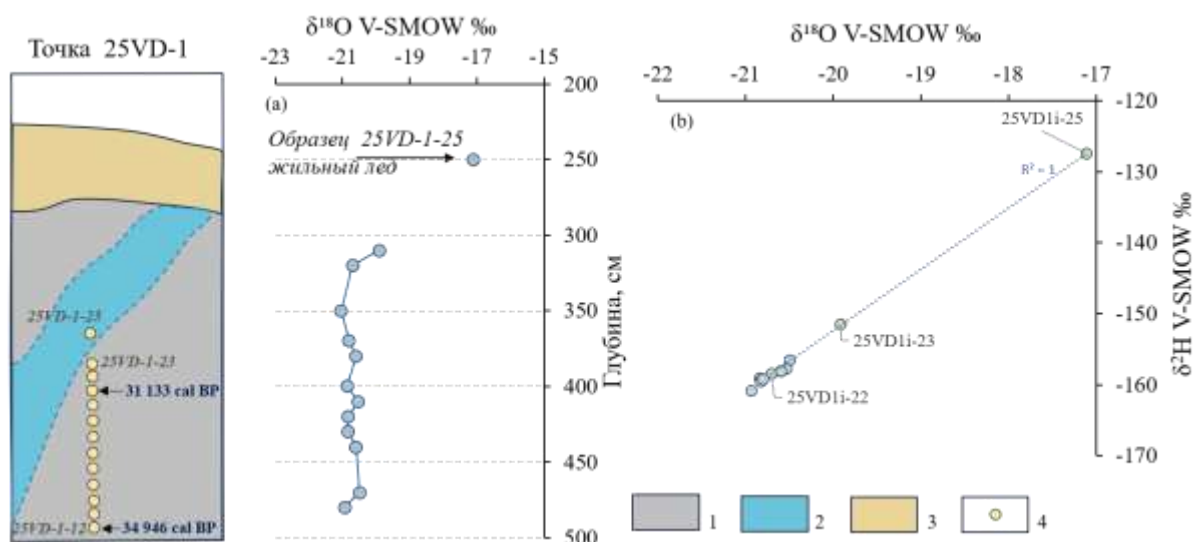


Рис. 2.12. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда по глубине (а) и соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ (б): 1 – пластовый лед; 2 – жильный лед; 3 – перекрывающие супеси; 4 – точки отбора

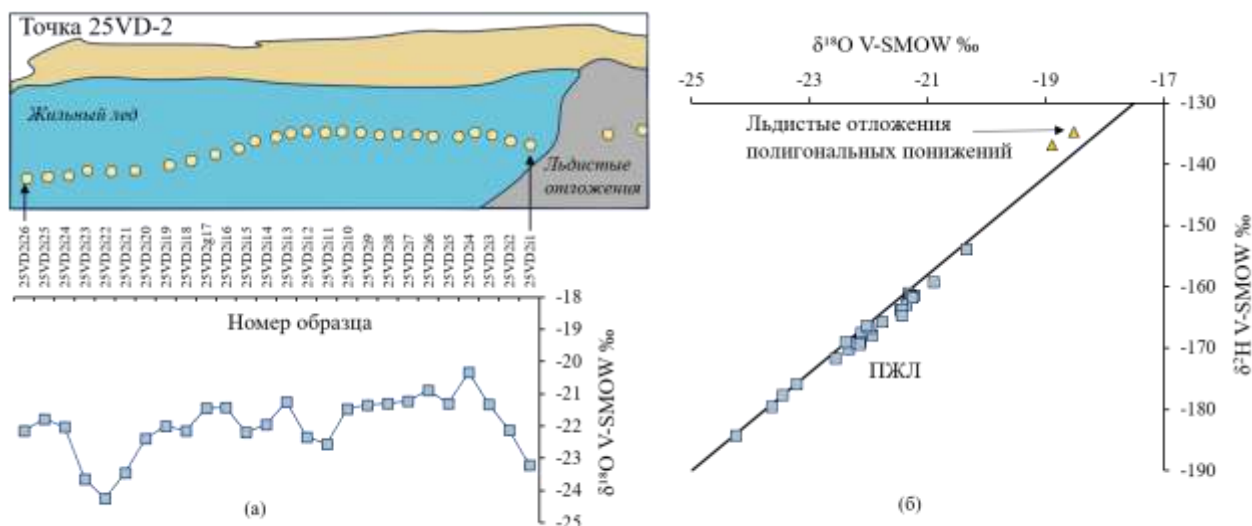


Рис. 2.13. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине (а) и соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ (б)

В левой части профиля значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ частично перекрываются с значениями ПЛ, что вероятно, может указывать либо на скрытую границу этих

двух типов льда, либо на попадание поверхностной воды в зону над жилой и замерзание ее там как конжеляционного льда.

Это также может включаться в жильный лед на стадии фронтального роста жил. О том, что это сингенетические жилы свидетельствует форма вмещающих отложений – полигональные ванны, заполненные сегрегационным льдистым ледогрунтом.

Для образцов пластового и жильного льда был выполнен химический анализ. Концентрации натрия (Na^+), аммония (NH_4^+), калия (K^+), магния (Mg^{2+}), кальция (Ca^{2+}), фторида (F^-), хлорида (Cl^-), нитрата (NO_3^-), сульфата (SO_4^{2-}), оксалата и ацетата определяли в Институте географии Российской академии наук с использованием высокоэффективной жидкостной хроматографии (Dionex Integrion HPLC) с петлей для образцов объемом 100 мкл. Катионы разделяли на аналитической колонке CS12A, используя водный раствор метансульфоновой кислоты в качестве элюента. Анионы разделяли на аналитической колонке AS11-HC с градиентным элюентом КОН (1 мМ в течение первой минуты, постепенно увеличивая до 16 мМ к 20-й минуте, затем до 48 мМ к 31-й минуте, после чего возвращались к 1 мМ). Предел обнаружения для всех ионов, измеряемых этим методом, составляет 1 ppb. Пробы были проанализированы примерно через 6 месяцев после отбора. В течение этого времени они хранились при $+4^\circ\text{C}$ без консервации. Основные ионы (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , Br^- , NO_3^-) устойчивы при таких условиях, тогда как лабильные органические анионы (формат, ацетат) могли частично деградировать, поэтому их концентрации следует интерпретировать как минимальные.

Концентрации основных ионов и их отношения существенно различаются между типами льда (рис. 2.14). Пластовый лёд характеризуется наиболее высокими абсолютными концентрациями основных ионов. Содержание натрия варьирует от 111,5 до 291,6 мг/л, магния – от 9,4 до 24,4 мг/л, кальция – от 3,9 до 7,8 мг/л. Концентрации хлоридов изменяются от 28,8 до 88,4 мг/л, сульфатов – от 4,4 до 21,9 мг/л. Отношение натрий/хлор

составляет от 2,4 до 3,9, хлор/сульфат – от 2,7 до 10,8, магний/кальций – от 2,2 до 3,6.

Повторно-жильный лед имеет низкие абсолютные концентрации всех ионов. Содержание натрия изменяется от 3,4 до 11,9 мг/л, магния – от 2,1 до 5,3 мг/л, кальция – от 1,8 до 5,2 мг/л. Концентрации хлоридов составляют 1,2–5,2 мг/л, сульфатов – 0,7–4,3 мг/л. Отношение натрий/хлор варьирует в широком диапазоне – от 0,66 до 5,17, хлор/сульфат – от 0,63 до 5,88, магний/кальций – от 0,71 до 1,38.

Наибольший разброс значений среди всех типов льда наблюдается для отношения натрий/хлор в ПЖЛ (от 0,66 до 5,17), что указывает на неоднородность их состава. Пластовый лёд характеризуется узкими диапазонами всех отношений, особенно натрий/хлор (2,4–3,9).

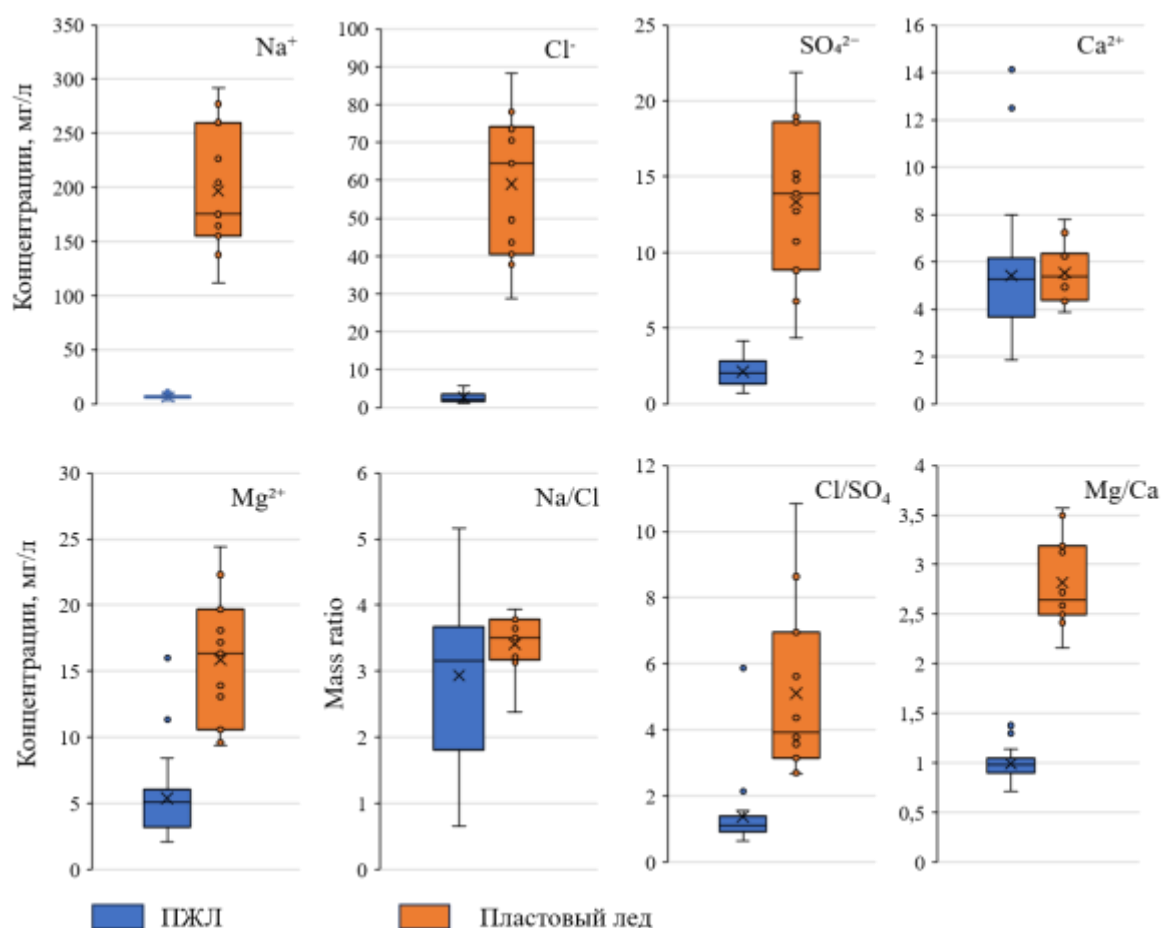


Рис. 2.14. Концентрации основных ионов и отношения масс для пластового и жильного льда

Условия образования и генезис льда. Для минеральной фракции образцов пластового льда и 2019 г отбора и для 2025 г отбора был выполнен количественный химический состав минеральной фракции. Определение концентрации главных оксидов и некоторых микроэлементов в пробах выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны, модель Axios mAX производства компании PANalytical (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh – анодом. Макс. напряжение на трубке 60 кВ, макс анодный ток 160 мА. Из порошка проб изготавливались препараты путем плавления со смесью боратов лития при температуре 1150 град. С. Из полученного боратного расплава формировались стеклообразные диски, которые подвергались анализу в спектрометре. Определение потери массы при прокаливании (ППП) выполнено из проб, высушенных при t.110 град.С по методике НСАМ ВИМС 118-X при температуре 1000 град. С.

Химический состав минеральной фракции пластового льда (табл. 2.6) отражает условия накопления донных осадков в озёрной системе гумидного климата. Во всех образцах доминируют SiO_2 (65,9–77,8%) и Al_2O_3 (9,8–14,2%), что характерно для глинистых отложений и указывает на преобладание терригенного сноса. Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ составляет 11–15, что свидетельствует о гранитоидном источнике обломочного материала. MgO положительно коррелирует с Al_2O_3 ($R \sim 0,7\text{--}0,8$), что указывает на связь магния с глинистой фракцией и его слабую мобильность при выщелачивании. Fe_2O_3 коррелирует с величиной потерь при прокаливании (ППП), что может свидетельствовать о присутствии аутигенных сульфидов или органо-железистых комплексов в осадке. Значения CIA (Chemical Index of Alteration) варьируют от 0,64 до 0,73, что соответствует умеренной степени химического выветривания, характерной для холодных гумидных условий. PIA достигает максимальных значений в образце М-72-73, что указывает на более интенсивную переработку алюмосиликатной части осадка в ходе диагенеза.

Однородность химического состава между образцами 2019 и 2025 гг. отбора свидетельствует о стабильности условий осадконакопления в озере на протяжении длительного времени.

Таблица 2.6. Химический состав минеральной фракции пластовых льдов

Содержание (%)	Термоцирк ТЦ-5а-м-н 2026 г. опробования			Термоцирк ТЦ-5 (2019 г. опробования)			
	25VD-1-12	25VD-1-22	25VD-2-27	М-S-107	М-103	М-70	М-72-73
ППП	2,66	3,55	2,11	4,12	2,76	3,14	5,75
Na ₂ O	1,76	1,75	2,02	1,61	1,83	1,73	1,86
MgO	0,92	1,26	0,98	1,17	0,97	0,95	1,82
Al ₂ O ₃	9,8	11,44	10,18	10,99	9,91	9,77	14,2
SiO ₂	77,78	73,8	76,83	74,08	77,02	77,27	65,92
K ₂ O	2,21	2,28	2,16	2,22	2,31	2,23	2,37
CaO	1,05	1,03	1,66	1,08	1,17	1,01	1,08
TiO ₂	0,71	0,81	0,91	0,77	0,73	0,67	0,93
MnO	0,06	0,082	0,072	0,087	0,068	0,062	0,092
Fe ₂ O ₃	2,744	3,708	2,766	3,609	2,964	2,885	5,641
P ₂ O ₅	0,081	0,091	0,094	0,093	0,082	0,088	0,147
SO ₃	0,09	0,08	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05
SrO	0,021	0,019	0,024	0,019	0,02	0,02	0,02
ZrO ₂	0,046	0,036	0,073	0,045	0,045	0,041	0,031
BaO	0,06	0,07	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06
ClA	0,66	0,69	0,64	0,69	0,65	0,66	0,73
ZrO ₂ /TiO ₂	0,065	0,044	0,08	0,058	0,062	0,061	0,033

Исключение составляет образец М-72-73 (ТЦ 2019 г.), который характеризуется повышенным содержанием Al₂O₃ (14,2%), Fe₂O₃ (5,64%) и MgO (1,82%), что может отражать локальное увеличение доли глинистой фракции или более интенсивную диагенетическую переработку осадка.

В целом, вариации состава незначительны и укладываются в рамки единого типа осадка – суглинков, сформированных в условиях мелководного озера с преимущественно терригенным питанием.

По своим изотопным параметрам пластовый лед, опробованный как в 2019, так и в 2025 г. формировался из атмосферной воды с довольно легким

изотопным составом (около -21‰ по $\delta^{18}\text{O}$), наиболее близким к озерной воде. Озеро вероятно в большой степени пополнялось за счет снеготаяния.

На фоне атмосферной природы воды (по значениям $\delta^{18}\text{O}$) ПЛ обладают значительной минерализацией. Она связана с размывом засоленных суглинков и выщелачиванием ионов в процессе диагенеза. Напомним, что скорости накопления осадка низкие, в этих условиях прирост ММП также медленный, это способствует 1) растворению засоленных суглинков и 2) дополнительному диагенезу. Высокие абсолютные концентрации Na^+ и Cl^- обеспечены не криогенным концентрированием озерной воды, а выжиманием реликтовых поровых рассолов из подстилающих суглинков при ежегодном промерзании донных отложений». Исключительно высокие значения отношения Na/Ca (до 57) отражают как повышенную концентрацию натрия (110–290 мг/л), так и очень низкое содержание кальция (4–8 мг/л). Натрий поступает из двух источников: (1) выщелачивание морских солей из изначально засоленных суглинков ($\text{Cl}/\text{Br} \approx 225\text{--}290$) и (2) катионный обмен на глинистых минералах, который дополнительно увеличивает отношение Na/Cl до 2–4. Содержание кальция остается низким, поскольку он удаляется из раствора путем осаждения карбонатов (кальцита) и, возможно, путем ионного обмена с натрием. отношение Na/Ca на фоне высокого абсолютного содержания Na указывают на то, что концентрация кальция буферизуется карбонатным равновесием, тогда как натрий продолжает накапливаться при криогенной концентрации. В пластовом льду обнаружен формиат в концентрациях от 0,15 до 3,12 мг/л, тогда как в повторно-жильном льду его содержание не превышает 0,03 мг/л (Приложение 1 и Приложение 2). Следует отметить, что пробы хранились ~6 месяцев при $+4^\circ\text{C}$ без консервации, что могло привести к частичной микробной деградации органических анионов; таким образом, приведённые значения формиата являются минимальными оценками. Тем не менее, стократное различие между пластовым и жильным льдом качественно указывает на присутствие анаэробной ферментации органического вещества в

донных осадках озера. Таким образом, все это вместе говорит об условиях накопления льда именно как озерного донного осадка.

Этот вывод поддерживают исследования аутигенного барита в пластовой залежи ТЦ5 (Новоселов и др., 2025). Барит формировался *in situ* в условиях ограниченного пространства и медленной кристаллизации, обусловленной криогенным концентрированием растворов, сегрегационным льдовыделением и бактериальной сульфатредукцией.

Данные для стационара «Васькины Дачи» демонстрируют (Бутаков и др., 2025), что даже в пределах одного ключевого участка Центрального Ямала условия формирования подземных льдов характеризуются высокой пространственной дифференциацией. В разрезах разных термоцирков (ТЦ1, ТЦ4, ТЦ5, ТЦ5н) авторы фиксируют различную степень засоления отложений (от 0,06 до 2,36 г/кг), смену прибрежно-морского типа засоления на континентальный и присутствие льдов разного генезиса (ПЛ, ПЖЛ, линзовидных и псевдоморфоз) в одном стратиграфическом интервале. Это свидетельствует о том, что химический состав пластовых льдов, как правило, унаследован от вмещающих морских отложений, из которых происходит выщелачивание солей, а не является следствием прямого участия морской воды в льдообразовании. Выявленная гетерогенность указывает на сложные многокомпонентные условия накопления как льда, так и вмещающих осадков, а также на высокую вероятность переотложения материала (включая воды и химические примеси) при термокарстовых процессах и последующем новообразовании мерзлоты.

Наиболее интересным является распределение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$. Для образцов 2025 г. отбора, несмотря на незначительный диапазон вариаций, все значения соответствуют линейному тренду с наклоном 6,3 (рис. 2.15). Довольно хорошо они соответствуют расчетному тренду закрытой системы, если за начальные параметры воды принять значения $\delta^{18}\text{O}=-21\text{‰}$, $\delta^2\text{H}=-160\text{‰}$, а коэфф. изотопного фракционирования согласно (Lehmann, Siegenthaler, 1991). При этом лед соответствует исчерпанию системы на уровне от 55 до 65% воды

перешло в лед. Это говорит о том, что позиция точки отбора относительно всего озера такова, что донные осадки в этом месте промерзли на этапе, когда половина всей воды в озере перешла в лед. Это могло быть связано с локальной геоморфологией дна и формой озера. Таким образом, можно сказать, что в период с 35 до 31 тыс. лет назад условия были стабильными и лед формировался одинаково из года в год. Изотопные параметры начальной воды указывают на преобладание сигнала зимних атмосферных осадков в питании озера.

Для образцов, полученных в 2019 г., распределение на δD - $\delta^{18}\text{O}$ диаграмме отличается нереалистично низким наклоном (см. рис. 2.15), который характерен для неравновесного (кинетического) изотопного фракционирования при замерзании воды в закрытой системе.

В образцах ПЛ из ТЦ-5 (2019 г. отбора), формировавшегося 43–38 тыс. кал. л.н., в минеральном грунте в присутствии органики ($C_{\text{орг}} = 4\%$) на дне озера могли возникать дополнительные эффекты, связанные с активной микробной жизнью и разложением органики и непропорциональным утяжелением О и Н поровой воды перед ее переходом в лед. Случаи установленного изменения изотопного состава водной фазы в результате микробной активности в донных осадках немногочисленны.

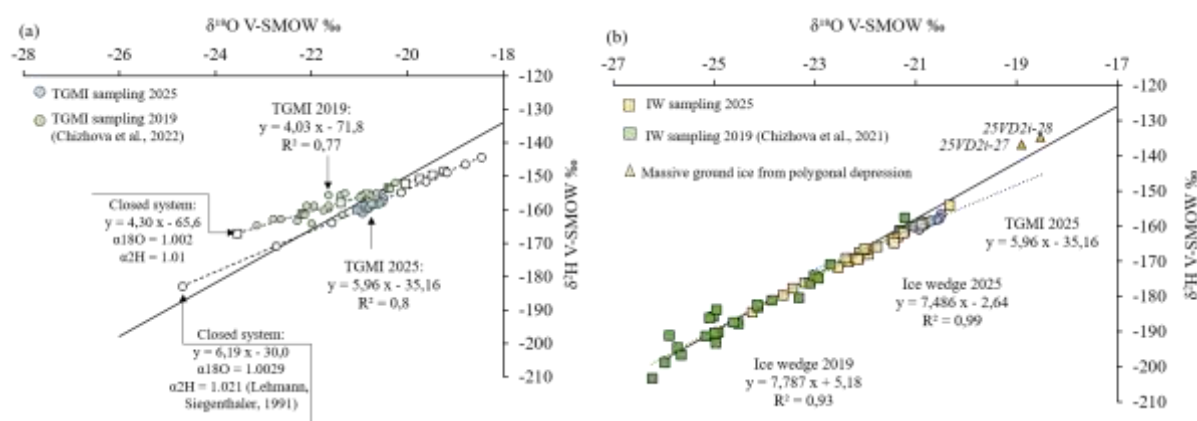


Рис. 2.15. $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ диаграмма для пластового и жильного льда. Расчет закрытой системы выполнен по уравнению из (Souchez, Jouzel, 1984).

Так, в карбонатных системах Fayetteville Green Lake показано, что микробный метаболизм способен изменять изотопный состав поровой воды ($\delta^{18}\text{O}$) и растворённого неорганического углерода (Leapaldt et al., 2024). В пещере Pindal, Испания проведено прямое сравнение изотопного состава конденсационной и интерстициальной воды, связанной с микробными матами актинобактерий. Вода, удерживаемая и перерабатываемая микробами, имела систематически более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, чем инфильтрационная вода и конденсат. Авторы связывают это с изотопным фракционированием, вызванным микробным метаболизмом (Fernandez-Cortes et al., 2023). Интересно, что сходные изотопные эффекты ранее были описаны для подземных вод Ямало-Ненецкого автономного округа. В работе О.Лепокуровой с соавторами (2024) показано, что подземные воды зоны активного водообмена в этом регионе на δ -диаграмме располагаются левее глобальной линии метеорных вод, а их тренд характеризуется пониженным наклоном, что авторы связывают с процессами криогенной метаморфизации (рис. 2.16). Кроме того, они отмечают, что аномально тяжёлый изотопный состав растворённого неорганического углерода ($\delta^{13}\text{CDIC}$) в подземных водах может быть связан не только с криогенными эффектами, но и с микробными процессами (Лепокурова и др., 2024).

Таким образом, низкий наклон линии $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$, наблюдаемый нами для пластового льда (особенно для образцов 2019 года), вероятно, отражает региональную изотопную сигнатуру вод, формировавшихся в условиях многолетней мерзлоты при активном участии многократных фазовых переходов, выраженном изотопном фракционировании при промерзании, а также, возможно, под влиянием микробной активности в донных осадках. Исследованные обнажения сосредоточены на небольшой территории, расстояние между которыми составляет всего несколько сотен метров. Если рассматривать каждый участок как отдельный случай, мы не сможем понять, как образовались эти обширные пластовые ледяные тела.

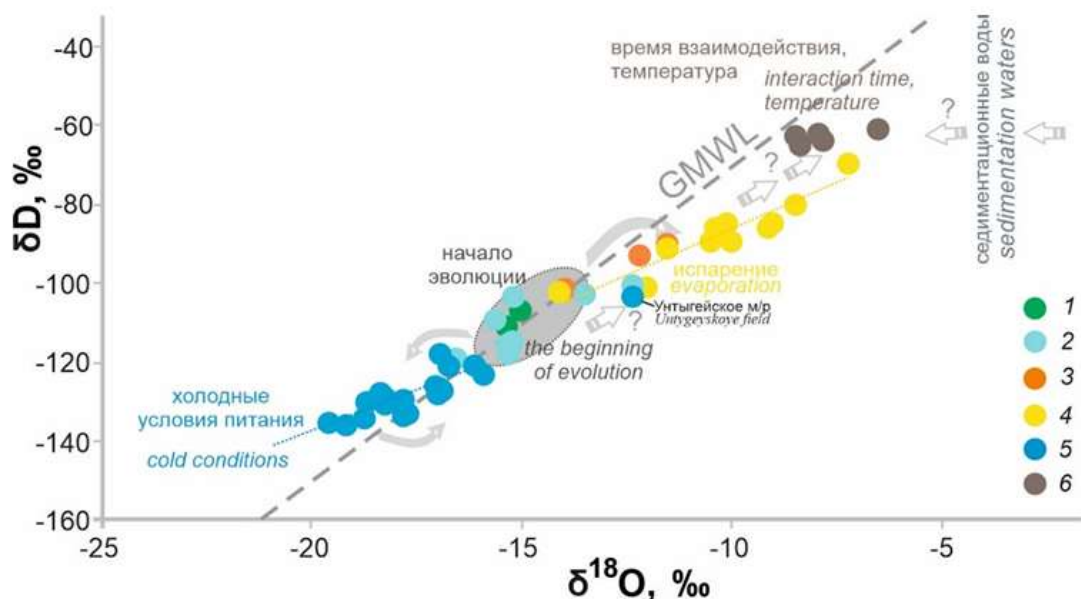


Рис. 2.16. Изотопные параметры грунтовых вод Западной Сибири (по Лепокурова и др., 2024): 1 – почвенные воды; 2 – речные воды; 3 – воды просадок; 4 – озерные воды; 5 – подземные воды верхнего гидрогеологического этажа; 6 – подземные воды апт-альб-сеноманского водоносного горизонта.

Мы предлагаем рассматривать образование пластового льда как непрерывный процесс развития равнин центрального Ямала в позднем плейстоцене (Chizhova et al., 2026). Наиболее информативным подходом является построение геохронологической картины, основанной на радиоуглеродном датировании как льда, так и окружающих вмещающих отложений. Учитывая пространственную близость ТЦ-4, ТЦ-5 и ТЦ-5а-н-м, мы объединяем имеющиеся данные для рассмотрения комплексной хронологии эволюции ландшафта, охватывающую формирование как пластовых льдов, так и повторно-жильных.

В 2019 году абсолютные высоты измерялись с помощью портативного GPS-приемника. Основание обнаженного участка массивного льда находилось на высоте 17 м над уровнем моря (Chizhova et al., 2022), тогда как в ТЦ-4 ледяная жила располагалась выше, бровка ТЦ находилась на высоте 28 м над ур. (Чижова и др., 2021). Это позволяет связать полученные даты ^{14}C с абсолютной высотой (рис. 2.17).

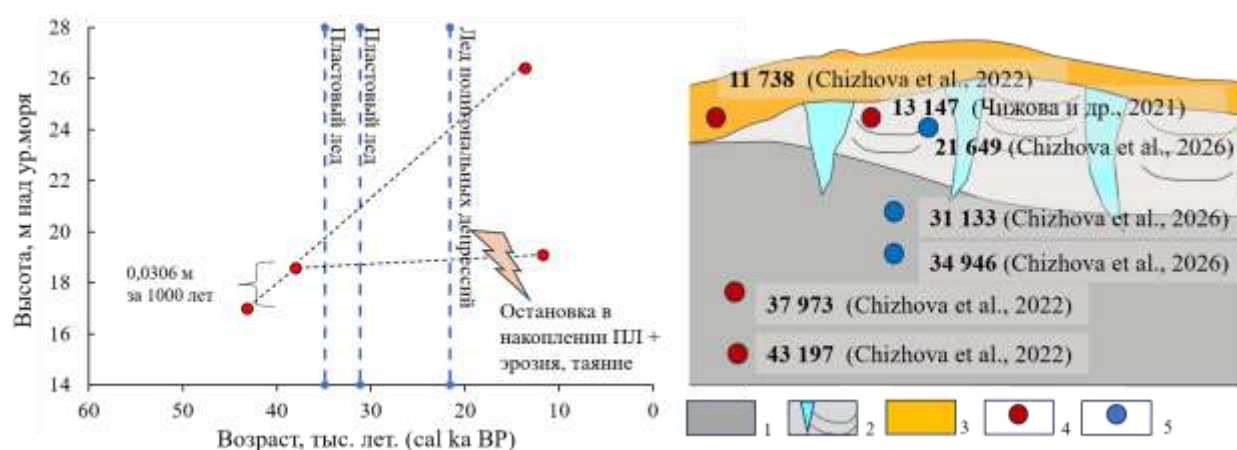


Рис. 2.17. Хронологическая схема образования подземного льда вблизи ТЦ-5а-н-м: 1 – пластовый лёд; 2 – ледяные жилы в пределах вмещающих льдистых отложений полигональных ванн; 3 – вышележащие песчаные суглинки; 4 – ^{14}C -даты, полученные в ходе полевого сезона 2019 года (в ТЦ-5 и ТЦ-4); 5 – ^{14}C -даты, полученные в ходе полевого сезона 2025 года (в ТЦ-5а-м-н). Из (Chizhova et al., 2026)

К сожалению, в 2025 году в ТЦ-5а-м-н абсолютные высоты не измерялись. Поэтому полученные нами радиоуглеродные даты не могут быть коррелированы с высотой и показаны на рисунке 2.16 пунктирными линиями. Тем не менее, мы считаем, что объединение этих дат с полученными ранее выявляет закономерность динамики образования подземного льда. Между 43 и 31 кал. л.н. образовывался пластовый лёд. За этим последовал переход к образованию сингенетичных ледяных жил в заболоченных полигональных ландшафтах, а также к образованию высокольдистых отложений в полигональных водоемах – аналогов пластового льда. Образование ледяных жил прекратилось между 13 и 11 тыс. л.н., когда начали накапливаться супеси с линзами глин и торфа. Это ознаменовало переход от заболоченной местности к континентальному накоплению отложений в хорошо дренированных условиях.

2.2.2. Пластовые льды Бованенково

Изученность подземных льдов Бованенково. Во внутренних частях Ямала в пределах территории Бованенковского месторождения были вскрыты

линзы пластовых льдов, залегающие на разных глубинах (Дубиков, 2002; Васильчук, 2010). Согласно Г.И.Дубикову (2002) на территории Бованенково в пределах 3 террасы с абс.отметками 30-40 м пластовые льды залегают на глубинах от 1 до 15 м от поверхности, а объем залежей оценивается в 21900-785600 тыс.м³. В ходе площадного разведочного бурения (по материалам ООО ТюменНИИгипрогаз, Васильчук, 2010) было установлено, что залежи подземного льда мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, протяженностью в горизонтальных направлениях на сотни метров (иногда более километра). Пластовые льды в буровых профилях наиболее часто прослеживаются под останцами третьей и второй террас (с абсолютными отметками от 15-20 до 40 м), а также в пределах аллювиальной и озерно-аллювиальной поймы (Васильчук и др., 2009, Геокриологические условия...1996, Дубиков, 2002, Крицук и др., 1986, Пармузин, Суходольский, 1982, Соломатин и др., 1993, Строение и свойства..., 2007). Под руслом реки Сеяха также были отмечены пластовые льды толщиной от 7 до 9 м (Соломатин и др., 1993). Основная масса ледяных залежей размещается в позднеплейстоценовых породах прибрежно-морского генезиса, реже – в аллювиальных, склоновых или озерно-болотных осадках. Пластовые льды перекрываются либо глинистыми морскими и прибрежно-морскими осадками, либо суглинистыми осадками делювиально-солифлюкционного генезиса. Первые слагают цоколи террас и покрыты сверху слоем более молодых песчано-суглинистых осадков зырянского возраста. Вторые покрывают склоны террас плащом мощностью 1–6 м. Иногда пластовые залежи перекрываются более молодыми голоценовыми озерно-болотными отложениями (Васильчук, 2010). В плейстоценовых отложениях разного возраста и генезиса льды сосредоточены в песчано-глинистых, песчаных и глинистых отложениях и приурочены к контакту этих разностей или месту их фациального замещения. В большинстве случаев пласты льда покрываются глинистыми породами (83% разрезов), а подстилаются песчаными (63% разрезов); реже отмечаются другие соотношения (Дубиков, 2002). Пластовые

льды чаще всего имеют форму линз разной толщины, выклинивающих по простиранию (рис. 2.17). Бурение сотен скважин, вскрывших лед, показывает, что кровля залежей льда располагается как непосредственно у подошвы сезонноталого слоя на абсолютных отметках 25–30 м, так и на глубинах более 50 м от дневной поверхности. Подошва этих залежей была встречена на глубинах от 1 до 57 м. Кровля льда обычно более неровная, чем подошва. Параллельность кровли и подошвы льда фиксируется не всегда.

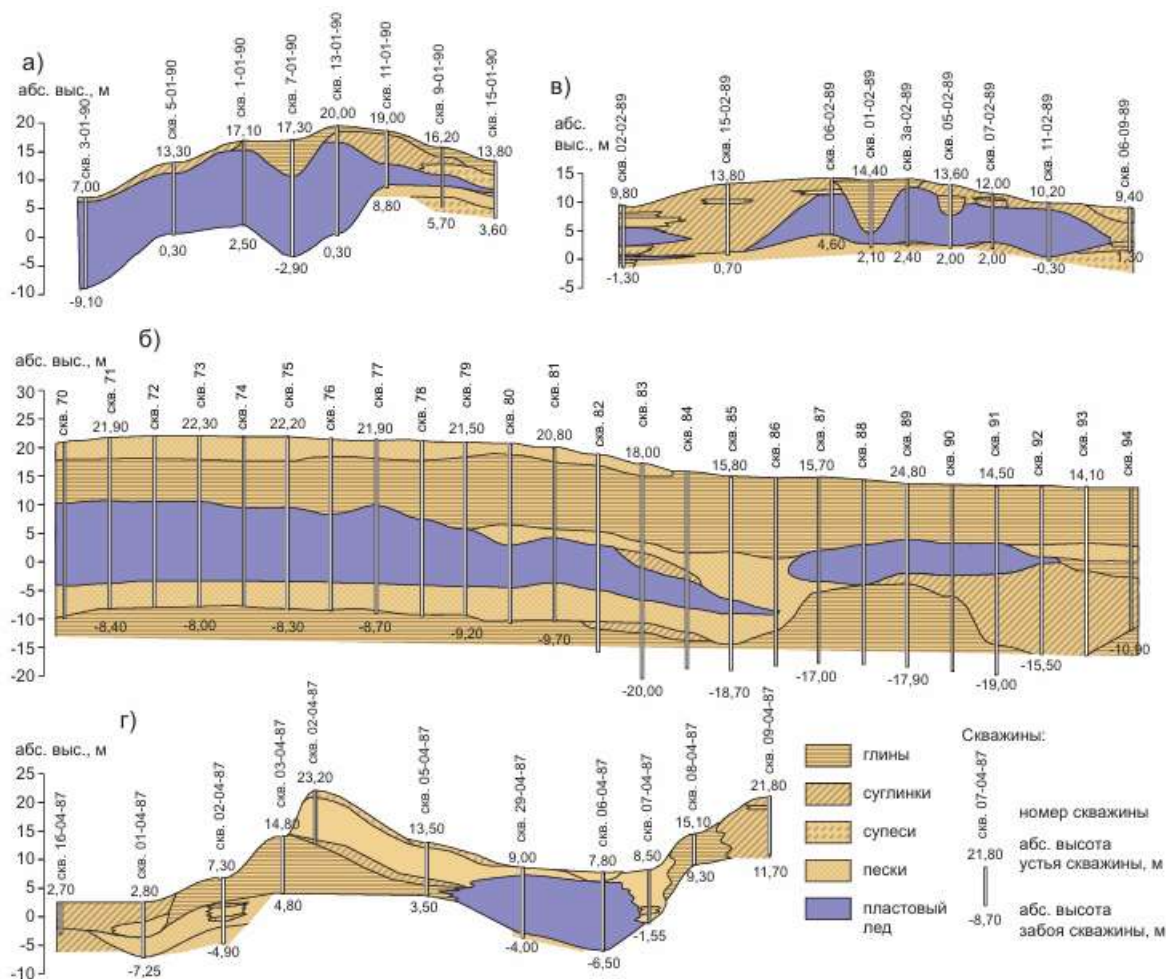


Рис. 2.18. Залегание пластовых льдов в толще третьей террасы на территории Бованенковского ГКМ, вскрытое скважинами (из Васильчук, 2010 по материалам ООО «ТюменьНИИгипрогаз»)

Строение разреза. Максимальная мощность льда, вскрытая скважинами, составляет 28,5 м, а средняя мощность — около 8 м (по данным измерений 260 пластов). Большая часть пластовых залежей сложена слоистым льдом. Слоистость либо имеет горизонтальное напластование, либо деформирована

(тогда на правление слоистости может меняться от косо наклонного до почти вертикального). Иногда в разрезе встречаются два или даже три прослая льда. Протяженность пластовых ледяных тел иногда достигает более 2000 м, а площадь не редко превышает 10 км². Состав вмещающих пластовые льды отложений достаточно пестрый, что указывает на неоднородность условий формирования данного комплекса. Перекрывающими льды отложениями являются в основном суглинки мощностью от 2 до 12 м, реже глины мощностью от 3 до 9 м.

Часто встречаются отдельные линзы песка или суглинка и глины мощностью 0,5–2 м. Пластовые льды подстилаются песками, супесями, реже суглинками. Непосредственно под пластами вскрыты не большие узкие линзы глин. Лед залежей очень разнообразен по текстуре и часто имеет разную структуру (рис. 2.19). Вблизи контактов с вмещающими отложениями лед нередко содержит большое количество грунтовых примесей, а иногда такие же примеси встречаются и на некотором расстоянии от контакта. На территории Бованенково были опробованы ледяные тела в естественных обнажения, им присвоены номера пласт 1, 2, 3 и 4 (рис. 2.20).



Рис. 2.19. Различная текстура пластовых ледяных залежей в пределах Бованенковского ГКМ

Здесь же, на территории Бованенковского НГКМ, были обследованы пластовые льды в термоцирке на берегу озера Ханикосито (рис. 2.21, 2.22).



Рис. 2.20. Обнажение пластового льда тело №3. Фото Е.Е.Подборного

Пластовый лед представлен ледогрунтом с прослоями чистого льда, вся ледяная залежь вскрывается на глубинах от 85 до 170 см. Вверху (85-110 см) это ледогрунт с микрошлировой и сетчатой криотекстурой, на глубине 110-125 см отмечен прозрачный лед с пузырьками воздуха и призматическими осколками суглинка, ниже опять вскрывается ледогрунт (130-150 см) и еще один прослой прозрачного льда с пузырьками воздуха (150-170 см). Ледяное тело подстилается песком слоистым с массивной криотекстурой и песком оглиненным со среднешлировой криотекстурой (Васильчук и др., 2018).

Возраст льда. Время образования пластового льда зависит от возраста вмещающих отложений и времени их замерзания. Термолюминесцентное датирование 6 образцов из скважины глубиной 300 м показывает возраст от 22 ± 7 тыс. лет до н.э. (песчаного горизонта непосредственно под массивным ледяным телом) до 197 ± 25 тыс. лет до н.э. на глубине 300 м. Верхняя часть морского песка накапливалась со скоростью 5–8 м/тыс. лет, а нижняя – 2–3 м/тыс. лет (Соломатин и др., 1993).

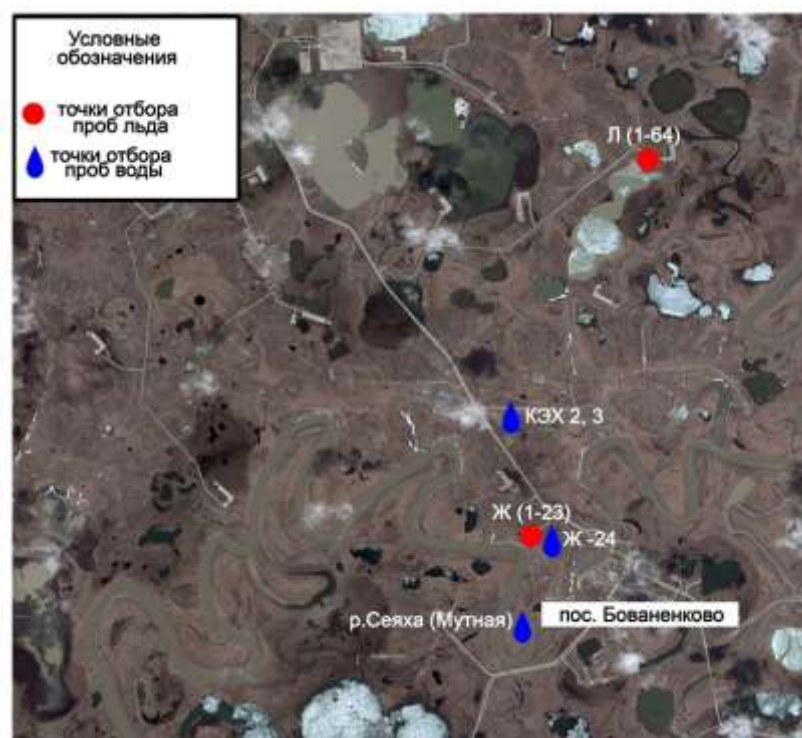


Рис. 2.21. Расположение участка исследований на территории Бованенковского НГКМ (из Васильчук и др., 2018)

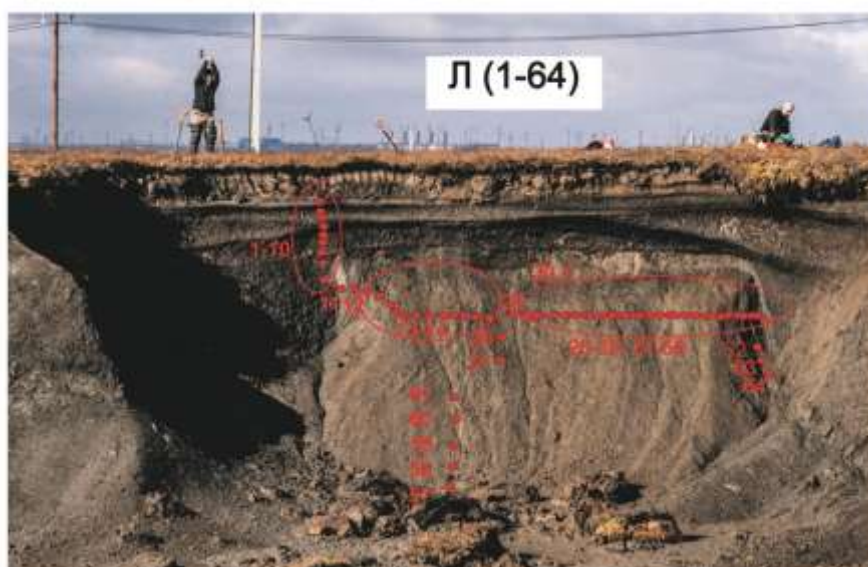


Рис. 2.22. Обнажение пластового льда в северной части оз.Ханикосито, Бованенковское НГКМ (точка Л-1 – Л-64 и схема отбора образцов. Фото Е.Гаранкиной (из Васильчук и др., 2018)

Согласно этим данным, возраст постоянно мерзлого морского песка и песчаного суглинка, залегающего под массивными льдами в пределах третьей террасы, может составлять от 22 до 30 тыс. лет до н.э. Это согласуется с

результатами радиоуглеродного датирования остатков растений из отложений, содержащих массивный лед в пределах третьей террасы (таблица 2.7). Однако, поскольку термолюминесцентное (ТЛ) датирование и датирование по ^{14}C проводились в течение 30-летнего интервала, местоположение радиоуглеродных и ТЛ-дат неопределенно.

Таблица 2.7. Радиоуглеродные даты, полученные по органическому материалу отложений, включающих пластовое тело (тело №1) в третьей террасе р.Сеяха, Бованенково (из Vasil'chuk et al., 2016)

Глубина, м	Датируемый материал	Лаб. номер	^{14}C , тыс. лет
р. Сеяха, участок GS-1, 2,5 м над уровнем реки	Торф	GIN-13311	34200 ± 1000
р. Сеяха, участок GS-1, 2,0 м над уровнем реки	Торф	GIN-13312	26100 ± 150
р. Сеяха, участок GS-1, 2,0 м над кровлей массивного льда	Торф	GIN-13313	31900 ± 500
Термоцирк, 1,1 м над кровлей массивного льда	Оторфованный суглинок	GIN-13314	28900 ± 1000
Термоцирк, глубина 10,3 м	Оторфованный суглинок	GIN-13326	25600 ± 700
Термоцирк, глубина 1,3–1,4 м	Оторфованный суглинок	GIN-13327	25100 ± 500

Существуют также даты 31 и 34 тыс. лет до н.э., которые могут быть результатом активного переотложения органического материала в речных условиях (Васильчук, Васильчук, 2010). Даты 25 и 26 тыс. лет до н.э. наиболее близки к возрасту суглинистых отложений третьей террасы. Следовательно, песчаный суглинок, содержащий массивный лед, отложился в период от 25 до 20 тыс. лет до н.э. или немного позже. Обилие органического вещества в отложениях, покрывающих и залегающих под массивным льдом, предполагает, что торфяные суглинки, содержащие массивный лед, были отложены либо в мелководных прибрежных условиях, либо с периодически осушаемых пляжей или низких прибрежных пойм. Там органический

материал накапливался в результате размыва и переотложения, а также в период осушения и зарастания этих территорий.

Изотопные и химические характеристики льда.

В глубокой скважине Р-34, ПЛ был вскрыт на глубинах от 28 до 32 м от поверхности. Здесь же на глубине 120 м был вскрыт криопэг, значения $\delta^{18}\text{O}$ воды которого составило $-22,36\text{‰}$ (Васильчук, 2010). Значения $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда изменялись от $-16,95$ до $-18,89\text{‰}$. Наклон на $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ для льда скважины Р-34 составил 7,5, что говорит об условиях открытой системы.

Ранее было показано, что значения $\delta^{18}\text{O}$ в массивном льду варьируют от $-11,23\text{‰}$ до $-25,2\text{‰}$ (Тарасов, 1990; Соломатин и др., 1993; Michel, 1998). Согласно 142 измерениям стабильных изотопов (Соломатин и др., 1993), более 60% значений $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в довольно узком диапазоне от -16 до -20‰ .

Пластовый лед, изученный Ф.Майклом в районе Бованенково, характеризуется вариациями $\delta^{18}\text{O}$ не более 1‰, а среднее значение составляет -18‰ (Michel, 1998).

Аналогично однородный изотопный сигнал мы получили из массивного льда тел 2 и 3, где вариации $\delta^{18}\text{O}$ не превышают 1‰, а вариации $\delta^2\text{H}$ составляют менее 4‰. Пластовый лед Пласт 4 характеризуется заметными вариациями изотопного состава, в верхнем слое 0,6 м льда $\delta^{18}\text{O}$ варьирует более чем на 10‰, от $-12,49$ до $-22,75\text{‰}$, а δD от $-91,7$ до $-171,9\text{‰}$. Верхний образец ($\delta^{18}\text{O}=-12,49\text{‰}$) вероятно загрязнен при отборе или при просачивании воды более позднем этапе если его не рассматривать, что общий диапазон составляет 5,9‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и 42,3‰ по $\delta^2\text{H}$ (рис. 2.23).

Учитывая изотопный сдвиг между водой и образованным из нее льдом (согласно уравнению (2) с учетом величин α из Lehmann, Siegenthaler, 1991), вода, из которой образовался лед Р-34 должна была иметь значения $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до $-21,7\text{‰}$. Это довольно низкие значения, однако, в двух случаях современная озерная вода в районе Бованенково оказалась по своим изотопным параметрам такой же, как и вода – источник для льда скважины Р-34 (рис. 2.24).

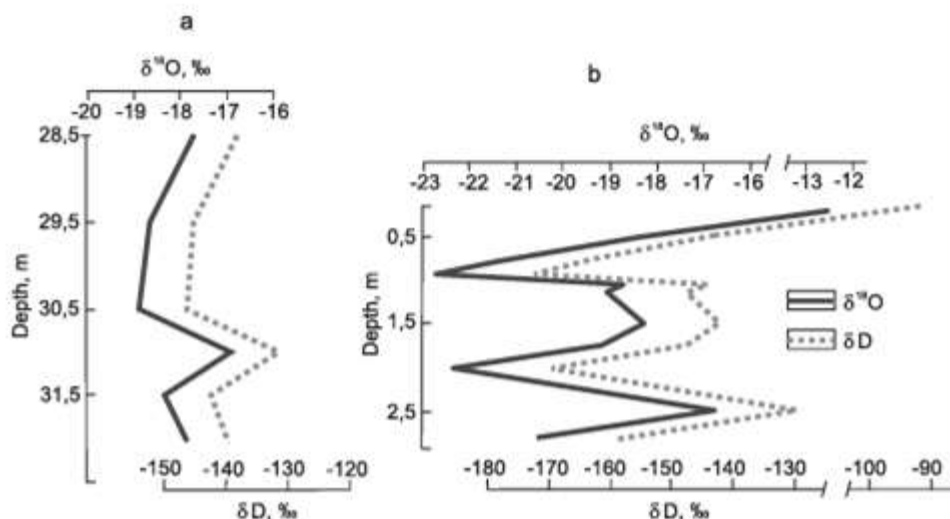


Рис. 2.23. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда по глубине отбора в скважине Р-34 (а) и в пластовом пласт 4 (б)

Следовательно, пластовый лед сформирован из поверхностных пресных вод (скорее всего озерных), при свободном подтоке воды. Вероятно, что в питании некоторых современных озер центрального Ямала принимают участие термокарстовые воды. Позднеплейстоценовые ПЖЛ в районе Бованенково характеризуются значениями $\delta^{18}\text{O}$ порядка $-23\ldots-27\text{‰}$ (Чижова и др., 2021), близкие значения были отмечены и в ПЖЛ долины р. Сеяха и Мордыяха (Vasil'chuk et al., 2012). Близость этих значений к величине $\delta^{18}\text{O}$ воды, изотопно-равновесной льду Р-34, может говорить о том, что источником для образования пластового льда могло быть термокарстовое озеро, которое пополнялось атмосферными осадками.

По методу наименьших квадратов наклон линии тренда $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ равен 7,33, но 95% доверительный интервал включает значение 7,5. Фиксация наклона на уровне 7,5 не ухудшает качества аппроксимации (R^2 остаётся 0,9921) и позволяет интерпретировать изотопные данные в рамках модели смешения в открытой системе и объединить рассмотрение льда Р-34 и пласта 4. Фиксация наклона на уровне 7,5 не приводит к статистически значимому ухудшению модели, далее используется уравнение $\delta^2\text{H} = 7,5 \cdot \delta^{18}\text{O} - 4,84$ для льда из скважины Р-34 и пласта 4.

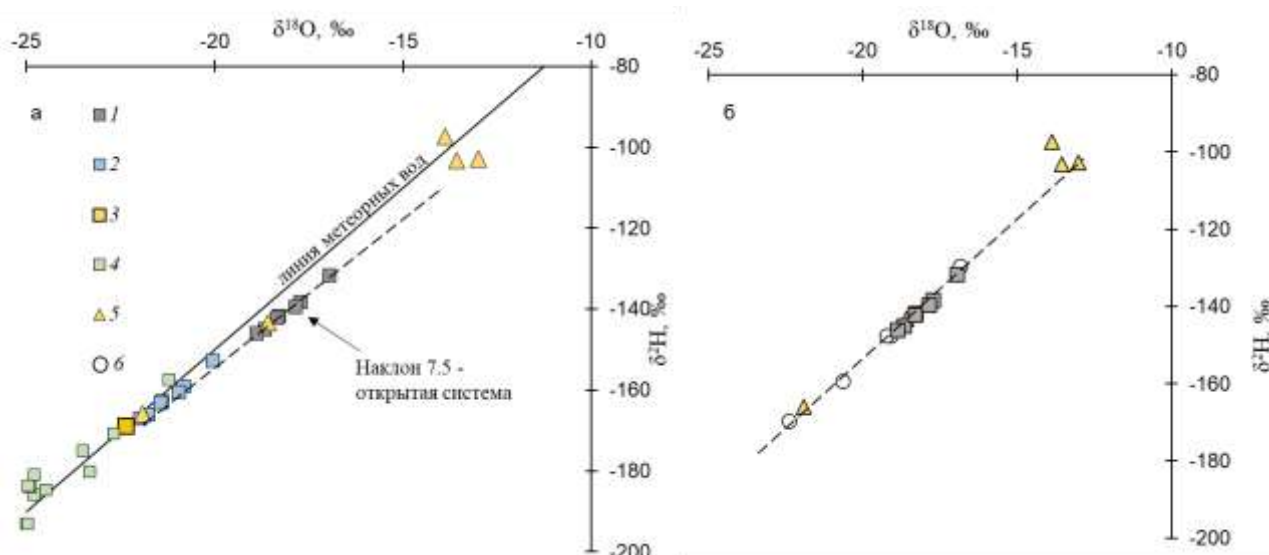


Рис. 2.24. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в пластовом льду Бованенково, скв. Р-34 (а) и пласта 4 (б): 1 – пластовый лед из скважины Р-34; 2 – вода-источник льда согласно ур.2; 3 – вода криопэга; 4 – ПЖЛ Васькины дачи (из Чижова и др., 2021); 5 – озерная вода; 6 – лед Пласта 4. Прерывистой линией показан линейный тренд.

Значение $\delta^{18}\text{O}$ воды криопэга указывает на атмосферное происхождение влаги, вероятно он был образован не за счет морской воды как таковой, а за счет перехода в воду солей, содержащихся во вмещающих отложениях. Возможно, этому способствовало криогенное концентрирование солей, и отжатые соли в криопэге растворены в незначительном количестве не перешедшей в лед воды.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда у оз. Ханикосито варьируют от $-17,9$ до $-20,5\text{‰}$ и $\delta^2\text{H}$, варьирующие от $-137,5$ до $-150,2\text{‰}$. Еще более высокие значения получены по перекрывающему пластовый лед ледогрунту: $\delta^{18}\text{O}$ от $-12,6$ до -14‰ и $\delta^2\text{H}$ от $-97,5$ до $-105,1\text{‰}$.

Наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} \sim 3,9$, $R^2 = 0,53$ (рис. 2.25) в данном случае не говорит о закрытой системе, потому что значения распределены слишком кучно и линейность тренда плохо выражена. Это говорит о неоднородности процесса. Внутри пласта могли быть локальные зоны с разной скоростью замерзания, разной степенью подтока воды. К тому же сама залежь представлена двумя

горизонтами ледогрунта и двумя прослоями прозрачного льда, в профили отбора попали образцы и прозрачного и мутного льда с разным количеством минеральных включений. Все это говорит о том, что пластовый лед на оз. Ханикосито формировался в условиях быстрого промерзания водоносного горизонта, где вода поступала (открытая система), но замерзала настолько быстро, что изотопное равновесие (между жидкой водой и растущим льдом) не успевало установиться. Поэтому в целом (для всех образцов, которые относятся к разным условиям и сезонам промерзания) это выглядит как кинетическое (неравновесное) фракционирование и при небольшом диапазоне $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ наблюдается заметный диапазон d_{exs} . Это типично для сегрегационного льда, растущего в песчаных горизонтах в условиях интенсивного промерзания.

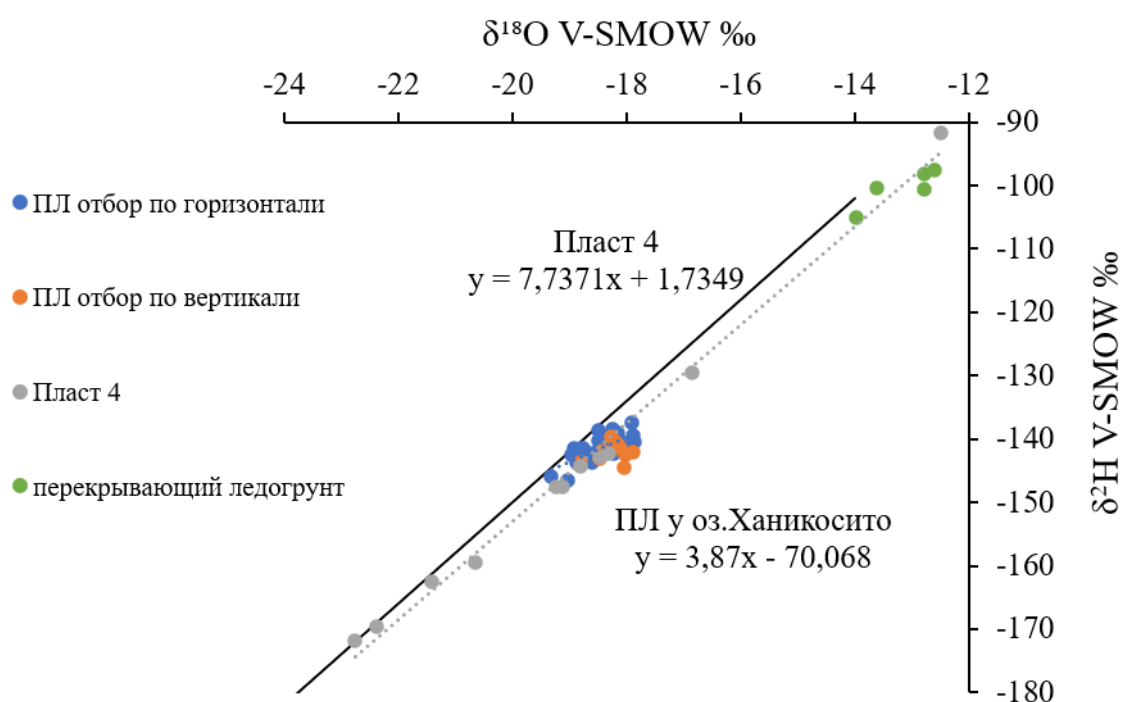


Рис. 2.25. Диаграмма $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для пластового льда у оз.Ханикосито

По химическому составу пластовый лед гидрокарбонатно-натриевый, кальциевый (хлор > сульфат), что типично для грунтового льда атмосферной природы (рис. 2.26).

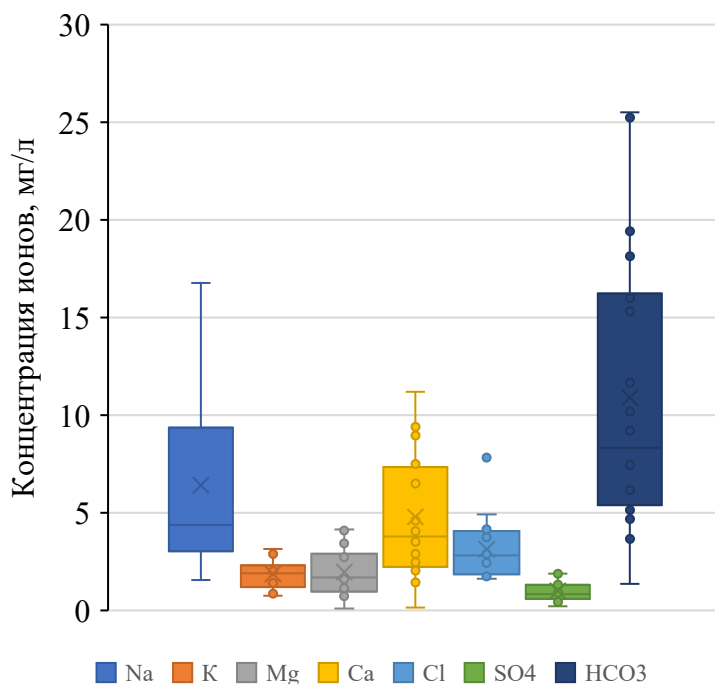


Рис. 2.26. Химические параметры пластового льда на берегу оз. Ханикосито

Неравновесность также хорошо видна по дополнительному критерию: связи между значениями $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$ нет, поскольку значения $\delta^2\text{H}$ мало меняются на фоне заметных изменений дейтериевого эксцесса, а связь $\delta^{18}\text{O}-d_{\text{exc}}$ есть (рис. 2.27), потому что низкий наклон на рис. 2.21 означает, что на фоне заметного изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ также значительно меняется d_{exc} . Такая картина может быть характерна для кинетического промерзания в закрытой системе. Но в таком случае, для значений $\delta^{18}\text{O}$ льда должна отмечаться обратная корреляция с концентрациями хлора, связанная с отжатию солей при формировании льда (т.е. обратная корреляция между последовательным уменьшением значений $\delta^{18}\text{O}$ и возрастанием концентрации хлора).

И также должна была бы наблюдаться и прямая корреляция между концентрациями хлора и дейтериевым эксцессом, который в закрытой системе возрастает, а этого нет (см. рис. 2.27г). Эта связь выражена только для трех образцов секции горизонтального отбора, т.е. здесь отражается локальная ситуация, возможно конкретного сезона промерзания, возникшая при

замерзании какой-то небольшой порции воды в закрытой системе. А в целом данные подтверждает отсутствие связи между концентрациями хлора и значениями $\delta^{18}\text{O}$ льда. Следовательно, поступление хлора было в значительной степени случайным, зависело от смешения разных вод (размывающих отложения и свежих поверхностных) и характеризует условия открытой системы. Отсутствие корреляции $\delta^2\text{H}$ - d_{exc} указывает на кинетические эффекты, тогда как наличие корреляции $\delta^{18}\text{O}$ - d_{exc} отражает смешение вод.

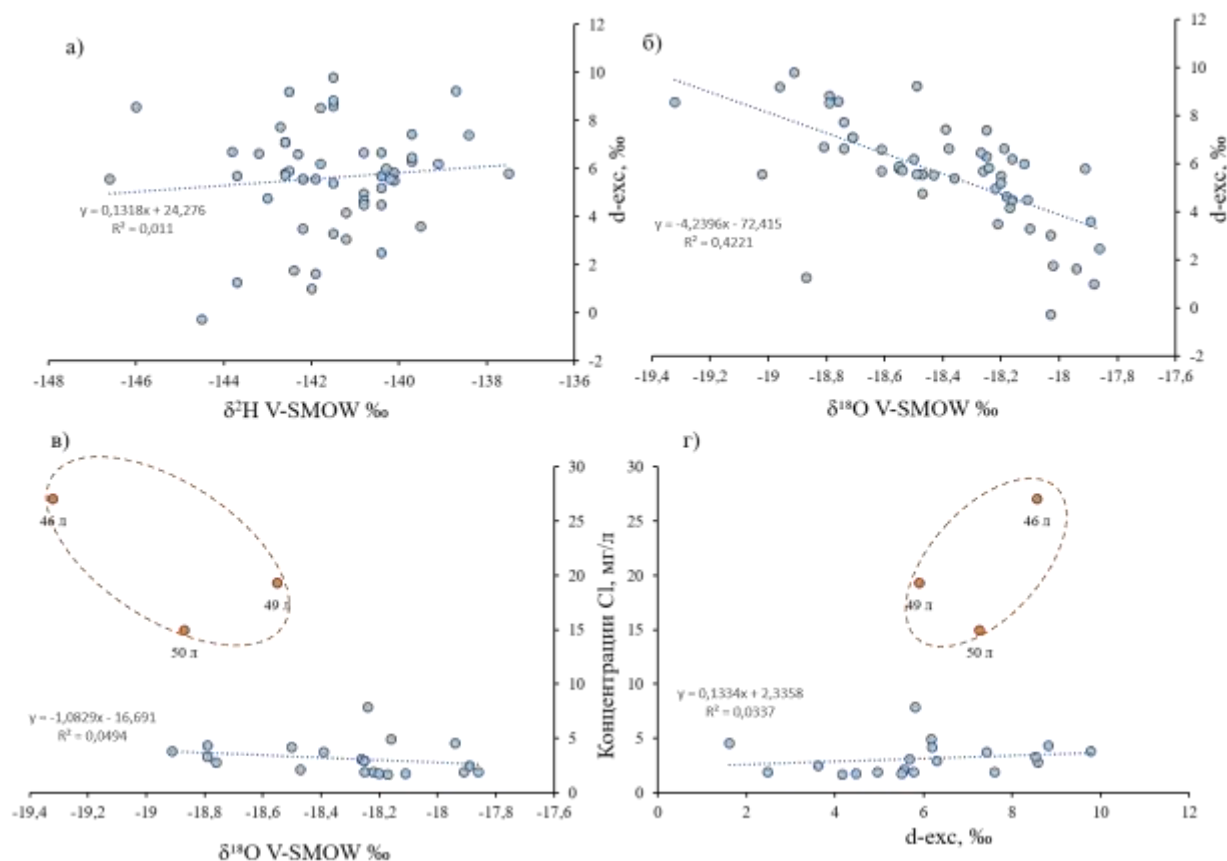


Рис. 2.27. Соотношения $\delta^2\text{H}$ - d_{exc} (а), $\delta^{18}\text{O}$ - d_{exc} (б), Cl - $\delta^{18}\text{O}$ (в) и Cl - d_{exc} (г) для пластового льда у оз.Ханикосито

Условия образования и генезис льда. Изотопные параметры льда Пласта 4 хорошо соответствуют линии тренда, полученной для льда Р-34, указывая на близкий источник воды и один механизм образования льда – замерзание свободной воды в условиях открытой системы. Эти условия в значительной степени связаны с деятельностью реки, аллювиальными отложениями, песчаными горизонтами, по которым происходит связь между таликовыми областями и свободная миграция воды. промерзание таких

обширных обводненных верхних горизонтов в условиях повышенного обводнения приводит к образованию внутригрунтовых сегрегационных пластовых льдов. Также эти условия обеспечивают формирование чистого пластового льда, который в отличие от ПЛ Васькиных дач, представляет собой не ледогрунт, а сегрегационный лед с незначительной примесью минерального материала.

У оз.Ханикосито пластовые льды формировались не в идеально открытая (проточная) система, а в быстропромерзающей открытой системе с кинетическими эффектами (с высокой скоростью промерзания).

2.2.3. Пластовый лед в долине р. Мордыха

Строение разреза. В центре Ямала, в верховьях р.Мордыха ($68^{\circ}11'8''$ с.ш., $68^{\circ}51'39''$ в.д.), на абсолютных отметках 66-70 м была описана пластовая ледяная залежь в парагенезе с ПЖЛ. Залежь в верховьях р.Мордыха мощностью более 4 м с нормальной горизонтальной слоистостью по латерали переходит в вертикально слоистый лёд (рис. 2.28) и пересекается 4-5-метровыми сингенетическими повторно-жильными льдами (рис. 2.29).



Рис. 2.28. Косо-вертикально-слоистый пластовый лед в верховьях р.Мордыха. Красные квадраты – точки отбора образцов льда. Фото Ю.Васильчука

Слои льда вскрываются в левой части обнажения под углом 65-75°. В центральной части обнажения лед относительно чистый, слоистость просматривается за счет прослоев льда разного цвета. Ширина этих прослоев от 1-3 до 10-15 см. Влево этот лед постепенно переходит в ледогрунт также косо-вертикально ориентированный.



Рис. 2.29. Пластовый лед, рассекаемый сингенетическим повторно-жильным льдом в верховьях р.Мордыяха. Фото Н.Буданцевой (из Васильчук и др., 2018 с дополнениями)

Грунтовые прослои представлены серой супесью. Ближе к периферии залежи, влево, количество грунта возрастает и примерно в 10 м от центральной ледяной части пластовая залежь заканчивается, и вмещающими отложениями здесь является серый песок. Вправо от центральной части с косо-вертикально-слоистым льдом, в верхней части расположена несколько более поздняя вкладка, представленная горизонтально слоистым льдом. Ширина этой вкладки около 10-12 м, высота – 2,5-3 м. Слева и справа от горизонтальной ледяной вкладки располагаются ледяные жилы, сложенные желтовато-серым льдом. Хвосты этих жил входят в расположенный ниже косо-вертикально-слоистый лед.

Изотопные характеристики льда. По пластовому льду в верховьях р.Мордыяха получен сравнительно малый диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ (от -21 до $-23,2\text{‰}$) и $\delta^2\text{H}$ (от $-162,7$ до $-172,9\text{‰}$). Льдистый песок подо льдом характеризовался более высокими значениями изотопного состава: значение $\delta^{18}\text{O}$ в нем составило -20‰ , $\delta^2\text{H} = -156,8\text{‰}$. Близкие значения получены по льду позднеплейстоценовой ледяной жилы, рассекающей пласт льда в краевой части обнажения: значения $\delta^{18}\text{O}$ в верхней части жилы составили $-22,6$ и $-23,4\text{‰}$, значения $\delta^2\text{H}$ $-172,2$ и $-179,5\text{‰}$.

На изотопной диаграмме точки пластового льда описываются линейный трендом $y = 4,39x - 70,377$ ($R^2 = 0,84$), однако, точек всего 11, при этом нижняя представляется собой льдистый пылеватый песок (рис. 2.30). Наклон линии регрессии указывает на условия закрытой системы с кинетическими эффектами промерзания.

Условия образования и генезис льда. Наклон линии $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$, совместно со строением разреза, где вскрываются пластовый лед, перекрываемый льдистыми горизонтально-слоистыми отложениями, вмещающими сингенетические ПЖЛ (см. рис. 2.29) напоминает разрез, вскрытый в термоцирке ТЦ-5а-м-н близ Васькиной дачи в 2025 г. (см. рис. 2.7 и 2.8). Поэтому мы полагаем, что здесь пластовый лед также формировался как донные озерные ледогрунтовые отложения, сингенетически переходящие в многолетнемерзлое состояние. Одним из косвенных признаков такого генезиса может служить серый цвет отложений, который, как и на Васькиных дачах, указывает на восстановительную среду в условиях аноксии, вызванной разложением органического вещества в мелководных замерзающих озерах.

Палионологические данные подтверждают озерно-болотный ландшафт (Васильчук и др., 2016): палиноспектры содержат типично тундровые элементы, такие как споры зеленых мхов, хвощей, пыльцу верескоцветных, морошки, ивы. Также было отмечено наличие раковин диатомей, и зеленых водорослей рода *Pediastrum*. Таким образом, палиноспектры, выделенные из ледяной залежи в долине р. Мордыяха, свидетельствуют о внутригрунтовом

происхождении льда. На это указывает признаки типично тундровых палиноспектров: содержание пыльцы карликовой березки (8-28%), ольховника 6-11%, злаков (11-50%), осок (до 42%), верескоцветных (29-39%), и спор зеленых мхов (1-38%), наличие спор хвощей (до 26%), пыльцы водных растений, таких как *Thalictrum* (7%), а также заметное содержание доплейстоценовых палиноморф (3-24%).

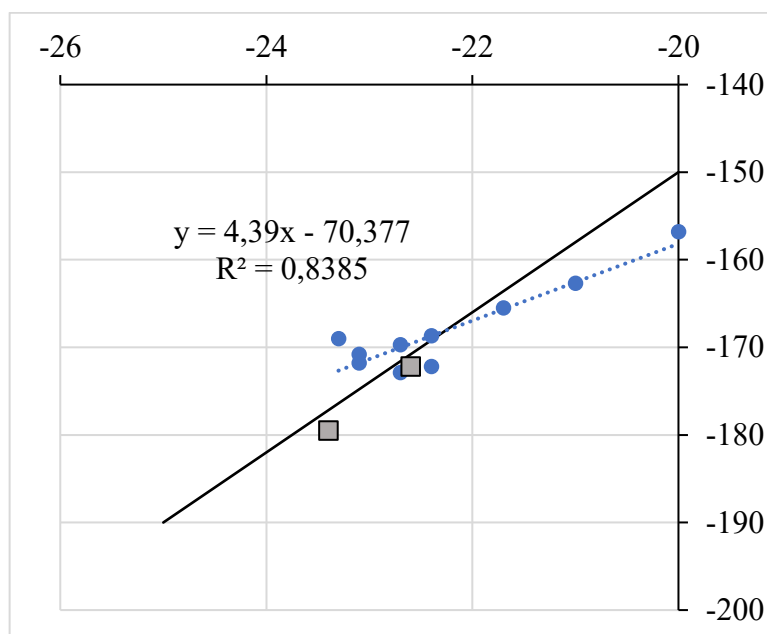


Рис. 2.30. Диаграмма δ^2H - $\delta^{18}O$ для образцов пластового льда Мордыяха

По нашим представлениям образование мощных массивов пластовых льдов в криолитозоне связано с двумя основными факторами – атмосферными осадками и приповерхностным залеганием многолетнемерзлых пород. Простой расчет количества атмосферных осадков показывает, что при обычном для северных территорий количестве осадков 500 мм/год за 10-40 тыс. лет выпадает столб воды от 5 до 20 км. Сохранение даже 1% этой воды может привести к образованию слоя льда мощностью от 50 до 200 м. Вторым важным фактором активного льдообразования в позднем плейстоцене является заметное снижение зимних температур воздуха в пределах современной криолитозоны на 6-8°C (Васильчук, 1992). В районах слабого поверхностного стока, к которым относятся сильно заозеренные территории полуострова Ямал, дельты Маккензи и Юкона, увеличение длительности зимнего сезона,

снижение зимних температур и сниженный поверхностный сток естественно вели к увеличению заозеренности, а, следовательно, к заметному возрастанию насыщенности влагой верхних горизонтов многолетнемерзлых пород. Это выражалось в повсеместном образовании на этих территориях пластовых ледяных залежей инфильтрационного и сегрегационного типов. Таким нам представляется один из возможных сценариев формирования Мордыхинского парагенетического комплекса, состоящего из горизонтально-слоистого и вертикально слоистого ультрапресного пластового льда и рассекающих лед сингенетических повторно-жильных льдов. При этом весь комплекс залегает на сильно засоленных, скорее всего озёрных отложениях.

2.2.4. Пластовый лед в долине р. Еркутаяха

Строение разреза. В обнажении высотой 15–18 м на левом берегу р.Еркутаяха (рис. 2.31) вскрывается дислоцированная пластовая залежь общей протяженностью около 100 м, которую вмещают преимущественно слоистые пески (Васильчук и др., 2011). Наиболее полно ледяная залежь вскрыта в цирке, в центральной части которого она залегает прямо под слоем сезонного протаивания. В центральной части цирка залежь перекрыта голоценовыми озерно-болотными осадками мощностью около 1 м.

Центральная часть вскрытого обнажения ПЛ – шток с вертикально и субвертикально залегающими слоями льда и две периферийные части, сложенные горизонтально слоистым льдом. Горизонтальная слоистость этих двух частей залежи меняется на наклонную на контакте с центральным штоком. Такой контакт свидетельствует о воздействии льда центрального штока на характер залегания горизонтально слоистого льда (Васильчук и др., 2011). Территория находится в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород со средней мощностью 150–250 м и температурой от –2 в поймах рек до –8 °С на высоких водоразделах. Глубина сезонного оттаивания составляет 0,8–1,0 м.

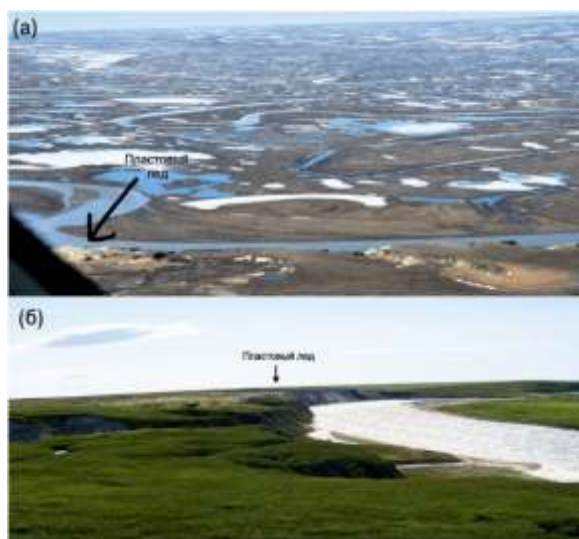


Рис. 2.31. Общий вид на обнажение пластовых льдов в береговой линии р.Еркутаяха 68°11'18" с.ш., 68°51'39" в.д. (из Васильчук, 2018)

Изотопные характеристики льда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда центрального штока находятся в той же области диаграммы, где и значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда периферийной части (см. рис. 2.32). Если рассмотреть все полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда по всем секциям (периферийным частям и центральному штоку), то линейный тренд с наклоном 4,74 свидетельствует об условиях закрытой системы, а наклон, ниже расчетного, вероятно, указывает на кинетические и неоднородные по простиранию условия промерзания. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда периферии 2 соответствуют более поздней стадии формирования льда. Таким образом, центральный шток не мог быть сформирован инъекцией воды из замкнутого талика, поскольку в этом случае его изотопные параметры должны соответствовать поздней стадии льдообразования.

Условия образования и генезис льда. Сначала формировался лед периферии 1 и центрального штока, потом периферии 2. Вероятно, такой характер промерзания был связан с неодинаковой глубиной талика. Деформация центрального штока была связана не с инъекцией оставшейся незамерзшей воды, а, вероятно, с боковыми сдвиговыми деформациями.

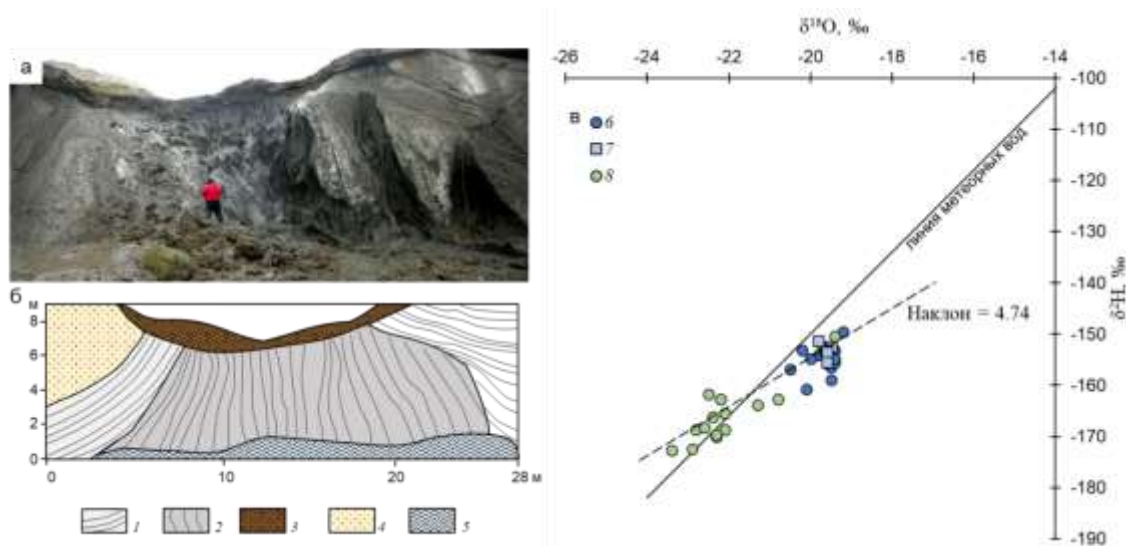


Рис. 2.32. Строение ледяной пластовой дислоцированной залежи на р.Еркутаяха (а, б) и распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда (в): 1 - горизонтально и субгоризонтальнослоистый лед; 2 - вертикальнослоистый лед (шток); 3 - голоценовые озерно-болотные суглинки и супеси с торфом; 4 - пески, вмещающие ледяную залежь; 5 - оплывина, 6 – значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда субгоризонтально-слоистого льда справа от центрального штока, 7 – значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда центрального штока, 8 – значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ субгоризонтально-слоистого льда слева от центрального штока.

В.В. Рогов экспериментально исследовал прочностные свойства природного полигонально-жильного льда и мерзлых грунтов едомной свиты Колымской низменности в природном диапазоне температур летнего периода для верхних горизонтов вечномерзлых толщ. Результаты его экспериментов показали, что эквивалентное сцепление мерзлых пород при одноосном сжатии меньше, чем у льда. Отсюда следует, что длительная прочность льда больше длительной прочности вмещающих мерзлых пород при их летнем температурном расширении и, следовательно, прежде всего, деформируются вмещающие породы, а не жильный лед. Это должно быть и справедливо для контактирующих толщ ледогрунта и чистого пластового льда, что выражается в том, что более насыщенный минеральными отложениями лед быстрее деформируется, изгибается и формирует сложные дислокации при контакте с чистым льдом и под давлением вновь образующегося льда.

Сходные по морфологии структуры – ледяные штоки и лакколиты – были описаны О.Л. Опокиной с соавторами на Западном Ямале в районе полярной

станции Марре-Сале (Опокина, 2010; Слагода и др., 2010). В береговых обнажениях III надпойменной террасы вскрываются ледяные тела, диаметр которых достигает 15 м, а вертикальная мощность составляет 7–10 м. Эти образования прорывают озерно-аллювиальные и лайдовые отложения и имеют характерное концентрическое строение, обусловленное чередованием прослоев льда различного цвета и включениями подстилающих глин. Вокруг таких штоков фиксируются интенсивные складчатые деформации – крутые синклинальные и лежащие складки, а также разрывы слоистости, амплитуда которых достигает 3,5–4 м. По изотопному и химическому составу лёд этих инъекционных тел близок к водам современных озёр и подозерных таликов.

Согласно интерпретации О.Л. Опокиной, формирование ледяных штоков и лакколитов связано с повторными инъекциями воды из таликовых зон, происходившими в условиях сложной гидрогеологической обстановки, где сочетались участки с различной степенью обводнения и мерзлотные перемычки. Неравномерное по площади и по глубине промерзание приводило к тому, что отдельные части таликов оказывались изолированными и промерзали с разной скоростью, в то время как вода из ещё не замёрзших участков под давлением внедрялась в вышележащие толщи, формируя штоки и лакколиты.

Таким образом, механизмы образования ледяных тел на р. Еркутаяха и на Западном Ямале (Марре-Сале) во многом схожи. В обоих случаях ключевую роль играет фрагментация таликовых зон и промерзание, которое создаёт условия для возникновения замкнутых линз воды, гидростатическое давление в них за счет промерзания и их последующего внедрения в мёрзлые породы. Этот процесс не является локальной особенностью какого-либо одного района, а представляет собой проявление режима, при котором сочетание озерных, речных таликов и многолетнемерзлых пород определяет динамику льдообразования.

2.3. Пластовые льды в прибрежных условиях

2.3.1. Пластовые льды у пос. Сабетта

Пластовые льды вскрываются на разных глубинах в отложениях первой лагунно-морской террасы и лайды (рис. 2.33).



Рис. 2.33. Первая лагунно-морская терраса (а) и высокая лайда (б) вблизи пос. Сабетта (фото А.Аманова)

Строение разреза. Исследуемый участок расположен в прибрежной зоне, включающей арктическую тундру с многочисленными озерами и болотами. Первая голоценовая лагунно-морская терраса на высоте 5–12 м над уровнем моря включает сложные голоценовые лагунно-морские отложения. Современная лагунно-морская пойма Обской бухты состоит из голоценовых аллювиально-морских отложений. На поверхности геоморфологических уровней преобладает современная полигональная сеть ледниковых клиньев. Верхняя часть лагунно-морской поймы и первая и вторая лагунно-морские террасы состоят в основном из песков (более 50% от общего объема отложений); тогда как нижние части часто состоят из суглинков. Суглинок составляет чуть более 20% исследованного участка ММП, а песчаный суглинок – около 12%. Ил часто встречается в верхней части участка, где осадки современной речной бухты (или озер на пойме) насыщены водой, а растительные остатки и гумус хорошо сохранились. В пределах исследуемой территории распространение ММП сплошное, среднегодовая температура грунта на глубине 10–15 м колеблется от –1,7 до –6,5 °С.

Пластовый лед описан в 51 скважине, пробуренной в рамках проекта «Ямал СПГ» (сжиженный природный газ), Арктического и Антарктического научно-исследовательского института, Центра гидроэкологических исследований.

Пластовый лед залегает в основном в голоценовых отложениях лагунно-морского происхождения в пределах пониженных остатков первого террасового пояса и лагунно-морской поймы Обской бухты. Встречается на различной глубине, образуя иногда двух-четырёхступенчатый комплекс (рис. 2.34).

Залежи пластового льда представляют собой более или менее однородные слои, толщина которых варьируется от нескольких сантиметров до нескольких метров, и простираются горизонтально на десятки метров. Их верхняя часть находится на глубине от 0,6 до 21,1 м, а нижняя – на глубине от 1,6 до 21,4 м. Толщина льда в скважинах колеблется от 0,2 до 5,7 м (в среднем = 1,5 м). Лед в основном пресный, встречаются в песчано-глинистых, песчаных и глинистых породах и часто ограничены контактом между различными текстурами осадочных пород. Однако в 60% случаев пластовый лед встречается в песчаных отложениях: перекрываются песком (59% случаев), песчаным суглинком (25%) и суглинком (11%); и подстилаются песком (58%), песчаным суглинком (26%) и суглинком (15%). Торф покрывает 4% массивных ледяных тел и подстилает 0,3% из них.

Пластовые залежи в пойменных отложениях имеют различную протяженность. Пространственное протяжение пластовых ледяных залежей в отложениях первой террасы, по-видимому, превышает 50 м, а их толщина превышает 2 м. Такие ледяные тела выступают в пойменные отложения. В некоторых случаях жильный лед проникает в самые верхние пластовые ледяные тела. Из трех скважин был выполнен отбор льда в виде трех ледяных кернов длиной около 30 см (рис. 2.35), транспортированы в замороженном состоянии в Москву и хранились в морозильной камере. Затем из них отбирались пробы с интервалом 1–2 см.

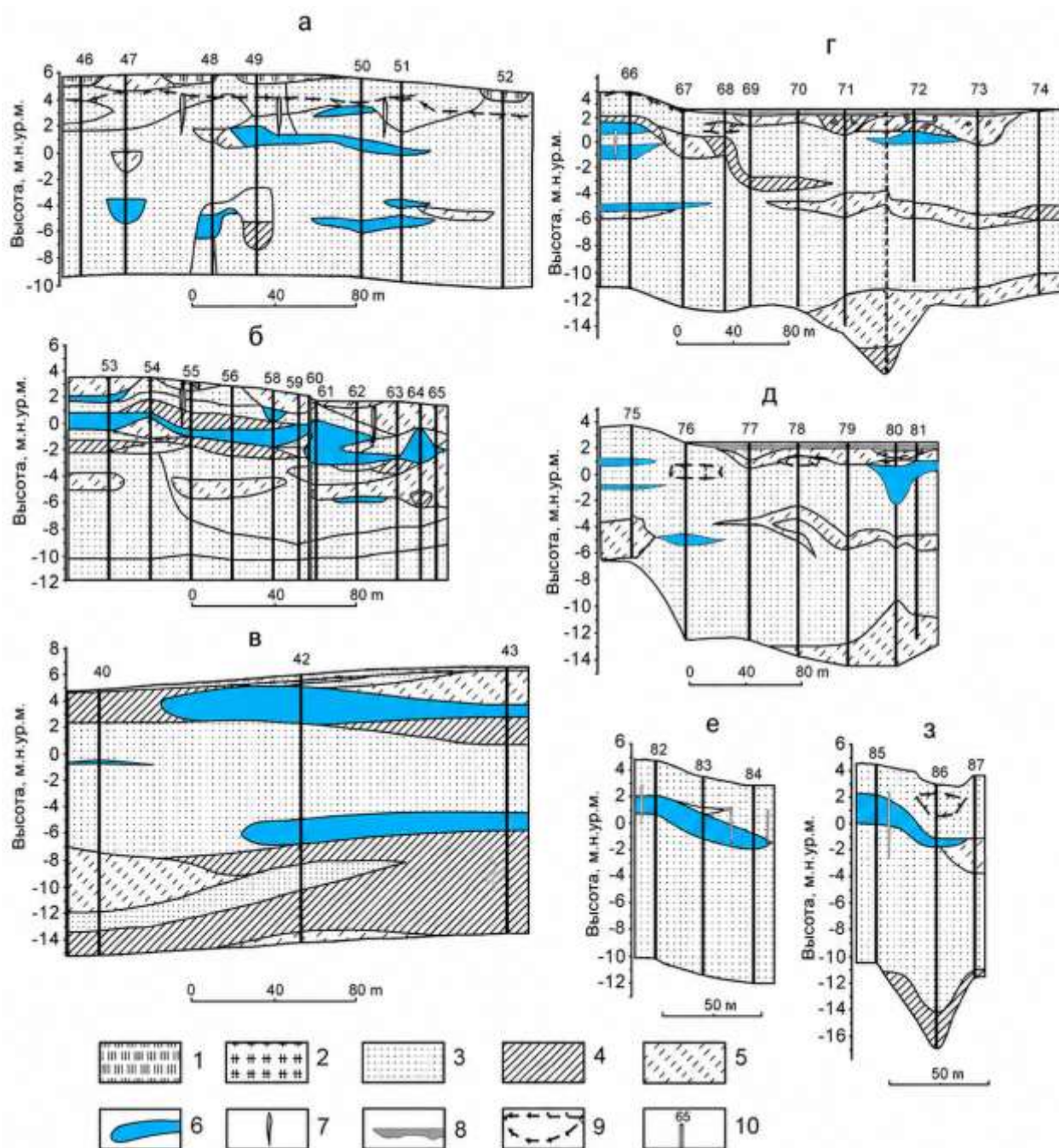


Рис. 2.34. Многоуровневые пластовые ледяные тела, вскрытые бурением на побережье Обской бухты вблизи пос. Сабетта, северо-восток полуострова Ямал (из Vasil'chuk et al., 2026): 1 – моховой и растительный покров; 2 – торф; 3 – песок; 4 – суглинок; 5 – песчаный суглинок; 6 – массивные ледяные тела; 7 – ледяные жилы; 8 – озерный лед; 9 – граница многолетнемерзлых пород; 10 – скважины и их количество.



Рис. 2.35. Внешний вид пластового льда Сабетты: а – коричневый вертикально-слоистый лед скважины 42; б – белый горизонтально-слоистый лед скважины 17, в – коричневый неслоистый лед скважины 12 (из Vasil'chuk et al., 2016)

Возраст льда. Голоценовый возраст первой лагунно-морской террасы на севере полуострова Ямал, которая накапливалась одновременно вдоль побережья полуострова Ямал, определяется по ряду радиоуглеродных датировок из нижней части первой террасы вблизи устья реки Пухучеяха на северо-западном побережье полуострова (Васильчук, 1992; Васильчук и др., 2015). В том же месте погребенная древесина с глубины 7 м дала возраст 8250 ± 80 лет до н.э. (LU-1139), а древесина с глубины 4,5 м дала возраст 6580 ± 60 лет до н.э. (LU-1138). Радиоуглеродный анализ (^{14}C) показал возраст 8500 ± 120 лет до н.э. (LU-1151) и 8960 ± 140 лет до н.э. (MSU-816), полученные из базального торфа первой морской террасы острова Белый и из торфа на глубине 5 м на первой лагунно-морской террасе Обской бухты вблизи поселения Яптик-Сале.

Органический материал в микровключениях из бурого неслоистого льда (скважина № 12, глубина 6,8 м) был датирован в лаборатории AMS Оксфордского университета, ^{14}C возраст составил 5932 ± 39 лет до н.э. (OxA-X-2650-57). Калиброванный ^{14}C возраст (калибровочная кривая IntCal 13) бурого неслоистого льда Сабетты составляет 4931–4717 кал до н.э. Значение $\delta^{13}\text{C}$ составляет $-29,44\text{‰}$ (Vasil'chuk et al., 2016).

Изотопные и химические характеристики льда. Для пластов льда, залегающих на разных глубинах, отмечено уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ снизу вверх. На глубине 8 м в скв.17 значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ наиболее высокие, уменьшаются во льду на гл.6 в скв.12 и самые низкие отмечены на гл.1.5 в скв.42 (табл. 2.8), при этом все полученные значения близки к линии метеорных вод, указывая на атмосферный источник воды для формирования льда. Положение точек пластового льда скв. 17 на $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ диаграмме (рис. 2.36) несколько необычно, поскольку они располагаются не вдоль ГЛМВ, а скорее перпендикулярно ей.

Таблица 2.8. Осредненные изотопные характеристики голоценовых пластовых льдов вблизи пос. Сабетта

Номер	$\delta^2\text{H}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	d-exc, ‰
Скв. 12, гл. 6,5–6,8 м., лёд коричневый неслоистый			
среднее	–151,77	–20,06	8,73
максимум	–147,60	–19,11	12,60
минимум	–155,60	–20,55	5,28
n	7		
Скв. 17, гл 8,3–8,5 м., лёд белый прозрачный			
среднее	–113,88	–15,81	12,56
максимум	–107,10	–15,57	19,09
минимум	–119,80	–16,06	6,04
n	11		
Скв. 42, гл. 1,3–1,6 м., лёд коричневый вертикально-слоистый			
среднее	–196,07	–25,98	12,00
максимум	–192,70	–25,33	16,12
минимум	–199,70	–26,46	8,14
n	13		

Вероятно, это связано с разными скоростями образования льда и незначительными изменениями изотопных параметров воды, из которой он формировался. Соленость льда заметно колеблется от 10,92 до 229,28 мг/л. (табл. 2.9). Хлорид преобладает во всех видах льда. Коричневый вертикально-слоистый лед ультрапресный, общая минерализация 40,64 мг/л, содержание хлоридов 34,53%-экв., сульфатов 35,92%-экв., магний 51,37%-экв. и pH 7,9.

Содержание бикарбоната 29,14%-экв., что может объясняется постепенным выщелачиванием из вмещающего песка.

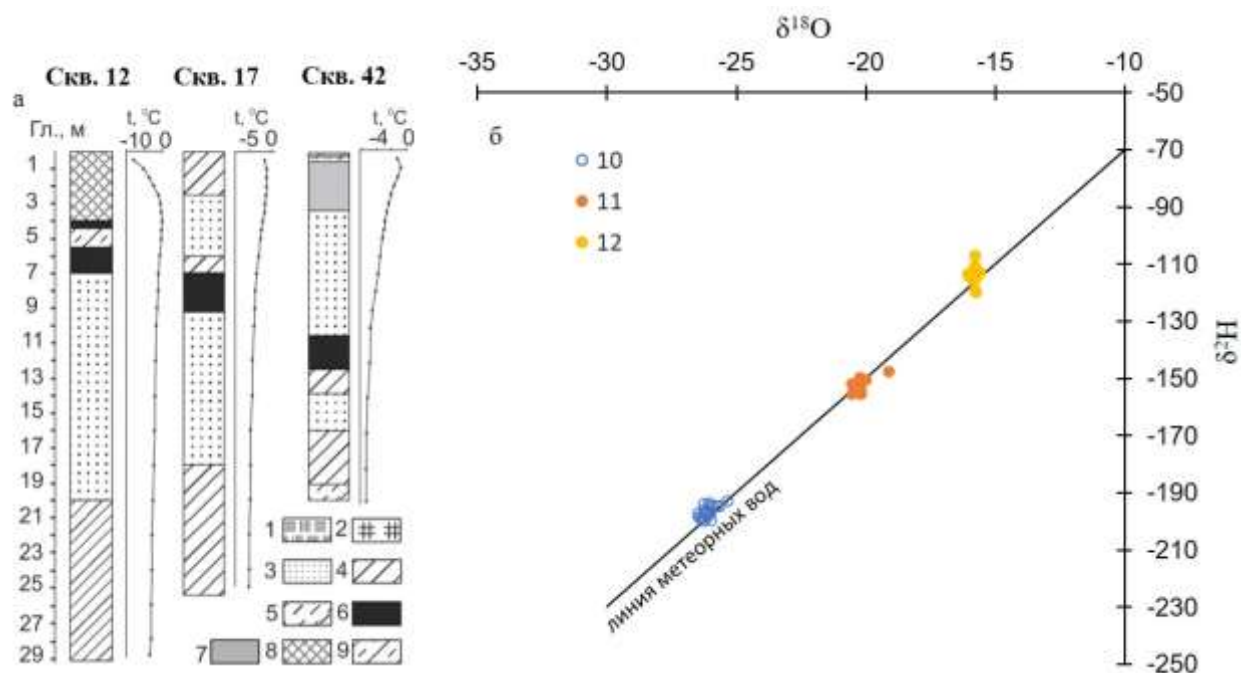


Рис. 2.36. Строение разреза (а) и распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда близ пос. Сабетта (б): 1 – мохово-растительный слой; 2 – торф; 3 – песок; 4 – суглинок, 5 – супесь; 6 – лед пластовый белый, горизонтально-слоистый; 7 – лед пластовый коричневый, вертикально-слоистый; 8 – насыпной грунт; 9 – ил черный; 10 – значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ верхнего пластового льда в скв.42; 11 – значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда в скв. 12; 12 – значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда в скв. 17

Белый горизонтальный слоистый лед характеризуется наименьшей минерализацией (10,92–13,52 мг/л). Коричневый неслоистый лед имеет соленость 81,9 мг/л и содержит хлорид натрия, рН 7,5. Еще один образец бурый неслоистый лед имеет соленость 229,28 мг/л, включает хлорид натрия, с рН 6,7. Концентрация растворенных ионов в коричневом неслоистом льду высока (233,0–661,01 мкСм/см) по сравнению с концентрацией в коричневом вертикально-слоистом льду (102,5 мкСм/см) и белом горизонтально-слоистом льду (13,5–18,98 мкСм/см).

Таблица 2.9. Гидрохимический состав (%-экв.) и общая минерализация голоценовых пластовых льдов в районе пос. Сабетта (из Васильчук и др., 2016)

Показатель	Место отбора образца				
	Скв. 42, гл. 0.6–3.4 м.	Скв. 17, гл. 6.9–9.2 м., обр. 38	Скв. 17, гл. 6.9–9.2 м., обр. 39	Скв. 12, гл. 5.5–7.0 м., обр. 8	Скв. 12, гл. 5.5–7.0 м., обр. 9 (загрязнен грунтом)
pH	7,9	8,01	8	7,5	6,7
M, мг/л	40,64	10,92	13,52	81,9	229,28
HCO ₃ ⁻	29,14	33,08	25,87	21,85	23,09
Cl ⁻	34,53	55,67	55,61	70,62	75,8
SO ₄ ²⁻	35,92	11,25	16,92	7,25	1,11
NO ₃ ⁻	0,41	0	1,6	0,28	0
Ca ²⁺	10,96	42,95	7,54	10,16	21,24
Mg ²⁺	51,37	9,34	66,05	38,14	20,64
Na ⁺	29,93	35,37	20,61	47,8	55,96
K ⁺	7,74	12,34	5,8	3,9	2,16

Условия образования и генезис льда. Узкий диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$ (от 0,4 в скв.17 до 1,4‰ в скв.12), отсутствие выраженных линейных трендов для отдельных слоев ПЛ говорят о том, что все три слоя льда на разных глубинах сформированы конжеляционным льдообразованием в условиях открытой системы из воды, которая практически не меняла своих изотопных параметров. Вероятно, на разных глубинах залегают линзы разновозрастных ПЛ и источником для них были воды разного изотопного состава. В верхней залежи (скважина 42) величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда значительно ниже современных поверхностных вод, и близки к позднеплейстоценовым ПЖЛ. Залегание в пределах голоценовых низких террас и лайд подземного льда с изотопными характеристиками позднеплейстоценового льда может указывать на процессы переотложения. Талые воды более древних ледяных тел (плейстоценовых пластовых льдов, ледяных жил или погребённых снежников), сохранившие легкую изотопную метку, замерзали в прибрежных понижениях и лагунах. Гидрохимические признаки (повышенная минерализация, хлоридно-

натриевый состав, рН 6,7–7,5), указывают на контакт с морскими отложениями, но не на прямое участие морской воды.

2.3.2. Пластовые льды у ст. Марре-Сале

Этот раздел написан по опубликованным изотопным и гидрохимическим данным, этот хорошо изученный разрез является не только одним из ключевых участков Ямала, но и предоставляет хорошую возможность проанализировать основные гипотезы формирования льда с позиций изотопной индикации (Чижова, Васильчук, 2018).

Изученность пластовых льдов Марре-Сале. На побережье в районе Марре-Сале разрезы четвертичных отложений с ПЖЛ и пластовыми льдами исследованы Е.А.Слагодой, И.Д.Стрелецкой, Г.Е.Облоговым и многими другими (Васильев, Рогов, 2001, Forman et al., 2002, Каневский и др., 2005). Разрез четвертичных отложений в районе полярной станции Марре-Сале, расположенной на западном побережье полуострова Ямал, является достаточно хорошо изученным (Кузин, Астафьев, 1975; Каплянская, Тарноградский, 1976; Данилов, 1986; Крицук, 2010; Опокина и др., 2015 и др.). Для этого разреза были описаны многочисленные дислокации вмещающих отложений (рис. 2.37), сам разрез датирован по радиоуглероду растительных остатков и торфа.

В обнажениях Марре-Сале вскрываются два типа пластовых льдов (рис. 2.38), что связано с историей накопления толщ здесь. Детально ее строение описано в работах (Стрелецкая и др., 2013, Слагода и др., 2012; Опокина и др., 2015).

По представлениям Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградского (1976) 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.



Рис. 2.37. Дислокации, складчатые структуры в береговых отложениях близ Марре-Сале. Фото О. Инголфссона



Рис. 2.38. Два типа пластового льда в обнажении Марре-Сале: а – верхний из (Слагода и др., 2012), б – нижний из (Облогов, 2016)

Эти факты, по мнению ряда исследователей (Каплянская, Тарноградский, 1976, Forman et al., 2002, Соломатин, Белова, 2012) указывают на ледниковое происхождение четвертичных отложений, слагающих рассматриваемые участки западного побережья Ямала.

Строение разреза. Толща четвертичных отложений, вскрываемая в обнажениях близ Марре Сале, состоит из двух основных частей. Верхняя часть разреза с поверхности до глубины 2–3 м сложена пресными песками, лёгкими супесями, а там, где сохранились фрагменты торфяников, – торфом мощностью 0,5–1,5 м (рис. 2.39, горизонт А). До глубины 1,4 м отмечаются талые породы, которые на участках, лишённых растительности, интенсивно раздуваются. Ниже слоя оттаивания залегают малольдистые отложения массивной криотекстуры. Пески и супеси – слоистые, оторфованные, пылеватые (примесь крупной пыли у поверхности достигает 60%). Ниже залегают пылеватые слоистые супеси и суглинки сизого цвета, мощностью 2,5–4 м, с включениями тёмных пятен органики, частичками намывного торфа и автохтонными корешками растений.

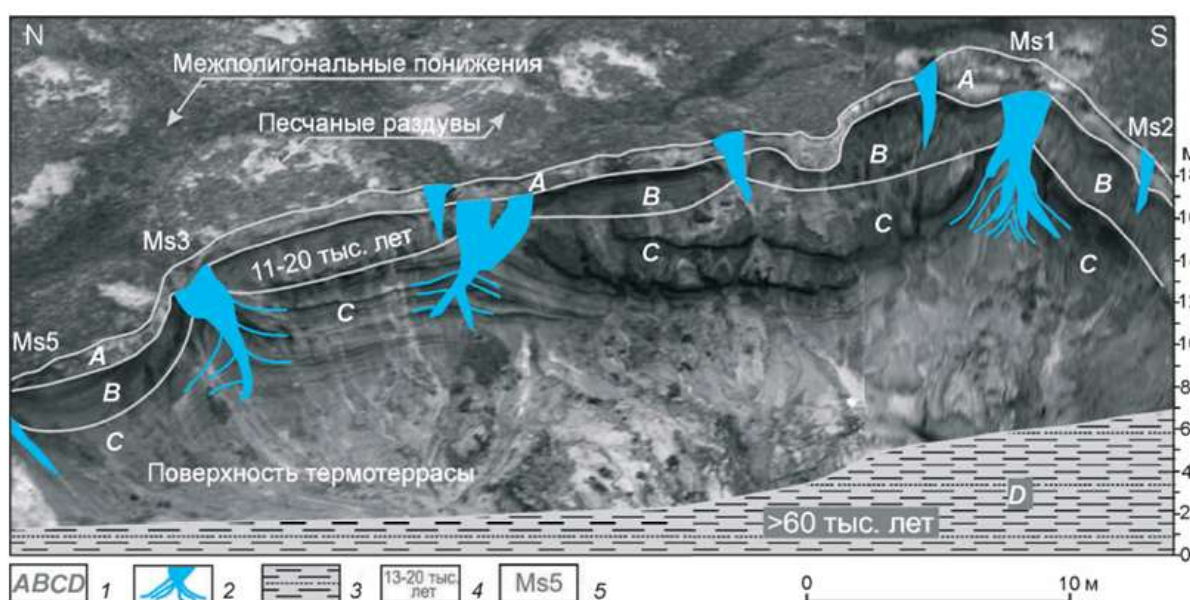


Рис. 2.39. Строение разреза подземных льдов в береговом обрыве близ полярной станции Марре-Сале, из (Стрелецкая и др., 2013): А, В, С, D – горизонты, 2 – ПЖЛ, 3 – песчано-глинистые талые отложения, 4 – возраст по (Forman et al., 2002), 5 – номера разрезов

Нижние 20–30 см горизонта В представлены крупнозернистыми ожелезнёнными песками с обломками древесины, а также тёмно- и красноцветными гальками. Отложения пресные (степень засоления не превышает 0,05%), в составе водно-растворимых солей преобладают натрий и ионы гидрокарбонатов. Содержание органического углерода в породах $C_{орг}$ изменяется от 0,4 до 0,6%. Слоистость отложений подчёркивается чередованием 10-сантиметровых прослоев с различным содержанием сегрегационного льда (поясковая криотекстура). Для менее льдистых прослоев характерна массивная криотекстура (суммарная влажность отложений 16–20%), для сильно льдистых – микрошлировая с вертикально ориентированными шлирами (суммарная влажность отложений 35–55%). С глубиной льдистость возрастает. Нижний контакт подчёркивает невыдержанный по простиранию и мощности ледяной шпир, толщиной 2–5 см, с включениями песчаного материала и пузырьками воздуха. С глубины 5–8 м залегает ледогрунтовый горизонт, мощностью 3–10 м (см. рис. 33, горизонт С). В публикациях эта толща С называлась пластовый лёд (Стрелецкая и др., 2013, Облогов, 2015, Каневский и др., 2005). Отложения разреза представлены чередующимися горизонтальными и волнистыми прослоями льда и линз, толщиной от нескольких до десятков сантиметров, в разной степени обогащённых песчано-глинистым материалом. В разных местах соотношение размеров частиц минеральных примесей во льду меняется: песчаных примесей – от 10 до 91%, пылеватых – от 6 до 62%, глинистых – от 10 до 36%. С глубиной песчаных частиц в ледогрунтовой толще становится меньше и увеличивается примесь глинистых и пылеватых частиц.

В обнажениях Марре-Сале было описано два разных типа пластового льда, который назван «пластовый лед 1 (ПЛ1)» и «пластовый лед 2 (ПЛ2)» (Стрелецкая и др., 2013, Облогов, 2015) или «верхняя залежь льда» и «нижняя залежь льда» (Слагода и др., 2012). 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 залегает в засоленных отложениях, датированных поздним плейстоценом.

Изотопные характеристики льда. Наиболее интересные его черты проявляются в распределении изотопных характеристик с глубиной и по отношению к более молодому пластовому льду ПЛ1. Пластовый лед 1 находится на больших абсолютных высотах, датируется концом позднего плейстоцена (Стрелецкая и др., 2013) и имеет заметно более легкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (рис. 2.40).

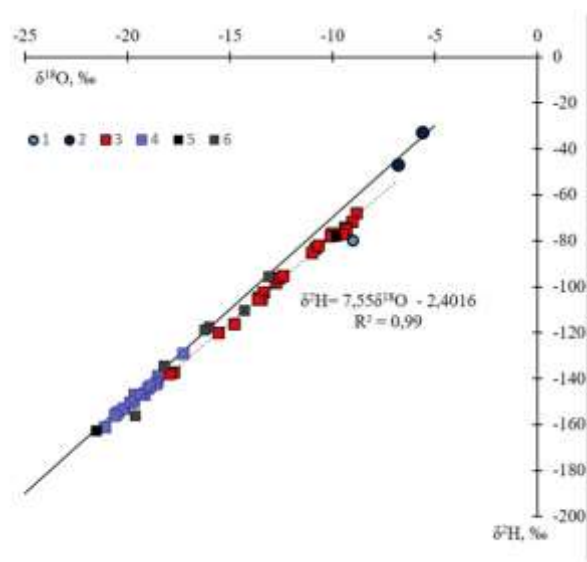


Рис. 2.40. Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для пластового льда и природных вод региона: 1 озерная вода по (Крицук, 2010), 2 – морская вода по (Крицук, 2010), 3 – пластовый лед ПЛ2 по (Облогов, 2016), 4 – пластовый лед ПЛ1 по (Облогов, 2016), 5 – пластовый лед нижней залежи по (Слагода и др., 2012), 6 – пластовый лед верхней залежи по (Слагода и др., 2012).

Точки, характеризующие пластовые льды нижнего яруса ПЛ2 и два образца нижней залежи из работы (Слагода и др., 20120 формируют на изотопной диаграмме линейный тренд, описывающийся уравнением $\delta^2\text{H} = 7,55 \times \delta^{18}\text{O} - 2,4$ (см. рис. 2.40). Нижний ярус пластовых льдов характеризуется довольно высокими значениями $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с вышележащим ярусом пластовых льдов.

Изотопная индикация условий образования и генезиса льда.
Опровержение захоронения ледникового льда. 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. Поскольку по пластовому льду ПЛ2 получена близкая величина наклона (7,55) в координатах $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$, формально мы можем рассмотреть гипотезу погребения остатков плейстоценовых ледников. На ближайших арктических островах и архипелагах проводились изотопные исследования ледникового льда по материалам кернового бурения, однако в большинстве случаев, анализировался только изотопный состав кислорода (Kotlyakov et al., 2004; Arkhipov et al., 2008). Парные изотопные определения доступны по ледниковому керну с купола Академии наук на Северной Земле (Opel et al., 2009). 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 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. 2.41). 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 $-17,7\text{‰}$, в ледниковом льду купола Академии наук от $-16,8$ до $-24,6\text{‰}$. Ледниковый лед имеет значения дейтериевого эксцесса выше, чем ПЛ2 (d_{exc} ледникового льда от 6,8 до 14,1 и d_{exc} 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 $-17,6 \text{ ‰}$ и от $-110,1$ до $-127,1 \text{ ‰}$ соответственно, однако для всех проб льда характерны высокие величины

дейтериевого эксцесса, которые не опускаются ниже 10‰ (Чижова и др., 2019, Дубинина и др., 2019). Это однозначно указывает на не ледниковую природу пластового льда.

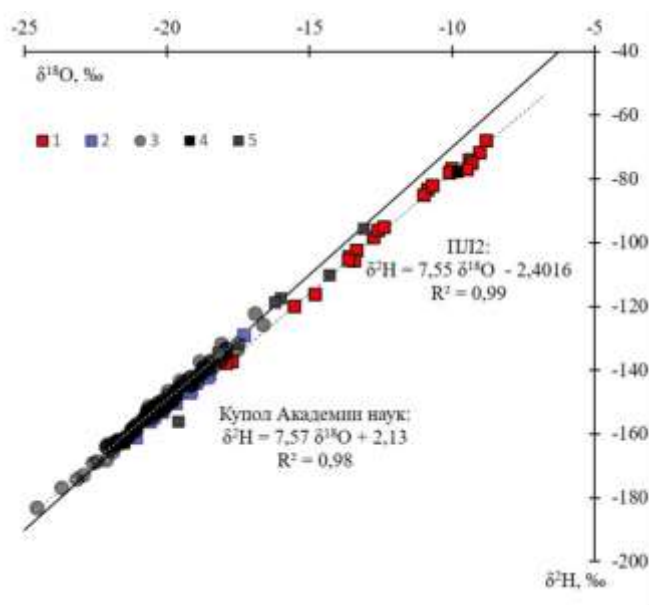


Рис. 2.41. Соотношение $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для пластового и ледникового льда: 1 – пластовый лед ПЛ2, 2 – пластовый лед ПЛ1 (данные из Облогов, 2016), 3 – ледниковый лед керн Академии наук, Северная земля, данные из (Opel et al., 2009), 4 – пластовый лед нижней залежи, 5 – пластовый лед верхней залежи, данные из (Слагода и др., 2012)

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 (Стрелецкая и др., 2013), поскольку он состоит из чередующихся слоев более чистого льда и льда с большим количеством грунтовых частиц. Нижний контакт ледогрунтовой толщи подчёркивается мощным выдержанным ледяным шпиром 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.

Уточнение озерной гипотезы и смешения источников. 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 (Данилов, 1986, Стрелецкая и др., 2013).

В дискуссии по вопросу об участии соленых морских вод в образовании мощных пластовых залежей активно участвовал С.М. Фотиев (2011; 2015), 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 (Фотиев, 2011; 2015). Здесь мы должны отметить, что состав ионов пластовых льдов ПЛ2 неизменно хлоридно-натриевый (Стрелецкая и др., 2013), 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 для формирования пластового льда.

На озерные воды, как источник мощных пластовых льдов Ямала указывали Ю.К. Васильчук (2012) и С.М. Фотиев (2011; 2015), 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 (2012): «дальнейшее промерзание могло приводить образованию мощных пластовых ледяных залежей, перекрытых озёрными осадками» (рис. 2.42, а). В таком случае реализуется классическая закрытая система, что должно отражаться в

величине наклона $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ 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 (2011, 2015), пластовые льды формировались в результате инъекции пресной озерной воды термокарстовых котловин. 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 (рис. 2.38, Б). 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» (Фотиев, 2015).

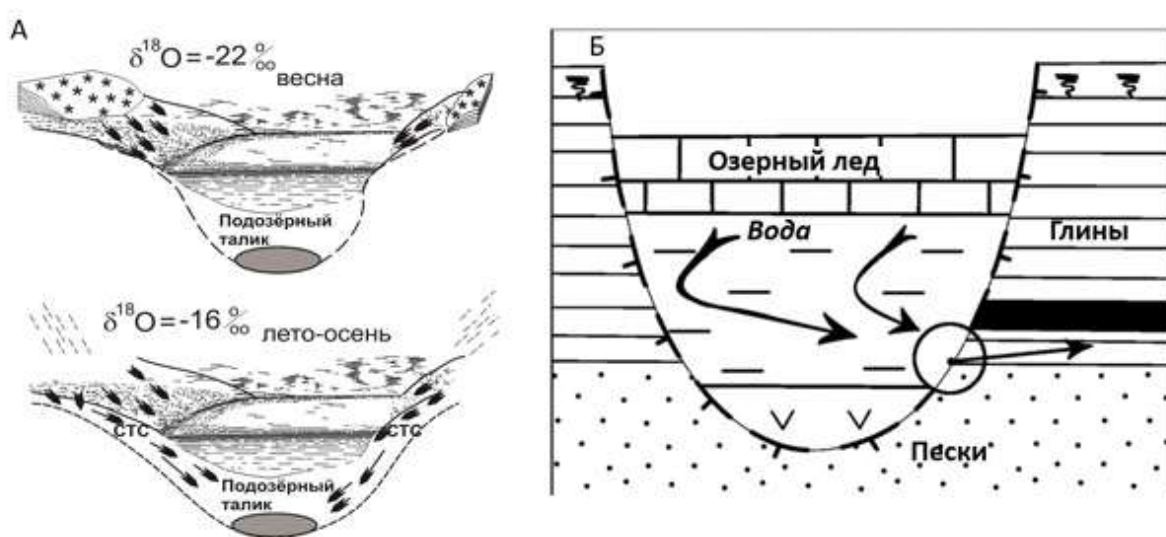


Рис. 2.42. Формирование пластовых льдов на дне несквозного подозерного талика (А) при атмосферном питании озера по Ю.К. Васильчуку (1992, с. 62), и (Б) при инъекции озерной воды в стенку котловины на литологическую границу глины/пески по С.М. Фотиеву (2011)

Нам представляется маловероятным, что криогенным водоупором являлись мерзлые пески. Как правило, мерзлые пески имеют малую

льди́стость, 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 (Втюрина, Втюрин, 1970).

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. Как видно на рис. 2.41, все установленные значения по ПЛ2 аппроксимируются линией с наклоном 7,5 ($R^2 = 0,99$), что соответствует условиям открытой системы.

В работе (Стрелецкая и др., 2013) для ПЛ 2 приводится уравнение регрессии вида $\delta^2\text{H} = 4,9 \times \delta^{18}\text{O} - 64,2$ и делается заключение о формировании 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. Очевидно, в этом опубликованном уравнении данные приведены не полностью, поскольку в диссертационной работе (Облогов, 2016) содержится фактический материал, линейный тренд по этим данным имеет вид $\delta^2\text{H} = 7,55 \times \delta^{18}\text{O} - 2,4$ (см. рис. 41, а). Установленная величина наклона не соответствует замерзанию свободной воды в условиях закрытой системы, а указывает на формирование льда в открытой системе.

Это подтверждает и расчет модели закрытой системы в рэлеевском процессе при значениях $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ начальной воды $-11,6$ и -89‰ . На несоответствие изотопных характеристик льда закрытой системе указывает и соотношение $\delta^2\text{H}-d_{\text{exc}}$ (рис. 2.43). 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. Во льду ПЛ2 общий разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ составил $9,1\text{‰}$. Это же касается пластового льда

нижней залежи, исследованного Е.А. Слагодой и др. (2012), где разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ в образцах льда, удаленных друг от друга на 2,1 м по высоте, составил 11,7‰. При этом точки этого льда также находятся на линии регрессии с наклоном 7,55.

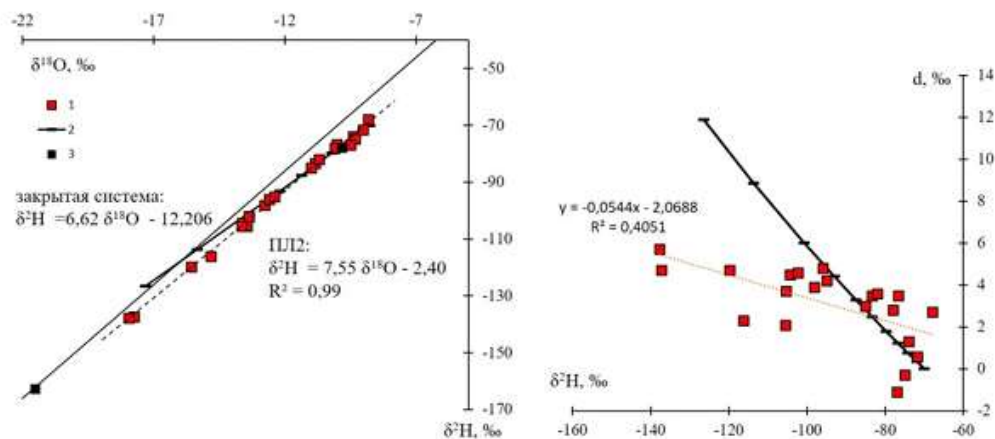


Рис. 2.43. Расчетные величины $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} льда в закрытой системе (с коэфф. Lehmann, Siegenthaler, 1991 по ур.(1)) и несоответствие им реальных значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} льда ПЛ2: 1 – изотопные характеристики ПЛ2 (из Облогов, 2016); 2 – расчет модели закрытой системы; 3 – изотопные характеристики нижней залежи льдов (из Слагода и др., 2012)

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. Если принять, что пластовые льды нижнего яруса формировались в условиях открытой системы, то изменение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда связано с изменением изотопных характеристик воды – источника. При этом сами значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда очень высокие, во всяком случае, намного выше, чем в пластовом льду верхнего яруса. Последние исследования опреснения морской воды пресным компонентом в Карском море показали, что опресненная морская вода со значениями $\delta^{18}\text{O} = -10,5$ и $-7,8$ ‰ имеет значения $d_{\text{exc}} = 3,4$ и $1,8$ ‰ соответственно (Дубинина и др., 2017). Точки этой опресненной морской воды на изотопной диаграмме лежат на линии, соединяющей неопресненные воды Баренцева моря ($\delta^{18}\text{O} = +0,26$ ‰ и

$\delta^2\text{H}=+1,55\text{‰}$) и пластовые льды верхнего яруса, которые в свою очередь нами принимаются как сформированные из атмосферной влаги (рис. 2.40). Эта линия смещения описывает распределение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ пластового льда ПЛ2, точнее точки пластового льда соответствуют линейному тренду смещения морской и пресной воды. Атмосферные осадки на Ямале и Гыданском п-ове в позднем плейстоцене по данным (Васильчук, 2016) характеризовались изотопным составом кислорода от -21 до -23‰ , что также вполне соответствует линии смещения на рис. 2.44. 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.

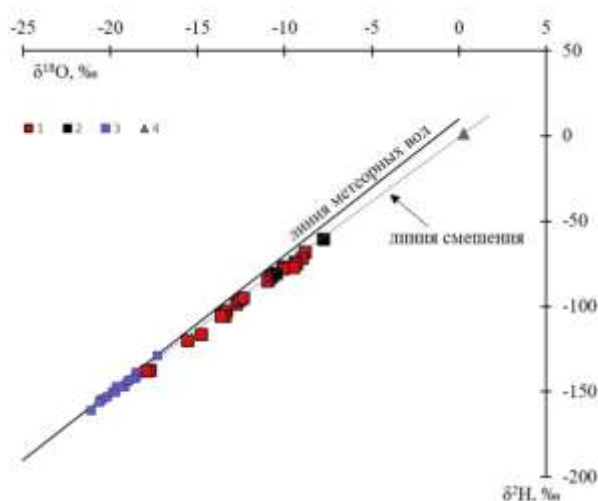


Рис. 2.44. Соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для морской воды и пластового льда: 1 – пластовый лед ПЛ2 (из Облогов, 2015), 2 – опресненные воды Карского моря (по Дубинина и др., 2017), 3 – пластовый лед ПЛ1 (из Облогов, 2016), 4 – неопресненные воды Баренцева моря (по Дубинина и др., 2017)

Опресненные морские воды на ранних этапах формирования пластового льда, судя по положению точек опресненных вод Карского моря на изотопной диаграмме (см. рис. 2.39) 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., 2017). 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 криопэги. 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. 2.45).

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 повышалось 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. 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 криопэггом.

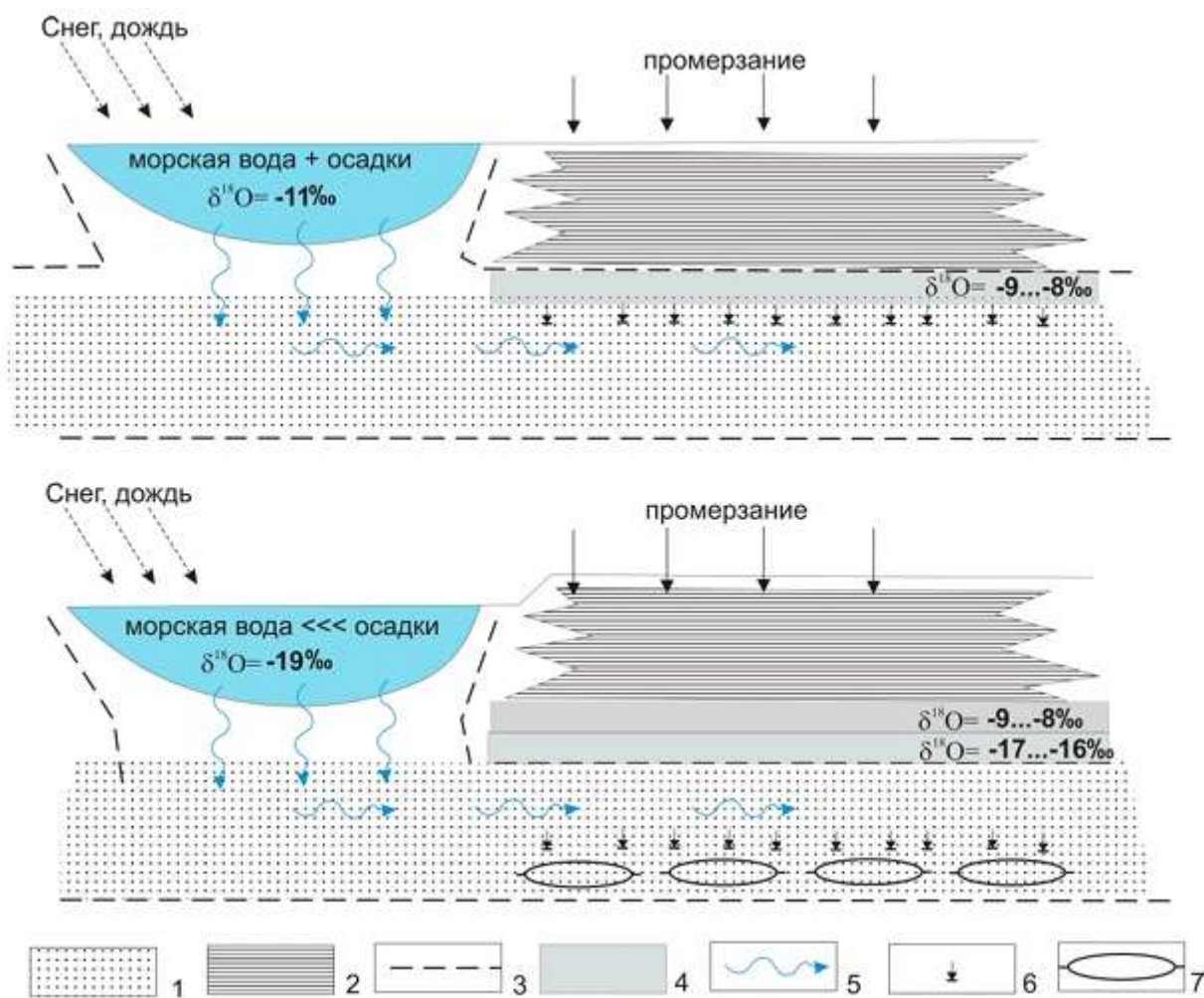


Рис. 2.45. Схема возможного образования пластового льда нижнего яруса Марре-Сале: 1 – песчаный водоносный горизонт; 2 – глины; 3 – граница мерзлых пород; 4 – пластовый лед; 5 – потоки свободной воды; 6 – криогенное отжатие солей; 7 – криопэги

Сочетание на Ямале в одном разрезе пластовых льдов и криопэггов, образовавшихся в результате криогенного концентрирования солей было рассмотрено в работе (Стрелецкая, Лейбман, 2002) и показана их генетическая связь. Эта же связь прослеживается и при нашей интерпретации изотопного состава кислорода и водорода льда. 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 (Опокина, 2010; Слагода и др., 2010, Слагода и др., 2012, Васильчук, 2011).

2.3.3. Пластовые льды у пос. Харасавэй

Этот раздел также написан по опубликованным изотопным и гидрохимическим данным для рассмотрения условий формирования льда с позиций изотопной индикации (Чижова, Васильчук, 2020).

Изученность пластовых льдов Харасавэя. Пластовые льды, залегающие на разных глубинах в мёрзлых толщах Харасавэйского ГКМ, образуют крупные (объем до 107 м^3) скопления подземного льда в виде пластов, линз, лакколитов и штоков. Пластовая залежь, вскрываемая вблизи пос. Харасавэй, была неоднократно весьма детально описана и опробована (Васильчук, 1982; Каплянская, 1982; Орлянский, 1984; Хименков, 1985; Великоцкий, Мудров, 1985; Данилов, 1986; Дубиков, 2002; Белова, 2012). Пластовая залежь в толще второй морской террасы была обследована Ю.К.Васильчуком в 1981 г. В береговом уступе протяженностью около 300 м вскрывается мощная пачка темно-серых оскольчатых суглинков, изредка перекрытая 3-5-метровой песчаной толщей. Высота обнажения варьировала от 10-12 до 20-23 м. Отложения разреза суглинистые, в целом характеризуются очень высокой льдистостью; изредка здесь встречаются линзы и прослои песка мощностью до 0,5-1,0 м. В левой сниженной части обнажения нижние 2-3 м разреза от уреза сложены темно-серыми мелкозернистыми песками, в которых встречаются пластовые ледяные и ледогрунтовые тела.

Ближе к берегу в обнажении вскрывается сильно дислоцированный боковой контакт суглинка и песка. Геохимические исследования отложений в пределах береговых участков Харасавэйского ГКМ показали, что изменчивость и пестрота в распределении солей в грунтах здесь достигает максимума, особенно в зоне, переходной от моря к суше. Парагенетическое сочетание пластовых залежей в толще этой террасы с криопэгами, минерализация которых достигает 70 г/л и более, а ионном составе преобладают хлориды натрия является одним из признаков внутригрунтовой природы льда (Васильчук, 2006).

Исследования выходов пластового льда у пос. Харасавэй проведены сотрудниками ВСЕГИНГЕО летом 1978 г. В береговом обнажении Карского моря вскрывался мощный пласт льда высотой около 20 м (Крицук, 2010). На одной из площадок тремя скважинами из 13 был вскрыт чистый пресный лед на глубинах от 4 до 8 м. Ледяное тело залегало в интервале от 5 до 11 м, имело грибообразную форму с центральным вздутием и неровными краями. Мощность его изменялась от 1,5-3 до 5-6 м; длина по простиранию составляла около 80 м, а максимальная ширина достигала 60 м (рис. 2.46).

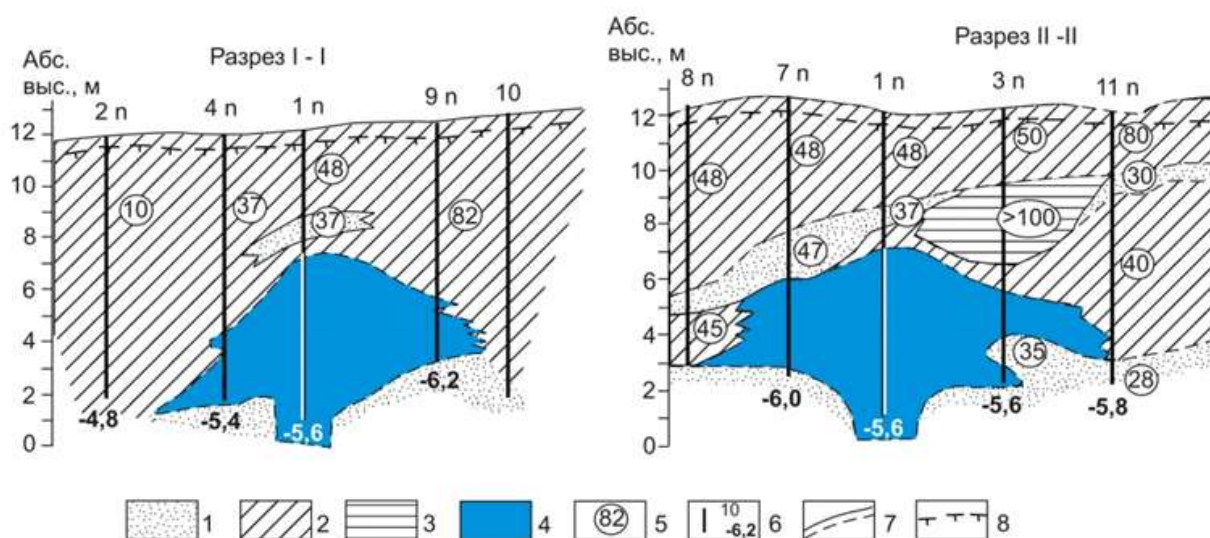


Рис. 2.46. Геолого-геофизические профили пластовых льдов в районе пос. Харасавэй (по Крицук, 2010): 1 – песок; 2 – суглинок; 3 – глина; 4 – лёд; 5 – влажность грунта; 6 – скважины и температура грунта, °С; 7 – литологические границы: а – установленные, б предполагаемые; 8 – граница слоя сезонного протаивания

В центре линзы был описан прозрачный монолитный лед, который вверх по разрезу сменялся мутновато-белым, пузырчатым, содержащим газовые включения, количество которых резко возрастало в приконтактной зоне. На контактах с вмещающим грунтом ледяные слои мощностью 1-1,5 м были обогащены грунтовыми частицами.

Вмещающие грунты были представлены суглинками, глинами и песками, криогенная текстура в суглинках и глинах неполносетчатая и линзовидная; в песках – массивная.

На боковом контакте с ледяным телом криогенная текстура толстошлировая, косослоистая (Крицук, 2010). В Харасавэе помимо этого выраженного ледяного тела были описаны многочисленные ледяные залежи принципиально другой формы и, как правило, в сочетании с тонкими линзами и прослоями, разделенными грунтовыми горизонтами.

Исследования М.А.Великоцкого и Ю.В.Мудрова (1985) показали, что пластовые льды залегают согласно слоистости горизонтальных или дислоцированных пачек вмещающих отложений, повторяют форму брахиантиклинальных складок и чаще всего приурочены к верхним частям их крыльев или к замкам складок. Важной особенностью залегания пластовых льдов является их частая приуроченность к зоне контакта слоистых песков (супесей) и перекрывающих плитчатых суглинков. Заметим, что эта же особенность сочетания в разрезе песков и суглинков (глин) характерна для пластовых льдов Марре Сале (Стрелецкая и др., 2013). В данном случае можно говорить о том, что для прибрежных местоположений пластовых льдов Ямала сочетание в разрезе отмеченных выше грунтовых разностей является общей чертой, которая, помимо очевидной общности условий формирования отложений, может быть признаком общего происхождения или условий формирования пластовых льдов. Видимая мощность пластовых льдов весьма различна и зависит от степени вскрытия и крутизны самого обнажения. Многие пластовые льды состоят из чередования многочисленных прослоев льда и грунта. Если такой пластовый лед вскрывается вдоль простирания,

особенно на участке крутого падения крыла складки, то на дневную поверхность могут выходить всего один - два слоя льда, создавая впечатление мощных пластовых тел. В действительности же их толщина может составлять от 5 до 20 см, что было установлено наблюдениями М.А. Великоцкого в течение трех лет за протяженным (более 1 км) обрывом у пос. Харасавэй. Видимая мощность пластового льда весьма различна – от 0,2-0,6 до 3-5 м. По простиранию пластовые льды прослеживаются на расстояние от 4-10 до 50-150 м. Тонкая слоистость внутри пластов льда ориентирована, как и сами пласты, параллельно слоистости вмещающих пород. Из этого можно сделать вывод, что ледяные пласты первоначально залегали горизонтально, а затем вместе с вмещающими породами были деформированы. Слоистость пластовых льдов – их характерная особенность. Она представлена прослойками от 0,22-0,5 мм до 3-5 см супесей и песков. Прослойки не выдержаны по простиранию и, как правило, окаймляют плоские линзы льда толщиной от 3-5 до 50 см и длиной от 0,5 до 1,5 м. Было выделено три характерных типа льда. Первый тип. Чистый, прозрачный (стекловидный) лед с редкими пузырьками воздуха диаметром от 2-5 до 10 мм. Иногда во льду отмечаются замутненные грунтом прослойки и отдельные комочки грунта. Второй тип. Мутный, непрозрачный лед молочно-белого цвета со множеством включений из мелких пузырьков воздуха. Наблюдаются как сплюснутые пузырьки диаметром от 0,3 мм до 1-2 см и толщиной от 0,5 до 1,0 мм, так и овальные размером 1-5 мм в поперечнике. В этом льду также наблюдаются прослойки и отдельные комочки суглинков. Третий тип. Слоистый лед (ледогрунт), состоящий из чередования тонких прослоев льда, супеси, песка, иногда органики. Ледяные прослойки представлены чистым, прозрачным льдом толщиной от 1-2 мм до 10 см, с неровными расплывчатыми краями и насыщены удлиненными воздушными пузырьками (шириной 1-2 мм и длиной до 10 см), ориентированными поперек слоистости. Прослойки органики и минеральных частиц имеют нечеткие, расплывчатые, хлопьевидные очертания. Часто супеси и пески образуют мелкие плоские линзочки. И.Д.

Данилов (1986) отмечает, что высокая терраса с пластовыми льдами в верхней своей половине сложена в основном волнисто- и горизонтально-слоистыми ленточно-подобными глинами и суглинками, перекрытыми мелкими песками с фауной морских моллюсков. Пески в горизонтальном направлении фациально замещаются озерно-болотными отложениями, обогащенными органическим веществом, супесями, суглинками, на которых близ дневной поверхности иногда развиты маломощные торфяники. Нижняя половина разреза – это ледогрунтовый комплекс, состоящий из льда и тонкозернистого пылеватого песка. Все разновидности пород являются безвалунными. Единичная мелкая галька и гравий содержатся только в слоистых ленточноподобных глинах и суглинках. На поверхности высокого террасового уровня в песчаных раздувах отмечаются многочисленные “банковые” скопления остатков фауны морских моллюсков, состоящие в основном из раковин *Serripes groenladicus* (Bruguiere). Кроме того, встречаются единичные раковины *Neptunea ventricosa* (Gmelin), *Mya pseudoarenaria* Schlesch, *Plicifusus kroyeri* (Mollier), *Buccinum maltzani* Pfeffer, *Cryptonatica* sp. (определения О.М.Петрова).

Пески содержат также раковины фораминифер, прослой растительного детрита и аллохтонного торфа. Близ южной окраины пос. Харасавэй, пески слагают почти весь видимый разрез террасы, т.е. фациально замещают ленточно-слоистые суглинки и глины. Следовательно, есть основания говорить о накоплении тех и других в условиях единого морского водоема, но в различных фациальных обстановках. Имеющиеся волнистые неровности кровли льдистых песков согласно облекаются и выполняются вышележащими слоистыми породами. Это, по заключению И.Д. Данилова (1986), явно не согласуется с предположением о захоронении в слагающих их отложениях остатков древних ледниковых покровов. Льдистые отложения (преимущественно пески) в основании обрывов у пос. Харасавэй представляют собой слоистый ледогрунт, который обладает всеми признаками первичной седиментационной текстуры, т.е. это в различной степени

насыщенные льдом в основном песчаные отложения (Данилов, 1986). Наблюдения в естественных обнажениях, а также данные бурения и электроразведки в процессе съемочных работ ПНИИИСа на Харасавэйском месторождении показали, что залежи льда прослеживаются, в основном, в отложениях III, II и I морских террас. Реже они вскрываются в морских отложениях под аллювием современной поймы и в разрезах пляжа и морской лайды. Согласно выводам Г.И. Дубикова кровля льдов залегает на глубинах от 3-4 м до 10-15 м, подошва – на уровне моря или ниже. Мощность льдов достигает 5-10 м, редко более, а протяженность измеряется десятками-сотнями метров.

Изотопные и химические характеристики пластового льда.

Исследования изотопного состава льда пластовых залежей у пос. Харасавэй, выполненные Л.Н. Крицук, Г.И. Дубиковым и В.Н. Поляковым (Крицук и др., 1986), показали неоднородность в распределении значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в пластовых залежах разных типов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в толще первой террасы ($-10,6\%$) отличаются от вариаций в пластовых льдах из третьей террасы ($\delta^{18}\text{O}$ варьирует от $-13,4$ до $-18,4\%$), хотя значения минерализации в них весьма схожи и изменяются в диапазоне 10-90 мг/л. Учитывая датировки в разрезе первой террасы около 9 тыс. лет, можно считать лёд голоценовым. Для этих льдов (табл. 2.10) разница в величинах $\delta^{18}\text{O}$ льда на I и III террасе и соответственно, голоценовым и более старшим льдом (возможно, позднеплейстоценовым), в данном конкретном случае не отражает палеоклиматических условий или различий между голоценом и поздним плейстоценом. А связана с разными источниками воды для образования пластовых льдов.

Льды на I террасе как более молодые, т.е. образовавшиеся после выхода территории из-под уровня моря и следовательно, позднее льдов III террасы, могли формироваться в условиях лайды из воды, которая являлась смесью морской и атмосферной влаги.

Таблица 2.10. Изотопные характеристики пластовых ледяных залежей у пос. Харасавэй (из Дубиков, 2002)

Место отбора	$\delta^2\text{H}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰
Пластовый лёд, I морская терраса		
Пластовый лёд II типа (глубина 5 м)	–112	–10,6
Пластовый лёд, III терраса, у пос. Харасавэй		
Пластовая залежь сложного типа с участием процессов сегрегации и инъекции	–134	–16,8
Лёд сегрегационного типа	–123	–13,4
Лёд сложного типа с участием процессов сегрегации и инъекции	–141	–18,4
Лёд инъекционного типа	–140	–18,1
Современный морской лёд	–43	–3,4

Льды III террасы, находясь на высоком гипсометрическом уровне, даже если они вскрываются до глубины 20-30 м от поверхности, образовывались скорее всего в условиях полной изоляции территории от моря и из пресной атмосферной воды (озерная, речная). Можно предположить, что на больших глубинах эти пластовые льды подстилаются льдами, своими изотопными характеристиками близкими ко льду I террасы, т.е. образованными в условиях лайды или первой морской террасы с остаточными морскими озерами, потерявшими связь с морем и опресняемыми атмосферными осадками. Тогда на еще больших глубинах (ниже современного уровня моря) можно предположить существование криопэгов. С нашей точки зрения на возможность участия морских вод в образовании пластовых льдов Харасавэя указывают геохимические характеристики льда. Высокие значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ исключают ледниковую природу льда, а низкая минерализация пластов – до 90 мг/л (Дубиков, 2002) исключает захоронение морского льда. Но не только сама величина минерализации исключает захоронение морского льда, но и соотношение основных ионов. Первое, что бросается в глаза – это явное преобладание хлора во всех опробованных типах льда, при этом величины его содержания (в %-экв.) достаточно близки к морскому льду. Второй момент – преобладание натрия над магнием, а магния над кальцием. Это типично

морское соотношение ионов. Г.И. Дубиков для морских вод и современных морских осадков приводит следующие соотношения основных ионов в солевом составе, которые должны выполняться и для морских плейстоценовых отложений: $\text{Cl}^- \gg \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ и $\text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ (Дубиков, 2002). Как видим, для всех пластовых льдов это соотношение сохраняется и, по всей вероятности, указывает на морскую природу воды.

Значения $\delta^{18}\text{O}$, полученные Н.Г. Беловой в пластовом льду, изменяются от $-18,6$ до $-26,3\text{‰}$ (составляя в среднем $-21,9\text{‰}$). В линзах льда над ледяным пластом значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-15,3$ до $-20,9\text{‰}$ (рис. 2.47).

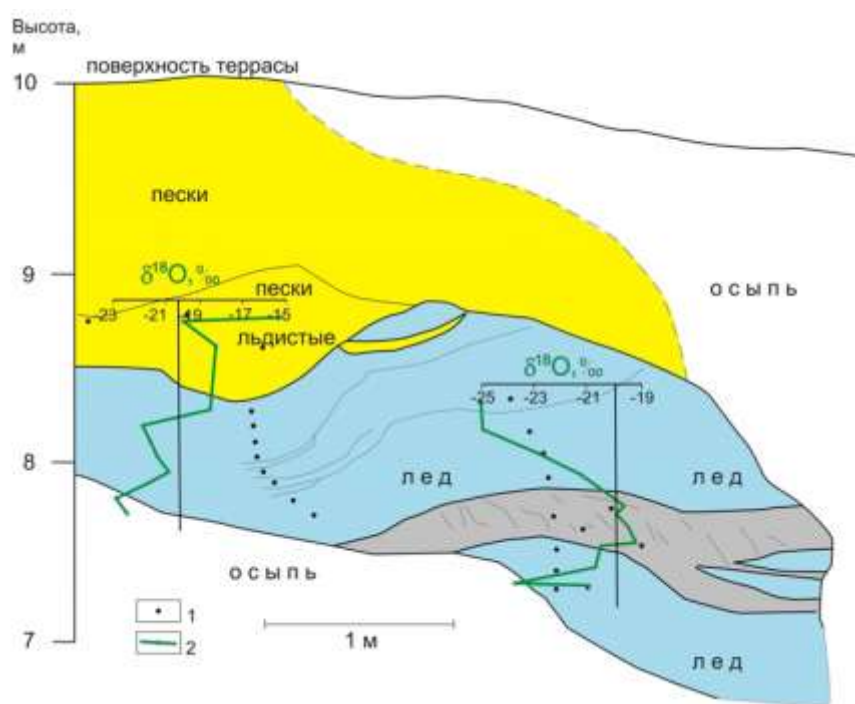


Рис. 2.47. Распределение величины $\delta^{18}\text{O}$ в толще пластовых ледяных залежей и в шлирах из вмещающих отложений в двух разрезах у пос. Харасавэй. По Н.Г. Беловой (2014): 1 места отбора образцов; 2 – значения $\delta^{18}\text{O}$.

Наблюдается облегчение изотопного состава в центральной части и ближе к подошве пластового льда, лёд изотопически тяжелее в верхней части пласта и в ледяных линзах над ним. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в шлировых льдах, в сетчатых текстурных льдах в глинах в других частях обнажения варьируют от $-13,8$ до $-21,5\text{‰}$, они близки к значениям $\delta^{18}\text{O}$ в линзах над пластом. Значения дейтериевого эксцесса d_{exs} выше в пластовом льду и в линзах над ним (где он

составляет в среднем 8,4 и 6,0‰), и ниже в шлировых льдах (4,4‰). По заключению Н.Г.Беловой и В.И.Соломатина – этот лёд внутригрунтовый (Белова, 2012).

Наиболее интересным с точки зрения изотопного состава кислорода и водорода льда является общая тенденция утяжеления значений $\delta^{18}\text{O}$ в перекрывающих пластовую залежь шлирах и линзах льда (от -13 до -20 ‰ в линзах и шлирах, и от $-20,5$ до $-26,3$ ‰ в пластовых льдах).

Так, например, в разрезе на северном борту обнажения перекрывающие пластовое тело линзы ($\delta^{18}\text{O}$ от -17 до $-20,6$ ‰) смяты и располагаются не над пластовым льдом ($\delta^{18}\text{O}$ от $-22,7$ до $-26,3$ ‰), а субвертикально, скорее всего, эти дислокации возникли либо во время формирования ледяного тела (тогда пластовая залежь формировалась после линз) либо уже после формирования ледяного тела, в результате оползания по кровле залежи. Также интересны две особенности льдов: 1 – большой диапазон величин $\delta^{18}\text{O}$ (и $\delta^2\text{H}$); 2 – соответствие всех образцов льда, независимо от типа и расположения льда в разрезе, одному линейному тренду на изотопной диаграмме.

Привлекает особое внимание то, что все полученные значения, невзирая на разные типы льда, и разные места отбора проб, аппроксимируются линейной функцией с высоким коэффициентом линейной аппроксимации. Если рассматривать отдельно по секциям отбора проб (южный борт, северный борт), то значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда разных секций на изотопной диаграмме описываются линейными уравнениями с близкими коэффициентами (рис. 2.48а).

Если же рассматривать полученные значения по типам льда (пластовый лед, шлиры, линзы), то они описываются линейными уравнениями с очень близкими коэффициентами, а линии тренда для разных типов льда практически совпадают (рис. 2.48б).

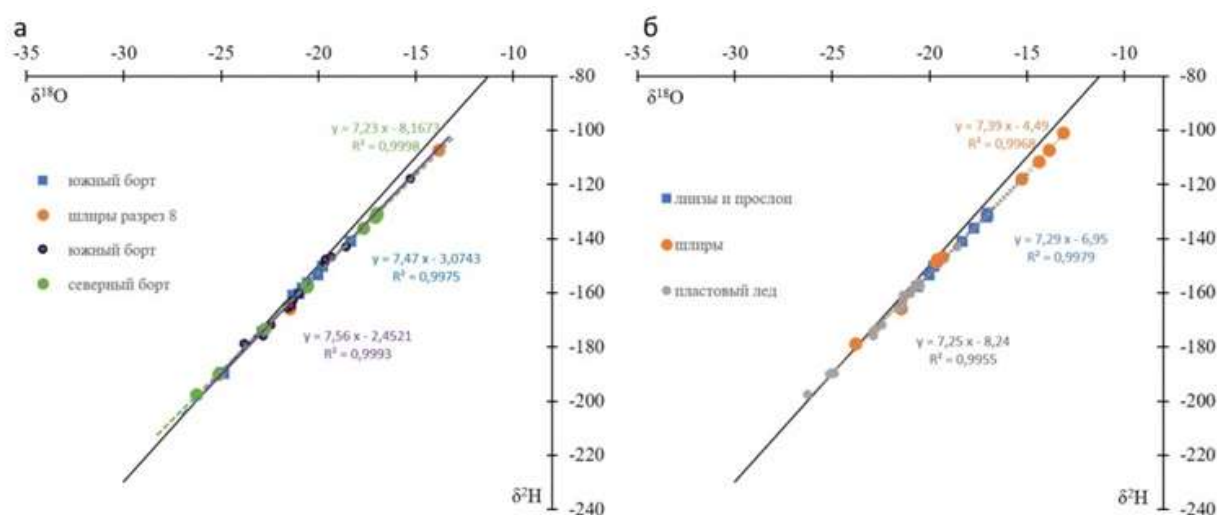


Рис. 2.48. Соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для образцов льда, отобранных в разных секциях термоцирка (а) и тех же образцов, сортированных по типу льда - линзы, шпиль, ластовый лед (б) (по данным из Белова, 2014)

Обращает на себя внимание, что несмотря на небольшие отличия в коэффициентах и свободных членах в уравнениях линейной аппроксимации, графически все изотопных значения по всем образцам соответствуют одной линии. Эта линия выражается уравнением $\delta^2\text{H} = 7,4 \delta^{18}\text{O} - 4,77$ ($R^2 = 0,99$). В дальнейшем мы будем именно ее рассматривать, как характеризующую изотопный состав кислорода и водорода всего льда, исследованного в Харасавэе Н.Г. Беловой (2014). Еще одной особенностью линейного тренда (помимо того, что все образцы описываются одним общим трендом) является исключительная линейность с малым разбросом (отклонением от линии) значений отдельных образцов.

Изотопная индикация условий образования и генезиса льда.

Полученная исключительная линейная зависимость по льдам Харасавэя с $R^2 = 0,99$ отражает условия образования льда. Сам наклон линии регрессии равный 7,4 ($\delta^2\text{H} = 7,4 \delta^{18}\text{O} - 4,77$) соответствует замерзанию воды в открытой системе.

В разрезе северного борта были получены значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ перекрывающих линз и самого ледяного тела, общий диапазон изменения величин $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ составил 9,25‰, на изотопной диаграмме выражен линейный тренд (рис. 2.49) $\delta^2\text{H} = 7,23 \delta^{18}\text{O} - 8,17$ ($R^2 = 0,99$). По этому разрезу

имеется только 8 значений (точек опробования), из которых только 3 относятся к пластовой залежи, что затрудняет изотопную интерпретацию и ставит под сомнение достоверность выводов. Однако, наличие хорошо выраженной линейности для всех полученных значений (и северный, и южный и центральный борт, и все типы льда) в какой-то мере позволяет нам считать вывод об открытой системе при формировании пластовой залежи в Харасавэе более вероятным. Об этом же свидетельствует и распределение величин дейтериевого эксцесса. Если выполненный расчет по уравнению (1) воспроизвести в координатах $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ (рис. 2.49б), то хорошо видно, что расчет льдообразования в закрытой системе не соответствует изотопным вариациям, установленным по образцам льда: все значения по подземному льду формируют собственный тренд в координатах $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$.

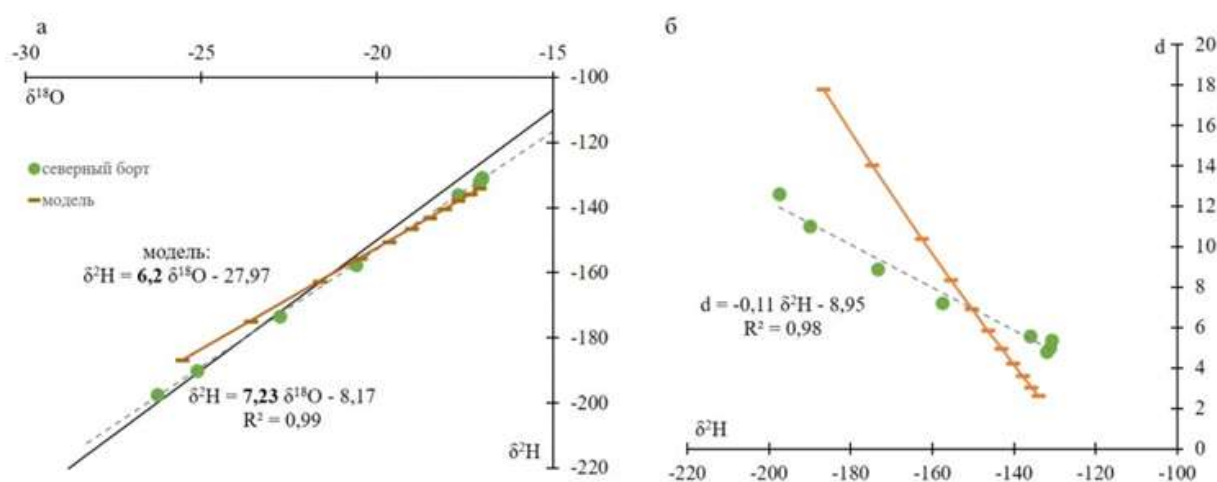


Рис. 2.49. Соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (а) и $d_{\text{exc}}-\delta^2\text{H}$ (б) во льду разреза северного борта относительно модельного расчета льдообразования в закрытой системе.

Таким образом, льды формировались в условиях открытой системы, т.е. свободного подтока воды из большого резервуара. А то, что значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-13,8$ до $-26,3\text{‰}$ свидетельствует о том, что изотопный состав воды в резервуаре менялся. Выше мы показали, что в разрезах пластовых льдов нижнего яруса у станции Марре-Сале на первых этапах формирования пластовых льдов принимали участие опресненные морские воды, которые постепенно все более и более опреснялись атмосферными осадками. Здесь мы

наблюдаем такую же картину. Пролонгированный линейный тренд (пунктирная линия на рис. 2.50) по образцам подземных льдов Харасавэя в область высоких значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пересекает точку неопресненных вод Баренцева моря (показано стрелкой на рис. 50а) и таким образом, является линией смешения морских и пресных вод. Хотя образцы пластового льда близ станции Марре-Сале характеризуются более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ по сравнению с Харасавэйским льдом, на изотопной диаграмме они полностью принадлежат к одному линейному тренду (рис. 50б).

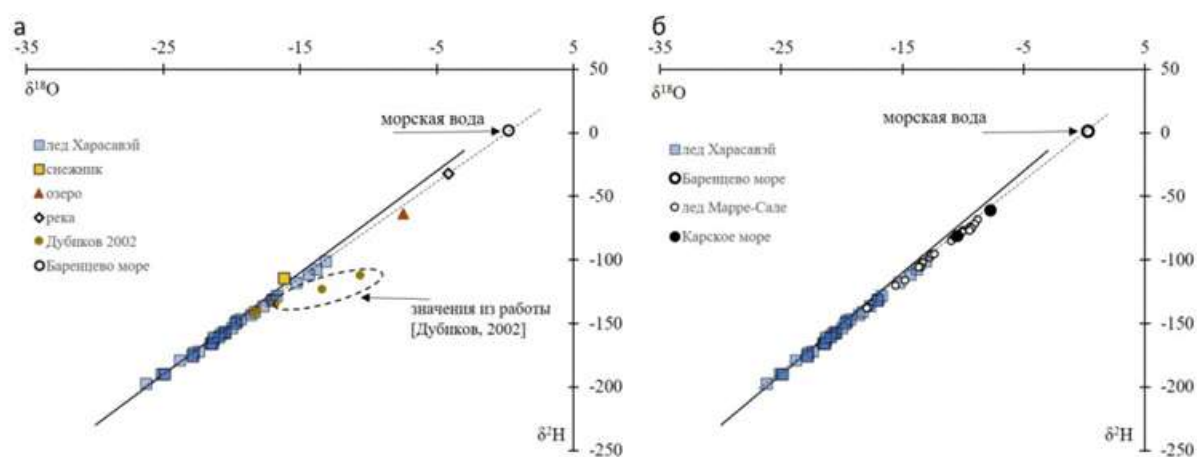


Рис. 2.50. Соотношение значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в пластовых льдах Харасавэя (по данным из Белова, 2014): а – относительно водных объектов и данных Дубиков, 2001; б – по сравнению с пластовым льдом близ станции Марре-Сале (по данным из Облогов, 2016).

Если рассмотреть уравнение баланса для начальной воды, из которой были образованы самые первые линзы льда ($\delta^{18}\text{O}$ льда = $-13,85\text{‰}$), то можно рассчитать долю морского и пресного компонента. Начальная вода, с использованием равновесных коэффициентов изотопного фракционирования вода-лед (Lehmann, Siegenthaler, 1991), должна была иметь величину $\delta^{18}\text{O} = -16,75\text{‰}$. Это значение, как мы полагаем, сформировано пропорциональным смешением соленого морского компонента со значением $\delta^{18}\text{O} = -7,8\text{‰}$ (Карское море, из Дубинина и др., 2017) и пресного атмосферного со значением $\delta^{18}\text{O} = -26\text{‰}$. За пресный компонент в данном случае можно принять самое отрицательное значение $\delta^{18}\text{O}$ полученное в подземном льду

Харасавэя как характерное для зимних осадков позднего плейстоцена. Решая уравнение баланса, находим, что начальная вода являлась на 50% морской водой и на 50% атмосферной. По полученной пропорции эта смесь должна была содержать порядка 6 г/л морских солей (учитывая значение солёности воды Карского моря =17 г/л из Дубинина и др., 2017). Таким образом, у Харасавэя образование подземного льда началось при относительно большем опреснении лайдового озера по сравнению с Марре-Сале.

Мы полагаем, что подземные льды Харасавэя имеют не гляциальный генезис, а внутригрунтовый, хотя численно значения подземных льдов Харасавэя близки к таковым для ледникового льда ближайших архипелагов. Так, например, значения $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда керна с купола Академии наук на Северной Земле, как было установлено работами российских гляциологов в конце 1980-х годов, варьируют от $-18,2$ до $-22,3\text{‰}$ (Kotlyakov et al., 2004). В более поздней работе, посвященной изотопному составу льда керна с купола Академии наук, были получены детальные данные о вариациях значений $\delta^2\text{H}$ от $-122,1$ до $-183,1\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O}$ от $-16,6$ до $-24,6\text{‰}$ (Opel et al., 2009). Линия регрессии по этим образцам характеризуется наклоном 7,57 (рис. 2.51). Несмотря на чрезвычайно близкую величину наклона между ледниковым льдом купола Академии наук и льдом Харасавэя, для ледникового льда все же отмечен разброс значений относительно линейного тренда достигающий около 5‰ по $\delta^2\text{H}$ при одном и том же значении $\delta^{18}\text{O}$ тогда как в пластовой залежи Харасавэя изотопные значения распределены прямолинейно вдоль линии регрессии (см. рис. 2.51). Для соседнего купола Вавилова также на Северной Земле были установлены вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ от $-16,8$ до $-22,8\text{‰}$ в ледниковом керне VAV-88 (Kotlyakov et al., 2004). Хотя диапазоны значений $\delta^{18}\text{O}$ ледникового льда Северной Земли и подземного льда Харасавэя практически совпадают, мы считаем, что ледниковый лед не участвовал в формировании пластовой залежи. На рис. 2.51 видно, что в области значений $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до -17‰ для образцов ледникового льда отмечаются величины d_{exc}

$>10\text{‰}$, что связано с атмосферной природой льда, а для подземных льдов Харасавэя нет ни одного образца льда с величиной $d_{\text{exc}} >10\text{‰}$.

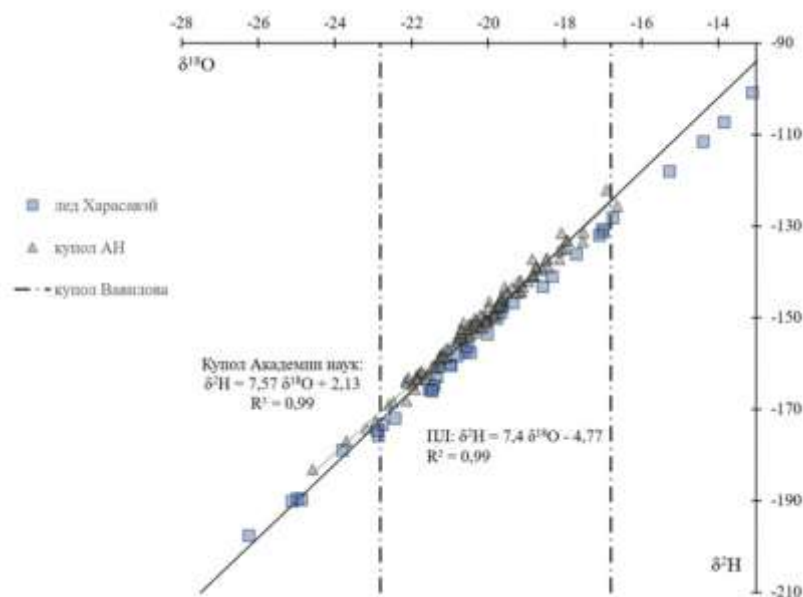


Рис. 2.51. Изотопные характеристики пластовых льдов Харасавэя (по данным из Белова, 2014) относительно распределения значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковом льду архипелага Северная Земля (по данным из Kotlyakov et al., 2004).

Хотя сами значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ пластовых льдов указывают на атмосферную природу воды, из которой они были образованы. В работе (Leibman et al., 2005) на примере общих диапазонов значений $\delta^{18}\text{O}$ ледника Шокальского на Новой Земле и пластовых льдов Югорского п-ова предполагается атмосферная природа воды, из которой формировался лед. По исследованиям на мысе Шпиндлера, изотопный состав подземного льда был интерпретирован как внутригрунтовое образование, сформированное замерзанием ледниковых талых вод после фильтрации через грунт. Ледниковый лед на Новой Земле характеризуется интервалами величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от $-15,5$ до $-17,8 \text{‰}$ и от $-113,1$ до $-129,6 \text{‰}$, соответственно, для ледника Серп и Молот и от $-13,9$ до $-15,8 \text{‰}$ и от -104 до $-116,8 \text{‰}$, соответственно, для Северного ледникового купола (Михаленко и др., 2017), но имеет свои выраженные особенности, связанные с интенсивным летним таянием и гомогенизацией (Чижова и др., 2019). Поэтому для ледникового льда Новой

Земли характерно лишь частичное совпадение интервалов величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с пластовым льдом Харасавэя в области высоких значений $\delta^{18}\text{O}$. Все остальные ближайшие арктические архипелаги характеризуются еще более высокими величинами $\delta^{18}\text{O}$ льда (Kotlyakov et al., 2004). Кроме того, надо учитывать, что практически все изученные ледниковые льды архипелагов имеют позднеголоценовый возраст и поэтому не подходят для прямого сопоставления величин $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$. О малой вероятности гляциального генезиса пластовых льдов Харасавэя свидетельствуют условия и формы залегания ледяных тел в разрезе: наследование изотопных значений вдоль линейного тренда от линз и шпиров льда до самого ледяного тела говорит о едином процессе. Перекрывающие линзы, следовательно, должны иметь ту же природу, что и ледяная залежь. Если это погребенный глетчерный лед, то эти линзы здесь невозможны. Если предположить, что линзы сформировались из талой воды под ледником или с поверхности ледника, то тогда невозможен тот же линейный тренд на изотопной диаграмме, поскольку природа ледникового льда и льда конжеляционного имеет свои изотопные отличия. Линзы явно образованы из жидкой воды, изотопный состав которой (на начальном этапе $\delta^{18}\text{O} = -16,75\text{‰}$) определялся участием морской воды и зимних атмосферных осадков.

Такой водоем можно представить как большие разливы на лайде, которые потеряли связь с морем и опресняются атмосферными осадками. И вода должна свободно поступать по песчаному водоносному горизонту к месту промерзания. Важным обстоятельством, с которым необходимо считаться при генетической интерпретации пластовых залежей, является их встречаемость в толщах разного возраста. В пределах Харасавэйского месторождения они обнаружены и в толще позднеплейстоценовой второй террасы и в толще голоценовой первой террасы. Предполагать, что покровный ледник здесь существовал в голоцене, нет никаких оснований, следовательно, в разрезе первой террасы пластовые залежи не ледникового генезиса, а морфология их не столь уж отличается от более древних пластов. Изотопный состав льда

пластовых залежей в толще первой террасы ($\delta^{18}\text{O} = -10,6\text{‰}$) отличается от вариаций $\delta^{18}\text{O}$ в пластовых льдах из третьей террасы ($\delta^{18}\text{O}$ варьирует от $-13,4$ до $-18,4\text{‰}$). Это может свидетельствовать и о разном возрасте пластов, и о разной природе воды (т.е. более опресненные озерные воды, которые прошли стадию отделения от моря очень давно и стали практически атмосферными), питавшей пласты, что не подтверждает версию о глетчерной природе ни пластов в разрезе первой террасы, ни пластов в толще третьей террасы.

Рассмотренные изотопные данные по льдам Харасавэя опубликованные в работе (Белова, 2014), позволяют сказать: а) практически все пластовые льды береговой части Ямала формировались в условиях открытой системы, когда на лайде обособлялись озера, в которых сохранилась часть морской воды и началось интенсивное опреснение атмосферными осадками (поверхностным стоком, сносом материала, накоплением суглинистых и глинистых осадков). При этом песчаные отложения лайды и пляжа являлись водоносными горизонтами, по которым вода свободно циркулировала. На повышенных участках шло промерзание сверху, а сами водоносные горизонты не перемерзали, что обеспечивало открытую систему. Пластовые льды формировались из жидкой воды; б) в более высоких местоположениях, на поверхностях третьей террасы или во внутренних (не береговых) частях Ямала пластовые льды должны образовываться за счет озерной воды, которая в условиях спуска или перемещения озер являлась источником для формирования пластовых ледяных залежей. При этом залежи могли формироваться как в условиях открытой системы (свободный подток по водоносному горизонту), так и в условиях закрытой системы при промерзании несквозного озерного талика. Самые низкие значения $\delta^{18}\text{O}$, отмеченные в пластовой залежи у Харасавэя (из Белова, 2014), возможно, связаны с парагенетическим сочетанием пластового льда со льдом иного типа (возможно даже ПЖЛ). Поскольку, предполагая, что все льды разреза внутригрунтовые, то для льда со значением $\delta^{18}\text{O} = -26,6\text{‰}$ вода, из которой он образовался должна была характеризоваться значением $\delta^{18}\text{O} = -29,5\text{‰}$. Представить, что

озерная вода имела такие низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ довольно сложно, гораздо проще предположить, что низкие значения пластового льда ($-25,13$ и $-26,6\text{‰}$) сами по себе являются атмосферными осадками зимнего сезона, попавшими в морозобойную трещину. Этому выводу не противоречит и тот факт, что величина дейтериевого эксцесса в этих образцах составила 11‰ и $12,6\text{‰}$, соответственно, что вполне соответствует величинам дейтериевого эксцесса в позднеплейстоценовых ПЖЛ у пос. Сеяха (Vasil'chuk et al., 2019).

2.3.4. Пластовые льды на побережье Байдарацкой губы вблизи устья р.Оюяха

Изученность пластовых льдов района. Выполненные ранее исследования (Белова, 2014) показали, что пластовые льды на западном побережье Байдарацкой губы разделяются на две морфогенетические группы, различающиеся гипсометрическим положением, строением и изотопными характеристиками. К «верхней» группе отнесены залежи на абсолютных отметках 9–15 м мощностью 3–6 м и строением, аналогичным базальному ледниковому льду (Белова, 2014). «Нижняя» группа залегает на высотах 0–9 м (редко до 13,5 м), имеет меньшую мощность (до 3 м) и согласный контакт с вмещающими отложениями. Химический состав льда обеих групп соответствует ультрапресным водам. Изотопные параметры пластового льда, согласно ранее полученным данным (Белова, 2014) не были однозначно интерпретированы, поскольку оказались пограничными между внутригрунтовыми и атмосферными льдами, и однозначного вывода об их генезисе не было сделано. Можно сказать, что несмотря на накопленный массив изотопно-геохимических данных, общая палеогеографическая картина и конкретные механизмы формирования пластовых льдов в районе западного побережья Байдарацкой губы остались не установленными.

Строение разреза. Летом 2024 г. на Уральском (западном) берегу Байдарацкой губы на относительно прямолинейном участке берега между островами Торасовэй и Левдиев была обследована залежь пластового льда

(рис. 2.52, 2.53). Территория расположена на стыке складчатого сооружения Полярного Урала и Байдарацкого прогиба, относящегося к Западно-Сибирской плите (Геология СССР, 1964). Мощность четвертичных отложений составляет около 150-200 м (Природные условия..., 1997).



Рис. 2.52. Расположение пластового льда на побережье Байдарацкой губы вблизи устья р. Нгоюяха (Оюяха). Фото Л.П. Кузякина

Рельеф побережья представляет собой систему из нескольких уровней террас, абсолютные высоты которых меняются от 2-5 м на поймах рек/лайдах до 40 м на III террасе (Романенко и др., 2001). Район исследований относится к субарктическому морскому климату. Среднегодовые температуры воздуха

колеблются от -7 до -10 °С, годовое количество осадков составляет 300-500 мм (Булыгина, 2014). Территория относится к зоне сплошного распространения многолетнемёрзлых пород, мощность криолитозоны составляет от 50 до 100 м, температура пород на глубине нулевых годовых колебаний в среднем составляет $-2,0... -8,0$ °С. Глубина протаивания на поверхности террасы в среднем 0,5-0,6 м (Природные условия..., 1997).

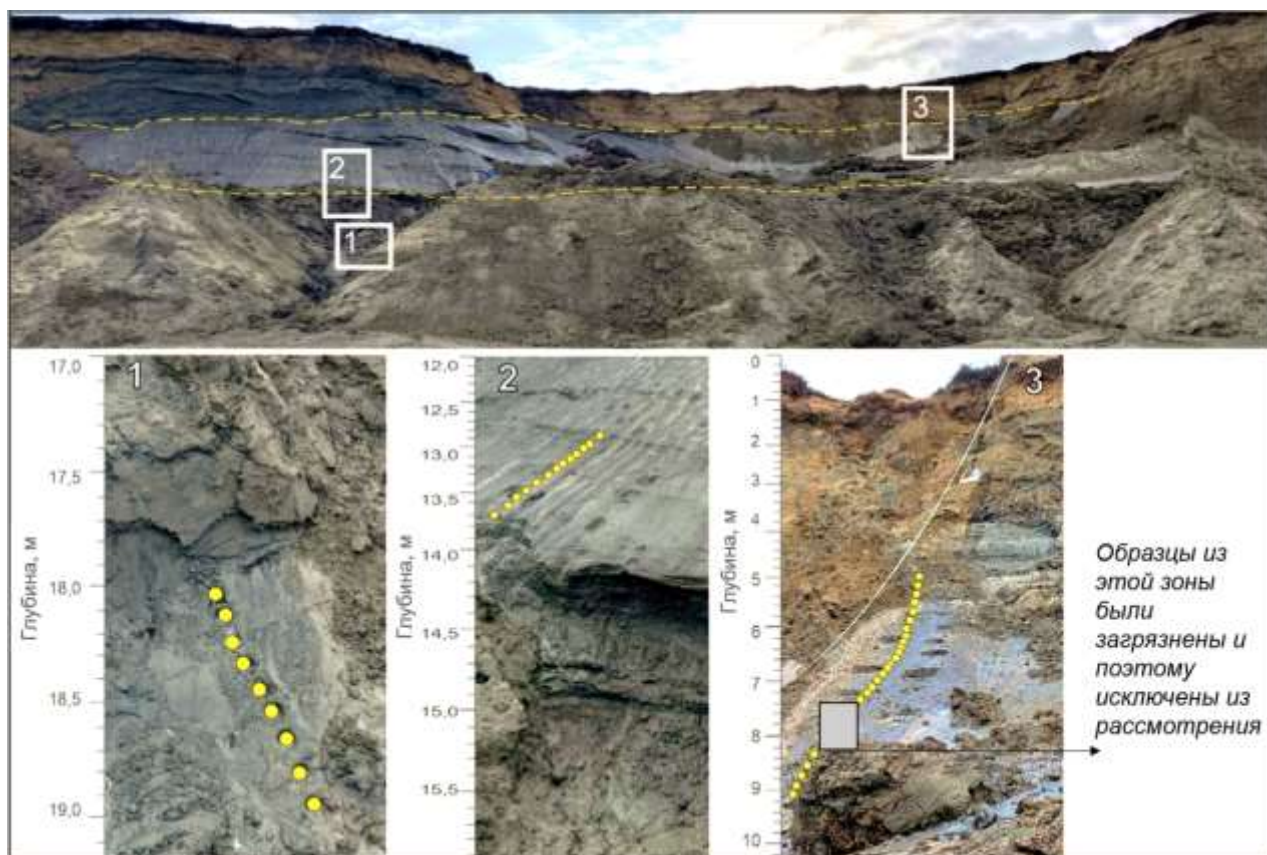


Рис. 2.53. Общий вид залежи пластового льда, вскрытого в термоцирке, вложенном в отложения III террасы: желтые кружочки – точки отбора проб, прерывистая линия – граница ледяного тела. Секция 1 – пластовый лед нижнего яруса, секция 2 – нижняя часть ПЛ верхнего яруса, секция 3 – верхняя часть ПЛ верхнего яруса. Фото Л.П. Кузякина.

Разрез, содержащий залежь пластового льда, заложен в задней стенке термоцирка, вложенного в отложения III террасы в 1,5 км к северо-западу от устья реки Оюяха (Нгоюяха). Координаты термоцирка: $68^{\circ}52'20''$ с.ш., $66^{\circ}42'24.35''$ в.д. Высота поверхности в точке описания – 27 м н.у.м. Ввиду большой крутизны склона для изучения залежи разрез состоит из двух

фрагментов, один охватывает верхнюю часть (от 27 м до 18 м н.у.м.), другой – нижнюю (от 14 м до 8 м н.у.м.).

Верхние 0,9 м сложены серо-коричневым талым суглинком со следами криотурбаций и включениями небольшого слабоокатанного обломочного материала.

Ниже, до 2,5 м, залегает пачка преимущественно песчаных отложений серо-жёлтого цвета. Пески этой пачки имеют характерную горизонтальную слоистость, а также включают в себя прослой (до 20 см) оторфованного суглинка.

С 2,5 м и до основания разреза вскрывается пачка песчано-супесчаных отложений, вмещающих собственно залежи пластовых льдов. Отложения представлены чередующимися горизонтами серых косослоистых песков, супесей, реже встречаются гравелистые горизонты. Криотекстура преимущественно массивная, с глубины 14 м (под залежью верхнего пластового льда) – криотекстура атакситовая, песок становится высокольдистым.

В разрезе явно можно выделить две залежи пластового льда: верхнюю и нижнюю (рис. 2.54). «Верхний пластовый лёд» залегает на глубинах от 5 до 14 м (13–22 м н.у.м.), т.е. имеет мощность около 9 м. Залежь имеет слоистую текстуру и большое количество минеральных включений. Слоистость обусловлена чередованием более льдистых (толщиной 2-5 см) прослоев (стекловидный лёд) и прослоев с высокой примесью глинистых, песчаных и гравелистых частиц (ледогрунт). Слои ориентированы субгоризонтально, имеют падение к северо-западу, явных складок и дислокаций не обнаружено. В нижней части ледогрунтовые прослой становятся больше и постепенно залежь переходит в высокольдистые серые пески. Верхняя и нижняя границы залежи нечёткие, для них характерен постепенный переход через высокольдистые пески (ледогрунт) к вмещающим отложениям.

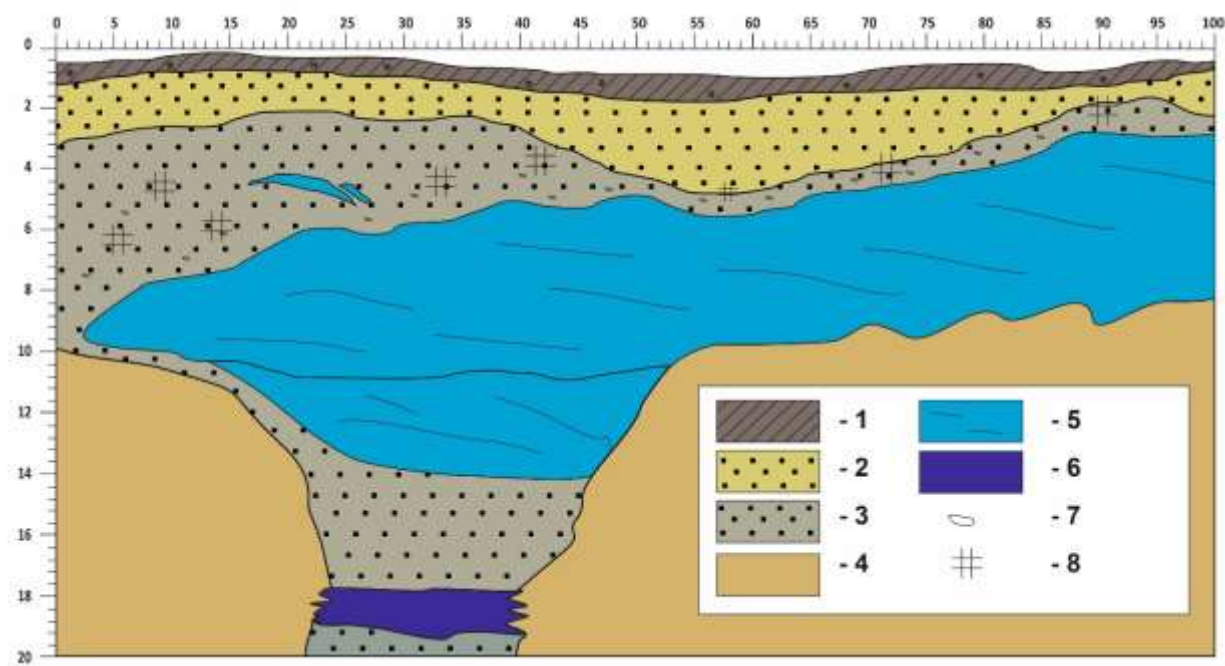


Рис. 2.54. Схема залежи пластовых льдов на участке исследований. 1 – серо-коричневый оторфованный криотурбированный суглинок. 2 – пачка преимущественно песчаных отложений серо-жёлтого цвета с горизонтальной слоистостью. 3 – серые косослоистые пески с прослоями супеси/суглинка и гравия. 4 – оплывные песчаные отложения. 5 – «верхний» пластовый лёд. 6 – «нижний» пластовый лёд. 7 – включения слабоокатанного обломочного материала. 8 – включения торфа и органики. Разрез составлен Л.П. Кузякиным, из (Chizhova et al., 2026)

«Нижний» пластовый лёд имеет мощность около 1 м и вскрыт на глубинах 18,5 – 19 м (8–9,5 м н.у.м.). Лёд этой залежи стекловидный, прозрачный, практически без включений. Кристаллы крупные, до 3-5 см. Верхняя и нижняя граница с вмещающими песчаными отложениями чёткая. В перекрывающих песках слоистость не обнаружена.

Возраст пластового льда. Результаты прямого AMS радиоуглеродного датирования показали позднеплейстоценовый возраст пластового льда (табл. 2.11). Применение AMS-метода датирования существенно улучшает процедуру верификации генетических моделей ПЛ, так как позволяет синхронизировать события льдообразования с глобальными климатическими ритмами.

Табл. 2.11. Радиоуглеродные AMS-даты из пластового льда. Из (Chizhova et al., 2026)

IGAN AMS	Образец	C, %	$\delta^{13}\text{C}$, ‰	^{14}C age, yr BP (1 σ)	Cal BP
11278	24YR-5i5	1,70	-26.20	24340±85	68.3 (1 sigma) cal BP 28497 - 28733 1.000 95.4 (2 sigma) cal BP 28299 - 28795 1.000 Median Probability: 28600
11279	24YR-5i17	2,16	-25.75	25580±90	68.3 (1 sigma) cal BP 29880 - 30028 1.000 95.4 (2 sigma) cal BP 29669 - 30095 1.000 Median Probability: 29944

Ранее Н. Беловой методом жидкостно-сцинтилляционной спектрометрии были получены ^{14}C даты по древесине и детриту из отложений, подстилающих «верхний» пластовый лед в непосредственной близости к описанному нами обнажению пластовых льдов и показавшие позднеплейстоценовый возраст отложений, вмещающих пластовые льды: от 22,5 до 49,6 тыс. ^{14}C л.н. (табл. 2.12).

Таблица 2.12. Радиоуглеродные датировки из отложений береговых уступов в районе устья р. Оюяхи (Белова, 2014).

Абс. высота отбора, м	Возраст, ^{14}C л.н.	Материал	Лабораторный номер	Источник данных
Датировки из песчаной толщи, вмещающей пластовые льды				
9-10	44 900±1100	древесина	ГИН-13796	Belova et al., 2008
5	22 500±400	детрит	ГИН-13795	
4*	>45 000	детрит	ИГАН-3684	Белова, 2015
3*	49 600±300	детрит	ИГАН-3668	

* образцы отобраны из отложений, подстилающих «верхний» пластовый лёд между профилями 8 и 9.

Образец ГИН-13795 (22 500±400) отбирался на высоте ок. 4 м над урезом к западу от створа профиля 18 из линзы светло-серых мелко-тонкозернистых песков, обогащённых углями и растительным детритом в толще тёмно-серых слоистых песков; датировемый материал – детрит

По полученным ранее ^{14}C датировкам по детриту, получается, что количество переотложенного материала, не только древесины, но и детрита, очень велико.

Использование этих дат дает очень заниженные темпы накопления материала. Если ориентироваться на даты по детриту, $49\,600 \pm 300$ на абс. высоте 3 м и $22\,500 \pm 400$ на абс. высоте 3 м (см. табл. 2.11), то получается, 2 м отложений накапливались 27 тыс. лет. Это совершенно нереалистично. Переотложение мелкого рассеянного материала как правило происходит в условиях размыва и переотложения реками, здесь мы видим, что геоморфологические условия этому благоприятствуют – р. Оюяха, хоть и не большая, приносит взвешенные наносы. Вероятно, накопление здесь и пластового льда и минерального осадка связано с деятельностью реки в условиях сильного обводнения. Судя по нашим ^{14}C данным накопление минеральной фракции было достаточно интенсивным – 5 м мерзлых отложений за 1,3 тыс. кал. лет. (даже учитывая льдистость и сам пластовый лед – это порядка 4 м наносов за 1.3 тыс. кал. лет.). Это может указывать на увеличенный речной сток между 28,6 и 29,9 тыс. кал. лет назад, когда вынос наносов был большой, а дренаж хороший. При большем обводнении формировался ПЛ, т.е. заозеренность мешала выносу материала.

Изотопные и химические характеристики пластового льда. В самой нижней части разреза на глубине 18-19 м (точка 24-YR-5) от поверхности значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ варьируют в узком диапазоне от $-20,73$ до $-19,1\text{‰}$ и от $-156,11$ до $-143,9\text{‰}$, соответственно (рис. 2.55, табл. 2.13). Величины дейтериевого эксцесса варьируют от 7,8 до 9,7‰. В нижней части верхнего пласта (точка 24-YR-5) на глубинах от 12,8 до 14 м значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ чуть выше и варьируют от $-15,9$ до $-18,2\text{‰}$ и от $-119,9$ до $-136,2\text{‰}$ соответственно при вариациях дейтериевого эксцесса от 7,5 до 10,4‰. Таким образом, при переходе от нижнего яруса к верхнему наблюдается незначительное возрастание значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. В верхней части этой залежи, опробованной левее (точка 24-YR-4) на глубинах от 5 до 9 м значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ варьируют в более широких пределах: от $-16,3$ до -22‰ и от $-115,9$ до $-166,6\text{‰}$ соответственно при вариациях дейтериевого эксцесса от 8,6 до 21‰. На изотопной диаграмме (рис. 2.56) все образцы пластового льда соответствуют линии с наклоном 7,8.

Таблица. 2.13. Осредненные изотопные параметры пластового льда.

Номер	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d-exc, ‰
ПЛ верхнего яруса, секция 3			
среднее	-19,02	-141,48	10,66
максимум	-16,56	-118,00	15,56
минимум	-22,00	-166,57	8,64
n	22		
ПЛ верхнего яруса нижняя часть, секция 2			
среднее	-17,06	-127,78	8,73
максимум	-15,92	-119,87	10,45
минимум	-18,23	-136,19	7,52
n	13		
ПЛ нижнего яруса, секция 1			
среднее	-19,92	-150,30	9,08
максимум	-19,13	-143,95	9,73
минимум	-20,73	-156,11	7,96
n	9		

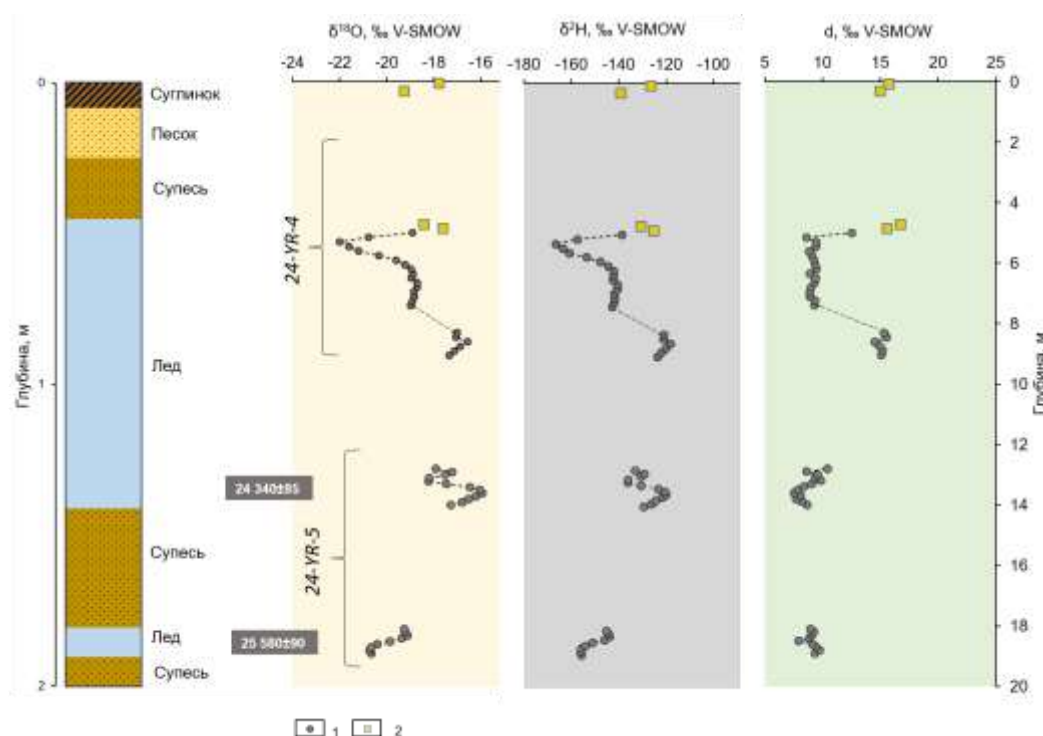


Рис. 2.55. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в пластовой ледяной залежи на Уральском берегу Байдарацкой губы: 1 – значения $\delta^{18}\text{O}$ пластового льда, 2 – значения $\delta^{18}\text{O}$ перелетовывающих снежников. Из (Chizhova et al., 2026)

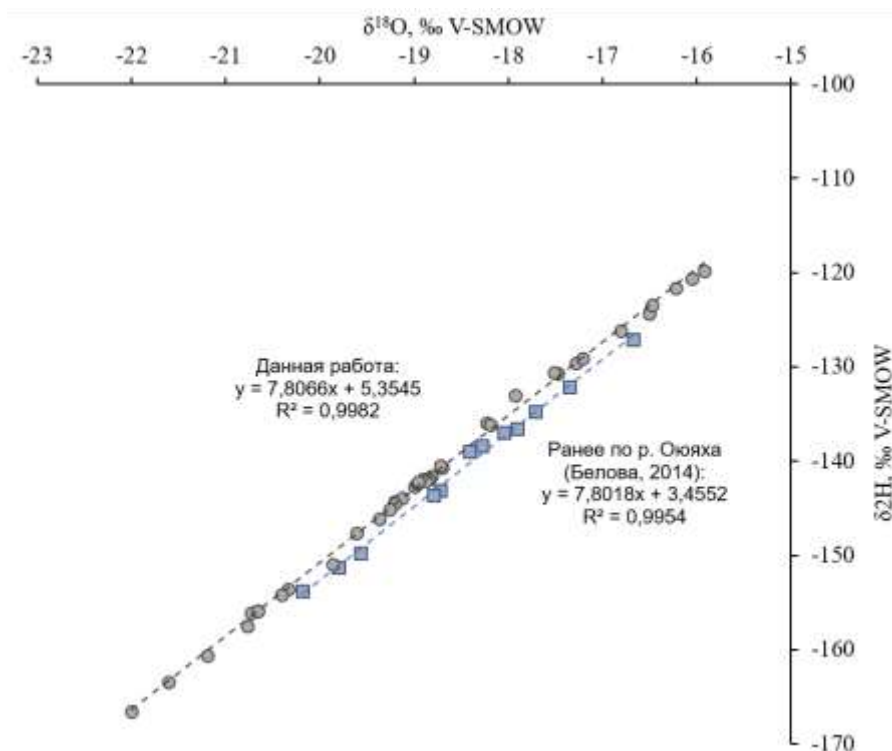


Рис. 2.56. Изотопная диаграмма для образцов пластового льда на побережье Байдарацкой губы. Для сравнения приведены данные по пластовому льду ближайшего разреза, полученные Н.Г. Беловой (Белова, 2014).

Химический состав льда демонстрирует систематические изменения с глубиной, что позволяет выделить несколько геохимически различных интервалов (рис. 2.57). Основные ионы (Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-}), соотношения галогенов (Cl/Br) и органические маркеры (ацетат, формиат, NH_4^+) свидетельствуют о сложном взаимодействии источников растворенных веществ и процессов.

Концентрации хлоридов варьируются от менее 3 мг/л в самой верхней части разреза (глубина 4,7–9,0 м) до более 200 мг/л у основания (глубина 18,7–18,9 м). Натрий и кальций следуют аналогичной тенденции: Na^+ достигает 144 мг/л, а Ca^{2+} – до 42 мг/л в самых нижних образцах. Совместная изменчивость Na^+ и Cl^- ($R^2 = 0,95$ в переходных интервалах) указывает на общий источник или на разбавление одного конечного компонента, а не на простое бинарное смешивание. Концентрации сульфатов также повышены в нижнем слое льда (43–87 мг/л), но остаются в целом низкими (<11 мг/л) в верхней части разреза,

за исключением отдельных образцов с более высокими концентрациями SO_4^{2-} (до 10 мг/л).

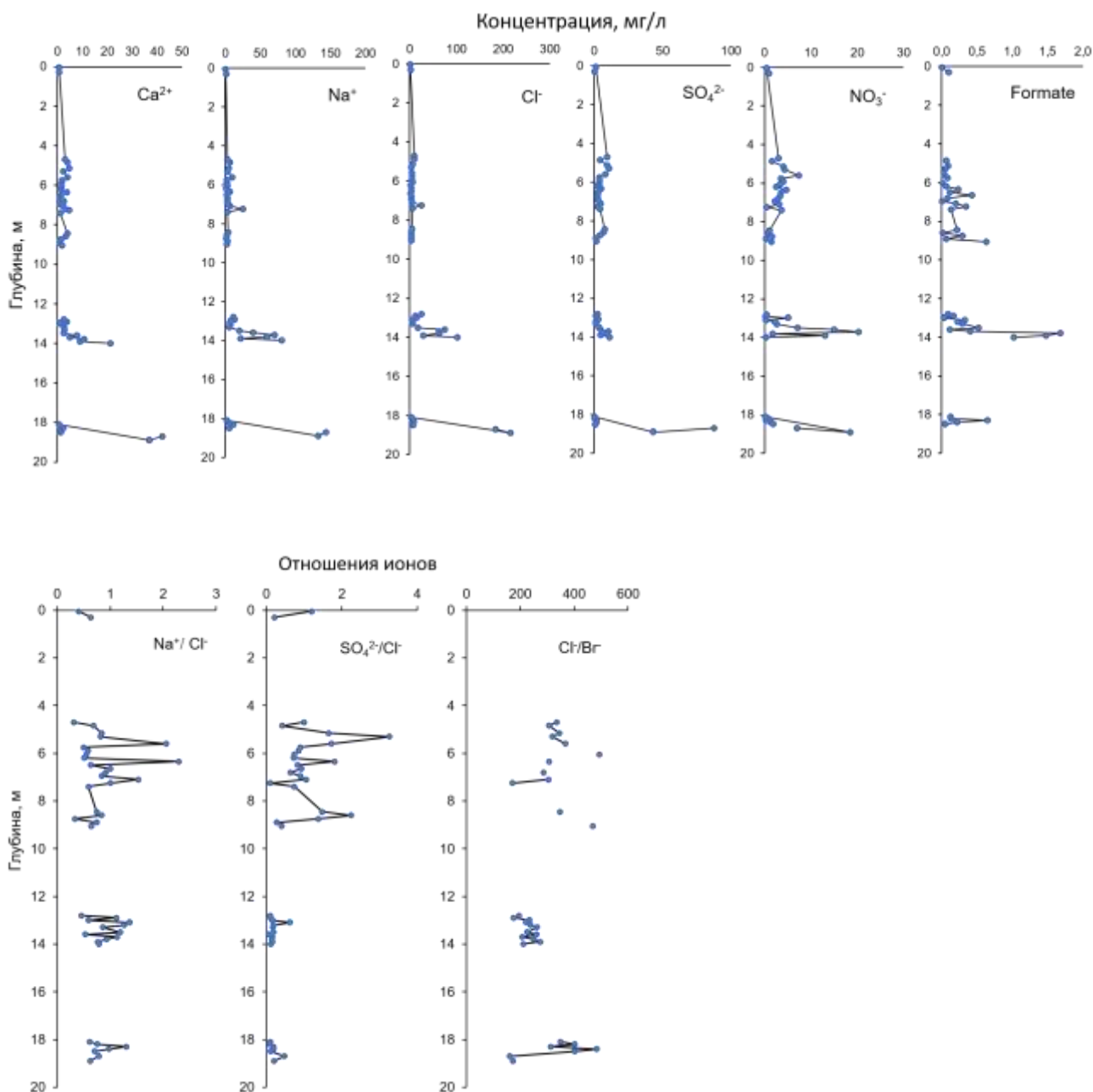


Рис. 2.57. Содержание основных ионов и величины некоторых массовых отношений в ледяном льду. Из (Chizhova et al., 2026)

Соотношение масс Cl/Br является консервативным индикатором происхождения хлоридов. В самых нижних образцах (глубина 18,7–18,9 м) соотношение Cl/Br колеблется от 160 до 170, что значительно ниже, чем в морской воде (~290), и указывает на растворение галита как на основной

источник хлорида, а бром образуется из незначительных фаз, обогащенных бромом во вмещающих отложениях. В самой верхней части разреза (глубина 4,7–9,0 м) соотношение Cl/Br варьирует от 280 до 500, что типично для речных и поверхностных вод, подверженных влиянию морских аэрозолей и атмосферных осадков. На глубине ~14 м соотношение Cl/Br составляет 210–260, что указывает на смешивание конечного компонента, образованного из галита, и метеорных вод. Постепенное увеличение отношения Cl/Br от основания к вершине разреза в сочетании с уменьшением концентрации Cl^- убедительно свидетельствует о разбавлении соленых, загрязненных галитом грунтовых вод пресной поверхностной водой.

Массовое отношение SO_4/Cl превышает морское значение 0,14 в большинстве образцов из нижней и средней части разреза, достигая 0,48. Этот избыток сульфатов имеет неморское происхождение, что подтверждается положительными значениями неморских сульфатов (nssSO_4), рассчитанными по соотношению с натрием. В самой верхней части разреза (глубина 4,7–9,0 м) значение nssSO_4 положительно и составляет до 90% от общего количества сульфатов, что объясняется окислением сульфидных минералов в пойменных отложениях – процессом, происходящим в хорошо насыщенных кислородом, проточных условиях. В отличие от этого, образцы с глубины 14 м показывают отрицательные значения nssSO_4 (–9 мг/л), что, наряду с повышенными концентрациями NH_4^+ и органических кислот, указывает на восстановление сульфатов в бескислородной, застойной среде, скорее всего, в старице.

Ацетат (0,1–0,25 мг/л) и формиат (1,0–1,6 мг/л) заметно высоки на глубине 14 м, где они сосуществуют с максимальной концентрацией аммония (0,37 мг/л) во всем наборе данных (Приложение 3). Соотношение формиат/ацетат (4–16) необычно высокое, что предполагает преимущественное потребление ацетата сульфатредуцирующими бактериями, в то время как формиат накапливается как менее предпочтительный субстрат. Такое сочетание органических кислот и аммония (см. табл. Приложение) является классическим признаком анаэробной деградации органического

вещества и предоставляет независимые доказательства восстановления сульфатов в застойном, богатом органическими веществами водоеме. В самой верхней части разреза концентрации органических кислот низкие ($<0,05$ мг/л), что соответствует хорошо насыщенным кислородом, текучим условиям, где органические промежуточные продукты быстро окисляются или вымываются.

Изотопная индикация условий образования и генезиса льда.

Наиболее вероятен сценарий, связанный с изменением гидрологического режима реки и активизацией мерзлотных процессов на фоне суровых зимних условий конца позднего плейстоцена.

Примерно 28,5–28 тыс. кал. л.н. происходила локальная перестройка русловой сети. Прорыв излучины, спрямление русла или смещение в сторону под действием криогенных или экзогенных процессов приводит к изменению режима с проточного на застойный и обратно. В результате участок, на котором сейчас находится пластовый лед, может быть подвержен поступлению русловых наносов (песка) или превращается в старицу, ложбину или понижение между валами, которое все еще заполнено водой и находится в зоне высокого стояния грунтовых вод, но с развитием болотных процессов.

Все образцы пластового льда, отобранного как в нижнем горизонте на гл. 18–19 м, так и в основной ледяной залежи (за исключением образцов на гл. 7,55–8,3 м), формируют одну линию тренда $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ с наклоном 7,8 (см. рис. 2.56). Величина наклона соответствует условиям открытой системы со свободным подтоком воды, а диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ говорит о том, что изотопный состав исходной воды менялся во времени.

Ранее для обнажений пластовых льдов Уральского берега Байдарацкой губы получен массив изотопных данных, интерпретация которого значительно затруднена. Это связано с плохой сходимостью значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, измеренных в разные годы в разных лабораториях. Мы воспользуемся данными, полученными в лаборатории AWI по разрезу 19, как наиболее достоверными (Белова, 2014). Эти данные демонстрируют совпадение и

общего диапазона значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ и наклона линейного тренда в δ - δ координатах.

Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ льда фиксируют сезонные изменения в питании: летние дожди (более тяжелый изотопный состав) участвуют наряду с доминированием вклада талых снеговых вод. Т.е. изменение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине связано с изменениями режима питания поверхностных вод и вод грунтового горизонта.

По химическому составу заметна выраженная динамика вод, послуживших для образования льда. Самая нижняя секция льда, изученного нами обнажения (вблизи устья Оюяха), самая минерализованная, по нашему мнению, формировалась из воды, находящейся в контакте с морскими солями, возможно галитом, содержащимся в супесчаных отложениях. Об этом говорит величина отношения Cl/Br (160–170) на фоне высоких концентраций хлора и относительно низких концентраций сульфата. В самом нижнем слое льда (глубина 18,7–18,9 м образцы 24YR5i14 и 24YR5i16) наблюдается умеренное соотношение $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}$ (0,20–0,48), но высокое соотношение Cl^- (180–215 мг/л) и низкое соотношение Cl/Br (160–170), что согласуется и с растворением галита в тех же отложениях, где как Cl^- , так и SO_4^{2-} высвобождаются в раствор во время длительного взаимодействия воды и осадка в более застойных условиях.

На гл. 18,5 – 18,1 м лед формировался из пресной воды без признаков участия или растворения морских солей ($\text{Cl}/\text{Br} = 310\text{--}485$, $\text{Cl} = 3\text{--}9$ мг/л). Этот этап формирования нижней пачки пластового льда сменился накоплением пачки континентальных отложений, не содержащих пластовый лед (с гл. 18 до 14 м). Подошва второй пачки льда фиксируется на глубине 14 м. В образцах с глубин от 14 до 13,6 м зафиксированы промежуточные значения Cl/Br (210–260) при повышенном содержании хлора (от 50 до 100 мг/л), что может указывать на незначительное влияние морских вод, возможно, их интрузии в прибрежный водоносный горизонт. Во второй секции льда на гл. от 13 до 14 м отношение Cl/Br указывает на процессы смешения морского источника с

пресными речными водами, для которых характерны широкие вариации отношения Cl/Br при относительно невысоких концентрациях хлора.

Соотношение масс Cl/Br в речных и поверхностных водах сильно варьирует, составляя от 100 до 500, что отражает различия в геологических условиях водосборов (Hem, 1985; Neal, Kirchner, 2000). Растворение чистого галита обычно приводит к массовым соотношениям приблизительно 440 и выше (Alcalá, Custodio, 2008). Низкие массовые соотношения Cl/Br (менее 200), наблюдаемые в наших самых нижних образцах (5i16 и 5i14), значительно ниже этого диапазона, и ниже значения для морской воды, что указывает на то, что источником хлорида является не морская вода и не растворение чистого галита. Мы предлагаем двухстадийный механизм, основанный на установленном биогеохимическом круговороте брома в наземных экосистемах. А. Лери и С. Майнени (Leri, Myneni, 2012) продемонстрировали, что бром преимущественно включается в органическое вещество почвы во время разложения растительного опада, что делает органическое вещество основным резервуаром брома в поверхностных почвах. Р. Герритс и Р. Джордж (Gerritse, George, 1988) количественно показали, что выщелачивание богатых органическими веществами почв высвобождает бромид в раствор, в результате чего весовое соотношение Cl/Br падает с ~300 в дождевой воде до 10 в воде, просачивающейся через органические слои. В нашей пойменной зоне богатые органическими веществами супеси с обильным количеством растительных остатков подверглись анаэробному разложению, о чем свидетельствует повышенное содержание NH_4^+ , ацетата и формиата. В результате этого процесса в воду высвободился бромид, обогативший ее относительно хлора. Участие морских солей (через растворение солей в отложениях или прямое незначительное содержание морской воды в минеральных отложениях) привело к появлению большого количества хлорида, сохранив при этом низкое соотношение Cl/Br, унаследованное от брома органического происхождения. Таким образом, полученная смесь сочетает высокое содержание хлора (морского источника) с низким соотношением Cl/Br (из-за разложения

органического вещества), что объясняет уникальный геохимический профиль слоя льда на гл.14м. (рис. 2.58).

Присутствие органического вещества в минеральной фракции льда на глубине 13,6 м, с концентрацией $C_{\text{орг}} = 1,7\%$, является дополнительным фактором, объясняющим геохимические особенности этого горизонта. Такое содержание органики характерно для заболоченных пойменных обстановок и, вероятно, контролирует интенсивность микробной сульфатредукции.

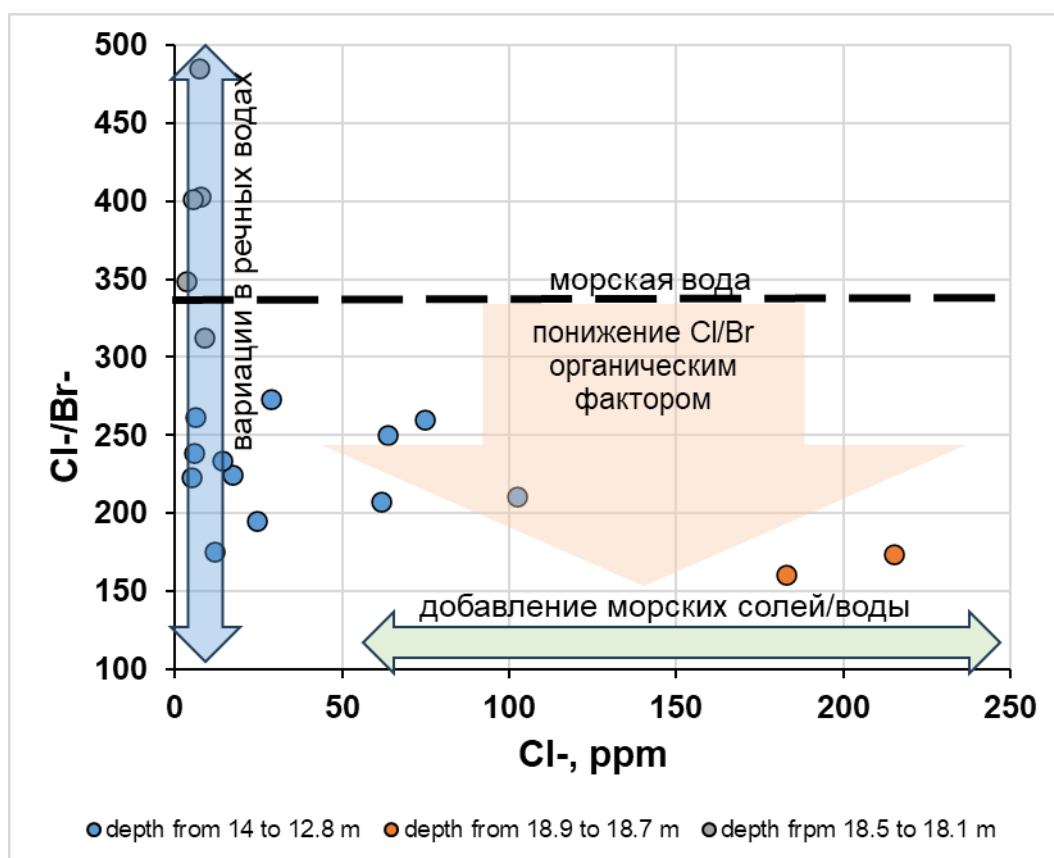


Рис. 2.58. Отношение Cl/Br на фоне концентраций хлора показывает процессы смешения источников и факторов. Вариации Cl/Br для природных речных вод даны согласно (Нем, 1985).

Важным диагностическим показателем является сульфат-ион. В условиях близкого моря и интенсивного аллювиального процесса мы рассчитали содержание неморского сульфата - $nssSO_4$ - это единственный параметр, который количественно разделяет сульфат, поступающий при окислении сульфидов ($nssSO_4 > 0$) и потерю сульфата при сульфат-редукции. Здесь мы пошли на некоторые допущения. Для ледникового льда Антарктиды

для расчета неморского сульфата используется концентрация натрия, и предполагается, что весь натрий морского происхождения. В условиях континентального осадконакопления натрий может частично поступать и при выветривании горных пород.

В образцах пластового льда натрий не является консервативным трассером. Массовые соотношения Na/Cl варьируют от 0,61 до 1,37, причем большинство значений превышают соотношение морской воды 0,55 и соотношение галита 0,65. Этот избыток натрия нельзя объяснить простым смешиванием морских и метеорных вод. По нашему мнению, он отражает катионный обмен между водой и глинистыми минералами в пойменных отложениях, где Na^+ из раствора замещает Ca^{2+} в обменном комплексе. Наиболее сильное обогащение натрием наблюдается в пластовых льдах в интервале 18,1–18,5 м (Na/Cl до 1,37, Na/Ca до 4,3), где концентрации хлоридов низкие (3–9 мг/л), что указывает на то, что избыток натрия связан не с растворением галита, а с ионным обменом в богатой глиной среде. Это подтверждается положительной корреляцией между Na/Ca и NH_4^+ в некоторых образцах, что указывает на одновременное разложение органического вещества и катионный обмен в анаэробных условиях. Следовательно, натрий нельзя использовать в качестве консервативного индикатора морской воды в этой системе, и расчеты содержания сульфатов, не относящихся к морской соли, должны основываться на хлоридах.

Диаграмма Na/Ca против Mg/Ca в молярных концентрациях (рис. 2.59) показывает две различные тенденции, которые мы интерпретируем как отражение различных гидрохимических режимов. Концентрации ионов были переведены из мг/л в ммоль/л с использованием атомных масс $\text{Na} = 23,0$, $\text{Mg} = 24,3$ и $\text{Ca} = 40,1$. Все соотношения катионов представлены в молярных единицах, чтобы гарантировать, что наблюдаемые изменения отражают геохимические процессы.

Тренд 1 характеризуется сильно изменчивым соотношением Na/Ca (1–12) при относительно постоянном соотношении Mg/Ca (0,2–0,8). Эта

закономерность типична для катионного обмена в застойных, богатых глиной средах, таких как старицы и зоны заводей. В этих условиях длительный контакт воды и осадка позволяет Na^+ вытеснять Ca^{2+} из глинистых минералов, вызывая увеличение Na/Ca без существенного влияния на Mg/Ca , поскольку магний в обмене участвует в меньшей степени. Образцы из интервала 18,1–18,5 м попадают в этот тренд, что согласуется с их низкими концентрациями хлоридов и повышенными концентрациями аммония, указывающими на аноксические, восстановительные условия с разложением органического вещества.

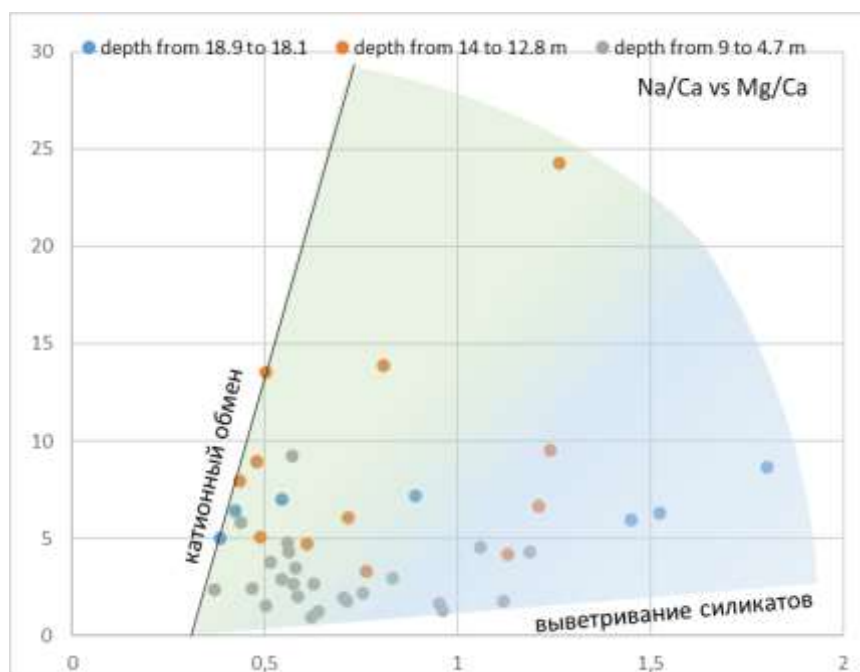


Рис. 2.59. Соотношение Na/Ca vs Mg/Ca (молярное) для всех образцов пластового льда.

Тренд 2 показывает умеренные колебания Na/Ca (1–4), но широкие колебания Mg/Ca (0,2–1,1). Этот диапазон характерен для силикатного выветривания, где растворение плагиоклаза (с выделением Na и Ca) и пироксена/амфибола (с выделением Mg) приводит к переменным соотношениям Mg/Ca , в то время как Na/Ca остается относительно стабильным. Образцы из интервала 4,7–9,0 м и большинство образцов из

интервала 12,8–14,0 м лежат на этом тренде, что указывает на то, что это были воды, которые в основном питались речным стоком. Отсутствие сильного сигнала катионного обмена в этих образцах отражает низкое содержание глины в песчаных пойменных отложениях и динамичные, хорошо насыщенные кислородом условия речной системы.

Сосуществование обоих трендов в пределах одного массива пластового льда демонстрирует гидрологическую неоднородность поймы. В периоды высокого уровня моря и гидравлического подпора образовывались обширные заболоченные участки, способствовавшие застою и катионному обмену. В периоды понижения уровня моря или увеличения речного стока преобладали более динамичные условия, обусловленные речной активностью, что сохраняло характерные признаки выветривания силикатов. Чередование этих режимов зафиксировано в вертикальной последовательности геохимических параметров. Литологическое геохимическое исследование отложений, залегающих над пластовым льдом на участке 24-YR-4, показало, что отложения представлены чередованием горизонтально слоистых серых песков с изолированными гравийными линзами, отражающими речное осадконакопление, с песчаными суглинками и суглинками с органическими остатками, отражающими озерное осадконакопление (Кузякин и др., 2024).

Поскольку натрий не консервативен, мы рассчитали $nssSO_4$ используя концентрации хлора.

$$[SO_4]_{nss} = [SO_4]_{total} - 0,14 \times [Cl]_{total}$$

где 0,14 – массовое отношение SO_4/Cl в стандартной морской воде. Этот подход предполагает, что хлорид имеет морское происхождение.

По этому параметру, хоть и не строго, можно разделить два разных источника неморского сульфата, которые играли доминирующую роль в формировании химических характеристик воды, послужившей для формирования пластового льда верхней пачки.

В интервале глубин 18,1–18,5 м в пластовых льдах концентрации сульфата очень низки (0,5–2 мг/л). В этой части пластовой залежи воды были ультрапресные, очевидно атмосферной природы. Поэтому расчет $nssSO_4$ в этих образцах не может быть использован для диагностики сульфатредукции или окисления сульфидов. Надежные значения $nssSO_4$ получены только для интервалов с более высоким содержанием сульфата.

Вода, формировавшая пластовый лед, залегающий на глубинах от 12,8 до 14 м, несет следы сульфатредукции (отрицательный $nssSO_4$, высокие NH_4^+ и ацетат), протекающей обычно в анаэробных условиях старичного водоема, и таким образом, маскирует прямой сульфатный сигнал морской воды.

Для пластового льда на глубинах от 4,7 до 9 м весь сульфат представлен неморским сульфатом (рис. 2.60). Вмещающие лед отложения по минералогическому составу связаны с Полярным Уралом и включают фрагменты габбро, а также песчаные суглинки и органически богатые суглинки с повышенным содержанием Fe, Mn и Zn (Кузякин и др., 2025). Эти геохимические особенности указывают на присутствие сульфидных минералов в пойменных отложениях. Когда насыщенные кислородом поверхностные воды просачиваются через эти осадки, сульфиды окисляются, высвобождая сульфаты в раствор без добавления хлоридов.

Этот процесс объясняет высокие отношения SO_4/Cl (0,5–3,2), наблюдаемые в верхней части разреза пластовых льдов, где концентрации Cl^- низкие (3–30 мг/л) и низкое содержание ацетата, что указывает на хорошо насыщенные кислородом условия проточной воды. С этим же процессом связаны концентрации сульфата, который почти весь представлен неморским сульфатом (см. рис. 2.60).

Положительные значения $nssSO_4$ в верхней части разреза пластовых льдов (на глубинах от 4,7 до 9 м) подтверждают окислительные условия, а отрицательные значения на глубинах от 12,8 до 14 м, в сочетании с маркерами разложения органики - восстановительные условия. Маркером разложения органики выступают повышенные концентрации нитрата и формата и ацетата

в пластовых льдах. Лед на этих глубинах сформирован из воды, в которой велика доля старичных озерно-болотных вод. В условиях стариц происходило активное микробное разложение и отрицательные величины nssSO_4 указывают на сульфат-редукцию.

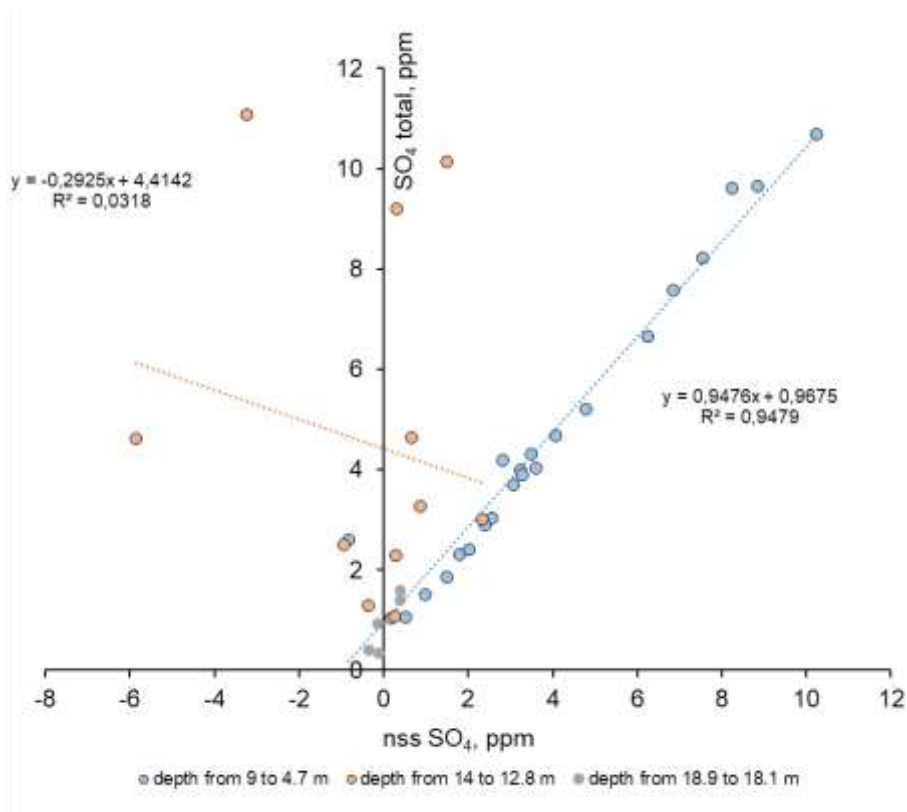


Рис. 2.60. Содержание в пластовых льдах nssSO_4 относительно общего сульфата (а) и отношения сульфат/хлорид (б) как диагностический признак разного типа вод.

В старичных озерах и застойных зонах поймы, несмотря на общий приток вод, создавались локальные анаэробные условия, которые возникали благодаря накоплению органического вещества в придонных слоях и ограниченному поступлению кислорода, что характерно для отшнурованных меандров и застойных водоемов. Сюда же при образовании пластовых льдов, залегающих на глубине 14 м мы предполагаем незначительное проникновение морской воды в результате интрузии в водоносный горизонт. Судя по изотопному и химическому составу, было достаточно около 0,5% неразбавленной морской воды (или 5% разбавленной, такой, какая характерна

для прибрежных частей Карского моря) для того, чтобы обеспечить высокие концентрации хлоридов, сульфатов и натрия. В условиях старичных озер гумидного климата с небольшим содержанием морской воды создаются благоприятные условия для сульфат-редукции. Такие эффекты описаны, например, для современных меромиктических озер на побережье Белого моря (Vasil'chuk et al., 2018).

Пластовый лед формировался в условиях открытой системы, о чем говорят изотопные характеристики льда, а значит поступление старичной воды разбавлялось речными водами, и вся эта вода в большом количестве переходила в лед. Все отмеченные химические паттерны говорят о том, что для формирования льда поступала вода, которая эффективно смешивалась в пределах зоны активного водообмена и несла в себе следы взаимодействия с засоленными супесями, процессов выветривания силикатов и катионного обмена, процессов сульфат-редукции и смешения с речными пресными водами. То, что гидрохимические типы воды менялись во время образования пластовых льдов говорит о высокой динамичности системы этой зоны смешения воды, связанной с тем, что речные воды размывали старицы и озера и поверхностная вода и вода в зоне верхнего горизонта представляла собой сложную смесь, пропорции которой определялись интенсивностью поверхностного размыва.

Общим механизмом накопления и супесчаных толщ, вмещающих ПЛ, и самого льда, на наш взгляд является смена условий обводнения. Перигляциальная равнина с мощной толщей рыхлых озерно-аллювиальных отложений, по которой меандрируют реки, формируя песчаные тела, находится в многолетнемерзлом состоянии, но широко распространены талики под руслами рек. Старые рукава отмирают, превращаются в замкнутые или полузамкнутые понижения, но продолжают получать грунтовое питание из еще активных таликовых зон.

В старично-озерных понижениях, в условиях открытой системы (подток воды снизу), начинается интенсивное промерзание сверху. Вода мигрирует к

фронту промерзания, формируя мощные пласты сегрегационного льда. Грунтовые воды, находящиеся в открытой системе, подтягиваются к фронту промерзания, процесс идет в условиях постоянного притока воды (открытая система), что позволяет нарастить мощную толщу льда.

Выводы по главе 2

1. На основании комплекса изотопных, гидрохимических и криолитологических данных установлено, что все изученные пластовые ледяные залежи Ямала являются внутригрунтовыми образованиями. Признаков погребённых (реликтовых) ледниковых или морских льдов в изученных разрезах не обнаружено. Выявлено три принципиально различных типа условий их формирования: закрытая гидродинамическая система - закрытая изотопная система по типу формирования инъекционного льда (линза белого льда в основании разреза Васькины дачи, Еркутаяха); открытая гидродинамическая система с закрытой изотопной системой по типу озера, промерзающего до дна вместе с донными отложениями (пластовые льды Васькины дачи, Мордыяха); открытая гидродинамическая и изотопная система (промерзание водонасыщенных песчаных горизонтов Бованенково, Сабетта, Оюяха) и с участием смешения источников воды (нижний ярус ПЛ Марре-Сале).
2. На основе реконструкции изотопного состава исходной воды по изотопному сдвигу при льдообразовании (Lehmann, Siegenthaler, 1991) установлено, что для пластовых льдов, формировавшихся в пресноводных обстановках (Васькины дачи, Мордыяха, Бованенково, верхняя залежь Марре-Сале), диапазон $\delta^{18}\text{O}$ исходной воды составлял от -20 до -23‰ , что соответствует преимущественно атмосферным (зимним) осадкам. Для нижней залежи Марре-Сале (ПЛ2), установлено участие опресненных морских вод. Таким образом, изотопный состав

исходной воды является надёжным индикатором, позволяющим разделять пресноводные (атмосферно-озерные) и прибрежно-морские условия питания пластовых льдов.

3. Для пластовых льдов, формировавшихся в закрытой системе, характерны наклоны линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в диапазоне от 6,5 до 3,6. Величина наклона зависит от изотопного состава начальной воды; для Ямала, где исходная вода имела значения $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до -23‰ , расчетный тренд равновесного рэлеевского истощения в закрытой системе соответствует этому диапазону. В случае открытой системы (свободный подток воды, отсутствие эффекта Рэлеевского истощения) наклоны возрастают до 7,4–7,8. В случаях неравновесного (кинетического) фракционирования, которое может иметь место как в закрытой, так и в открытой гидродинамической системе, наклоны могут снижаться до 3,5–4,0.
4. Чередование проточных (речных) и застойных (старично-озерных) условий, зафиксированное в геохимии льдов побережья Байдарацкой губы, указывает на высокую динамичность гидрологической системы в позднем плейстоцене, определявшую источник питания пластовых льдов.
5. Проявления открытой и закрытой изотопной систем в пластовых льдах Ямала контролируются сложным сочетанием речных и озерных таликов. В районах, где пластовые льды залегают в суглинистых отложениях (Васькины дачи, Мордыха), преобладает закрытая изотопная система, связанная с промерзанием ограниченных озерных таликов. В районах с выраженными песчаными горизонтами, обеспечивающими активный водообмен (Бованенково, Сабетта), реализуется открытая изотопная система. В зонах контакта речных и озерных таликов с мерзлыми перемычками формируются парагенетические сочетания: инъекционные льды (штоки, лакколиты, линзы чистого льда) прорывают сегрегационные пластовые залежи, формируя сложные ледяные комплексы (Васькины дачи, Марре-Сале, Еркутаяха). Таким образом,

характер изотопной записи льда в пластовых залежах является не просто результатом локальных условий промерзания, а прямым отражением взаимодействия таликовых зон с многолетнемерзлыми породами.

Глава 3. Изотопная индикация условий формирования инъекционных и миграционных бугров пучения

Характерными и широко распространёнными формами рельефа, содержащими ледяные ядра, являются бугры пучения – пальза и пинго. Пальза, представляющие собой торфяные бугры с многолетним ледяным ядром, служат классическим индикатором специфических климатических и геоморфологических условий зоны прерывистой мерзлоты. Термин “пальза” существует в финском языке, но, вероятно, первоначально он имеет лапландское происхождение (Seppälä, 2011). Впоследствии этот термин стал использоваться в европейской и американской литературе. В российских работах чаще используется термин торфяной бугор или миграционный бугор пучения (оба эти термина используются в работе как синонимы). Их формирование, обусловленное миграцией почвенной влаги и инфильтрацией осадков к фронту промерзания, приводит к образованию ядра из шлирового и сегрегационного льда. Для пальза типичен торфяной покров, который изолирует и защищает многолетнемерзлое ядро от таяния в течение лета. Изучение динамики пальза имеет ключевое значение для понимания реакции криолитозоны на глобальное потепление, поскольку эти формы крайне чувствительны к колебаниям температуры, режима осадков и мощности снежного покрова.

Вторым важнейшим типом бугров пучения являются пинго – многолетние ледяные бугры, покрытые слоем грунта и растительности и представляющие собой характерный элемент арктических и субарктических ландшафтов. Их ключевым диагностическим признаком служит наличие интрузивного ледяного ядра, сформировавшегося в результате напора подземных вод. Пинго подразделяются на два основных генетических типа, на основе механизма создания этого давления.

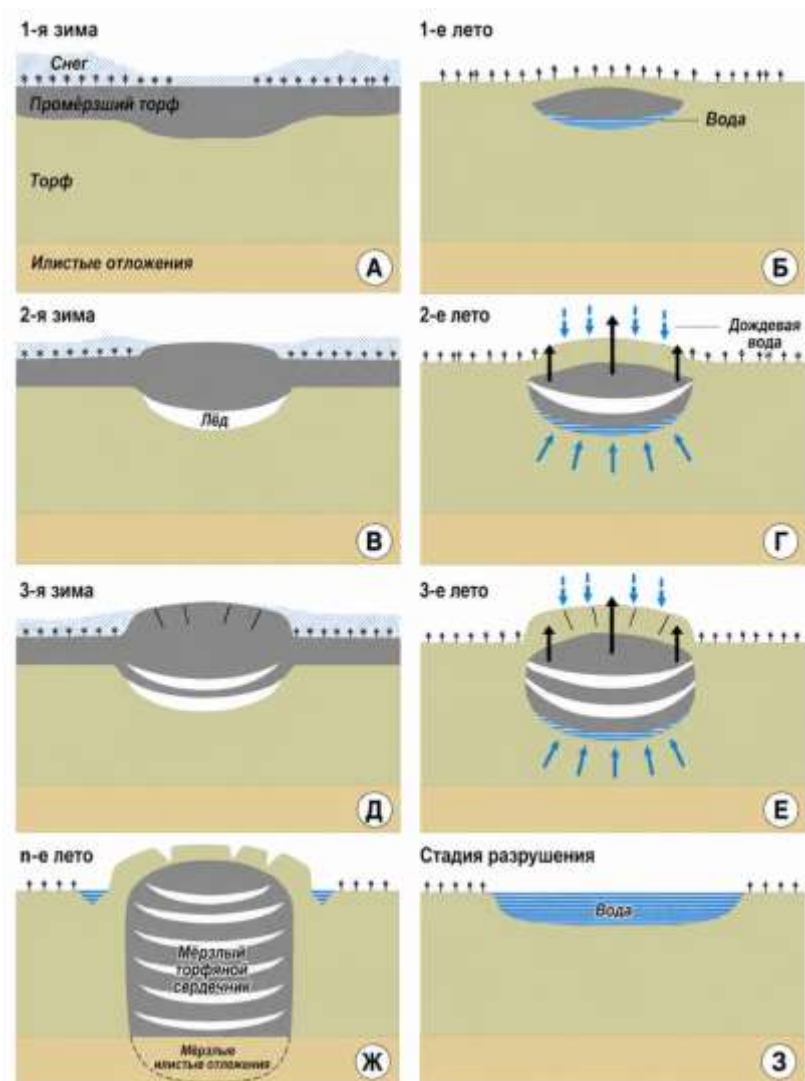


Рис. 3.1. Общая схема формирования миграционных бугров пучения (пальза) по (Seppala, 2011)

Пинго открытой системы (гидравлические) формируются под действием артезианского давления. Вода из вышерасположенных областей поступает по таликам (незамерзающим зонам в мерзлоте) и создаёт напор, приводящий к поднятию поверхности (рис. 3.2). Этот тип характерен для районов прерывистого распространения ММП и пространственно тяготеет к зонам разломов, подножиям конусов выноса, окраинам конечных морен и береговым террасам, испытывающим гляциоизостатический подъём (Yoshikawa, 2013).

Пинго закрытой системы (гидростатические) образуются в результате гидростатического давления поровой воды, вытесняемой в ходе промерзания насыщенных отложений в осушенных термокарстовых озёрах или палеоруслах (рис. 3.3). Этот тип преобладает в областях сплошной мерзлоты,

например, на арктическом побережье Северной Америки и Сибири. Пинго закрытой системы более распространены и, как правило, образуются изолированно (Maskau, 1990), в отличие от пинго открытой системы, которые часто формируют группы с сателлитными формами (Yoshikawa, 2013).

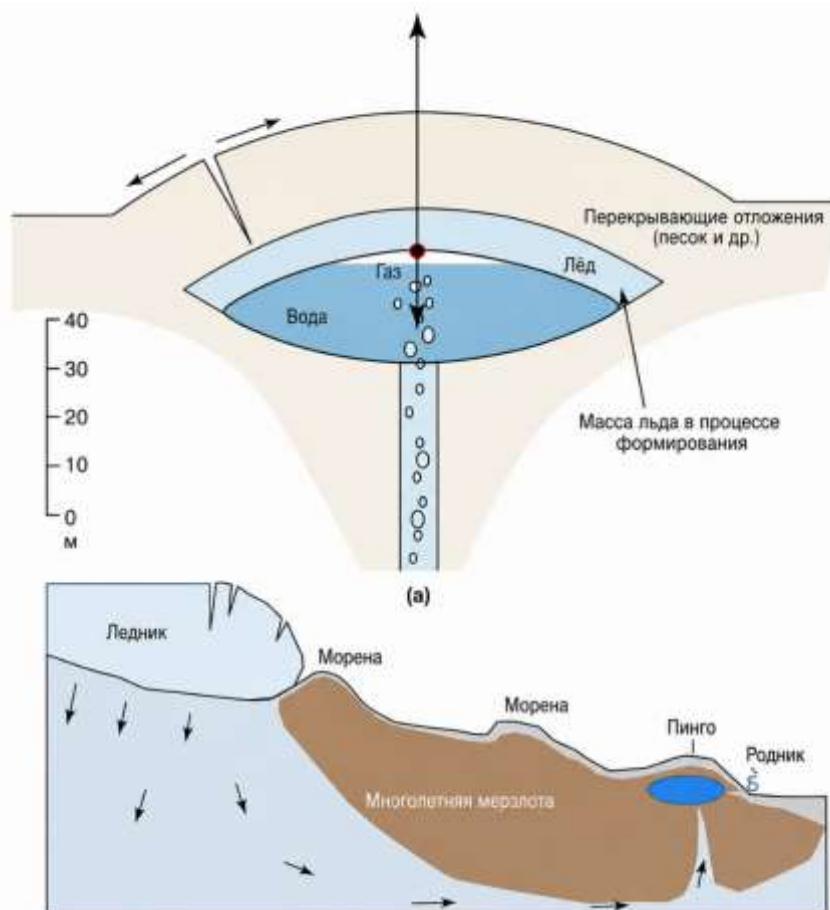


Рис. 3.2. Общая схема формирования инъекционных бугров пучения (pingo) открытой системы (Yoshikawa, 2013)

Принципиальные различия в гидрологическом режиме формирования этих двух типов пинго находят отчётливое отражение в их изотопных характеристиках. Анализ стабильных изотопов (кислорода и водорода) во льду пинго служит мощным инструментом, позволяющим расшифровать внутренние процессы льдообразования и реконструировать палеогеокриологические и палеогидрологические условия. Для пинго закрытой системы характерен изотопный профиль, соответствующий модели рэлеевской дистилляции при замерзании замкнутого водоёма: лёд, формирующийся на поздних стадиях, прогрессивно облегчается. Этот тренд

был зафиксирован, в частности, в кернах пинго на Аляске (Maskay, 1990) и в Канаде (Yoshikawa, 2008). В противоположность этому, для пинго открытой системы, когда приток воды из горизонта постоянен, типичен относительно однородный изотопный сигнал по глубине керна (например, в Mungot Pingo, Монголия). И смена сигнала на закрытую систему, когда водоносный горизонт промерзает (Yoshikawa, 2013).

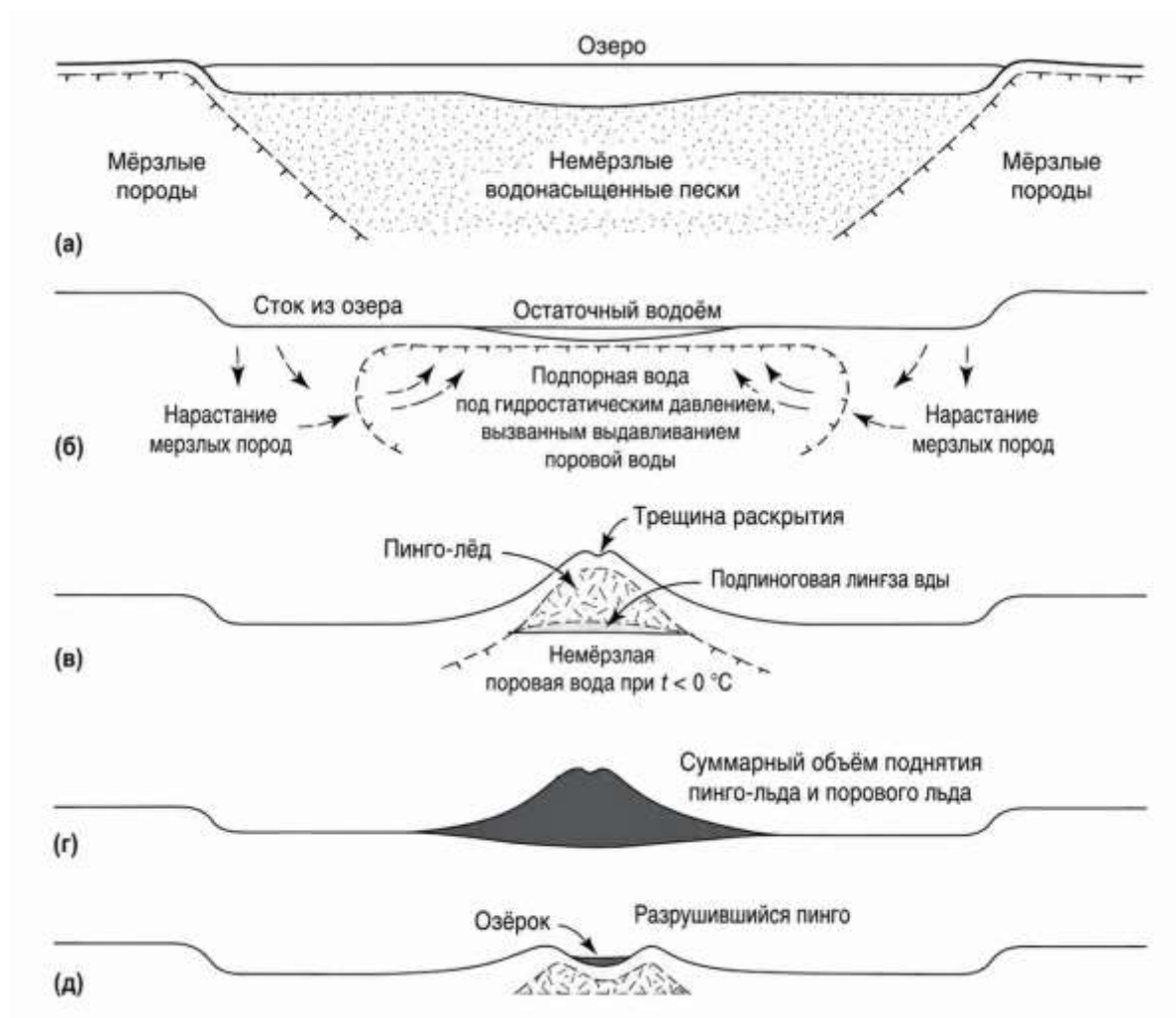


Рис. 3.3. Общая схема формирования иньекционных бугров пучения (pingo) закрытой системы (Yoshikawa, 2013).

В настоящее время бугры испытывают ряд динамических процессов: активное пучение (прирост 2-5 см/год в фазу роста), деградацию (протаивание ледяного ядра при повышении температуры мерзлых пород), эрозию склонов (разрушение торфяного покрова и минерального чехла), а также термокарст –

формирование аласов с озерами или болотами на стадии деградации (Богоявленский и др., 2019; Васильчук и др., 2008). Ключевыми факторами, определяющими устойчивость и деградацию бугров, выступают стабильность температур мерзлых пород, режим снегонакопления и таяния, уровень грунтовых вод и интенсивность их разгрузки, а также антропогенное воздействие (нарушение растительного покрова, техногенные нагрузки) (Москаленко и Пономарева, 2004). Образование и деградация бугров, судя по нашим данным (Васильчук и др., 2018), в наибольшей степени связаны с условиями обводнения или нарушения гидрогеологической системы в конкретных озёрных котловинах, в которых формировались бугры пучения.

3.1. История исследований бугров пучения

Первые исследования многолетнемерзлых пород в болотных массивах северных стран провёл в 1792 г. С. Палссон (Thorarinsson, 1951); возможно, именно в его честь торфяные бугры пучения были названы пальза. О. Кильман (Kihlman, 1890) описал сходные формы на Кольском полуострове высотой 3–4 м с торфяным покровом до 1 м, связав их происхождение с эрозией по берегам озёр и рек.

В начале XX в. С. А. Подьяконов показал, что бугры пучения в наледях образуются не за счёт напора потока, а вследствие промерзания воды, замкнутой благодаря смерзанию верхнего ледяного покрова с ледяным дном. Аналогичным механизмом он объяснил образование бугров в минеральных грунтах.

В. Н. Сукачев, исследовавший бугры пучения на Северном Урале (от р. Кары до низовьев Оби), вскрыл под маломощным торфом мерзлое минеральное ядро и предположил, что бугры возникают за счёт выпучивания плывунного горизонта, заключённого между промерзающим слоем сверху и кровлей мерзлоты снизу.

Д.А. Драницын (1914) изучил бугристые торфяники в низовьях Енисея и установил их приуроченность к оси долины, где они вытягиваются неправильными рядами вокруг цепочки озёр.

Г. И. Ануфриев, исследуя торфяные бугры Кольского полуострова, объяснил их происхождение выпучиванием грунта под напором грунтовых вод, поступающих в подстилающий талый горизонт и не находящих выхода при промерзании болота. Последующий рост бугра он связывал с развитием сфагнового покрова, который сохраняется лишь «пока высота бугра допускает снабжение растительности водою». Однако позже Н. И. Пьявченко (1955) и другие ботаники показали, что на возвышенных участках сфагновый покров отмирает, что делает дальнейшее нарастание торфа невозможным.

В 20-е гг. М.И.Сумгин предложил классификацию процессов миграции влаги и льдообразования в промерзающих грунтах. В 1929 г. М.И.Сумгин экспериментально обнаружил явление отжимания воды при промерзании увлажненного близко к полной влагоемкости песка и произвел в лаборатории образование бугров пучения в песке. В дальнейшем М.И.Сумгин разработал количественную теорию напорного пучения в замкнутых системах деятельного слоя, которую затем расширил, применив также к многолетним буграм пучения. Рассматривая происхождение торфяных бугров пучения на Кольском п-ове (Сумгин, 1934), он показал, что они образовались в результате пучения. Б.Н. Городков в 1928 г., рассматривая выполненные ранее исследования Т.Фриза, Д.А.Драницына и Г.И.Ануфриева, делает вывод, что первоначальной причиной возникновения бугров на торфяниках служит неравномерность подтока вод и распределения снега. Первое, по его мнению, вызывает местное накопление льда, которое способствует более глубокому промерзанию грунтов зимой на участках с маломощным снежным покровом.

Б.Н. Городков (1932) подверг критике гипотезу Фриза о «насосывании жидкого торфа» при промерзании. Он обосновал альтернативный механизм формирования этих форм рельефа за счет накопления чистого льда и рассматривал мелкобугристые болота как начальную стадию развития

крупнобугристых торфяников. При достаточной мощности торфяного слоя и наличии подходящих условий (в частности, постоянного притока воды) в таких болотах формируются внутрибугровые линзы льда, которые не успевают полностью протаивать за лето. Именно намерзание этих линз обеспечивает постепенное нарастание бугров до значительной высоты (Городков, 1932).

Несколькими годами позднее Г.Бесков (Beskow, 1935), также поддержал гипотезу о важнейшей роли сегрегационного льда в строении пальза. В 1932 г. Н.И.Толстихин показал, что многолетние бугры пучения образуются в районах выхода восходящих источников, и для таких форм ввел термин “гидролакколиты”, впоследствии распространив это понятие на все образования подобного рода, независимо от происхождения воды и направления ее миграции. В 1930-х годах Н. Г. Датский совместно с Г. Ф. Писаревым выдвинули гипотезу, что бугры представляют собой останцы деградирующих многолетнемерзлых пород, которые сохранились лишь под мощным торфяным покровом. Формирование бугров, по мнению Датского, связано с термоэрозионными процессами: на первом этапе решающую роль играли грунтовые воды, а в дальнейшем – воды, образующиеся при таянии снега, накапливающегося в термоэрозионных ложбинах. Наблюдаемое уменьшение высоты бугров с юга на север и их переход в плоскобугристые формы исследователь объяснял закономерным ослаблением интенсивности деградации многолетнемерзлых пород по мере продвижения в более высокие широты.

Г.Лундквист (Lundqvist, 1951) предполагал, что причиной формирования пальза является сегрегационный лёд. Приблизительно в то же самое время в Северной Америке, С.Мюллер (Müller, 1947) считал, что торфяные бугры (термин, который он приравнивал к пальза) могут быть результатом ограниченной ледяной сегрегации в тундре или на мерзлом болоте. Обширный материал по бугристым торфяникам в разных районах России собрал Н.И.Пьявченко (1955).

Значительный вклад в изучение бугров пучения внёс А.И. Попов, выполнивший комплексные исследования их морфологии, литологии, температурного режима, льдистости и влажности грунтов. А.И. Попов обосновал гипотезу о формировании выпуклобугристых торфяников за счёт миграции влаги со всех сторон при охлаждении торфяной залежи. Помимо миграционных бугров, он выделил булгунняхи (гидролакколиты), возникающие под действием гидростатического напора, и плоскобугристые торфяники, образованные морозобойным растрескиванием и термокарстом. Считая эти процессы зональными, Попов составил карту мерзлотного рельефа: булгунняхи распространены в тундре, плоскобугристые торфяники – в южной тундре и лесотундре, выпуклобугристые торфяники – в лесотундре и северной тайге, где их южный предел совпадает с границей многолетнемёрзлых пород (Попов, 1953).

Важным этапом в теоретическом изучении бугров пучения стали работы П.А. Шумского. В своей монографии 1955 г. он предложил генетическую классификацию ледяных горных пород и связанных с ними мерзлотных форм рельефа. Основное внимание он уделит буграм, образованным инъекционным льдом, который возникает при замерзании внедрившейся под напором воды или разжиженного грунта-пльвуна. П.А.Шумский выделил два типа бугров: булгунняхи (пинго) со сплошным ледяным ядром и бугры из льдистых мёрзлых пород. Различие между ними он объяснял соотношением скорости притока воды и скорости промерзания. Если промерзает лишь часть поступающей воды, под мёрзлым слоем сохраняется водяная линза, замерзание которой даёт чисто ледяное ядро. Если же это соотношение меняется во времени, происходит чередование инъекционных шпиров с льдистыми породами. При значительном снижении притока воды, по мнению П.А.Шумского, формируется только льдистая порода с мелкими сегрегационными шпиром, чему способствует напорная миграция воды. Впоследствии он уточнил, что процессы подтягивания влаги и сегрегационного льдообразования также играют роль в формировании

многолетних бугров пучения обоих типов, однако ведущим процессом считал инъекцию (Шумский, 1955).

С первой половины 60-х годов активные исследования палъза в финской Лапландии, а затем в Британской Колумбии были выполнены М.Сеппалой (Seppälä, 1972a, b, 1976, 1980, 1982, 1986, 1988a,b, 1990, 1994, 1998, 2003a,b, 2004). Особенно интересны его прямые эксперименты по наблюдению за образованием бугров в результате периодического удаления снега (Seppälä, 1994, 2003b).

На генетическую связь плоско- и крупнобугристых торфяников, образовавшихся в результате пучения, сопровождавшегося морозобойным растрескиванием и развитием повторно жильных льдов, указывали Е.Б. Белопухова, В.В. Баулин, Г.И. Дубиков и Ю.Т. Уваркин. Они показали, что современное образование миграционных бугров пучения происходит в районах со среднегодовой температурой пород от -1 до -3°C . Н.А. Шполянская и В.П. Евсеев (1972) рассмотрели некоторые особенности развития выпуклобугристых торфяников северо-таёжной зоны Западной Сибири, в долинах рр. Пр.Хетта, Ныда и их притоков, и пришли к заключению о деградации большинства описанных ими бугров. Диссертационная работа В.П. Евсеева (1974) обобщила результаты, накопленные отечественными исследователями за 60–70-е годы XX века.

Большой вклад в исследования бугров внес Ю.К. Васильчук (Васильчук, 1978, 1983; Васильчук, Лахтина, 1986; Vasil'chuk, Vasil'chuk, 1998; Васильчук и др., 2002). Наиболее важным результатом стало установление того, что в одних и тех же мерзлотно-фациальных условиях бугры могут, расти, деградировать или оставаться стабильными (Васильчук, 1978, 1983).

Проводя работы на севере Западной Сибири, Ю.К. Васильчук выявил различия в голоценовой палеодинамике бугров, расположенных на участках стабильного положения поверхности и на участках с преобладанием аккумуляции осадков. На основе радиоуглеродного датирования торфа Ю. К. Васильчук и А. К. Васильчук (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 1998) показали, что

независимо от зональной принадлежности бугры могут быть как достаточно древними (7–10 тыс. лет), так и молодыми (1–2 тыс. лет), в том числе современными.

Впервые стабильные изотопы кислорода и водорода были использованы при изучении бугров пучения в Северной Америке. Дж. Браун с соавторами (Brown et al., 1983) исследовал бугры с льдонасыщенными ядрами на горе Сукакпак (юг центральной части хребта Брукс, Аляска). Л. Девер, К. Хиллари-Марсель и Ж. Фонте в публикации 1984 г. (Dever, Hillaire-Marcel, Fontes, 1984) впервые привели данные по распределению стабильных изотопов кислорода и дейтерия в разрезах пальза, расположенных в Новом Квебеке, на восточном побережье Гудзонова залива, на низменности между реками Гранд и Гранд де ла Балеин (5430' с.ш., 7012' з.д.).

Среди канадских исследователей можно выделить десять учёных, которые систематически и детально изучают бугры пучения. Это прежде всего Р. Браун, С. Золтай, С. Харрис, М. Аллард, С. Пайетт, Ж.-К. Дионн, П. Кершау, Э. Левкович, В. Поллард и Х. Френч, а также их ученики и коллеги (Allard, Tremblay, 1983; Allard, Seguin, 1987a, b; Allard et al., 1987, 1995, 1996; Allard, Rousseau, 1999; Asselin, Payette, 2005; 2006; Brown, 1968, 1973; Brown, Péwé, 1973; Coultish, 2002; Harris, 1982, 1993, 1998; Harris, Krouse, 1989; Harris, Nyrose, 1992; Harris et al., 1992, 1993; Harris, Schmidt, 1994; Kershaw, 2003, 2004; Kershaw, Gill, 1979; Kershaw, Skaret, 1993; Lewkowicz, Coultish, 2004; Payette, 1984, 2001, 2007; Payette, Delwaide, 2000, 2004)

С. Харрис исследовал пальза-подобные бугры у озера Фокс на Юконе. Им было выделено пять стадий развития бугров – от низких травянистых до пальза высотой почти 3 м. В таких буграх лёд присутствует в виде льда-цемента или узких линз и составляет примерно 65–70% объёма ядра многолетнемёрзлых пород (Harris, 1993). С. Харрис с соавторами изучили изотопный состав сегрегационного льда в разрезе торфяного плато (бугра пучения) вдоль шоссе Роберта Кэмпбелла между Тучитуа и северной оконечностью озера Фрэнсиса (Юкон). Отношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для 28 образцов

льда и воды из активного слоя и для 59 образцов льда из многолетнемёрзлых пород плато оказалось сходным, однако вода из активного слоя обнаруживает признаки испарения. Близость изотопных данных двух рядов указывает на то, что температурные условия формирования льда в деятельном слое и в мёрзлом ядре практически одинаковы (Harris et al., 1992). По мнению С. Харриса, большая часть льда в торфяном плато формируется за счёт осадков, просачивающихся с поверхности бугров, а не за счёт замерзания болотных вод, мигрирующих к фронту промерзания.

Анализ стабильных изотопов в сезонных буграх пучения проводился на севере Канады (van Everdingen, 1982; Mackay, 1983; Michel, 1986), в Монголии (Froehlich et al., 1978) и в российском секторе Арктики – на восточном побережье Чукотки (Васильчук, 1992). На Аляске подобные формы встречаются в долине р. Карибу, где они сосуществуют с многолетними инъекционными буграми (булгунняхами). Аналогичная картина совместного залегания сезонных и многолетних инъекционных бугров зафиксирована также в Канаде (район р. Беар) и на архипелаге Шпицберген (Yoshikawa, 1998; Yoshikawa et al., 2003).

На полуострове Тактоятак насчитывается около 1350 пинго (булгунняхов) (Mackay, 1998), что является самой высокой концентрацией этих форм в мире. Дж. Р. Маккай (Mackay, 1977, 1983, 1988, 1998), проводивший многолетние детальные исследования развития пинго на полуострове Тактоятак (север Канады), выполнил определения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) во льду одного типичного пинго и в воде питающего его источника.

К.Йошикава, используя тритиевый анализ в процессе исследования пинго на Шпицбергене в районах Адвентдален и Рейндален (Yoshikawa, 1998), показал, что источники питания пинго могут быть разными.

В Канаде изучение изотопного состава сезонных бугров пучения проводилось на двух ключевых участках. Работы Р. ван Эвердингена выполнялись в районе Медвежьих Скал, расположенном на юго-восточной оконечности хребта Нормана (6455'22" с.ш., 12539'22" з.д.). Объектом

исследований Ф. А. Майкла стал район Норз Форк Пасс (Северо-Западные территории, 6435'39" с.ш., 13818'34" з.д.). Для обоих районов характерны прерывистое распространение многолетнемёрзлых пород и наличие разгрузки источников подземных вод. В таких мерзлотно-гидрогеологических условиях ежегодно в зимний период происходит формирование сезонных бугров пучения и сопряжённых с ними наледей. В районе Норз Форк Пасс в 1980–1982 гг. было зафиксировано более 65 подобных бугров.

Работы по стационарному наблюдению за динамикой бугров пучения на торфяниках вдоль трассы газопровода Надым–Пунга были выполнены Н. Г. Москаленко и О. Е. Пономарёвой (2004, 2007). Принципиально значимым результатом этих исследований является то, что на участках с высокотемпературными многолетнемёрзлыми породами, несмотря на потепление климата и снятие растительного покрова, продолжается рост уже существующих бугров пучения в пределах территорий, окружённых обводнёнными ложбинами стока. Одновременно с этим зафиксировано образование новых бугров на ненарушенных участках. Наряду с этим, здесь же, при отсутствии обводнённых ложбин, происходит частичная деградация тех бугров пучения, на которых растительный покров был уничтожен в процессе строительства газопровода.

Детальный анализ пространственного распространения бугров пучения, основанный на дешифрировании топографических карт масштаба 1:200 000 (Grosse, Jones, 2011; Баду, Никитин, 2020), выявил отчетливую приуроченность максимумов их плотности к прибрежным зонам морских и лагунно-морских террас, в частности, на западе и востоке п-ова Ямал, севере и юге п-ова Гыданский, а также в северной и центральной частях п-ова Тазовский (см. рис. 3.4).

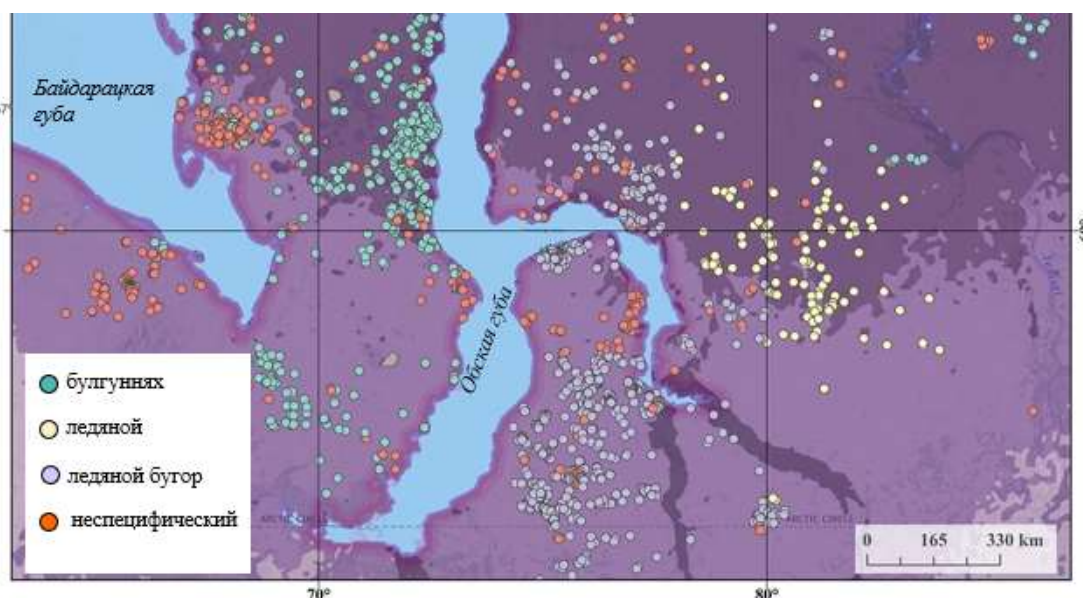


Рис. 3.4. Фрагмент цифровой карты распространения бугров пучения по (Grosse, Jones, 2011)

Наши полевые исследования бугров пучения (Васильчук и др., 2008), показали, что эти криогенные формы отличаются большим разнообразием условий образования и динамики во времени. Большинство исследователей предполагали, что высота бугров пучения миграционного типа (пальза) уменьшается с юга на север, например, что в зоне приенисейской тайги высота бугров уменьшается с юга на север, достигая максимальны размеров в районе г.Игарки. Наши исследования вблизи южной границы восточно-европейской криолитозоны, где среднегодовая температура грунтов около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и близ г.Воркута, где среднегодовая температура пород ниже $-2\ldots-3\text{ }^{\circ}\text{C}$, говорят, что локальные факторы, обуславливающие льдовыделение, оказывают более существенное влияние, чем региональный фон. То есть бугры пучения наибольшей высоты формируются там, где к началу промерзания существовала торфяная залежь (не менее $0,3\text{--}0,4\text{ м}$) и обширная сильноувлажненная депрессия (Васильчук и др., 2006). Получение многочисленных ^{14}C датировок перекрывающего бугры торфа показало, что возраст бугров пучения почти не зависит от широты местности и температуры многолетнемерзлых пород. Как в районах прерывистого, спорадического, так и в районах сплошного распространения многолетнемерзлых пород

встречаются и древние и молодые бугры пучения. Даже бугры, принадлежащие к одному и тому же климатическому региону, могут иметь возраст, различающийся на 8 тыс. лет и более.

Наши многолетние исследования, выполнявшиеся в районе станций Елецкая, Бугры и Абезь, показали, что изотопный состав углерода перекрывающего торфа характеризуется низкими значениями $\delta^{13}\text{C}$ (от -28 до -30‰), что отражает анаэробную обстановку торфонакопления и низкую степень разложения органического вещества (Буданцева и др., 2016). Наиболее показательные результаты получены нами по бугру у пос. Абезь. Повторное визуальное обследование (2001–2016 гг.) зафиксировало значительное проседание бугра. В распределении значений $\delta^{13}\text{C}$ по глубине в торфе просевшего бугра выделяются «поворотные точки», которые, согласно критериям (Krüger et al., 2014, 2016), должны свидетельствовать о ненарушенной динамике. Однако морфология бугра однозначно указывает на его деградацию. Вертикальные профили $\delta^{13}\text{C}$ показывают, что проседание не сопровождалось существенной переработкой поверхности и криотурбацией (Васильчук и др., 2017). Это однозначно указывает на то, что разрушение произошло не сверху, а снизу – за счет теплового воздействия и изменения уровня грунтовых вод. Изменение обводненности территории связано с техногенным вмешательством при прокладке газопровода Бованенково–Ухта (2008–2012 гг.), включавшим подтопление на этапе строительства и последующие дренажные работы.

Наши наблюдения также показали, что при сегрегационном типе льдообразования в ядрах палъза могут формироваться пласты и линзы льда мощностью до 1–3 м, что заставляет существенно по-иному оценивать генезис торфяных бугров пучения с ледяным ядром (Васильчук и др., 2008). Изученный нами ледоминеральный бугор пучения – литальза в долине реки Сенца (Восточный Саян) имел уникальную изотопную запись: два выраженных тренда понижения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с глубиной, т.е. можно сказать выраженное циклическое строение. В распределении значений $\delta^{18}\text{O}$ и

$\delta^2\text{H}$ по глубине фиксируются три изотопных минимума (на глубинах около 3–5, 9–12 и 18–21 м), разделённых двумя отчётливыми изотопными максимумами (Васильчук и др., 2016; Vasil'chuk et al., 2023).

Такая циклическая структура была проинтерпретирована нами как результат повторения одного гидрологического сценария в ходе формирования бугра – подтоплением речной поймы половодными водами с последующим активным испарением (Vasil'chuk et al., 2023). Каждый цикл начинался с поступления новой порции воды, которая, замерзая в условиях закрытой системы при ограниченном водообмене, давала начало новому изотопному тренду. Таким образом, условия поступления воды, литологический состав вмещающих отложений и характер процессов промерзания (открытая или закрытая система) закономерно отражаются в изотопной летописи льда.

Ниже приведена изотопная индикация условий формирования бугров пучения на севере Западной Сибири, выполненная в соответствии с их разделением на пинго (инъекционные) и пальза (миграционные). Инъекционные бугры Западной Сибири относятся к типу пинго гидростатической системы (Маскау, 1998), т.е. это классические бугры закрытой системы. В то время как миграционные бугры пучения формируются в результате сегрегационного льдообразования при подтягивании влаги к фронту промерзания, что по механизму водоснабжения соответствует открытой системе.

3.2. Бугры закрытой системы – пинго

3.2.1. Пинго Песцовое

На юге Тазовского п-ова, в пределах нефтяного месторождения Песцовое ($66^{\circ}10'$ с. ш., 76 – 77° в. д.), примерно в 100 км от г. Нового Уренгоя бугры пучения достигают размеров 15–20 в высоту, и 150–200 м в диаметре. На одном из булгунняхов высотой 17 м в 10 км севернее ст. Тундра (рис. 3.5) проведено бурение скважины глубиной более 30 м., выполнен отбор льда ядра и перекрывающего торфа для радиоуглеродного датирования.

В разрезе бугра вскрыты (рис. 3.6): торф темно-коричневый мощностью 0.5 м, подстилаемый суглинком оторфованным мощностью 0.4 м; суглинок темно-серый плотный многолетнемерзлый с массивной и горизонтально-слоистой (в нижней части слоя) криотекстурой, мощностью 11.1 м; переслаивание суглинка и льда, толщина слоев льда 5–7, суглинка 10–12 см; лед слоистый, мощностью 14.3 м, отмечено переслаивание мутного, прозрачного, молочно-белого льда. В нижних 7 м встречены прослои суглинка толщиной 2–3 см; суглинок серый плотный, мощность слоя 5 м, с прослоями льда толщиной 5–8 см.



Рис. 3.5. Внешний вид пинго Песцовое

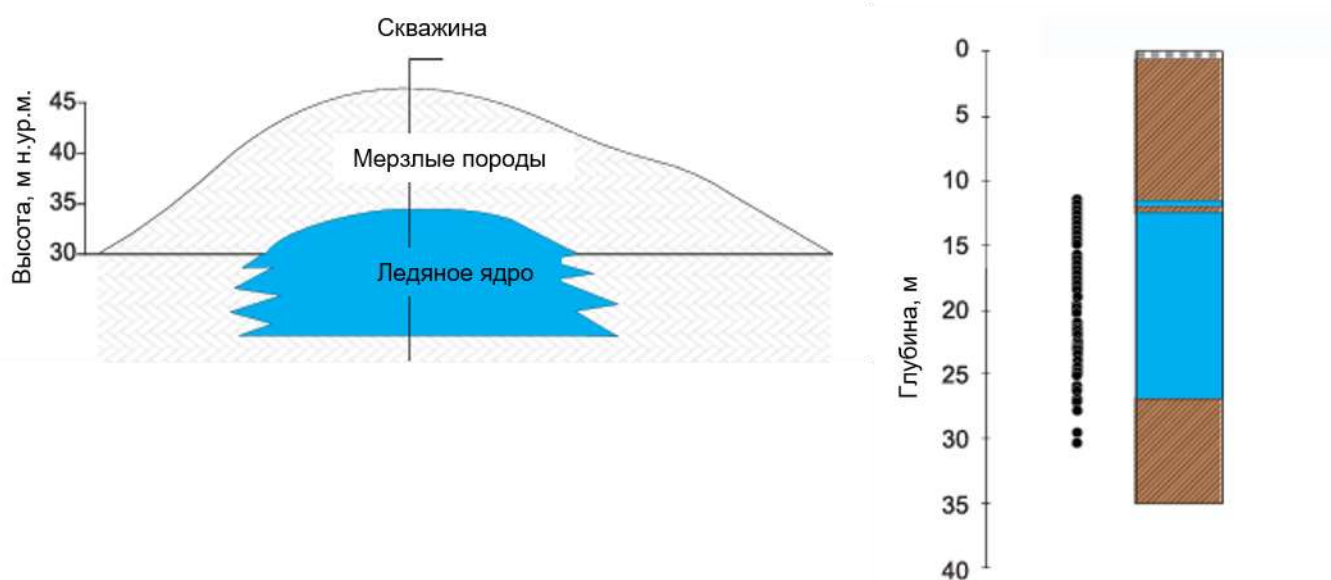


Рис. 3.6. Строение разреза пинго Песцовое

Возраст булгуннях определён по радиоуглеродному датированию торфа. В центральной части поверхностный торф датирован в 2560 ± 70 , торф с глубины 0,3–0,4 м – 5220 ± 50 и торф с глубины 0,85–0,9 м возраста 5080 ± 50 лет (табл. 1). На периферии бугра торф с глубины 0,05–0,15 м датирован в 5400 ± 40 лет. Радиоуглеродное датирование торфа, перекрывающего булгуннях Песцовое, позволило установить, что пучение происходило в два этапа: на первом этапе оно началось по периферии бугра около 5000 лет назад, а на втором этапе пучение активизировалось около 2500 лет назад в центральной части булгуннях. Скорость подъёма поверхности булгуннях была очень высока, 2–3 см/год, что достаточно быстро привело к формированию крупного бугра (Васильчук, Буданцева, 2010). В смежных районах Тазовского п-ова в этот период шел активный рост миграционных бугров пучения (пальза) на торфяниках (Васильчук и др., 2012).

Изотопные характеристики льда. Изотопные вариации в ледяном ядре булгуннях Песцовое характеризуются значительным диапазоном значений $\delta^{18}\text{O} \sim 6\text{‰}$ и контрастным распределением в толще 15-метровой ледяной залежи. В верхней части керна пинго, в интервале глубин 11,3–15 м (секция 1), величины $\delta^{18}\text{O}$ слабо увеличивались с глубиной от $-13,0$ до $-11,6\text{‰}$, а $\delta^2\text{H}$ – от $-106,5$ до $-97,9\text{‰}$. Величины d_{exs} варьировали в интервале 3,5–5,1‰, понижаясь с глубиной (рис. 3.7, табл. 3.1). В средней части ледяного керна (секция 2, глубина 15–26 м) наблюдалось уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с глубиной, сопровождавшееся ростом значений d_{exs} : $\delta^{18}\text{O}$ снижались от $-12,05$ до $-15,8\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ – от $-95,3$ до -120‰ , тогда как d_{exs} увеличивались от отрицательных значений до $+6,9\text{‰}$. Именно для этого интервала характерны максимальные вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. В более глубокой секции 3 (26–30,3 м) значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от $-14,1$ до $-15,4\text{‰}$, а $\delta^2\text{H}$ – от $-111,2$ до -123‰ при слабо выраженном положительном тренде с глубиной. Значения d_{exs} здесь увеличиваются и становятся в нижних 4-х м практически везде положительными, до $6,72\text{‰}$. Все изотопные данные по керну пинго Пестовое

аппроксимируются линейным трендом, описываемым уравнением $\delta^2\text{H} = 5,75 \delta^{18}\text{O} - 30,3$ ($R^2 = 0,87$) (рис. 3.8).

Таблица 3.1. Осредненные изотопные параметры льда

Место отбора	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d-exc, ‰
Секция 1			
среднее	-12,5	-101,9	-1,2
максимум	-11,6	-94,6	3,5
минимум	-13,1	-106,5	-5,1
n	10		
Секция 2			
среднее	-13,1	-105,4	-0,6
максимум	-11,4	-93,2	7,3
минимум	-15,9	-119,9	-8,3
n	36		
Секция 3			
среднее	-15,0	-118,2	2,0
максимум	-14,1	-111,2	4,2
минимум	-15,4	-123,0	-0,5
n	8		

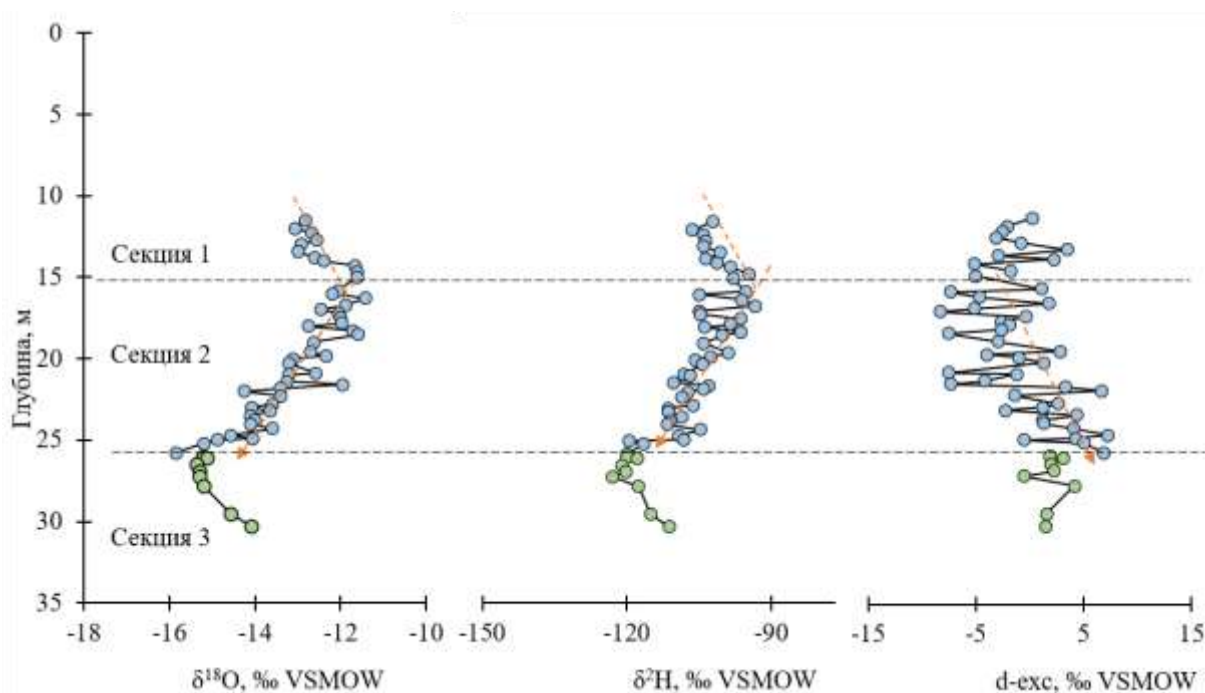


Рис. 3.7. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} по глубине в ледяном ядре пинго Песцовое

Расчёт величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ по уравнению (1) для пинго Пестовое показал, что модель замерзания воды в закрытой системе действительно может

описывать данное распределение изотопных характеристик в ледяном керне (рис. 3.8) при условии, что для исходной воды $\delta^{18}\text{O}$ составляет от $-13,5$ до $-14,3\text{‰}$, а $\delta^2\text{H}$ – от $-106,5$ до -113‰ .

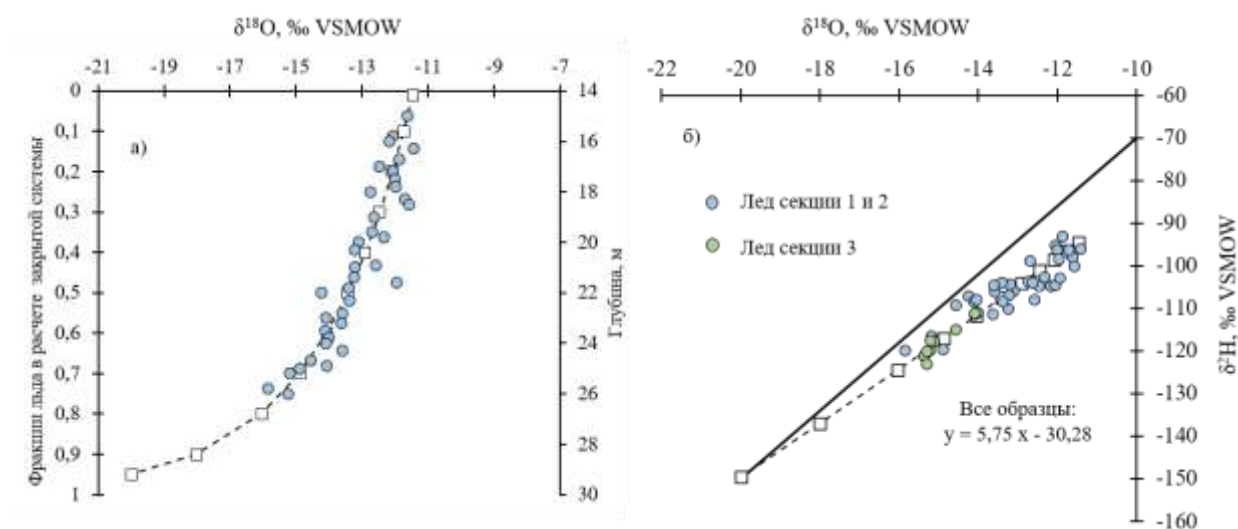


Рис. 3.8. Расчет изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в рэлеевском процессе закрытой системы с равновесными коэфф. изотопного фракционирования и положение образцов ледяного ядра пинго Песцовое относительно этого расчета: расчет по уравнению (1) с начальными характеристиками воды $\delta^{18}\text{O} = -14,3$ и $\delta^2\text{H} = -113\text{‰}$

Изотопные параметры льда пинго Пестовое соответствуют модели замерзания в закрытой системе, хотя наклон линии замерзания ($S = 6,5$), рассчитанный по уравнению (1) с равновесными коэфф. изотопного фракционирования, заметно отличается от наклона, полученного по образцам керна ($S = 5,75$; $R^2 = 0,87$), что указывает на кинетические эффекты. Несмотря на расхождение в наклонах, модель закрытой системы в целом адекватно описывает распределение изотопов в керне пинго Пестовое. Модельные расчёты в координатах $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ выражаются линейной функцией, тогда как реальные образцы характеризуются значительным разбросом относительно этой прямой, что часто наблюдается для природных льдов, поскольку естественные условия не столь стабильны, как модельные. Следовательно, доли образовавшегося льда и коэффициенты изотопного фракционирования (зависящие от скорости льдообразования) не являются постоянными

величинами. Это может приводить к рассеянию значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ природного льда относительно модельных данных.

Современные атмосферные осадки региона можно оценить по данным базы GNIP (метеостанция Салехард, январь 1996 – декабрь 2000). Для осадков в течение всего года характерны низкие значения d_{exs} , а средневзвешенные многолетние величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ составили $-17,5/-16,5\text{‰}$ и $-136,2/-127,7\text{‰}$ соответственно. Соотношение описывается уравнением $\delta^2\text{H} = 7,62 \delta^{18}\text{O} + 6,86$. Сопоставление с современными осадками возможно, поскольку рост пинго Пестовое начался в позднем голоцене: перекрывающий торф датирован интервалом $5400 \pm 50 - 2560 \pm 70$ лет назад (Васильчук, Буданцева, 2010), что, вероятно, указывает на то, что начальный этап пучения произошёл не ранее 5400 лет назад. Судя по другим голоценовым палеоархивам региона, например, по ледяным жилам на полуостровах Ямал и Гыданский (Васильчук, 1992), изотопный облик зимних осадков за это время изменился незначительно. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ исходной воды ($\delta^{18}\text{O}$ от $-14,3$ до $-13,5\text{‰}$ и $\delta^2\text{H}$ от -110 до -113‰), служившей источником льда ядра, попадают в интервал между средневзвешенными годовыми показателями ($\delta^{18}\text{O}_{\text{год}} = -16,5\text{‰}$, $\delta^2\text{H}_{\text{год}} = -127,7\text{‰}$) и средневзвешенными за летний период ($\delta^{18}\text{O}_{\text{лето}} = -12,3\text{‰}$, $\delta^2\text{H}_{\text{лето}} = -94,5\text{‰}$). Небольшое отклонение точек исходной воды от ЛЛИВ может указывать на незначительное испарение. Слабое испарение и повышенная доля летних осадков, вероятно, и определили изотопную подпись исходной воды. Источником воды, по-видимому, служило озеро и его талик; после спуска воды началось промерзание, сформировался закрытый талик, промерзание которого привело к росту пинго.

Изотопная индикация условий и механизма формирования льда.

Если допустить, что в исходной воде преобладали летние осадки, то пусковым механизмом должно было стать быстрое спускание озера вследствие разрушения мерзлотной «дамбы», отделявшей озеро от реки. Когда озеро обмелело или полностью осушилось, промерзание сверху водонасыщенных отложения талика создало гидростатическое давление внутри таликовой зоны.

При продолжающемся промерзании эта вода оказалась под давлением, что привело к её инъекции и формированию ледяного ядра (на глубинах 15–26 м) с изотопным составом, соответствующим рэлеевскому типу изотопного обеднения (рис. 3.9). Вероятно, этот процесс продолжался до тех пор, пока около 70% воды из линзы не перешло в лёд (см. рис. 3.8б). Согласно изотопным данным, лёд в секции 3 образовался из остаточной воды в линзе, на что указывает положение образцов льда вблизи расчётных 70–80% льда от общего объёма исходной воды. Однако в секции 3 наблюдается обратная тенденция изменения изотопного состава с глубиной: рост величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ вниз по разрезу (см. рис. 3.7) при наклоне линии регрессии ($\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$), соответствующем модели закрытой системы (рис. 3.8б). Это может интерпретироваться как льдообразование в закрытой системе, но с направлением промерзания снизу вверх: линза воды на границе между секциями 2 и 3 замерзала в изменившихся условиях. Если вода под давлением поступала из водяной линзы до тех пор, пока 70% исходной воды не перешло в лёд, то в остаточной линзе сохранялось ещё около 30% объёма воды. При льдообразовании сверху вниз последние порции воды поступали непосредственно в нижние слои льда, т.е. эта вода контактировала со льдом секции 2 (ледяного ядра). К этому моменту, по-видимому, охлаждение сверху уже было достаточно слабым. Известно, что чем больше льда образуется при промерзании сверху, тем ниже скорость его формирования в нижележащих слоях (Maskau, 1990). Поэтому последние порции воды замёрзали снизу при поднятии кровли многолетнемёрзлых пород, сформировав лёд секции 3 (рис. 3.9). Аналогичная ситуация наблюдалась при формировании наледного бугра в районе реки Купарук на Аляске (Yoshikawa, 2008), когда ледяное ядро образовалось за счёт промерзания сверху в верхней части и снизу в нижней. Лёд верхней части (секция 1) пинго Песцовое, вероятно, сформировался из той же воды, что и лёд нижележащих секций 2 и 3.

В секции 1 тенденция к увеличению $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с глубиной (см. рис. 3.7) означает, что самые верхние части льда в секции 1 образовались при более

высокой скорости замерзания воды. При высоких скоростях промерзания изотопное фракционирование ослабевает, а коэффициенты α – снижаются, как было показано нами в Главе 1. Затем с глубиной скорость замерзания постепенно уменьшается, что ведёт к росту коэффициента фракционирования α до равновесных величин. В образцах льда секции 1 изотопный сдвиг относительно среднего значения исходной воды ($\delta^{18}\text{O} = -13,9\text{‰}$) варьировал от 1,3‰ на глубине 11,5 м до 1,7‰ на глубине 14 м и 2,4‰ на глубине 14,3 м. Следовательно, можно предполагать высокую скорость льдообразования в верхней части ледяного керна и замедление этого процесса с соответствующим выражением изотопного фракционирования в более глубоких частях ледяного ядра при общем промерзании системы сверху вниз.

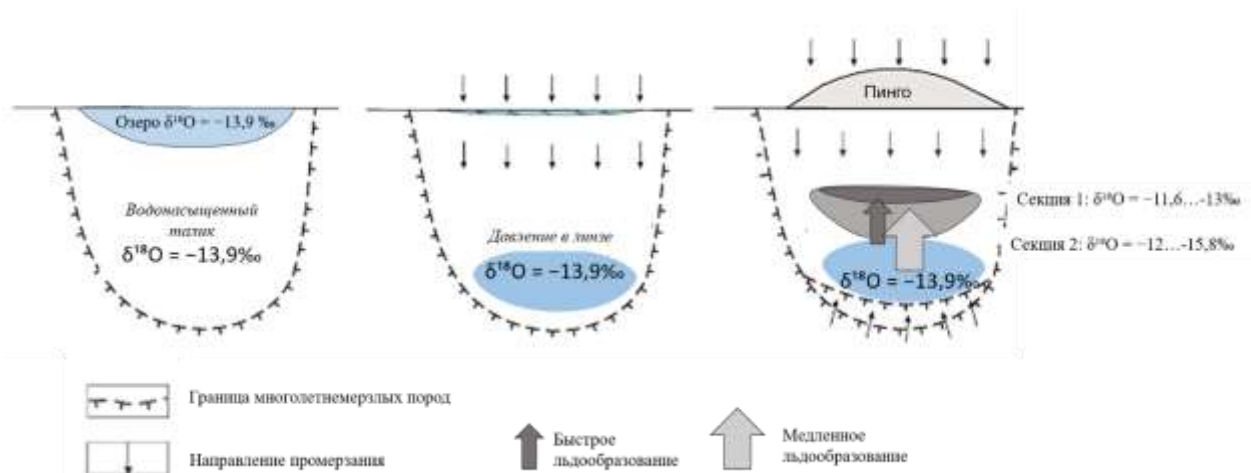


Рис. 3.9. Схема формирования ледяного ядра пинго Песцовое при промерзании замкнутого озерного талика.

3.2.2. Пинго Мессояха-1

Булгуннях Мессояха-1 высотой 10,5 м, длиной 250 м и шириной 95 м с ледяным ядром мощностью 6,5 м расположен на юге Гыданского полуострова ($68^{\circ}30'32''$ с.ш., $79^{\circ}59'53''$ в.д.) в пределах Среднемессояхского вала, в зоне сплошного с поверхности распространения мёрзлых пород, среднегодовая температура воздуха по данным ближайшей метеостанции Тазовский составляет $-9,7^{\circ}\text{C}$. Булгуннях расположен на краю хасырея рядом с озером (рис. 3.10). Абсолютная высота вершины составляет 42,9 м.

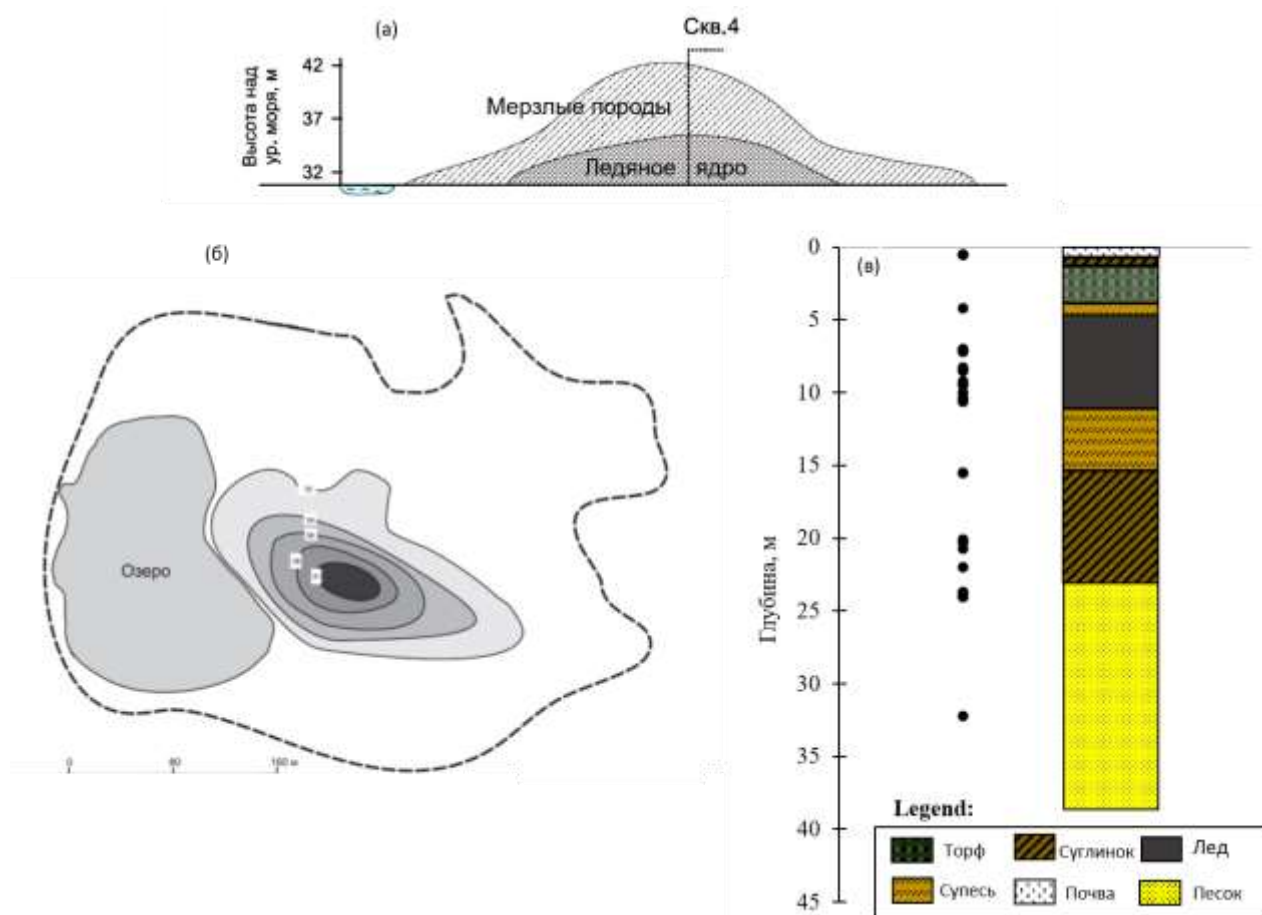


Рис. 3.10. Профиль бугра пучения Мессояха-1 (а), положение в плане относительно озера (б) и строение разреза (в)

На вершине бугра заложена параметрическая скважина (с отбором керна) вскрывшая: 1) 0,0–0,1 м. Почвенно-растительный слой; 2) 0,1–1,4 м. Суглинок тёмно-коричневый, твёрдомёрзлый, слабльдистый, линзовидно-слоистой криотекстуры, шлиры до 3 мм, заторфованный, с растительными остатками; 3) 1,4–3,9 м. Торф тёмно-коричневый, мёрзлый, сильнольдистый, атакситовой криотекстуры, шлиры льда горизонтальные мощностью до 6–8 см, сильно разложившийся, с растительными остатками. В основании слоя вскрыт ледогрунт с частыми про слойками торфа мощностью до 5–6 см, тёмно-коричневого мёрзлого, сильно разложившегося, с растительными остатками; 4) 3,9–6,7 м. Супесь коричневая твёрдомёрзлая, слоистой криотекстуры, шлиры льда горизонтальные и косые мощностью до 3–5 см, с гнездами ожелезнения, растительными остатками; 5) 4,5–11,0 м. Лёд чистый прозрачный; 6) 11,0–15,3 м. Супесь серая твёрдомёрзлая, слабльдистая,

слоистой криотекстуры, шлиры косые, ломанные, мощность субгоризонтальных прослоёв 0,5–1,0 см, субвертикальных – до 2–3 см, с растительными остатками; 7) 15,5–23,0 м. Суглинок тёмно-серый, твёрдо мёрзлый, льдистый, слоистой криотекстуры с прослоями льда, в верхней части слоя шлиры под углом 45° мощностью до 3 см, в основании слоя шлиры слабонаклонные и горизонтальные мощностью до 1 см, с прослойками мелкого песка 5–10 мм мощностью, включениями пятен торфа и растительных остатков; 8) 23,0–38,5 м. Песок серый, мелкий, твердомёрзлый, льдистый, массивной криотекстуры, в верхней части слоя на глубине 23,5–24,0 м с косыми шлирами льда под углом 15° – 30° , второй прослой с косыми наклонными шлирами льда на глубине 32,2–32,5 м мощностью до 0,5–1 см; между этими полосами и в основании слоя криотекстура массивная, песок слабольдистый, с прослойками (до 1 см) растительных остатков (прослой торфа и веточек хорошей сохранности), включениями мелкого гравия.

Изотопные и химические характеристики льда. В изотопном составе льда ядра бугра отмечены незначительные вариации (рис. 3.11): значения $\delta^{18}\text{O}$ изменяются от $-14,98$ до $-16,60\text{‰}$, а величины $\delta^2\text{H}$ от $-117,9$ до $-122,8\text{‰}$. Этот небольшой разброс значений, вероятно, является результатом интенсивного пучения и довольно быстрого образования бугра. Изотопные параметры ледяного ядра ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) близки к линии метеорных вод (рис. 3). Среднегодовые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ атмосферных осадков района (по GNIP на станции в г. Салехарде) составляют $-17,48$ и $-136,2\text{‰}$ соответственно.

Осреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ летнего периода составляют $-12,48$ и $-96,2\text{‰}$ соответственно. При этом величина дейтериевого эксцесса осадков относительно низкая и составляет $3,6\text{‰}$ как для осадков всего года, так и для исключительно летних осадков. Изотопный состав льда ядра указывает на то, что источником его формирования служила, скорее всего, озёрная вода, в которой летние осадки преобладали над зимними, что выражается в

положении точек льда на $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ диаграмме между среднегодовыми и летними величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ осадков (рис. 3.12).

Гидрохимический состав льда (табл. 3.2.) и однородное соотношение $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$, варьирующему в основном от 2 до 3, указывают, что вода, из которой сформировался лёд ядра, не менялась во время роста бугра и относится к озёрным хлоридно-кальциевым водам.

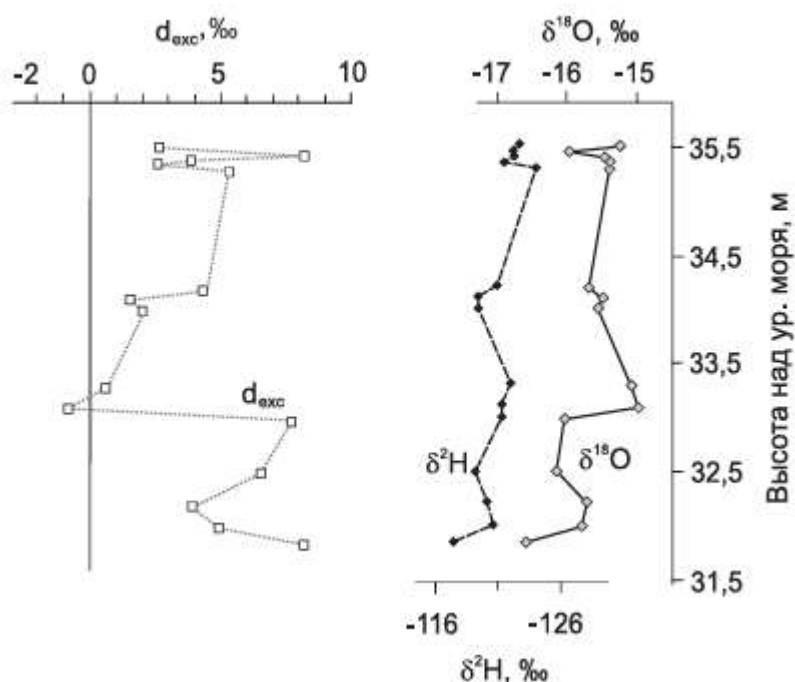


Рис. 3.11. Распределение по глубине $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и $d_{\text{exс}}$ в ледяном ядре бугра пучения – булгуннях (пинго) Мессояха-1.

Изотопная индикация условий и механизма образования бугра. В верхней части ледяного ядра значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ очень однородны, что свидетельствует об открытой системе льдообразования, или/и о больших скоростях промерзания. В нижней части выражено незначительное уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ с глубиной при одновременном увеличении значений $d_{\text{exс}}$, что свидетельствует о промерзании в закрытой системе (замкнутый талик).

Мы выполнили расчеты изотопного истощения в закрытой системе для двух условий (рис. 3.13). Модель 1 была рассчитана для начальных значений $\delta^{18}\text{O} = -16,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -130\text{‰}$ с использованием равновесных коэффициентов

изотопного фракционирования. Модель 2 была рассчитана для начальных условий: $\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -118\text{‰}$ и коэффициентов $\alpha^{18}\text{O} = 1,0031$ и $\alpha^2\text{H} = 1,0195$, экспериментально полученных для высоких скоростей роста льда (Perşoiu et al., 2011). Можно заметить, что образцы ледяного керна плохо соответствуют расчету (рис. 3.14) и их изотопные характеристики описываются кинетическим наклоном.

Таблица 3.2. Гидрохимический состав льда ядра бугра пучения Мессояха-1

Глубина отбора, м	Na ⁺ , мг/л	K ⁺ , мг/л	Mg ²⁺ , мг/л	Ca ²⁺ , мг/л	Cl ⁻ , мг/л	NO ₃ ⁻ , мг/л	SO ₄ ²⁻ , мг/л
7	1,12	0,72	0,17	3,41	1,11	< 0,1	0,36
7,05	1,73	0,81	0,2	4,21	2,65	< 0,1	0,9
7,1	1,98	1,52	0,36	4,88	2,67	< 0,1	0,85
7,15	1,42	1,98	0,3	4,14	1,74	< 0,1	0,54
7,2	1,05	0,65	0,12	4,03	1,49	< 0,1	0,45
8,3–8,4	1,82	1,55	0,49	5,29	2,74	0,1	1,1
8,4–8,5	1,29	1,24	0,13	5,68	1,51	< 0,1	0,53
8,5–8,6	0,72	0,54	0,18	5,41	1,14	0,1	0,41
9,2–9,3	0,87	0,61	0,19	5,4	1,26	0,1	0,4
9,4–9,5	0,78	0,48	0,1	4,71	0,94	0,1	0,41
9,5–9,6	1,05	0,62	0,14	5,4	1,39	0,17	0,52
10	0,75	0,47	0,15	5,2	0,93	0,13	0,34
10,3–10,4	0,47	0,26	0,1	3,4	0,57	0,18	0,27
10,5	0,8	0,38	0,18	4,15	1,12	0,17	0,53
10,6–10,7	0,42	0,47	0,12	4,88	0,98	< 0,1	0,44

Однако, значения распределены не линейно ($R^2=0,38$, см. рис. 3.12) и мы не можем уверенно утверждать, что это льдообразование в закрытой системе с кинетическими эффектами. Чистый лед ядра (керн) должен был формироваться с очень высокими скоростями льдообразования, чтобы наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ достиг значений 2,4. Согласно уравнению Бартона (4), для таких наклонов требуется скорость порядка 0,001 см/с, что соответствует 86 см в сутки. Такие скорости совершенно нереалистичны для Гыданского полуострова. Так что мы не можем здесь говорить о кинетическом фракционировании.

Зато изотопное фракционирование, сопровождающее льдообразование в закрытой системе, проявилось при образовании ледяных шлиров на глубине 22 м.

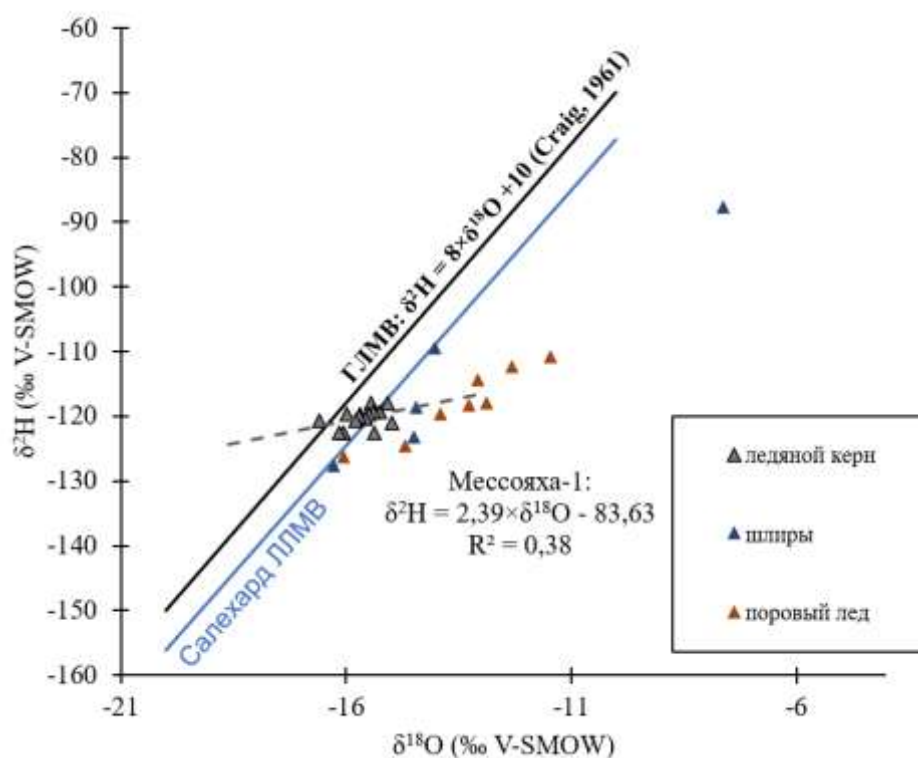


Рис. 3.12. Соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для разного типа льда в ледяном ядре пинго Мессояха-1

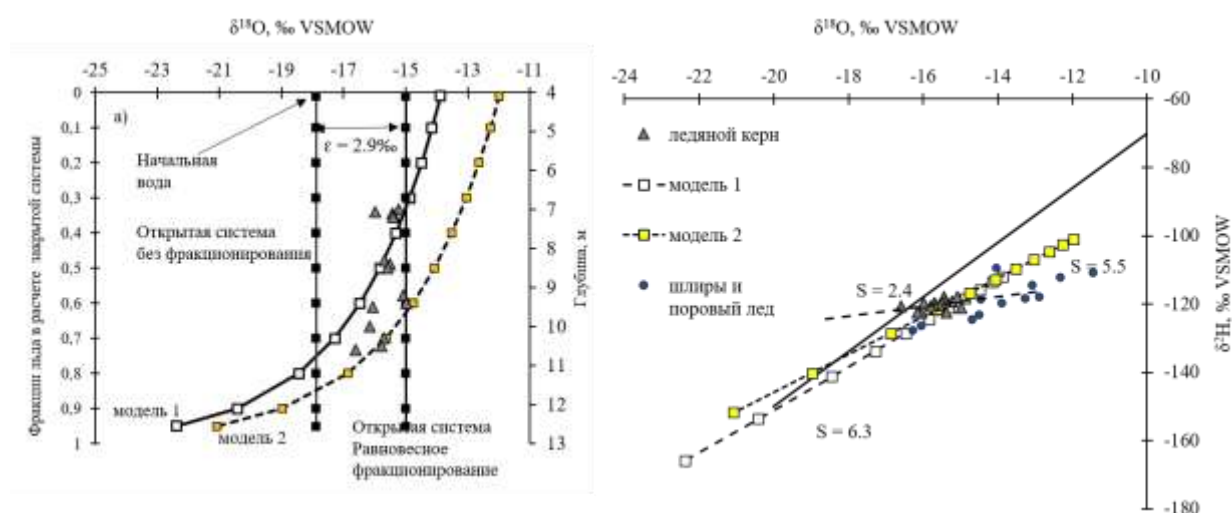


Рис. 3.13. Изотопные характеристики льда в ядре пинго Мессояха-1 относительно расчетов закрытой системы

При их формировании отмечено максимально неравновесное изотопное фракционирование (величина $\delta^{18}\text{O}$ от верхнего к нижнему шлиру уменьшилась

почти на 7‰ с $-7,63$ до $-14,04$ ‰, а $\delta^2\text{H}$ только на 20‰). Эти кинетические эффекты отражаются в величине наклона около 3 на диаграмме $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 3.12, 3.13). Такой наклон в данном случае может быть следствием кинетического изотопного фракционирования в ходе промерзания дисперсных пород, усиленному многократными циклами промерзания–протаивания, предшествующих переходу в многолетнемёрзлое состояние.

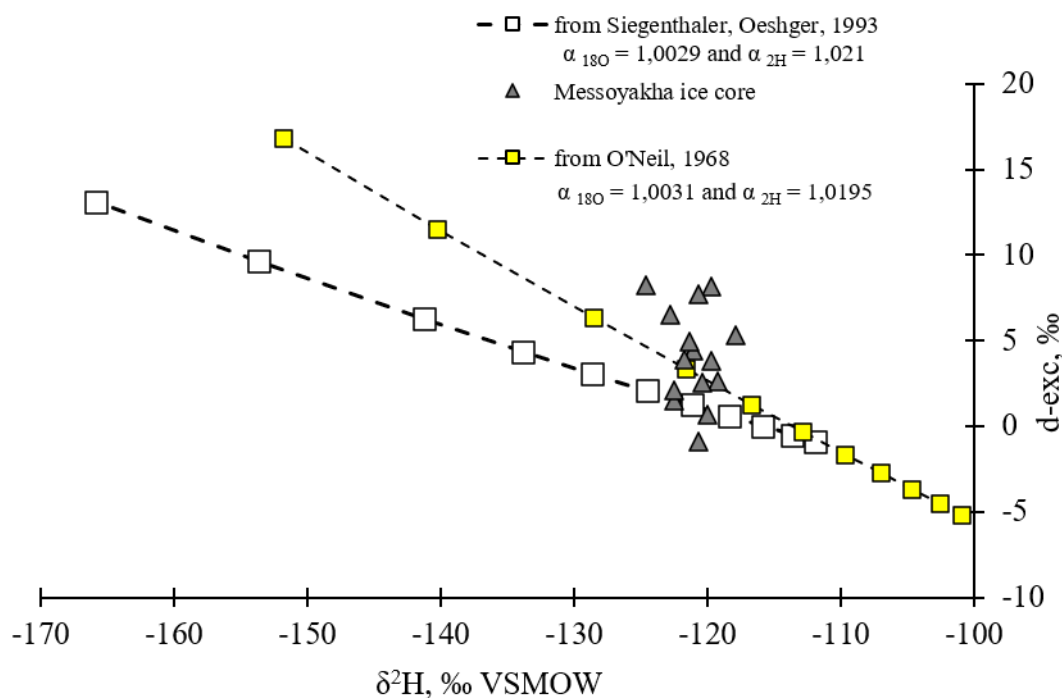


Рис. 3.14. Соответствие образцов ледяного керна Мессояха-1 расчетным трендам закрытой системы в координатах d_{exc} - $\delta^2\text{H}$

Текстурные льды в отложениях, подстилающих и перекрывающих ледяное ядро, по своему изотопному составу отражают тот же источник влаги, из которого сформировалось ледяное ядро. Исходя из особенностей бугра, можно предположить, что первоначально на этом участке было озеро размером $0,5 \times 0,3$ км. Затем, в результате спуска воды в расположенную поблизости реку, озеро начало осушаться и образовался хасырей, занимающий большую часть первичного озера. Сам же булгуннях (пинго) возник при промерзании хасырея при его постепенном осушении. Сейчас от первичного озера осталось сравнительно небольшое озеро размером $0,2 \times 0,12$ м. Возможно, за свою историю озеро несколько раз осушалось и вновь наполнялось при

меандрировании русла реки, протаивании льдистых грунтов или увеличении количества осадков.

На первой стадии формирования ледяного ядра, по нашему мнению, в подмерзлотный талик мог про исходить дополнительный подток воды из озера, рас полагавшегося в непосредственной близости от бугра. Впоследствии ядро формировалось в условиях закрытой системы при промерзании замкнутого талика.

Не исключено также, что ледяное ядро образовалось при инъекции воды под давлением (стадия закрытой системы), но объём водного резервуара (например, крупного озера или водонасыщенного талика/водоносного горизонта) был достаточно велик, чтобы изотопное обеднение остаточной воды не проявилось в полной мере. Изотопные характеристики керна пинго Мессояха-1 свидетельствуют о неравновесном льдообразовании.

Именно такие экстремально низкие наклоны получены для образцов линзового льда и порового льда. Если аппроксимировать все величины $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, полученные для различных типов льда из пинго Мессояха-1, общий наклон составит 3,8; если анализировать только линзовый лёд, наклон равен 4,3. При этом диапазоны $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в ледяном керне и льде-цементе укладывались в интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ линзового льда. Примечательно, что величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ текстурного льда оказались практически одинаковыми как в верхней части пинго (выше ледяного керна), так и в нижней (под керном). Для линзового льда (за исключением одного образца) значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в верхней секции были близки к таковым в нижней. Для линзового льда мы предположили закрытую систему, но с неравновесным изотопным фракционированием по тому же типу, что был установлен нами для экспериментальных образцов в главе 1.

Точка пересечения линии тренда для образцов из керна пинго Мессояха-1 с локальной линией метеорных вод (LMWL) имеет координаты $\delta^{18}\text{O} = -15,6\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -121\text{‰}$. В данном случае определение изотопных параметров исходной воды по пересечению с LMWL, возможно, не совсем корректно,

поскольку линия регрессии для образцов керна имеет экстремально низкий наклон, связанный с неравновесным льдообразованием. Положение величин $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для керна пинго Мессояха-1 между двумя линиями, отражающими максимально возможное фракционирование и его отсутствие (рис. 3.13а), указывает, что значения $\delta^{18}\text{O}$ исходной воды находились в интервале от $-17,9$ до -15‰ . Однако полностью исключать изотопное фракционирование при формировании природного льда нельзя. Наш расчёт по модели 1 даёт следующие характеристики исходной воды: $\delta^{18}\text{O} = -16,7\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -130\text{‰}$; по модели 2: $\delta^{18}\text{O} = -15\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -118\text{‰}$. Эти значения можно рассматривать как верхний и нижний пределы для исходной воды, из которой формировался керновый лёд. Данный диапазон находится между средними годовыми и средними летними величинами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ осадков. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, использованные в модельных расчётах, практически полностью соответствуют современным средневзвешенным осадкам региона. Косвенно это также указывает на относительно молодой возраст пинго. Следует отметить, что величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ исходной воды для пинго Мессояха-1 несколько ниже, чем для керна пинго Песцовое. Поскольку предполагается, что средневзвешенные значения годовых осадков в период формирования пинго Пестовое не превышали современных, возможно, что доля летних осадков была выше, чем сейчас. Различия в изотопном составе исходной воды (для обоих пинго это была озёрная вода), вероятно, связаны с разной долей летних осадков в водном балансе озёр или с различным соотношением испарения и притока, которое сильно контролирует изотопный состав арктических озёр.

Для современных озёр полуострова Ямал испарение незначительно, и их вода полностью соответствует GMWL (Романенко и др., 2001). В центральной части Ямала озёрные воды демонстрируют очень широкий диапазон $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$: от -13‰ до $-21,9\text{‰}$ и от $-97,3\text{‰}$ до -166‰ соответственно. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ могут указывать на термокарстовое происхождение озера.

Ядро пинго Мессояха-1 представлено относительно мощной линзой чистого льда, что предполагает одно- или многократную инъекцию воды. Скорее всего, инъекций было несколько, поскольку в нижней части керна встречаются прослой грунта и льда разного цвета. На графике точки, соответствующие ледяным линзам, в координатах $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ близки к точкам ледяного керна пинго. Как правило, шлировый лёд формируется при сегрегационном льдообразовании в тонкодисперсных грунтах, когда рыхлосвязанная вода мигрирует вверх к фронту промерзания. Величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ шлирового льда и льда-цемента описываются линейным трендом с наклоном, близким к наклону ледяного керна пинго, но в области более высоких значений. Ориентировочный изотопный состав исходной воды для формирования шлирового и порового льда характеризуется величинами $\delta^{18}\text{O} = -14,5\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -120\text{‰}$, что довольно близко к значениям, типичным для исходной воды, служившей источником чистого льда в кернах. Таким образом, лёд-цемент и шлировый лёд формировались внутри относительно тонкого водонасыщенного слоя, который не получал дополнительной воды и сохранял условия закрытой системы. Изотопный состав кислорода и водорода сегрегационного льда свидетельствует о том, что образование шлирового льда и льда-цемента на глубинах от 15 до 32 м (т.е. под мощным чистым льдом ядра) происходило независимо от формирования основного инъекционного массивного ледяного керна.

Криогенное строение пинго Мессояха-1 и распределение льда в нём свидетельствуют о смешанном генезисе: сегрегационное льдообразование сформировало криоструктуры в слое от 11 до 25 м, тогда как инъекционный лёд определил криоструктуры и мощную линзу чистого льда в верхней части пинго (4,5–10 м). Можно предположить, что отложения, подстилающие линзу чистого льда ниже 11 м, представляют собой мёрзлое ядро пинго, сформировавшееся в аласной котловине до инъекции льда в ядро. В условиях обводнённой озёрной котловины мог сформироваться крупный бугор пучения пальза-типа с сегрегационным льдом. Такие бугры описаны в

Большеземельской тундре и на полуострове Ямал (Васильчук, 1983; Васильчук и др., 2008; 2012). На это указывает мощный слой торфа на глубинах 1,4–3,9 м; он, вероятно, вздымался на 1–3 м над поверхностью аласа. Впоследствии водный режим аласа изменился: озеро могло обмелеть, а затем вновь расшириться при повторном протаивании мерзлоты. Вероятно, озеро затопило торфяной бугор пальза-типа, о чём свидетельствует слой суглинистых отложений (0,1–1,4 м), перекрывающий торфяной горизонт. Это, в свою очередь, могло привести к протаиванию многолетнемёрзлых пород и формированию таликовой зоны мощностью в несколько метров. Позднее озеро частично осушилось (или изменило свои размеры и форму), и промерзание сверху привело к образованию пинго закрытого типа с инъекцией воды и замерзанием. Таким образом, сформировалось ледяное ядро пинго. Поскольку ледяное ядро подстилается линзовым льдом и льдом-цементом, и формирование ядра происходило независимо от подстилающих мёрзлых пород, мы предполагаем, что инъекция воды осуществлялась сбоку (рис. 3.15). Вероятно, важную роль в формировании верхнего ледяного ядра сыграл вакуумный механизм подсоса воды из окружающего озера или из водонасыщенной таликовой зоны под ним. По крайней мере, возникновение вакуумной полости объясняет, каким образом вода – источник формирования ледяного керна – могла поступать в эту часть мёрзлых отложений без нарушения подстилающих мёрзлых пород. Кроме того, этот механизм объясняет возможное направление инъекции воды сбоку, а не снизу, что установлено нами по изотопным характеристикам ледяной линзы (4,5–11 м) и шлирового льда и льда-цемента в подстилающих отложениях (11–38,5 м). Однако в данном случае мы имеем дело со специфической формой инъекции (индукционной, или вакуумной), а не с инъекцией под давлением, типичной для классических пинго.

О наличии вакуумного эффекта в верхней части бугров пучения впервые сообщил Петров. Экспериментальные полевые (Петров, 1934) и лабораторные (Чекотило, 1940) исследования вакуумного механизма роста бугров пучения с

ледяным ядром позволили Петрову заключить, что при повышении давления внутри бугра часть ранее сформировавшегося льда тает и возникает вакуум, который засасывает новые порции воды в бугор.

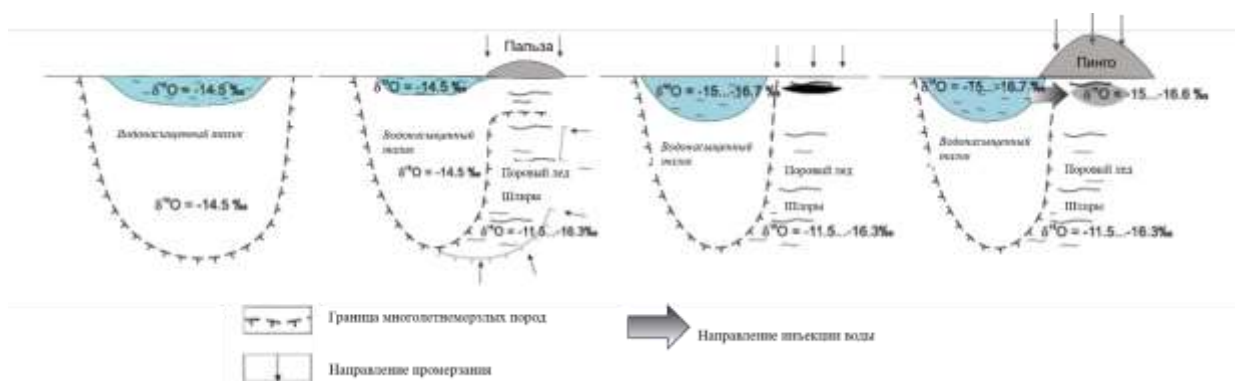


Рис. 3.15. Схема формирования ледяного ядра пинго Мессояха-1 при промерзании озерного талика

Таяние льда достигалось при условии сильного охлаждения поверхности бугра, что приводило к повышению давления внутри ядра пинго (в одном из экспериментов Петрова давление внутри искусственного льда достигало $1 \cdot 10^5$ атмосфер (Чекотило, 1940)). В свою очередь, повышение давления приводило к снижению температуры замерзания льда в верхней части ледяного ядра и к частичному таянию льда в его нижней части. Анализируя кривую замерзания ледяного ядра, Петров пришёл к парадоксальному выводу: чем сильнее мороз, тем больше льда внутри ледяного ядра тает. Впоследствии Борозинец и Фельдман исследовали вакуумно-фильтрационный механизм формирования мощных ледяных линз (Борозинец, Фельдман, 1991). В их эксперименте колебания температуры мёрзлого грунта вызывали попеременное протаивание–промерзание ледяных линз или минерального грунта. Вакуумные условия, возникающие после таяния льда, приводили к фильтрации воды из водоносного горизонта в зону протаивания. Поскольку движение воды происходило за счёт возникновения вакуума и вода участвовала в фильтрации, а не в движении плёночной воды, этот механизм формирования ледяных линз был назван вакуумно-фильтрационным (Борозинец, Фельдман, 1991). В разрезах бугров пучения с высоким содержанием льда отмечено большое количество пустот и полостей;

их суммарный объём достигал 20% объёма мёрзлой породы (Маскау, 1973). Ранее такие же пустоты и полости наблюдал Бобов (Бобов, 1960) в миграционных (сегрегационных) буграх пучения в Центральной Якутии. Горбунов (Горбунов, 1967) отмечал, что при бурении одного из бугров пучения на Тянь-Шане в пробуренную скважину с шипением интенсивно поступали воздух и даже кусочки бумаги, что явно указывало на наличие полостей с вакуумом в мёрзлых буграх. Следует отметить, что образование ледяных линз приводило к возникновению крупных полостей под линзами, которые впоследствии могли заполняться озёрной водой и замерзать в виде мощных ледяных прослоев.

Таким образом, пинго Мессояха-1 представляет собой пример пинго со сложным смешанным генезисом. Изначально он развивался как типичный пальза. Впоследствии пальза был затоплен и протаял сверху; затем, при повторном промерзании этой протаявшей зоны, сформировалась небольшая линза льда. При усилении морозов под этой линзой образовывались вакуумные полости, которые заполнялись водой из соседнего озера или из водонасыщенного талика под ним. Замерзание этой воды сформировало мощное ледяное ядро, что привело к образованию пинго.

Морфология пинго Мессояха-1 отражает участие двух процессов в формировании бугров: деформация поверхности за счёт давления снизу при формировании сегрегационного и инъекционного льда. Современное озеро рядом с пинго может быть вторичным по времени (т.е. оно появилось после формирования пинго). Такой пример описан в дельте Колымы, где пинго граничит с термокарстовым озером, возраст которого моложе возраста пинго (Wetterich et al., 2018).

3.2.3. Бугор у Салехарда

В зимний сезон было выполнено бурение ледяного ядра инъекционного бугра пучения близ г. Салехард (март 2025, 66°34'56" с.ш., 66°45'56" в.д.). Исследованный бугор находится в 5,5 км к северо-востоку от г. Салехард на

отметках около 85 м над ур. моря в нижнем течении р. Обь в долине ее небольшого правого притока р. Вась-Юган (рис. 3.16).

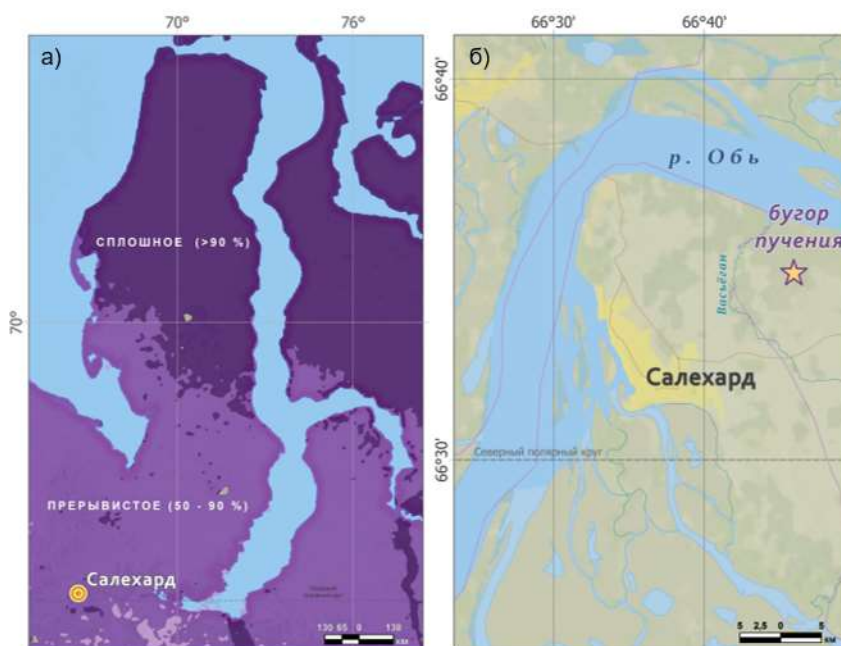


Рис. 3.16. Расположение бугра вблизи г. Салехард (а) в зоне прерывистого распространения ММП (по Obu et al., 2019) в долине р. Вась-Юган (б)

Бугры пучения в окрестностях г. Салехард развиты преимущественно в пределах третьей надпойменной террасы р. Обь, сложенной озерно-аллювиальными отложениями верхнего звена неоплейстоцена (Государственная геологическая карта..., 2013). Бугры приурочены к обширным заторфованным термокарстовым понижениям, где переслаивание водонасыщенных суглинков, супесей и торфа создает идеальные условия для возникновения бугров. Эти толщи характеризуются высокой льдистостью и наличием как сингенетических, так и эпигенетических мерзлотных структур. Терраса р. Обь, на которой находятся бугры, покрыта кустарничково-мохово-лишайниковым редколесьем. Бугры и гряды многолетнего пучения высотой до 5 м распространены в окрестностях двух термокарстовых озер, длина озер – около 100 и 300 м, глубины – до 2 м (рис. 3.17).

Ранее на этом бугре было выполнено бурение для описания строения и измерения содержания метана (Демидов и др., 2022), однако, изотопных исследований не проводилось. Бурение выполнялось станком УКБ-12/25 колонковым снарядом вращательным способом, в ходе которого промылочные жидкости не использовались. Диаметр бурения составлял от 112 до 76 мм,

снижаясь по мере увеличения глубины. Проходка проводилась укороченными рейсами по 30–50 см, извлечение керна из керноприемника ('core catcher') проводилось механически. В результате выполненного бурения на глубине 1,7 м от дневной поверхности было вскрыто ледяное ядро, которое представляло собой чередование мощных горизонтов (до 20 см) чистого льда и минеральных прослоев.

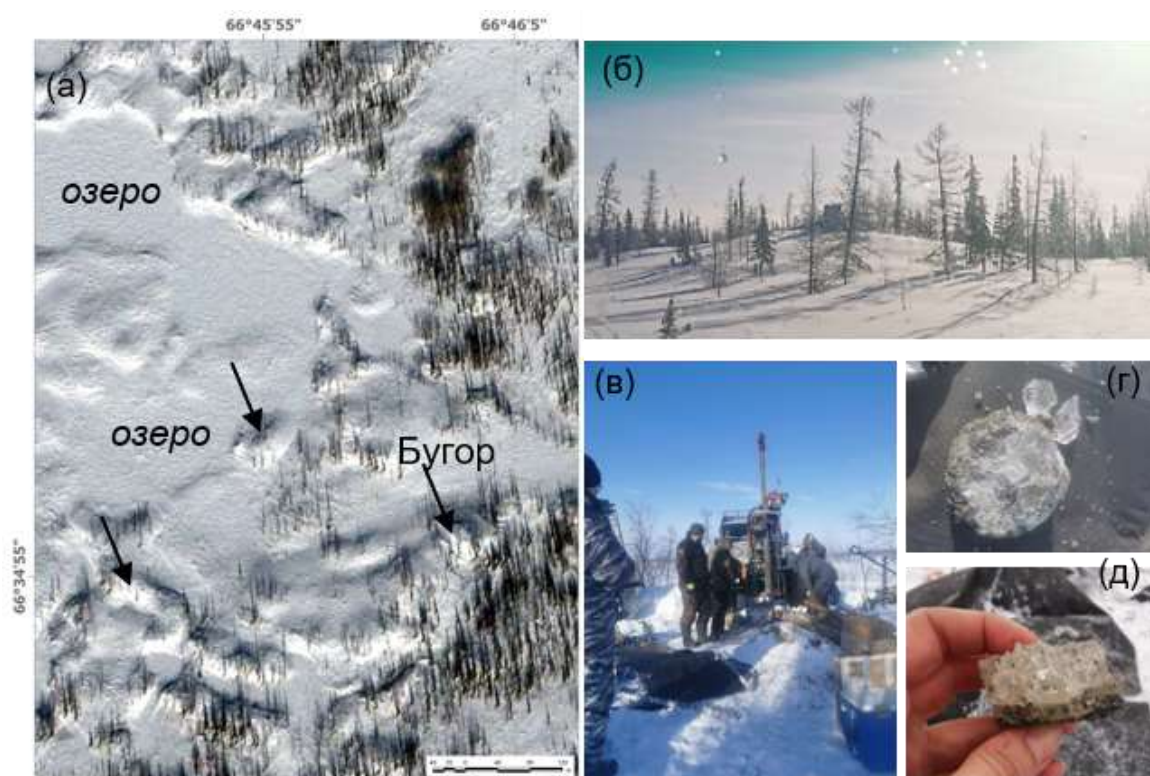


Рис. 3.17. Район исследований и положение бугров. Площадь пучения вблизи двух озер (а), фото бугра (б), бурения (в) и льда, вскрытого скважиной (г, д)

В районе г. Салехард ММП имеют сплошное и прерывистое распространение. Прерывистость обусловлена наличие таликовых зон сквозного не сквозного характера, которые приурочены к руслам рек (рис. 3.18). Для более крупных рек – Оби, Полуя, Вась-Югана характерны сквозные талики. Несквозные подрусловые талики свойственны для небольших рек, а также для крупных термокарстовых озёр. Такие талики характеризуются небольшой шириной, ограниченной, как правило, руслом рек и контуром термокарстовых озёр. Среднегодовая температура мерзлых пород на территории колеблется в пределах от -2 до 0 °С (Грязнов и др., 2014).

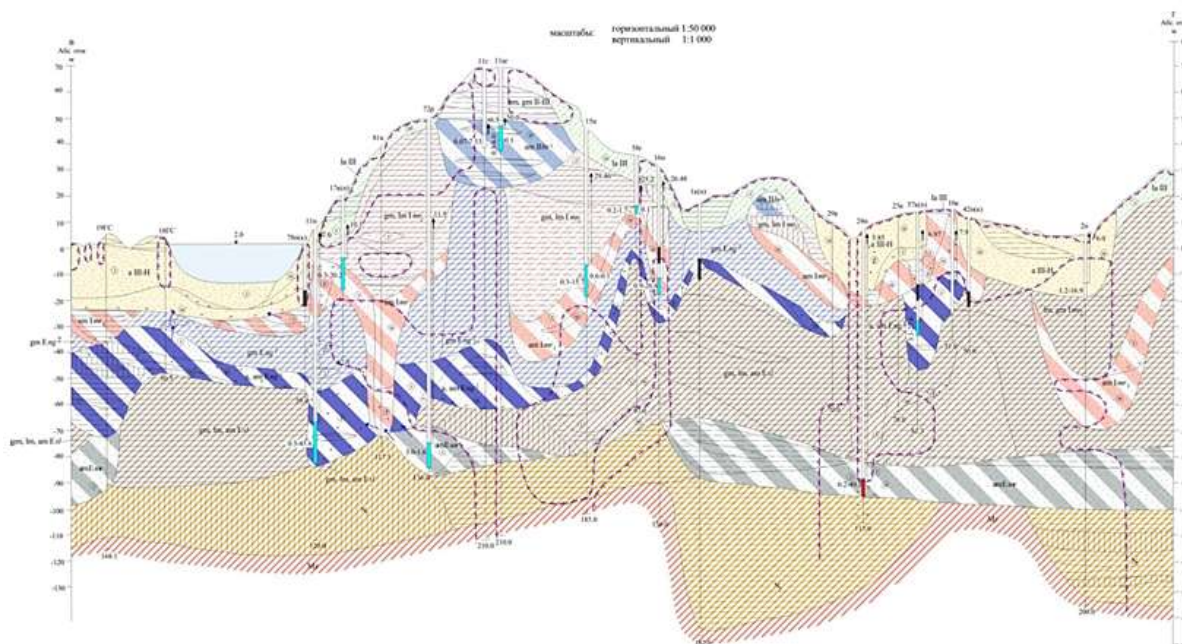


Рис. 3.18. Гидрогеологический разрез Салехардской площади (из Грязнов и др., 2014)

Минеральная часть ядра представлена серым озерным суглинком. Все ледяное ядро было пройдено скважиной до глубины 11 м. Ниже отмечался мерзлый озерный суглинок с массивной и шлировой криогенной текстурой. По результатам бурения было отобрано 81 образца льда.

Изотопные характеристики льда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ во льду ядра варьируют от $-15,3$ до $-17,6\text{‰}$ и от -111 до $-127,4\text{‰}$, соответственно (рис. 3.19). Для положения точек на δ - δ диаграмме отмечается два принципиально разных линейных тренда – для верхней части (гл. 1,75-6,2 м) и нижней части (гл. 6,2 – 11 м). Верхняя часть ледяного ядра на представлена двумя льдистыми линзами. Для первой линзы (секция 1) при соответствии наклону закрытой системы ($S=7,0$ см рис. 3.20) слабо выражено понижение значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной (см. рис. 2), которое характерно для льдообразования в условиях закрытой системы при промерзании сверху. Для второй линзы (секция 2) более выражено уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной (см. рис. 3.19) и также соответствие тренду с наклоном закрытой системы (рис. 3.20). Расчет по уравнению (1) показывает, что лед соответствует промерзанию от 25 до 60% резервуара вод.

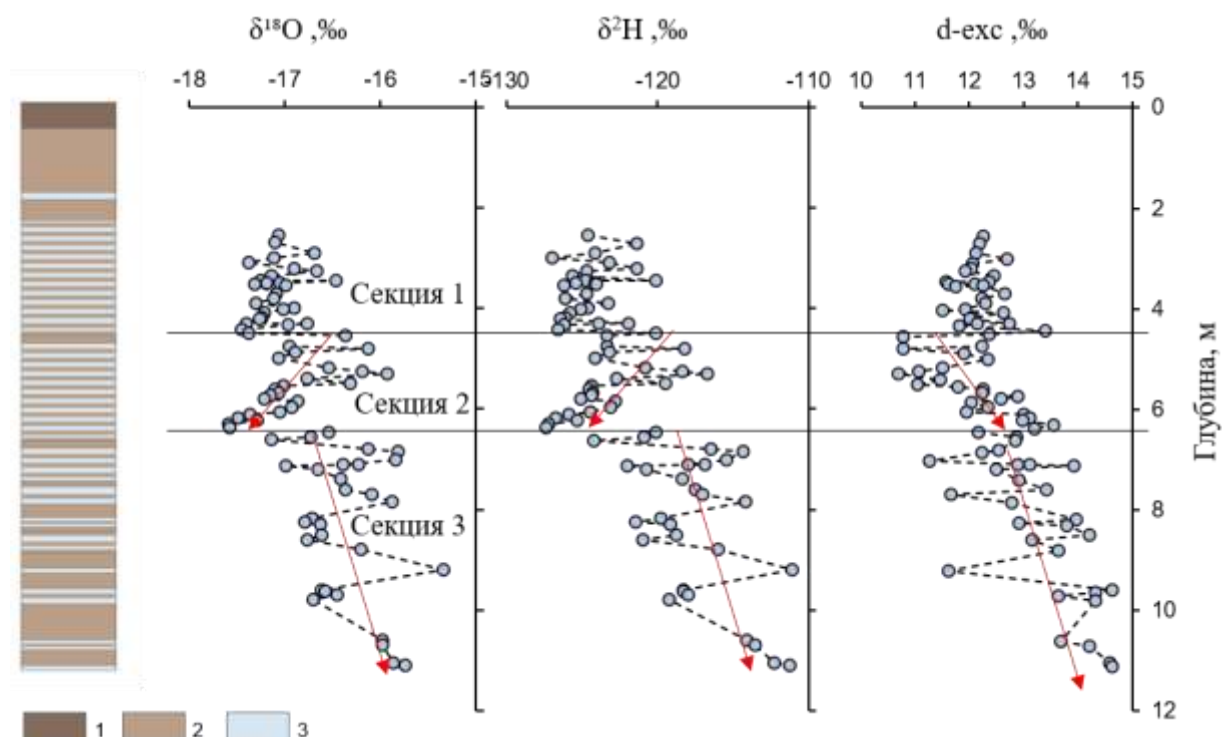


Рис. 3.19. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и дейтериевого эксцесса по глубине в ледяном ядре бугра пучения близ г.Салехард. Слева приведено строение разреза: 1 – торфяно-растительный слой, 2 – мерзлый суглинок со шпировой и массивной криогенной текстурой, 3 – чистый лед.

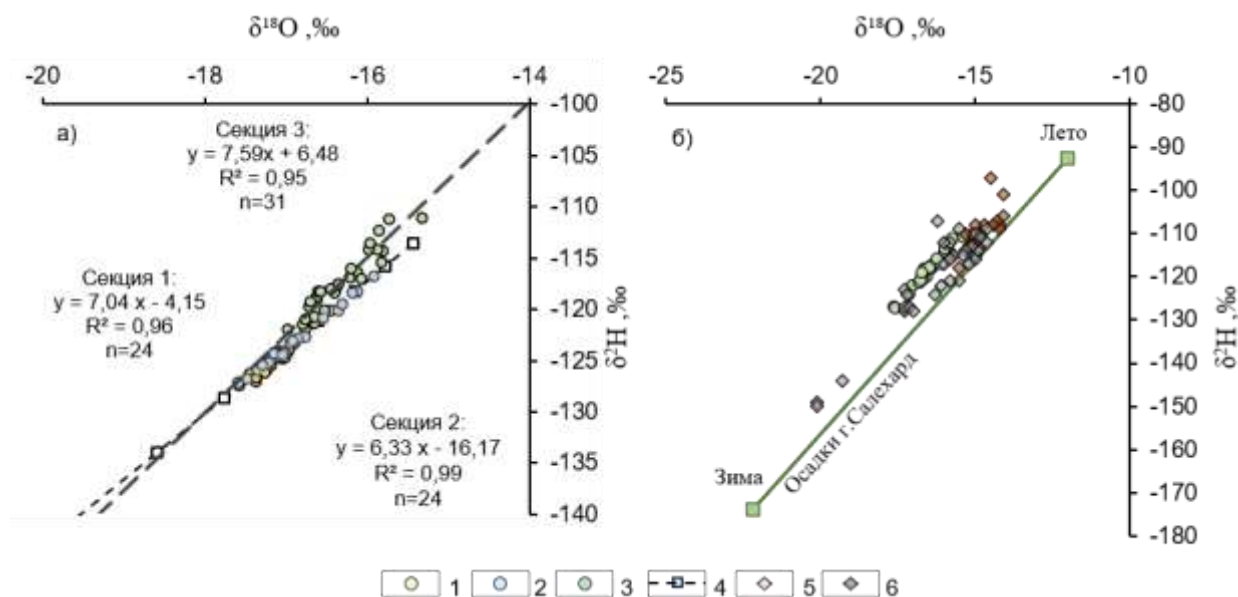


Рис. 3.20. Соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для всех образцов ледяного ядра (а) и отдельно образцов зоны 3 в сравнении с речными водами (б): 1- лед из зоны 1 ледяного ядра; 2 – лед из зоны 2; 3 – лед из зоны 3; 4 – расчет закрытой системы по уравнению (1); 5 – вода р.Обь в зимнюю межень; 6 – вода р. Обь в половодье (по данным Arctic-GRO). Атмосферные осадки г. Салехарда по данным GNIP.

Для образцов с гл. 6,2-11,1 м, представленных прослоями чистого льда между минеральными горизонтами линия тренда имеет наклон 7,59, что соответствует условиям промерзания в открытой системе. Для того, чтобы общие тренды были лучше заметны мы осреднили значения с шагом в 4 образца (табл. 3.3). Шаг 4 образца соответствует интервалу ~20–25 см по глубине, что сопоставимо с оценками годового прироста льда в пинго гидростатического типа (Маскау, 1990). Таким образом, осреднение позволяет отфильтровать внутрисезонные флуктуации, сохраняя межгодовой сигнал.

Табл. 3.3. Осредненные значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и дейтериевого эксцесса по глубине в ледяном ядре бугра пучения близ г.Салехард

Глубина, м	Зона	Кол-во образцов	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d-exc, ‰
2,55-3	Зона 1	4	-16,99	-123,6	12,32
3,1-3,35		4	-17,02	-124,0	12,11
3,45-3,5		4	-16,99	-124,0	11,92
3,5-3,8		4	-17,13	-124,8	12,22
3,9-4,1		4	-17,11	-124,8	12,09
4,18-4,3		4	-17,16	-125,1	12,24
4,33-4,5		3	-17,27	-125,6	12,53
4,55-4,88	Зона 2	4	-16,58	-121,2	11,43
5-5,3		4	-16,43	-120,0	11,40
5,4-5,6		4	-16,80	-122,8	11,64
5,68-5,85		4	-17,07	-124,2	12,44
5,96-6,17		4	-17,21	-125,1	12,59
6,22-6,38		3	-17,49	-126,7	13,24
6,46-6,8	Зона 3	4	-16,63	-120,4	12,61
6,85-7,1		4	-16,07	-116,1	12,38
7,12-7,6		4	-16,60	-119,6	13,19
7,7-8,25		4	-16,37	-118,1	12,83
8,3-8,8		4	-16,55	-118,7	13,70
9,2-9,7		4	-16,24	-116,4	13,55
9,8-11,1		5	-16,05	-114,1	14,29

Изотопная индикация условий и механизма образования льда. Изменение изотопных параметров (наклона линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$) в ледяном ядре бугра у г. Салехард говорит о меняющихся условиях промерзания роста бугра. В интервале глубин 1,75–6,2 м формировался классический пинго в закрытой

системе, что типично для промерзания замкнутых озёрных таликов. В верхней линзе (стадия I) общее уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной мало выражено. Первый эпизод (рис. 3.21 стадия I) соответствует ранней стадии промерзания, когда талик ещё содержал практически полный объём воды. Высокая скорость промерзания и большой ресурс воды в талике обуславливают минимальный изотопный сдвиг и «пилообразный» профиль, отражающий пространственную неоднородность фронта промерзания и путей миграции воды к основанию бугра. Промерзала довольно обширная озерная котловина, с формированием целой серии бугров, поэтому отмеченное ограниченное фракционирование, вероятно, связано именно с этим – неравномерным промерзанием и формированием нескольких ледяных ядер. Обнаруженное в последнее время асимметричное положение таликов относительно ледяного ядра интерпретируется как особенность начальной геометрии промерзания (Kunz, Kneisel, 2021), что подчеркивает локальный и сложный характер начала пучения.

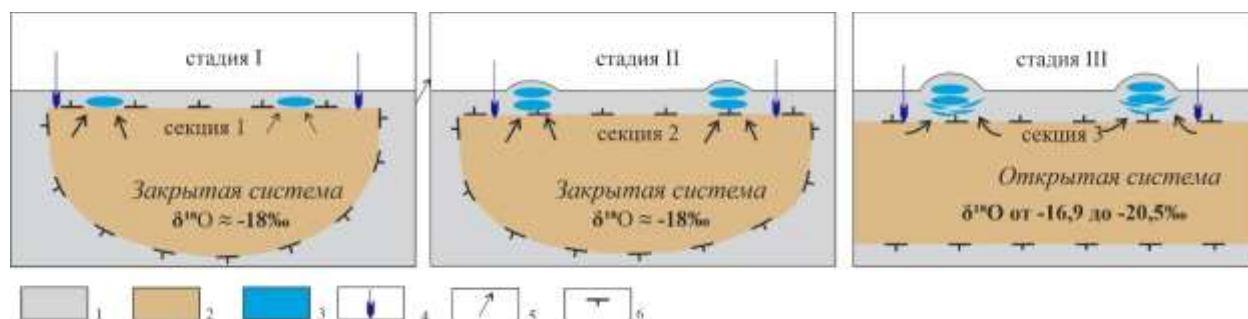


Рис. 3.21. Схема формирования бугра 1 при промерзании сверху: 1 – мерзлые породы, 2 – талые, 3 – лед, 4 – направление промерзания, 5 – направление движения воды, 6 – граница ММП.

Во второй линзе (лед секции 2) уже выражено и уменьшение значений с глубиной и выраженный наклон на δ - δ диаграмме. Второй эпизод (стадия II) соответствует более поздней стадии продолжающегося промерзания. Объём доступной воды в талике уже сократился (по нашим оценкам, инъекция мобилизовала 25–60% начального запаса воды). Промерзание замедлилось, перейдя в равновесный режим, что привело к выраженному рэлеевскому фракционированию. Изотопные различия между льдом секции 1 и секции 2

связаны, по нашему мнению, с пространственной и временной неоднородностью промерзания и льдовыделения. Известно, что изотопная стратиграфия пинго закрытых систем не обязана быть монотонной, она может быть сложной из-за вариаций скорости промерзания и путей миграции воды (Yoshikawa et al., 2012, Vasil'chuk et al., 2016).

Ниже 6,38 м лёд секции 3 формировался в условиях открытой системы (стадия III); здесь отмечается не чистый лёд, а переслаивание льда и озёрного суглинка. Вероятно, бугор продолжил развитие по миграционному механизму льдообразования. Смена режима на открытую систему свидетельствует о том, что изначально замкнутый талик соединился с соседним таликом или водоносным горизонтом. Гидрогеологические исследования на данной территории показали сложное криогенное строение, где талики различного типа (надмерзлотные, сквозные, подрусловые) соседствуют и, вероятно, могут взаимодействовать при изменении условий (Грязнов и др., 2014).

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, отмеченные для льда этой секции, в целом соответствуют диапазону вариаций этих величин в воде р. Обь (по данным Arctic-GRO). Ранее для этого района по изотопным и гидрохимическим данным была установлена связь подземных вод, эксплуатируемых водозаборами, с таликами в долине р. Обь (Токарев и др., 2024; Паламарчук и др., 2026). Изучение химического состава вод в районе Салехарда (рис. 3.22) показало, что по соотношению анионов и катионов подземные и поверхностные воды могут иметь тесную гидравлическую связь (Паламарчук и др., 2025; 2026).

Таким образом, можно заключить, что первоначально изолированный озёрный талик на более позднем этапе развития бугра гидравлически соединился с обширной таликовой системой, вероятно, связанной с р. Обь или её притоками (например, с подрусловым таликом). Это привело к тому, что в нижнюю часть ледяного ядра стала поступать вода с изотопным составом, характерным для речного стока.

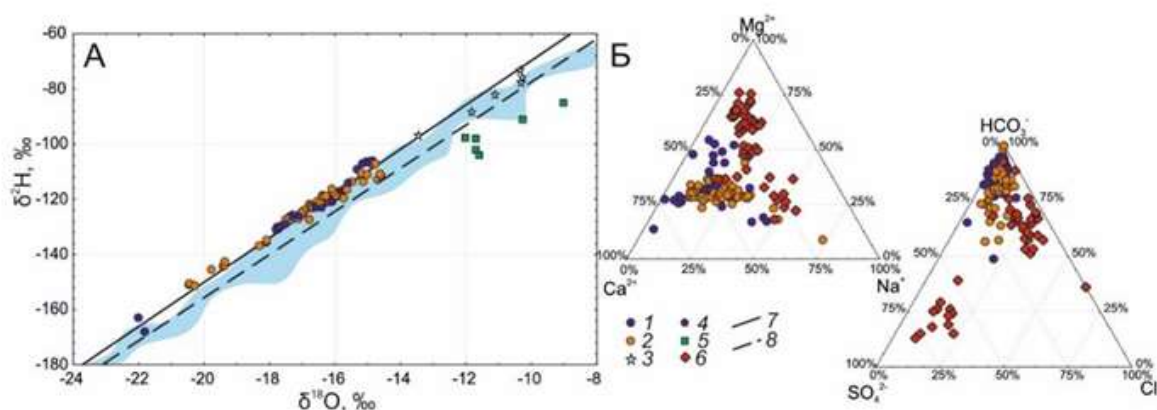


Рис. 3.22. Изотопные характеристики (а) и химический состав (б) подземных вод г. Салехард: 1 – подземные воды 2024; 2 – поверхностные воды лето 2023-204; 3 – дождь август 2024; 4 – подземные воды 2021 (Такарев и др., 2024); 5 – озера, 6 – поверхностные воды 2022 г.; 7 – ГЛМВ; 8 – ЛЛМВ. Из (Паламарчук и др., 2025).

Динамика бугров пучения в основном связана с разрушением, которое происходит либо с поверхности, либо при подтоплении и снизу. В обоих этих случаях проникновение тепла с поверхностными или грунтовыми водами приводит к вытаиванию ледяного ядра и деградации бугра. Салехардский бугор впервые представляет случай прорыва замкнутого талика и его соединения с обширной системой грунтовых вод, который не привел к деградации. Наоборот, бугор продолжил свой рост за счет поступления гидравлических вод к фронту промерзания. Вероятно, это связано с обширным русловым таликом Оби: зимой в нем поднимается уровень грунтовых вод, но на фоне суровых климатических условий и промерзания сверху, эти воды участвуют в формировании ледяных ядер сезонных и многолетних бугров пучения.

3.2.4. Бугор у Лабытнанги

В окрестностях г. Лабытнанги бугры пучения встречаются локально и занимают преимущественно участки поймы и фрагментарно сохранившиеся поверхности первой и второй террас, где процессы торфонакопления

преобладают над современным аллювиальным осадконакоплением. Литологически эти участки представлены аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями с преобладанием тонкозернистых песков и суглинков с включением торфянистых прослоев, что также способствует морозному пучению.

Инъекционный бугор пучения, ледяное ядро которого вскрыто бурением 14.07.25 находится на слабонаклонной поверхности крупно-полигонального торфяника, в 8 километрах к северо-востоку от ст. Обская, на северном берегу озера Лев-то, в 30 метрах от уреза воды (рис. 3.23, 3.24). Растительность на местности представлена багульником, морошкой, брусникой, фрагментарно встречается карликовая берёза. Бугор в плане представляет собой вытянутый эллипс 3х4 метра, его высота составляет 70 см. Бугор сложен торфяными отложениями, его особенностью является крупное ядро, состоящее из белого льда, являющееся признаком инъекционного генезиса (рис. 3.25).



Рис. 3.23. Положение бугра пучения, исследованного 14.07.25

Изотопные характеристики льда. В распределении изотопных параметров по глубине в ледяном ядре инъекционного бугра отмечаются различия между верхней и нижней частью. В верхней части величины $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ выше: от $-12,5$

до $-15,6$ и от $-91,7$ до $-115,8\text{‰}$ соответственно (рис. 3.26) и лед сформирован в условиях открытой системы.



Рис. 3.24. Ландшафт полигонального торфяника в точке бурения (фото Кузякина Л.П., 14.07.25)



Рис.3.25. Слой торфа (а) и ледяное ядро бугра пучения у Лабытнанги (фото Л.П.Кузякина)

Нижняя часть, собственно инъекционный лед, со значениями $\delta^{18}\text{O}$ от $-17,7$ до $-18,8\text{‰}$, был сформирован из более изотопно-легкой воды в условиях закрытой системы, о чем говорит наклон линии тренда.

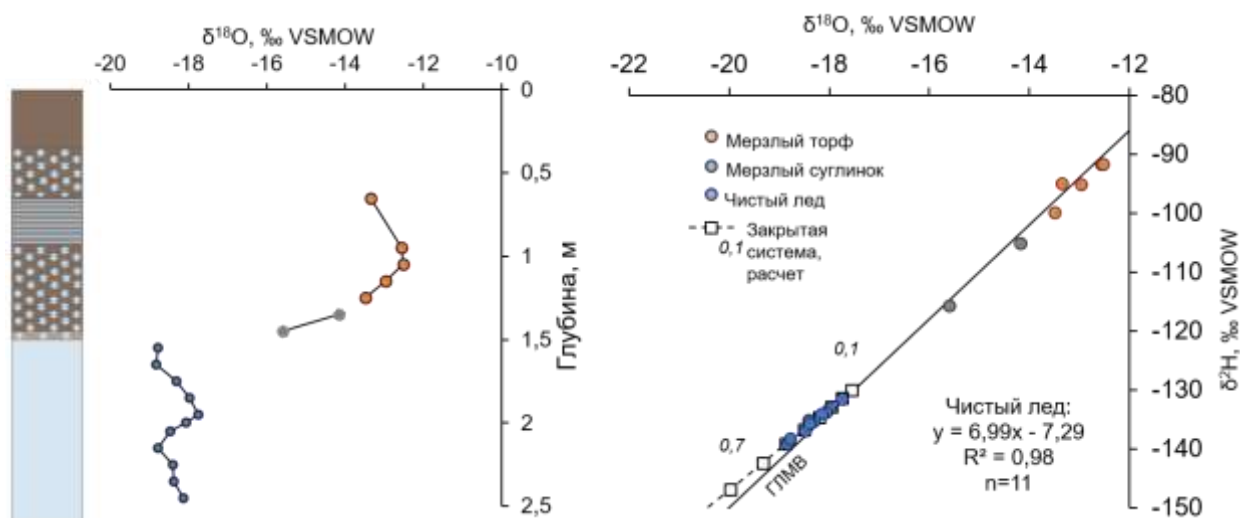


Рис. 3.26. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ льда по глубине и соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для разного типа льда.

Интересно, что на первый взгляд, наклон на δ - δ диаграмме для инъекционного, характерный для закрытой системы, не совпадает с распределением значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине.

Однако, лишь часть данных попадает в условия закрытой системы и по величине наклона, и по вертикальному распределению значений $\delta^{18}\text{O}$ (в противофазе с величинами d_{exs}). Для верхних образцов «обратный» тренд с глубиной объясняется замедлением скорости промерзания, когда для первых порций льда льдообразование быстрое (рис. 3.27). При падении скорости льдообразования в более нижних горизонтах и достижении изотопного равновесия, значения $\delta^{18}\text{O}$ увеличиваются (как было показано нами в Главе 1). Три нижних образца (рис. 3.28) представляют собой свидетельство добавления новой воды в резервуар, таким образом, система становится полу-закрытой. Об этом говорит положение точек трех нижних образцов на ко-изотопной диаграмме (рис. 3.28). Лед на гл. 2.05 м соответствует расчетному тренду замерзания воды в закрытой системе при переходе 60% воды резервуара в лед. Образец с гл. 2,25 м находится на линии расчетного тренда при переходе 55%

начальной воды в лед. Это невозможно в условиях закрытой системы при направленном промерзании сверху-вниз, следовательно, в таликовую зону поступила новая порция воды.

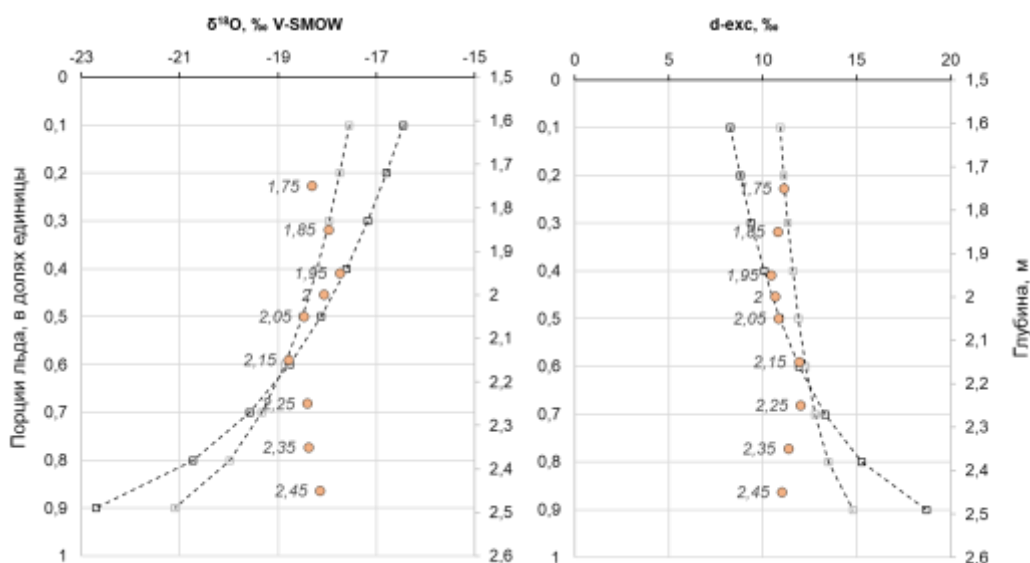


Рис. 3.27. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} по глубине в ледяном ядре инъекционного бугра у г.Лабытнанги (около каждого значения показана глубина образца)

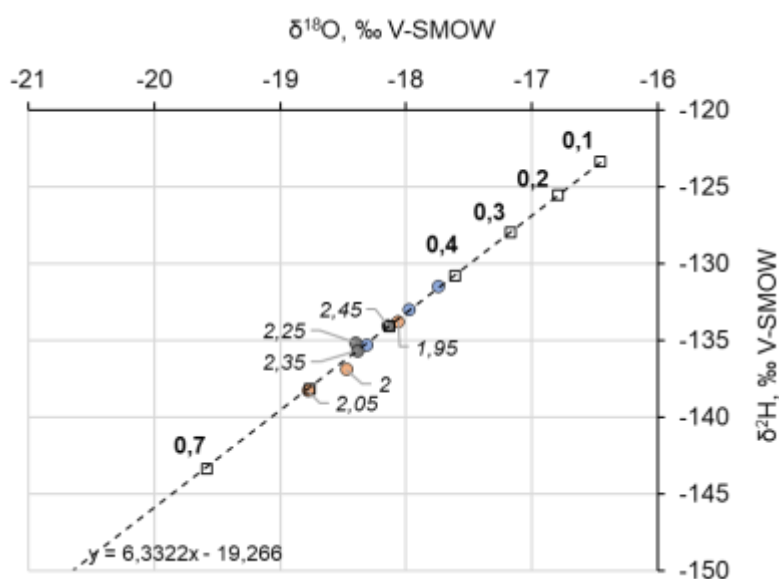


Рис. 3.28. Детализированная ко-изотопная диаграмма для образцов льда инъекционного бугра у г.Лабытнанги. На диаграмму нанесен расчетный тренд рэлеевского процесса в закрытой системе с шагом 0,1, т.е. с шагом перехода в лед 10% начального объема воды (показано на диаграмме)

Изотопная индикация условий и механизма образования льда. Такое распределение говорит о том, что вероятно, учитывая мощный торфяной покров, на первых стадиях роста бугра он формировался по типу

классического палъза, а изменение условий таликовой зоны и общего гидрологического профиля территории привело к обособлению достаточно обширной линзы верховодки, из которой было сформировано инъекционное тело льда (рис. 3.29).

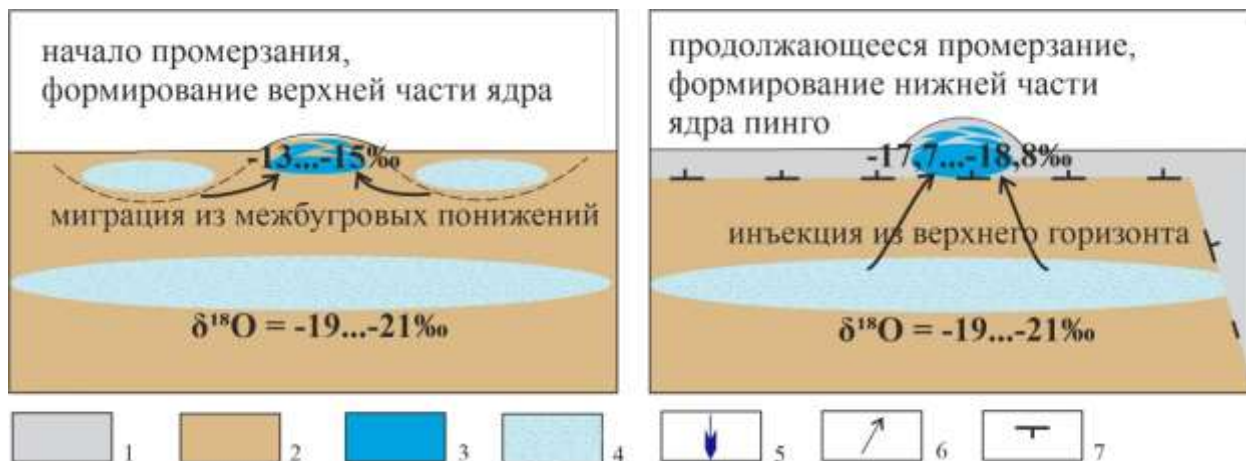


Рис. 3.29. Схема формирования пинго у г. Лабытнанги: 1 – мерзлые породы; 2 – талые; 3 – лед; 4 – верхний горизонт грунтовых вод; 5 – направление промерзания; 6 – направление движения воды; 7 – граница ММП

3.3. Бугры открытой системы - палъза

3.3.1. Палъза у р.Щучья

Бугры пучения миграционного типа встречены в долине р. Щучья (67°15' с. ш., 68°40' в. д.) на поверхности среднеплейстоценовой озерно-морской равнины пятого уровня (Государственная геологическая карта..., 2013). Здесь бугры формируются в пределах древних спущенных озерных котловин, заполненных обширными полигональными торфяникам (рис. 3.30). Слагающие равнину тонкодисперсные глинистые морские и лагунно-морские осадки (надымская толща) отличаются слабой дренированностью и высоким содержанием органики. Это способствует удержанию влаги и формированию мощной мерзлой толщи, что в условиях длительной стабилизации поверхности создает условия для образования классических форм многолетнего пучения. В районе долины р.Щучья ММП имеют сплошное распространение. Мощность мерзлоты изменяется от 100 до 300 м, а в отдельных участках достигает 400 м (Геокриология СССР, 1989). Средняя

годовая температура мерзлых пород на глубине нулевых годовых амплитуд (10-15 м) колеблется в диапазоне от -2°C до -4°C . Мощность сезонноталого слоя варьирует: в суглинистых и торфяных отложениях она составляет 0,4-0,8 м, в песчаных – доходит до 1,2 м (Геокриология СССР, 1989).

Миграционный бугор пучения, ледяное ядро которого вскрыто бурением, находится на водораздельной поверхности, в полигональной тундре, в 2,5 километрах к юго-западу от моста через р. Щучья.



Рис. 3.30. Расположение бугра пучения миграционного типа в долине р. Щучья

Растительность на местности представлена багульником, осокой, сфагнумом, карликовой берёзой. Вокруг бугра расположены пятна-медальоны. Бугор в плане представляет собой вытянутый эллипс 15×20 метров, его высота составляет около 1 метра. Бугор сложен торфом в верхней части, серыми суглинками, песками и супесью в средней и нижних частях. Бурение производилось при помощи бензобура ADA Ground Drill 9. Внутренний диаметр ложки бура составляет 3,5 см, внешний – 4,5 см. производили колонковое бурение, чтобы структура грунта оставалась ненарушенной и подходила для дальнейших исследований. Из каждой скважины были отобраны пробы на изотопный анализ.

Изотопные характеристики льда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ во льду варьируют от $-14,5$ до $-18,5$ и от $-107,6$ до $-138,3\text{‰}$, соответственно. В распределении по глубине заметно плавное уменьшение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ (рис.3.31а), что говорит о постепенной смене основного источника воды для образования льда. При этом положение точек на δ - δ диаграмме (см. рис. 3.31б) свидетельствует об условиях открытой системы, т.е. свободного подтока воды для сегрегации льда.

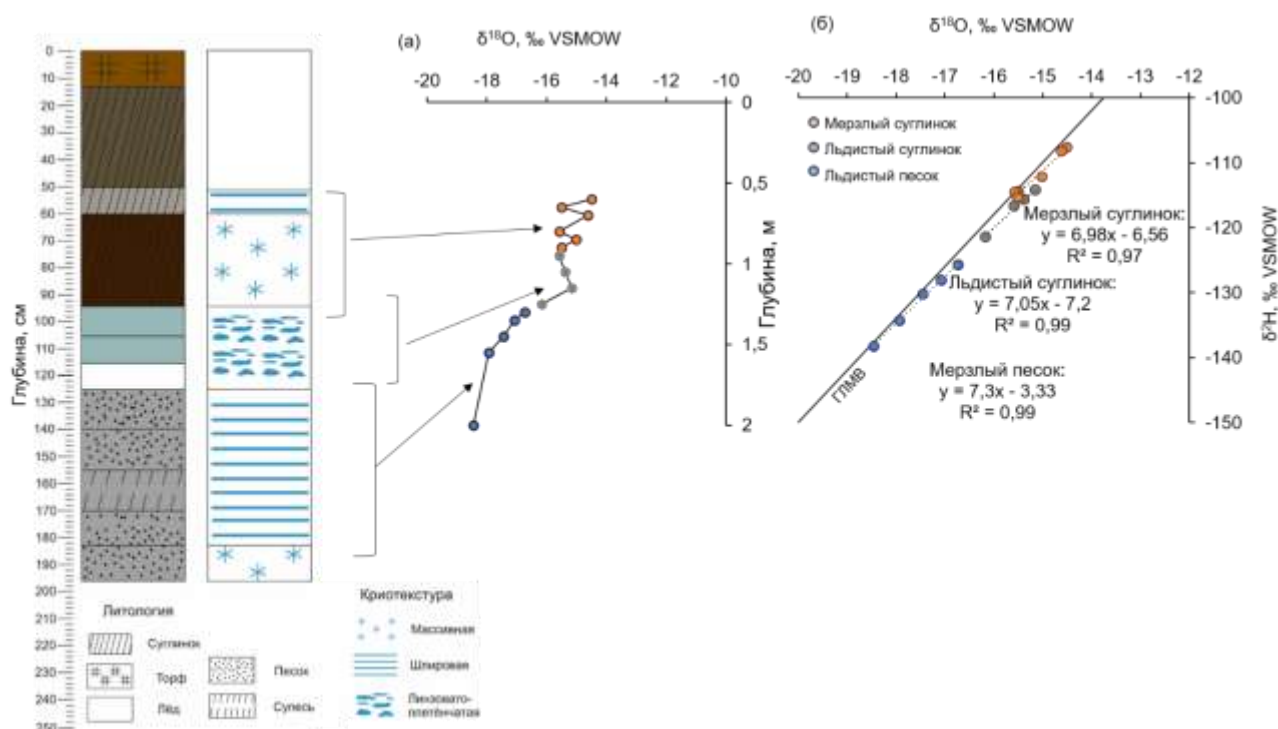


Рис. 3.31. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине (а) в ядре миграционного бугра пучения в долине р.Щучья и ко-изотопная диаграмма для всех образцов льда (б)

Изотопная индикация условий и механизма образования льда.

Судя по отмеченному диапазону $\delta^{18}\text{O}$ (и $\delta^2\text{H}$), изотопный состав воды-источника менялся во времена образования льда на разных глубинах. Поскольку наклон линии тренда указывает на условия открытой системы, то изменения значений $\delta^{18}\text{O}$ (и $\delta^2\text{H}$) льда указывают на то, что верхняя часть ядра и нижняя формировались из воды с разным изотопными характеристиками. Более тяжелые значения в верхней части керна ($\delta^{18}\text{O} -13 \dots -15\text{‰}$) указывают на поступление воды со значениями $\delta^{18}\text{O} \sim -15 \dots -17\text{‰}$. Скорее всего это была

вода ближайших межбугровых понижений (рис. 3.32), в которых накапливались атмосферные осадки летнего и осеннего сезона. Нижняя часть ледяного ядра формировалась из воды с значениями $\delta^{18}\text{O} \sim -19 \dots -21\text{‰}$, что вероятно характеризует верхний горизонт грунтовых вод, питающийся не только сезонными осадками, но и за счет таяния зимнего снега.

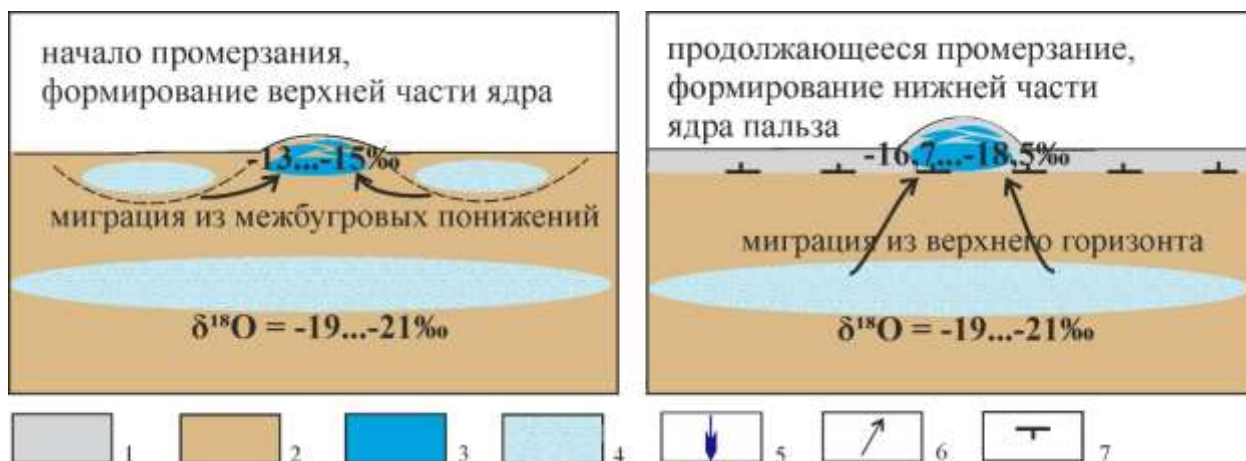


Рис. 3.32. Схема формирования ледяного ядра бугра в долине р.Щучья: 1 — мерзлые породы; 2 — талые; 3 — лед; 4 — верхний горизонт грунтовых вод; 5 — направление промерзания; 6 — направление движения воды; 7 — граница ММП

Интересно, что, несмотря на различные механизмы образования льда (сегрегация против инъекции), нижняя часть ледяных кернов пинго у Лабытнанги и пальза в долине р.Щучья демонстрирует схожий изотопный состав. Пальза образовалась в результате сегрегации льда, что привело к образованию шпировидной и линзовидных криотекстур. Несмотря на это различие, изотопный состав льда пальзы ($\delta^{18}\text{O}$: от $-14,5$ до $-18,5\text{‰}$) почти полностью совпадает с изотопным составом нижней части пинго Лабытнанги: значения $\delta^{18}\text{O}$ исходной воды для пальза (от $-18,1$ до $-21,4\text{‰}$) находится в том же диапазоне, что и грунтовые воды верхнего горизонта, питавшие пинго (см. рис. 3.29). Это убедительно подтверждает, что, несмотря на различные механизмы и местные условия обеспечения влагой (изолированный талик или свободный приток), пальза Щучья и пинго Лабытнанги питаются из одного и того же верхнего горизонта грунтовых вод.

3.3.2. Пальза у пос. Елецкий

С 2000 по 2020 год нами было изучено несколько бугров пучения миграционного типа на севере Большеземельской тундры. Этот район находится за пределами основного региона исследований, однако его данные позволяют продемонстрировать вариативность изотопных паттернов в пределах одного генетического типа и сопоставить механизмы формирования пальза в разных мерзлотно-ландшафтных условиях.

В районе пос. Елецкий изучено несколько бугров пучения высотой от 1,5 до 5 м, сложенных торфяным покровом мощностью до 2,5 м и подстилаемых мёрзлым суглинком. Ледяные ядра представлены сегрегационным льдом – линзами и шпирями мощностью до 4–5 см. Объёмная льдистость суглинка достигает 70%. Изотопный состав льда изучен в верхней части ядер (скважины до 1,9 м) и в глубоких частях (обнажения до 3,7 м); отобраны также пробы воды из озёр и обводнённых понижений.

Изотопные характеристики. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду варьируют от $-16,5$ до $-13,7\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ – от $-114,8$ до $-87,4\text{‰}$. Лёд верхней части ядер (глубины 0,5–1,9 м) имеет более широкий диапазон изотопных значений и значительные вариации d_{exc} (от 7 до 24‰). Лёд глубоких частей ядер (2,9–3,7 м) характеризуется более узким диапазоном $\delta^{18}\text{O}$ ($-15,1\ldots-14,0\text{‰}$) и d_{exc} ($2,4\ldots17,8\text{‰}$). Воды озёр и обводнённых понижений значительно тяжелее льда: $\delta^{18}\text{O}$ от $-12,6$ до $-9,3\text{‰}$, что указывает на то, что исходная вода на стадии роста бугров была изотопно легче современных поверхностных вод.

Условия формирования. Верхняя часть ледяных ядер (пальза 1 и 2) формировалась с участием поверхностных вод и атмосферных осадков, поступавших в слой сезонного протаивания. Замерзание происходило преимущественно в закрытой или полужакрытой системе при высокой скорости льдообразования; об этом свидетельствуют изотопные тренды, близкие к расчётным кривым Рэлея, а также отрицательные изотопные пики, маркирующие эпизоды притока новой воды.

Глубокие части ядер (пальза 3) характеризуются узким диапазоном изотопных значений и группируются вблизи расчётных кривых для замерзания с пониженными коэффициентами фракционирования ($\alpha_{18} = 1,0018$, $\alpha_2 = 1,0013$), что указывает на повышенную скорость льдообразования и формирование льда в условиях, близких к открытой системе.

Значения льда на склонах бугров демонстрируют признаки испарения исходной воды (пониженные значения d_{exc}) и формирование в закрытой системе из осадков холодного сезона.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в ледяном ядре бугра 3 (обнажённом на глубине 2,9–3,7 м) варьируют в узком диапазоне, однако прослеживается слабое понижение изотопных значений вниз по разрезу. Вероятнее всего, лёд в верхней части ядра образовался из воды, частично подверженной испарению, что подтверждается более низкими значениями d_{exc} (5–10‰). Затем, по мере роста бугра, ледяное ядро формировалось из воды со средними значениями $\delta^{18}\text{O} -16 \dots -17\text{‰}$ и более высокими значениями d_{exc} (10–20‰), что может указывать на бóльшую долю осадков холодного периода в составе исходной воды. Формирование льда в бугре 3 происходило в открытой или полужакрытой системе. Под «полужакрытой системой» понимается ситуация, при которой миграция воды из окружающих понижений на первом этапе осуществляется в условиях открытой системы при непрерывном водоснабжении, а затем, по мере развития замерзания, замерзает изолированный водный резервуар, что в конечном итоге приводит к пучению и росту бугра.

На рисунке 3.33 показано, что большинство значений льда бугра 3 группируется вблизи расчётных значений для льда, образовавшегося при быстром замерзании из исходной воды со средним значением $\delta^{18}\text{O} -17\text{‰}$, с коэффициентами изотопного фракционирования $\alpha^{18}\text{O} = 1,0018$ и $\alpha^2\text{H} = 1,0013$ (Persoiu et al., 2011). Скорость замерзания, по-видимому, была в целом выше, чем на первом этапе роста бугра, а объём воды – больше, что привело к образованию мощных ледяных линз и высокой льдистости в этой части ядра.

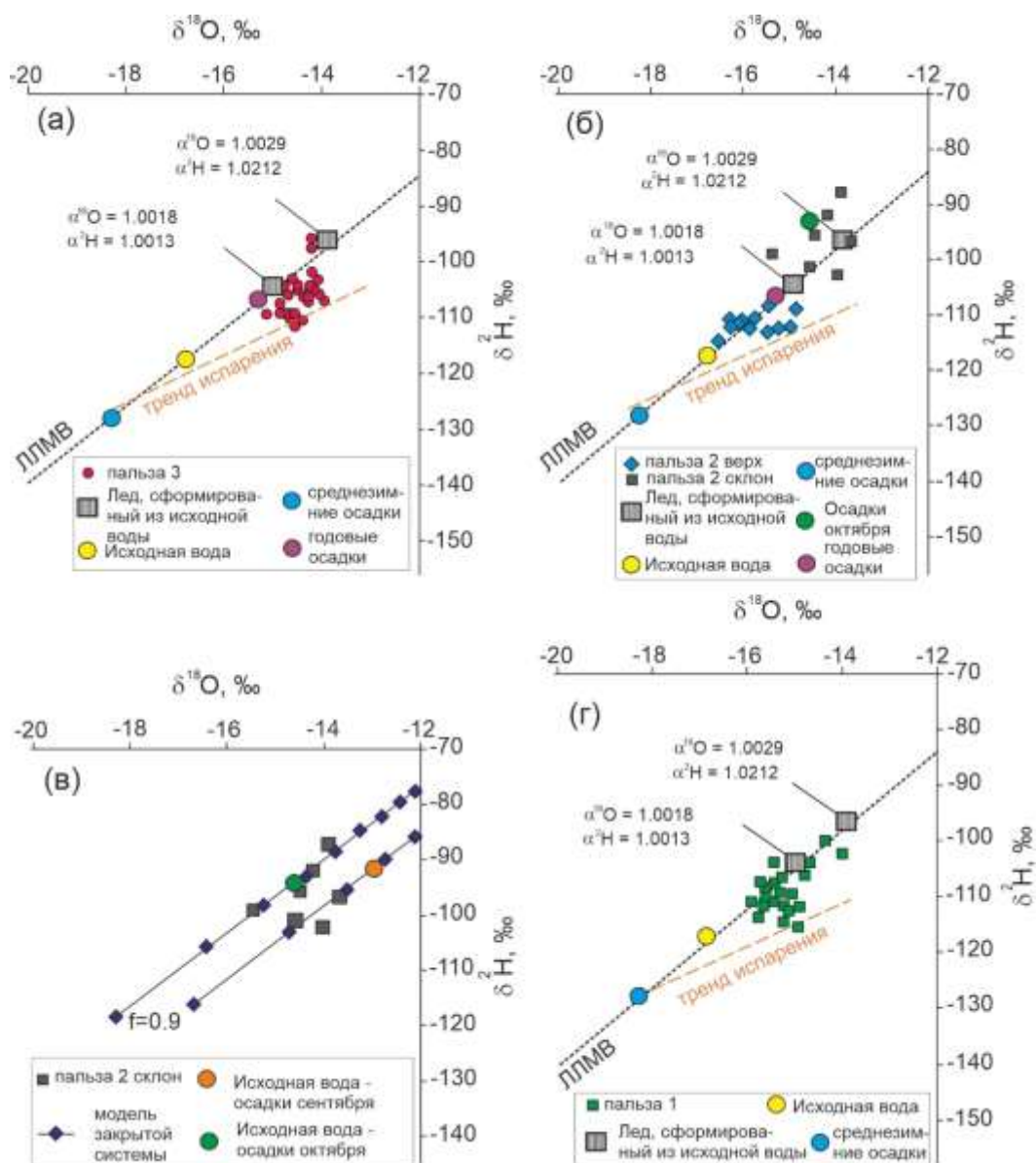


Рис. 3.33. Значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда пальза относительно атмосферных осадков региона (по данным GNIP Амдерма) и возможного источника воды для образования льда. а) – лед пальза 3, б) лед пальза 2 на склоне и на верху бугра, в) расчет закрытой системы для конжеляционного льдообразования из атмосферных осадков сентября и октября и положение точек, характеризующих лед на склоне пальза 2, г) лед пальза 1. Серыми квадратами с выносками на графиках а, б и г указаны значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, образованного при различных коэффициентах изотопного фракционирования согласно значениям из (Lehman, Siegenthaler, 1992; Perşoiu et al., 2011).

Данные по пальза Большеземельской тундры подтверждают вывод о том, что гидрогеологический режим является определяющим фактором формирования изотопной стратиграфии ледяных ядер миграционных бугров, а не региональные климатические или температурные условия.

Выводы по главе 3

1. На основе обобщения оригинальных данных по ледяным ядрам бугров пучения (пинго, булгунняхи, пальза) установлено, что наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в ледяных ядрах варьирует в диапазоне от величин ниже 4 до значений, приближающихся к наклону локальной метеорной линии воды ($\sim 7,6-8,0$), и служит количественным диагностическим маркером гидрогеологического режима промерзания: значения ниже 6 характеризуют закрытую или полужакрытую систему с рэлеевской изотопной дистилляцией, значения выше 7 – открытую систему с хорошим водообменом.
2. Показано, что форма изотопного профиля (монотонный тренд либо выраженная изотопная «пила») не связана напрямую с температурным режимом многолетнемерзлых пород, а отражает стабильность или импульсность водоснабжения фронта промерзания. Сопоставление бугров из зоны сплошного распространения ММП (пинго Песцовое) и высокотемпературных ММП прерывистого распространения (Салехардский бугор) демонстрирует, что сходные гидрогеологические режимы продуцируют сходные изотопные паттерны независимо от регионального температурного фона.
3. Установлено, что внутри одного генетического типа бугров пучения реализуется весь спектр гидрогеологических режимов – от закрытого до открытого, – а в пределах одного объекта может происходить их направленная эволюция. Для инъекционных бугров (пинго) зафиксированы как закрытые системы с классическим рэлеевским фракционированием (Песцовое, секция 2 льда бугра у г. Салехарда), так и смешанные режимы (Мессояха-1). Аналогичная вариативность выявлена для миграционных бугров (пальза): объекты могут формироваться как в полужакрытых условиях (пальза у пос. Елецкий), так и в открытой системе (пальза у р. Щучья).

4. Для булгунняхы близ г. Салехарда впервые зафиксирован сценарий однонаправленного и необратимого перехода от закрытой системы промерзания к открытой региональной. Верхняя часть ледяного ядра (2,5–6,38 м) формировалась в закрытой системе с неравновесным фракционированием и двумя различающимися по наклону этапами (7,0 и 6,3), нижняя (6,38–11,1 м) – в открытой системе (наклон 7,59) с гидравлической связью с водами р. Оби. Этот сценарий расширяет существующую типологию пинго.
5. Совокупность полученных данных позволяет утверждать, что гидрогеологическая динамика талика является первичным фактором, контролирующим изотопно-геохимический облик ледяных ядер бугров пучения, а результирующая ко-изотопная диаграмма $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ формирует уникальную для каждого объекта летопись его гидрогеологической истории, не сводимую к региональным климатическим или мерзлотно-температурным характеристикам.

Глава 4. Изотопная индикация образования вторичного льда в полигонально-жильных комплексах

Повторно-жильные льды (ПЖЛ) представляют собой один из наиболее широко распространенных и детально изученных типов подземных льдов в криолитозоне. Повторно-жильные льды выступают в роли ценного природного архива, сохраняющего информацию о климатических условиях прошлого. Применение методов анализа стабильных изотопов водорода и кислорода открывает возможность для реконструкции температурных режимов зимних периодов, соответствующих времени образования жильного льда. Поскольку формирование ПЖЛ происходит за счет заполнения морозобойных трещин смесью снега и талых снеговых вод, изотопный состав этих льдов наследует характеристики зимних атмосферных осадков, которые, в свою очередь, тесно коррелируют с зимней температурой воздуха (Васильчук, 1991, Васильчук, 2006, 2026; Opel et al., 2018). Настоящая глава посвящена рассмотрению процессов, нарушающих первичную изотопную запись льда. Эти процессы связаны с локальным протаиванием и замещением полигонально-жильного льда вторичным термокарстово-пещерным льдом.

4.1. История изучения: образование повторно-жильного, сегрегационного и пещерного льдов в полигонально-жильных комплексах

Исследованию повторно-жильных льдов посвятили свои работы многие известные мерзловеды: Архангелов А.А., Васильчук Ю.К., Втюрин Б.И., Данилов И.Д., Достовалов Б.Н., Зайцев В.Н., Каплина Т.Н., Конищев В.Н., Маслов А.Д., Попов А.И., Рогов В.В., Розенбаум Г.Э., Романовский Н.Н., Соломатин В.И., Шумский П.А.

Образование морозобойных трещин является следствием возникновения напряжений, которые при определенных температурных градиентах в процессе промерзания начинают превышать предел прочности грунта на

разрыв. Весной талая вода проникает в трещины, образовавшиеся вследствие термического сжатия, и при условии, что температура грунта ниже $0,8^{\circ}\text{C}$, талая вода замерзает в трещине в виде ледяной жилы (Washburn, 1980; Lauriol et al., 1995). В открытую морозобойную трещину попадает не только талая снеговая вода, отмечены также процессы сублимация изморози или инея на стенках трещин, а также прямое попадание снега (Shumski, 1964; Tormirdiaro, 1996; French, Guglielmin, 2000). В последующие зимние сезоны при значительных похолоданиях возникают новые трещины, причем разрывы вновь проходят по льду, поскольку его прочность на разрыв уступает прочности окружающего мерзлого грунта. Наблюдения Дж.Р. Маккея показали, что активизация морозобойного растрескивания наблюдается в периоды, когда температура воздуха в течение некоторого промежутка времени опускается ниже среднемесячных зимних значений (Maskau, 1974, 1992). Процесс заполнения ледяных трещин можно потенциально определить по характеристикам льда, включая его кристаллографию, состав и форму пузырьков захваченного воздуха. Например, ледяные жилы, образованные замерзанием жидкой воды, как правило, содержат вытянутые пузырьки, расположенные вертикально, тогда как в ледяных клиньях, заполненных снегом (или инеем), пузырьки имеют более сферическую форму (French, 2007).

Согласно представлениям А.И. Попова, существование генетической связи между полигональным рельефом речных террас, литологией пойменных отложений и жильными льдами позволяет утверждать, что формирование сингенетических ПЖЛ приурочено к тем этапам развития террас, когда они находятся в пойменной стадии и испытывают накопление осадков. Как только пойменный режим и седиментация прекращаются, приостанавливается и вертикальный рост ледяных жил, и они начинают увеличиваться только в ширину (Попов, 1965). Ю.К. Васильчук в своей модели циклического роста синкриогенных полигонально-жильных льдов отмечал возможность циклической смены режимов осадконакопления. В строении аллювиальных, озерно-термокарстовых, прибрежно-морских толщ с многоярусными жилами

льда он выделял одни и те же грунтовые циклы, которые периодически встречаются на разных высотах в толщах позднеплейстоценовых террас. Ю.К. Васильчук рассматривает процесс сингенетического формирования мощных ледяных жил не как процесс непрерывного формирования льда, а как пульсирующий – циклический процесс накопления осадков независимо от климатических ритмов потеплений или похолоданий (Васильчук, 2006).

А.И. Попов отмечал, что далеко не весь объем жильного льда, зачастую даже не большая его часть, сложен льдом из элементарных жилок. Обычно они занимают относительно небольшой объем, а их место замещается льдом, строение которого не связано с элементарными жилками. Им была предложена гипотеза фронтального роста жил, подразумевающая льдообразование в диагенетических полостях, возникающих над кровлей жилы в пределах деятельного слоя. Н.Н. Романовский выдвинул идею о том, что нарастание жил по фронту происходит за счет формирования сегрегационного льда на границе между ледяным телом и деятельным слоем (Романовский, 1977). В.Н. Конищев и А.Д. Маслов (1968) предложили схему синкриогенного роста жил вверх, обусловленного выдавливанием льда в периоды объемно-температурного расширения горного массива.

Б.И. Втюрин и Е.А. Втюрина (1970) пришли к выводу, что соотношение конжеляционного и сублимационного льда в общем объеме жил варьирует в зависимости от степени обводненности поверхности, на которой происходит рост жил, а также от температуры многолетнемерзлых пород и свойств воды, поступающей в морозобойные трещины. Анализируя особенности строения ледогрунтовых жил и их ледогрунтовых окаймлений, В.И. Соломатин (1973) сделал заключение о возможности сегрегационного механизма бокового роста жил, реализуемого благодаря миграции влаги из окружающих отложений в направлении ледяного тела.

В пределах Ямала и севера Западной Сибири описаны мощные сингенетические жильные комплексы в устье р.Сеяха, где вскрываются и позднеплейстоценовые, и голоценовые жилы, в многочисленных обнажениях

вблизи ст.Марре-Сале, у Харасавя, на центральном Ямале у стационара Васькины дачи. В голоцене жилы формировались в основном в пределах полигональных торфяников (Васильчук, 2012, Тихонравова и др., 2017). Для последних наиболее часто отмечаются процессы деградации и термокарста (Тихонравова и др., 2020), в то время как для позднеплейстоценовых жил отмечаются процессы вытаивания и заполнения грунтовым материалом – псевдоморфозы по ледяным жилам (Дубиков, 1962, Шейнкман и др., 2022).

Динамика ледяных жил обусловлена квазициклическим процессом, который, согласно (Kanevskiy et al., 2017), включает пять основных стадий: недеградированные жилы – начальная деградация – продвинутая деградация – начальная стабилизация – продвинутая стабилизация (рис. 4.1). Концептуальная модель, описывающая эти стадии, первоначально была предложена (Jorgenson et al., 2006), а позже модифицирована (Kanevskiy et al., 2017). При определенных условиях деградация ледяных жил может привести к полному вытаиванию льда и образованию крупных термокарстовых озер (Raynolds et al., 2014; Kanevskiy et al., 2017).

Вероятность такой трансформации гораздо выше в районах с высокотемпературными многолетнемерзлыми породами (ММП) (Shur et al., 2012). В целом, деградация ледяных жил связана с множеством факторов, среди которых условия климата, рельефа, тип растительности и почв, поверхностные и грунтовые воды (Jorgenson et al., 2006; Shur, Jorgenson 2007; Kanevskiy et al., 2017). В результате развитого термокарста по ПЖЛ развиваются новые пути поверхностного потока с образованием дренажных сетей желобов, которые вызывают значительные гидрологические изменения в арктических ландшафтах (Liljedahl et al., 2016).

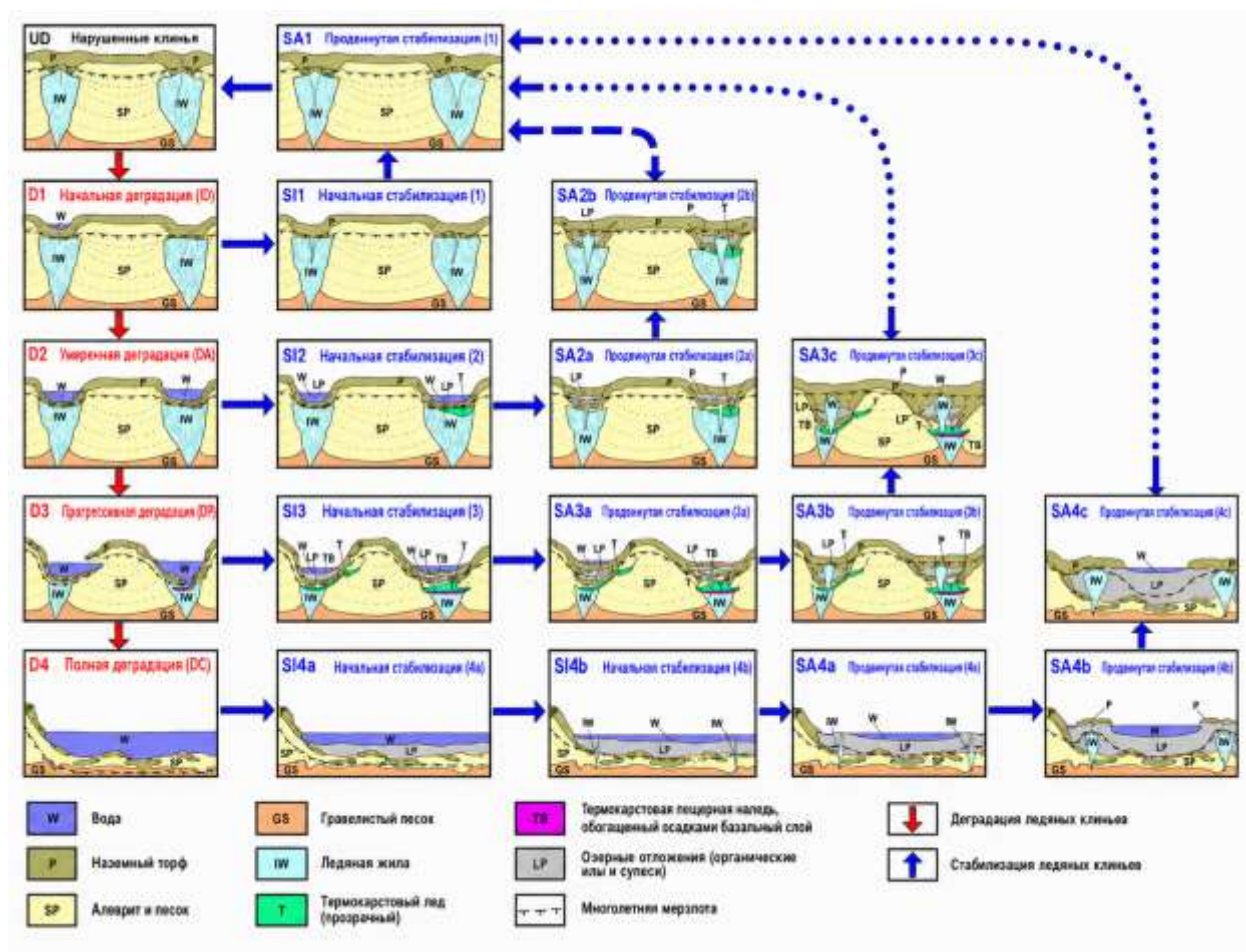


Рис. 4.1. Схема развития ПЖЛ из (Kanevskiy et al., 2017)

Деградация и стабилизация ледяных жил в значительной степени зависят от взаимодействия между активным слоем и переходной зоной верхней вечной мерзлоты. Уязвимость ледяных жил к термокарсту контролируется толщиной вышележащего активного слоя, который защищает их от оттаивания. Деградация ледяных жил в большинстве случаев вызывается увеличением высоты над уровнем моря в исключительно теплые и влажные летние месяцы или в результате наводнений или нарушений. Истончение почвенного слоя над ледяной жилой в результате его расширения и подъема растущего ледяного клина под давлением соседних почв также может привести к оттаиванию, которое может происходить даже без значительных климатических колебаний или нарушений.

В зоне сплошного распространения ММП деградация ледяных жил очень редко продолжается до их полного таяния, и в большинстве случаев жилы

восстанавливаются (Kanevskiy et al., 2017). Заселение растительностью и накопление органического вещества в канавках, образующихся над деградирующими ледяными жилами, приводит к уменьшению промежуточного слоя и образованию богатого льдом промежуточного слоя над стабилизирующими жилами. Таким образом, процесс деградации ПЖЛ часто обращается вспять с омоложением ледяных жил и образованием нового промежуточного слоя над ними.

Процессы термокарста и термоэрозии по ПЖЛ часто связаны с образованием термокарстового пещерного льда. Термин термокарстовый пещерный лед (ТПЛ) был предложен П.А. Шумским (1959) для обозначения массивного льда, образованного в результате замерзания воды, запертой в подземных полостях, прорезанных в вечной мерзлоте текущей водой. В Канаде этот тип льда был описан Дж. Росс Маккаем (1997, 2000) как “pool ice” - бассейновый лед, или лед водоема/лужи/заводи. Полость над жилой не совсем похожа на пещеру, к тому же существуют классические пещерные льды вне криолитозоны (названные П.А.Шумским карстово-пещерные), часто термокарстово-пещерный лед называют термокарстово-полостной лед. Тела ТПЛ обычно образуются внутри и рядом с ледяными жилами и ориентированы горизонтально. Они состоят из льда, который в основном чистый, бесцветный или желтоватый из-за растворенных органических веществ и содержит неравномерно распределенные воздушные пузырьки; и часто подстилаются богатым осадочными породами базальным слоем льда и/или богатой льдом почвой с сетчато-хаотической криоструктурой (Shur et al., 2004; Bray et al., 2006; Fortier et al., 2008; Kanevskiy et al., 2008). ТПЛ легко распознать в скважинах или обнажениях, поскольку он не имеет характерной вертикальной сланцеватости, типичной для жильного льда. Максимальная толщина тел ТПЛ, обнаженных на побережье моря Бофорта, достигала до 120 см, а их видимое боковое распространение достигало 5 м. Согласно измерениям на прибрежном обнажении длиной 600 м и высотой от 7 до 10 м вблизи Кактовика, тела ТПЛ занимали ~2% поверхности обрыва (Kanevskiy et al., 2013). В заливе Прудо бэй

на Арктической прибрежной равнине вблизи побережья моря Бофорта на Аляске были исследованы жилы, относящиеся к 5 различным стадиям деградации/стабилизации (рис. 4.2). Участок развития жил интерпретировался как днище древнего спущенного озёрного бассейна (Jorgenson et al., 2015), или как остаточная поверхность древней поймы реки, не затронутая озёрно-термокарстовыми процессами (Walker et al., 2015). В изученных жилах стадии стабилизации ТПЛ залегал сверху и занимал значительную часть (рис. 4.2).

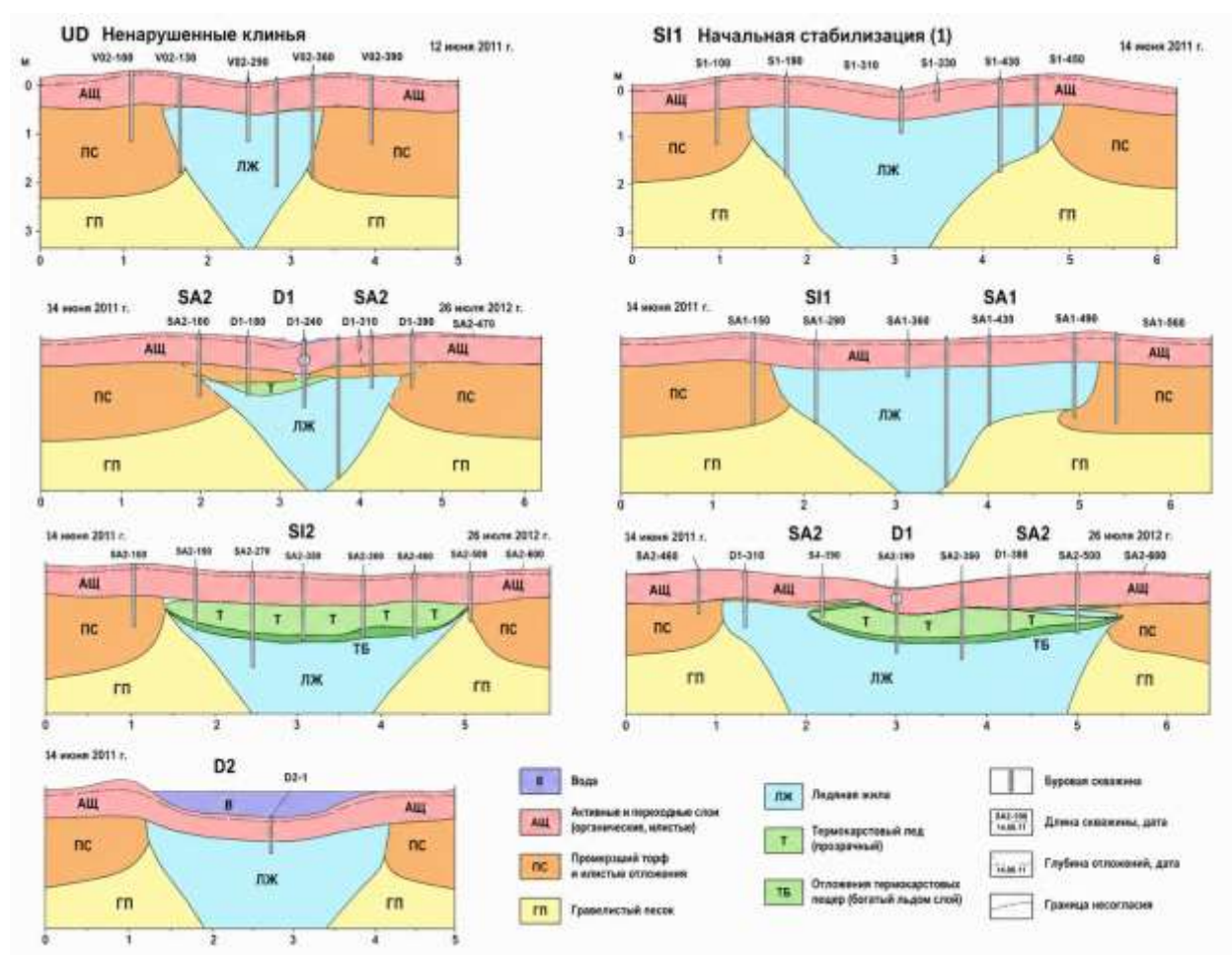


Рис. 4.2. Разрезы ПЖЛ в Прудо-Бей, номенклатура стадий деградации/стабилизации по рис. 4.1. Из (Kanevskiy et al., 2017).

На сегодняшний день существуют два хорошо зарекомендовавших себя метода разделения ПЖЛ и ТПЛ. Первый – это криолитологические и петрологические исследования, которые позволяют с поле установить границу между ПЖЛ и ТПЛ по цвету льда, форме контакта, ориентировке и форме кристаллов (Тихонравова и др., 2020; Tikhonravova et al., 2021; 2022). Второй –

использование геохимических маркеров (Бутаков, 2020). Более подробно мы рассмотрим их ниже.

4.2. Изотопная индикация образования вторичного льда в разрезе голоценовых ПЖЛ на южной границе их распространения у г. Лабытнанги

Наиболее южное местоположение жильных льдов на территории Европейского севера на границе с Западной Сибирью – это описанное Н.С. Даниловой обнажение торфяника с ледяными жилами в 10 км к северу от Салехарда (Данилова, 1962). Согласно Г.И. Дубикову именно здесь проходит граница между растущими и реликтовыми син- и эпигенетическими повторно-жильными льдами (Дубиков, 1966). По мнению Ю.К.Васильчука южную границу развития современных жил в Западной Сибири можно ориентировочно проводить по 63° с.ш., а распространения реликтовых жил – по 64° с.ш. (Васильчук, 2004). Однако, к западу от Сибирских увалов в Нижнем Приобье граница распространения ПЖЛ резко уходит к северу и к западу от Урала фиксируется на широте 66°-67° с.ш. (Васильчук, 2004).

Изученное нами в 2024 г. новое обнажение ПЖЛ вблизи г. Лабытнанги (Чинова и др., 2025) позволяет оценить состояние полигонально-жильных комплексов у южной границы распространения ПЖЛ, в том числе, оценить (определить/уточнить) степень надежности палеоклиматической информации, содержащейся в изотопных характеристиках льда.

Изученный полигональный торфяник расположен в Нижнем Приобье в 8 км к северу от ст. Обская (г. Лабытнанги) у дороги Обская – Бованенково (66,7566° с.ш., 66,4091° в.д.). Территория расположена на границе умеренного континентального и субарктического климатов. Средняя температура июля – +15°C, января – -23,1°C, годовое количество осадков – около 460 мм (Соромотина, 2004). Природная зона – лесотундра, однако непосредственно полигональный торфяник относится к тундровому пространству и характеризуется растительностью типичной и южной тундры (кустарничково-мохово-лишайниковое сообщество). Рельеф района представляет собой

лестницу террас морского, ледово-морского и аллювиального генезиса. Новейшие отложения представлены полным спектром: от глин и суглинков, слагающих морские террасы, до крупнодисперсного пролювия вблизи уральских предгорий. Многолетнемерзлые породы прерывистого распространения (Геокриология СССР, 1989), среднегодовая температура на глубине нулевых годовых колебаний от 0°C (на контакте с таликовыми зонами) до -3,0°C ... -3,5°C в пределах типичной тундры.

Залежь повторно-жильного льда была вскрыта в стенке термоэрозионного оврага, врезанного в полигональный торфяник (рис. 4.1), расположенный на поверхности второй (каргинской) морской и ледниково-морской террасы. В 3 м от обнажения овраг открывается в термокарстовое озеро размером 400 м в ширину и 500 м в длину. Полигональный торфяник, примыкающий к берегу озера, подвергается разрушению за счёт совокупного воздействия термоэрозии, термоабразии и термокарста. Вероятно, происходит отступление береговой линии, а на подводном береговом склоне оказываются высокольдистые породы с повторно-жильными льдами, из-за чего там развивается термокарстовый процесс, способствующий формированию приглубого берега. Приглубый берег, в свою очередь, способствует развитию термоабразии и активному размыву береговых отложений при волнении на озере. В момент проведения полевых исследований зафиксированы элементы блокового обрушения берега, а также его резкое увеличение глубин непосредственно за береговой линией. Вдали от озера торфяник находится в достаточно стабильном состоянии: нет крупных термокарстовых просадок, наблюдаются элементарные жилки и следы морозобойного растрескивания, но по мере приближения к озеру начинают проявляться следы деградации.

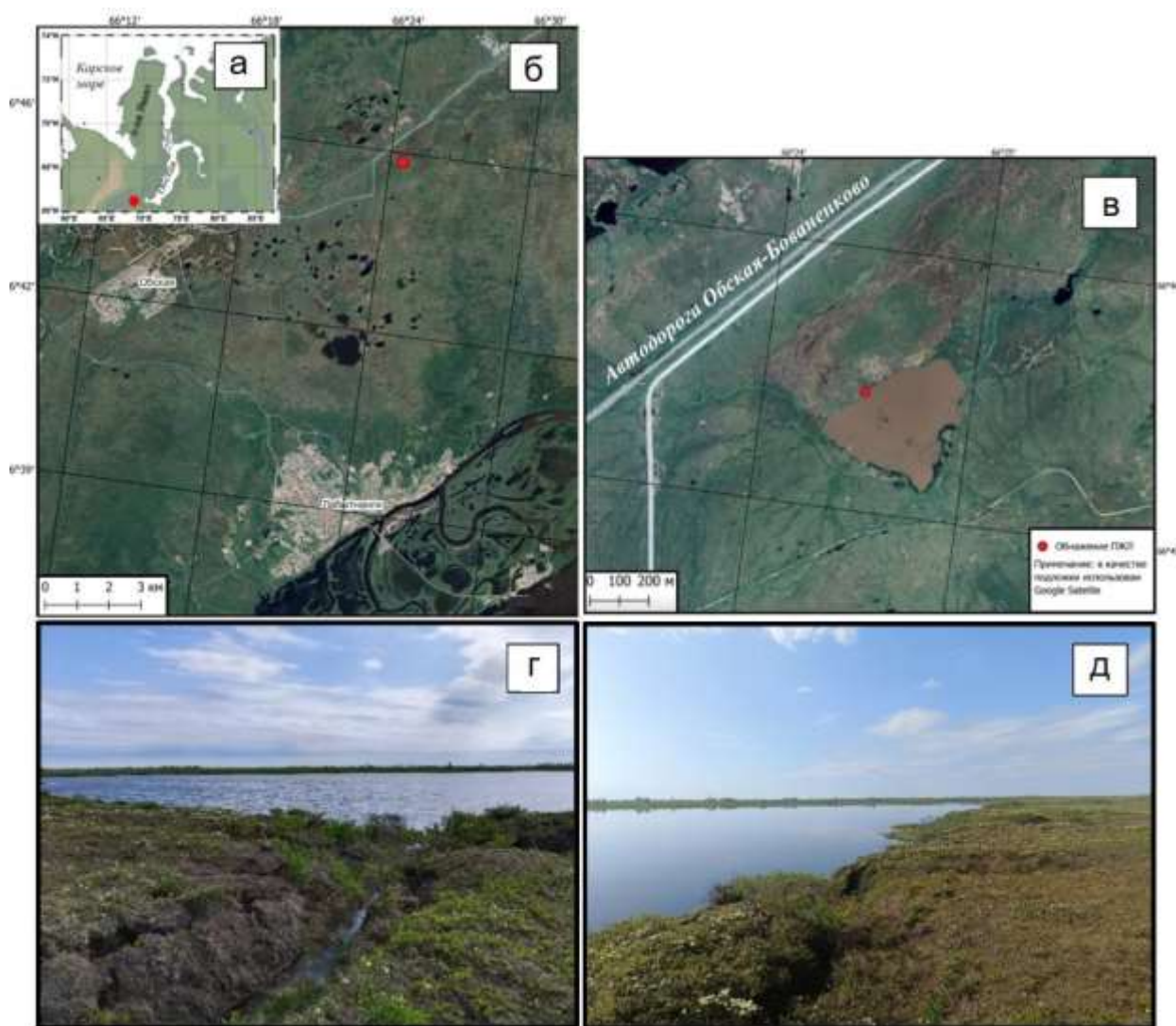


Рис. 4.3 Положение и общий вид района исследований. а – положение территории в Западной Сибири; б – расположение торфяника с полигонально-жильными льдами в 8 км к северу от ст. Обская; в – положение обнажения с повторно-жильными льдами на берегу термокарстового озера; г – термоэрозионный овраг, открывающийся к термокарстовому озеру; д – береговая линия озера со следами размыва берега и блоковым обрушением торфа.

Повторно-жильный лёд обнаружен в правом борту развивающегося термоэрозионного оврага. Длина оврага – около 12 м, к вершине прилегает заболоченная ложбина, приуроченная к трещинам полигональной системы. Глубина оврага – около 1,8 – 2,0 м. Тальвег оврага затоплен водой из озера. Профиль невыработанный, делится на две части: нижняя – где произошло полное протаивание повторно-жильного льда до базиса эрозии, и верхняя – где

только начинается процесс линейного термокарста. Устьевая часть оврага затоплена, представляет из себя залив озера.

Размер зачищенной части обнажения составляет 1,5 м в высоту (от дневной поверхности торфяника до базиса эрозии) и 2,3 м в ширину. В строении обнажения заметно чёткое обособление двух жил льда (правая ПЖЛ и левая ПЖЛ), а также морфологически отличающийся перекрывающий правую жилу лёд, который предварительно был назван термокарстово-пещерным (рис. 4.2).

Кровля левой ПЖЛ вскрыта на глубине 0,6 м, в верхней части наблюдаются оголовки жилы и элементарная жилка (рис. 4.3). Жила имеет чёткую границу с вмещающим торфом и суглинком. Лёд белый с характерной субвертикальной слоистостью за счёт прослоев субвертикально ориентированных пузырьков и включений органики. Жила имеет следы двух периодов деградации (протаивания).

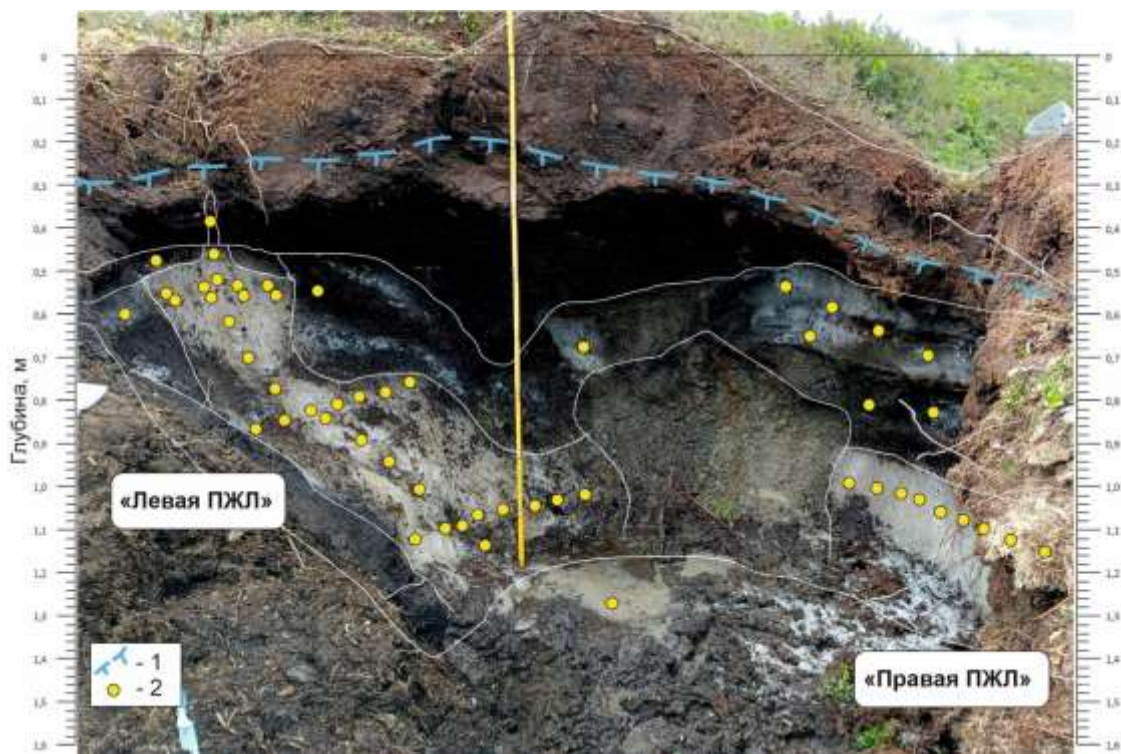


Рис. 4.4. Вскрытое обнажение пересекающихся жил. Границы элементов (повторно-жильный лёд, термокарстово-пещерный лёд, торф, суглинок) внутри обнажения очерчены приблизительно: 1 – глубина протаивания; 2 – точки отбора проб

На глубине от 0,6 до 0,9 м выделяются «плечи» ПЖЛ, состоящие из оторфованного ледогрунта и термокарстово-пещерного льда. В верхней части жилы (0,6 м) также имеется слой термокарстово-пещерного льда толщиной около 4 см, разделённый «оголовком» жилы, который прослеживается и над жилой, и над ледогрунтовыми «плечами» жилы. Кровля правой жилы залегает на глубине 0,9 м, ширина жилы до 1,0 м. Лёд белый с субвертикальной слоистостью за счёт прослоев субвертикально ориентированных пузырьков и включений органики. Над жилой залегает горизонт конжеляционного льда (термокарстово-пещерного или термокарстово-полостного) льда со сложной текстурой, включениями торфа, ледогрунтовыми прослоями.

Грунтовый разрез обнажения, не осложнённый повторно-жильными и термокарстово-пещерными льдами, состоит из двух горизонтов:

0 – 1,4 м (0 – 0,9 м – в центральной части зачистки) – коричневый торф слабой степени разложения; на глубинах 0–0,25 м – талый (сезонно-талый слой), ниже 0,25 м – мёрзлый; криотекстура ячеистая, слоистая, атакситовая (высокольдистый торф в нижней части СТС на глубине от 0,5 м); в нижней части – торф средней степени разложения, переход к нижележащим отложениям чёткий по составу, граница ровная.

Ниже глубины 1,4 м (в центральной части с 0,9 м) – подстилающий серый суглинок (до сизого цвета), высокольдистый, с сетчатой и неполносетчатой криотекстурой, толщина шпиров от 1 мм до 2 см.

Также в обнажении в нижней части СТС и непосредственно под ним, в торфе, наблюдаются крупные шпирьы льда толщиной до 2-3 см, которые, возможно, являются следами глубокого протаивания, как и термокарстово-пещерный лёд.

Изотопные параметры двух жил незначительно различаются: для льда левой жилы значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-14,4$ до $-18,4\%$, для льда правой жилы – от -18 до $-19,3\%$. При этом средние величины $\delta^{18}\text{O}$ составили $-17,95\%$ для льда вертикальной секции отбора левой жилы, $-16,9\%$ для льда горизонтальных секций отбора левой жилы и $-18,5\%$ для льда правой жилы.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда, полученные в результате вертикального отбора левой жилы незначительно отличаются от величин $\delta^{18}\text{O}$ льда правой жилы (рис. 4.5). Вероятно, это связано с разной генерацией жил в пределах данного полигонального торфяника, когда морозобойные трещины второй генерации открываются не каждый сезон растрескивания, а только в более суровые зимы (Vasil'chuk et al., 2024).

Величины $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда, полученного при горизонтальном отборе в левой жиле, повышаются от центральной зоны к боковым контактам (см. рис. 4.5), что наиболее вероятно, указывает на участие повторно замерзших термокарстовых вод на границах жил.

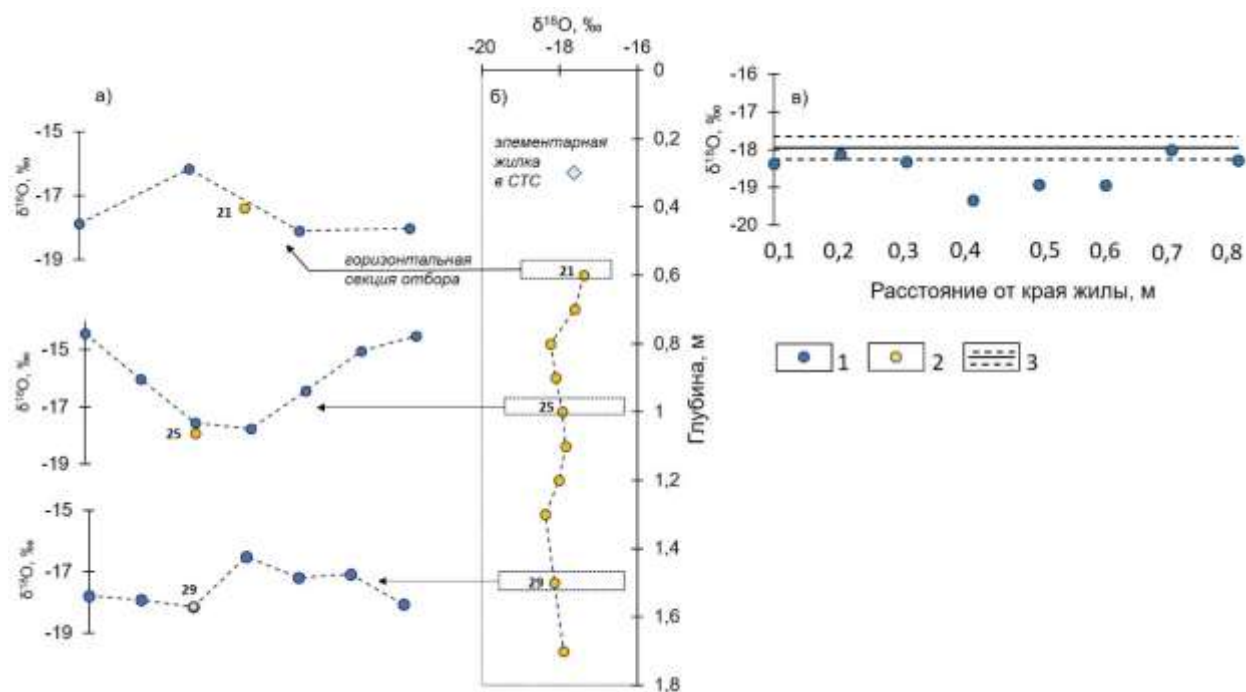


Рис. 4.5. Величины $\delta^{18}\text{O}$ льда при горизонтальном отборе левой жилы (а), вертикальном отборе левой жилы (б) и горизонтальном отборе правой жилы (в): 1 – жильный лед горизонтальных секций, 2 – жильный лед вертикальной секции, 3 – среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ левой жилы со стандартным отклонением.

Термокарстово-пещерный лед, обрамляющий жилы, имеет средние значения $\delta^{18}\text{O} = -13,25\text{‰}$. Термокарстовые воды, отобранные в основании обнажения жильного льда характеризуются близким ко льду значением $\delta^{18}\text{O} = -13,2\text{‰}$. Процессы термокарста, появления большого количества жидкой воды

и ее последующего замерзания сформировали эти прослои конжеляционного льда, и также заделали боковые контакты жильного льда.

Интересно, что и «плечо» ПЖЛ и текстурные льды вмещающих отложений и термокарство-пещерный лед имеют очень близкие величины $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 4.6). Это говорит о том, что все эти типы льда были сформированы при стабилизации термокарстового процесса по ледяным жилам. На момент опробования процессы термокарста активно протекают, т.е. стадия стабилизации, вероятно, уже сменилась повторной деградацией.

Самый необычный эффект, установленный для данного обнажения ПЖЛ заключается в полной замене льда элементарной жилки, проникающей в левую жилу. Если для элементарной жилки в слое СТС в 50 м от изученного обнажения было получено значение $\delta^{18}\text{O} = -17,6\text{‰}$, близкое к изотопному составу ПЖЛ, то для измененной элементарной жилки в обнажении величина $\delta^{18}\text{O}$ льда составила $-12,7\text{‰}$, что практически полностью совпадает с изотопным составом кислорода текстурного льда плеча и окружающего трещинно-полостного льда (рис. 4.6, 4.7). Это означает, что помимо заполнения трещин и полостей конжеляционным льдом, возможно даже заполнение элементарной жилки после ее вытаявания.

Изотопные параметры жильного льда из вертикальной секции левой жилы и из горизонтальной секции правой жилы (среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ льда этих двух секций составило $-18,2\text{‰}$), которые не затронуты изменениями термокарстовыми водами соответствуют современным температурным условиям региона. Среднезимние температуры воздуха, зафиксированные на метеостанции в г.Салехард с 1960 по 2022, составляют $-19,5\text{‰}$ если осредняется период с ноября по март включительно и $-16,9\text{‰}$ если осредняется период с октября по март. Это дает основание считать изотопные характеристики изученных жил близкими к современным. Также эти характеристики близки к изотопному составу кислорода голоценовых жил, описанных в этой части криолитозоны.

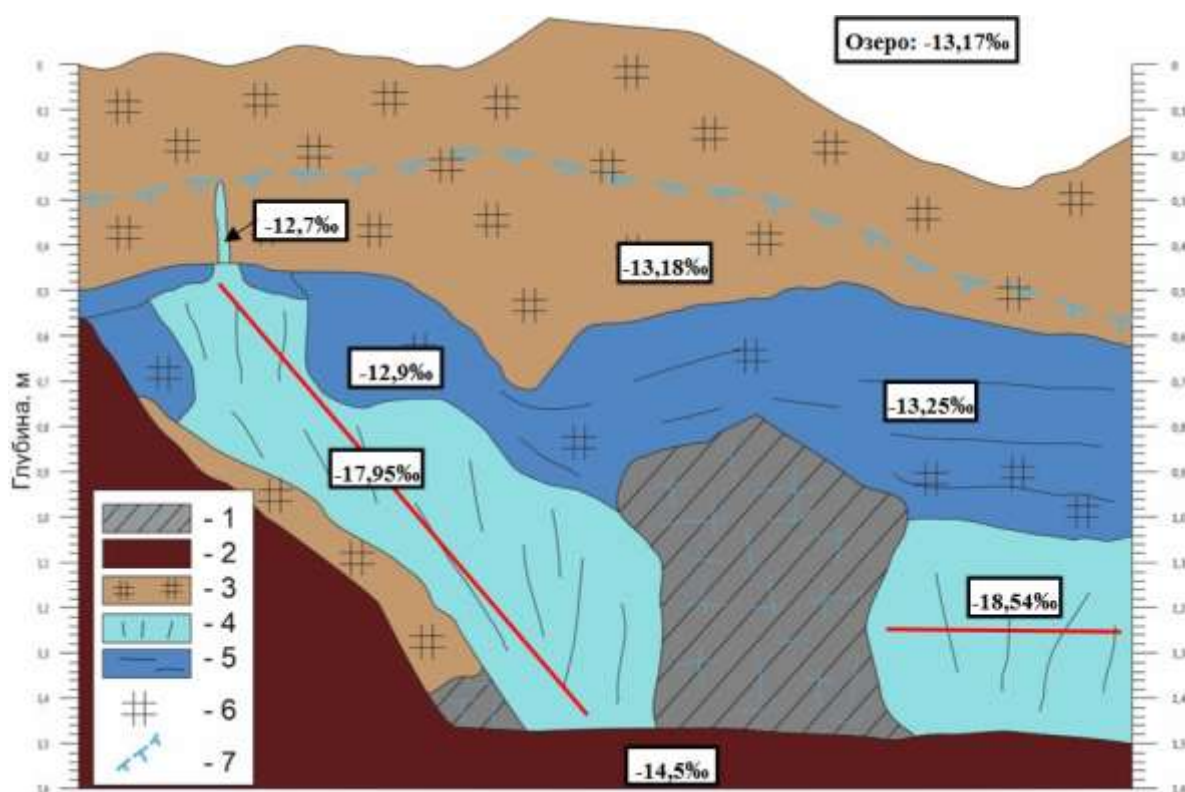


Рис. 4.6. Усреднённые значения $\delta^{18}\text{O}$ льда элементов обнажения. 1 – серые высокольдистые суглинки; 2 – оплывные и осыпные отложения; 3 – торф от слабой до средней степени разложения; 4 – повторно-жильный лёд; 5 – термокарстово-пещерный лёд; 6 – включения торфа во льду; 7 – глубина протаивания (июль 2024). Красными линиями показаны профили отбора образцов, для которых приведены значения $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда.

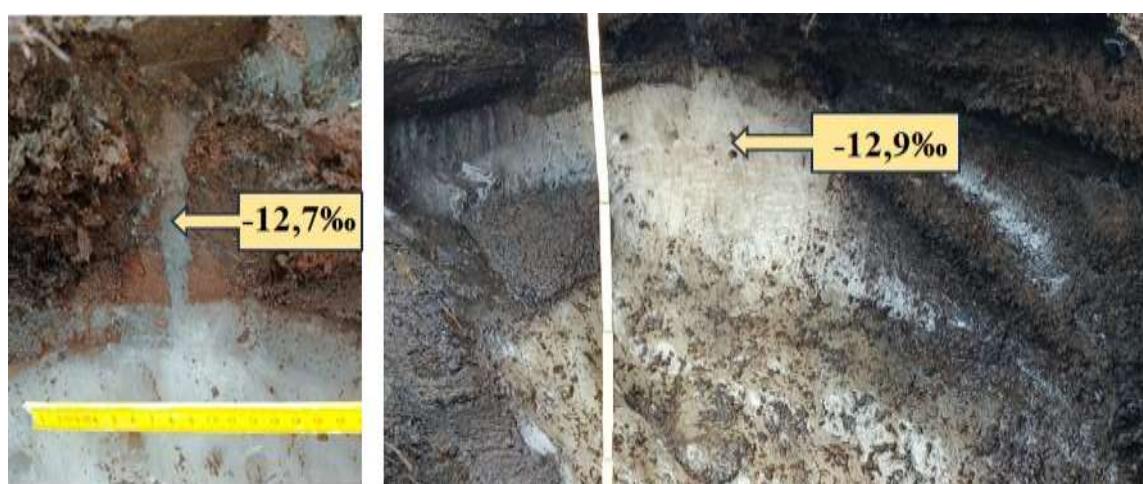


Рис. 4.7. Верхняя часть левой ПЖЛ: а) элементарная жилка, проникающая в оголовок ПЖЛ, к которому с обеих сторон примыкает прослой прозрачного пузырчатого льда (термокарстово-полостного лёд); б) «плечи» левой ПЖЛ, выполненные термокарстово-полостным льдом и фрагментами торфа.

Таблица 4.1. Изотопные характеристики подземных льдов и природных вод

Тип льда	Кол-во проб	$\delta^{18}\text{O}$, ‰		$\delta^2\text{H}$, ‰		d_{exs} , ‰	
		Макс/мин	среднее	Макс/мин	среднее	Макс/мин	среднее
Повторно-жильный лед							
ПЖЛ левая, вертикальный отбор	10	-17,38/ -18,37	-17,95 ±0,29	-126,9/ -134	-131,3 ±2,2	13,35/ 11,36	12,3 ±0,6
ПЖЛ левая, горизонтальный отбор	18	-14,42/ -18,15	-16,92 ±1,25	-103,7/ -133,2	-123,8 ±9,4	12,96/ 9,2	11,6 ±1,1
ПЖЛ правая, горизонтальный отбор	8	-17,99/ -19,35	-18,54 ±0,47	-131,9/ -143	-135,8 ±3,9	13,09/ 11,75	12,5 ±0,5
Другие типы льда							
Термокарстово-полостной лед	8	-11,53/ -15,48	-13,25 ±1,93	-83,1/ -112,1	-95,2 ±14,7	11,98/ 9,1	10,8 ±1,2
Текстурный лед	2	-12,45/ -13,92	-13,18 ±1,04	-86,4/ -98,7	-92,6 ±8,7	13,16/ 12,61	12,9 ±0,4
"Плечо" ПЖЛ из т/к льда	1		-12,90		-92,47		10,69
Элементарная жилка левой ПЖЛ	1		-12,72		-93,3		8,5
Элементарная жилка в СТС	1		-17,63		-126,7		14,3
Поверхностные воды							
Вода в основании обнажения	1		-14,5		-103,6		12,7
Вода термокарстового озера	2		-13,17 ±0,2		-101 ±0,3		4,35 ±1,1

Ближайшим местоположением, где были получены изотопные характеристики жильного льда, является обнажение в Юньягинском торфянике вблизи г. Воркуты, формирование жил в котором происходило в период от 9 до 7 (5.5?) тыс. лет назад. Значения $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда там варьировали от -15,4 до -16,3‰, среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составило -15,9‰ (Васильчук и др., 2005). Таким образом, разница между средними величинами $\delta^{18}\text{O}$ льда этих двух обнажений составила 2,3‰, что полностью соответствует современным температурным различиям между Воркутой и Лабытнангами. Разница в температурах января равна 3,5°C, что, учитывая формулу Ю.К.Васильчука $T_{\text{января}} = 1,5 \cdot \delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$, обеспечивает разницу в изотопном составе кислорода в 2,3‰. Эта зависимость изотопного состава кислорода жил от современных температур воздуха указывает на то, что, во-первых, голоценовые температурные условия были близки к современным, а во-

вторых, дает нам основания предполагать голоценовый возраст изученного обнажения ПЖЛ вблизи г. Лабытнанги. Об этом же свидетельствует близость значений $\delta^{18}\text{O}$ элементарной жилки в слое СТС, растущей на поверхности торфяника, к величинам $\delta^{18}\text{O}$ жильного льда.

Кроме того, ранее вблизи г. Лабытнанги ($66^{\circ}30'$ с.ш., 67° в.д.) были получены радиоуглеродные датировки по торфу полигональных торфяников, вмещающих ПЖЛ - от 2310 ± 80 до 4920 ± 90 лет назад, что говорит о том, что активный рост торфяников в районе начался около 5 тыс. лет назад и прекратился около 3-2,3 тыс. лет назад (Vasil'chuk et al., 2001). Рост жил в этом торфянике, вероятнее всего, начался около 3 тыс. лет назад.

Сохранность и степень изменённости жильного льда в полигональных голоценовых торфяниках вблизи южной границы распространения ПЖЛ говорит о сложных процессах взаимодействия климата, ландшафта и условиях обводненности. По данным Н.С. Даниловой (1962), в районе Салехарда в 60-е годы прошлого века на плоскобугристых торфяниках повторно-жильные льды ещё сохранялись, однако не проявляли признаков роста: отсутствовали валики на полигональных торфяниках, отмечалась плохая сохранность полигонов на болотах, залегание льда ниже уровня современного (1960-е годы) протаивания. Нами же установлено, что к настоящему времени в районе Лабытнанги продолжается рост повторно-жильных льдов. Об этом свидетельствует существование морозобойных трещин в торфянике и наличие элементарных жилок и в мёрзлой части слоя сезонного оттаивания. Однако, этот рост соседствует с процессами термокарстового разрушения даже в пределах одного полигонального торфяника.

Н.С. Данилова (1962) отмечает, что торфяники в районе Салехарда имеют возраст голоценового оптимума (около 7 500 л.н.), а повторно-жильные льды сформировались позже, при последующем похолодании, т.е. являются эпигенетическими. Доказательством является выраженная полигональная сеть не только на торфяниках, но и на всей поверхности тундры, включая террасы разного возраста. Кроме того, возвышение торфяников над окружающей

тундрой вероятно является следствием их промерзания и последующим выпучиванием. В-третьих, при вытаивании жильного льда в торфе формируется гладкая стенка, которая может быть сформирована только при одновременном растрескивании всей толщи торфа. Также Н.С. Данилова (1962) указывает на характерные для эпигенетических жил загибы грунта в краевых частях жилы. При исследовании повторно-жильного льда в районе Лабытнанги в его краевых частях не было обнаружено загибов грунта, свидетельствующих о давлении жилы на вмещающие породы,

Наиболее затронута процессами повторного намерзания конжеляционного льда левая жила на боковых контактах (горизонтальная секция отбора на глубине 1 м). На диаграмме (рис. 4.8) хорошо заметно, что точки, соответствующие горизонтальной секции отбора левой жилы, находятся между точками, представляющими вертикальную секцию жилы, и точками наиболее изотопно-тяжелых термокарсто-пещерных льдов. Перекрывание диапазонов значений говорит о том, что лед здесь сформировался повторно при участии воды, сформировавшей пещерно-полостной лед и в целом близкой по составу к воде, отобранной в основании обнажения. Об этом же говорит уравнение регрессии для льда горизонтальной секции (см. рис. 4.8), которое наследует наклоны, характерные для термокарстово-пещерного льда и которое маркирует линию смещения двух источников – талых вод ПЖЛ и термокарстовых вод. Точки ПЖЛ правой жилы и левой жилы вертикального отбора находятся вблизи глобальной линии метеорных вод и формируют тренд, описываемый уравнением $\delta^2\text{H} = 7,7 \times \delta^{18}\text{O} + 7,5$, что как мы полагаем является характеристикой неизменных повторно-жильных льдов района.

Современная климатическая обстановка в криолитозоне способствует развитию склоновых, термокарстовых, термоэрозионных и термоабразионных процессов. При этом в естественных обнажениях наблюдаются многочисленные просадки, полости, промоины и трещины, в которых, при попадании воды и последующем её замерзании, образуются льды, осложняющие строение подземных льдов раннего голоцена и плейстоцена.

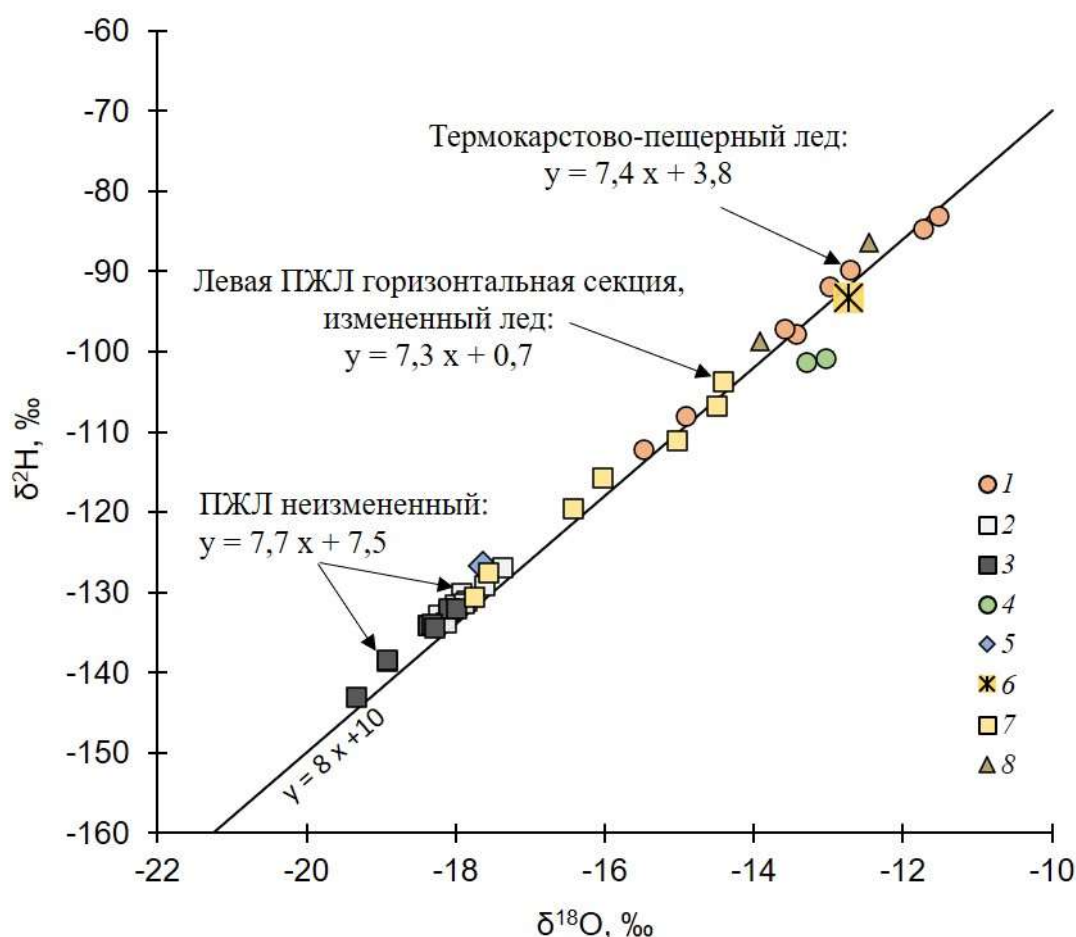


Рис. 4.8. Изотопные параметры всех типов льдов в полигональном торфянике: 1 – термокарстово-полостной лед; 2 – лед вертикальной секции левой жилы; 3 – лед правой жилы; 4 – озерная вода; 5 – элементарная жилка в слое СТС; 6 – элементарная жилка в верхней части левой ПЖЛ; 7 – лед горизонтальной секции отбора в левой жиле на гл.1 м.; 8 – текстурный лед.

Известно, что вторичные процессы приводят к формированию других генетических типов льда, зачастую входящих в состав жилы, таких как, термокарстово-пещерные. Термокарстово-пещерный лед как правило формируется в термокарстовой полости над жилой, заполненной свободной водой, замерзание которой и формирует этот тип льда. Таким образом, над жилой создается прослой конжеляционного льда, который со временем входит в состав жильного льда, поскольку сверху его пробивают элементарные жилки и также вверх происходит последующий рост жилы (Розенбаум и др., 1978; Тихонравова и др., 2020). Присутствие термокарстово-пещерного льда в разрезах ПЖЛ отмечается в разных сочетаниях и не только над головой жилы.

Так, в разрезе берегового обрыва южного побережья о. Сибирякова встречается несколько генераций ПЖЛ совместно с присутствием линзовидного термокарстово-пещерного льда, который залегает в полостях ПЖЛ, частично замещая кровлю жилы. Доказательством вторичного происхождения термокарстово-пещерного льда является то, что они выполняют вторичные полости в теле ледяных жил, но сами не освоены морозобойным растрескиванием (Облогов, 2016).

В изученном нами обнажении ПЖЛ вблизи г. Лабытнанги изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) элементарной жилки, разбивающей левую жилу, также указывает на возможность образования ростков за счет термокарстово-пещерного льда. Если проникновение жилки в слой термокарстово-пещерного льда представляется частой картиной, то выполнение самой элементарной жилки вторичным конжеляционным льдом значительно затрудняет интерпретацию. Жилка соединяется с ледяной линзой (см. рис. 4.7) того же изотопного состава, что прямо говорит о заполнении этих полостей и трещин одной и той же свободной водой, замерзание которой привело к образованию конжеляционного льда. Таким образом, изотопные характеристики элементарной жилки говорят о том, что она выполнена вторичным льдом.

Заполнение вторичным льдом больших полостей над жилами и на боковых контактах жил не обязательно может быть связано с периодами максимального потепления в регионе. Это могут быть и относительно современные метеорологические факторы, запускающие процесс термокарста по ледяным жилам, такие как высокая межгодовая изменчивость летних температур воздуха и условий обводненности, влияющих на подъем уровня озера. Достаточно нескольких аномально теплых летних сезонов с большим количеством осадков. Замерзание этих обводненных в результате термокарста полостей возле и над изученными жилами происходило не в один зимний сезон, а постепенно в течении некоторого времени. Об этом говорит наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для образцов термокарстово-пещерного льда равный 7,4, что указывает на условия открытой системы (см. рис. 4.8). Если бы

весь объем внутригрунтовой воды, содержащейся во вмещающих жилы отложениях, замерз в течении одного сезона, то имели бы место условия закрытой системы и это отразилось бы наклоне $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ линии, аппроксимирующей полостной лед. Условия открытой системы подразумевают образование небольшого количества конжеляционного льда из большого объема свободной воды. Этому условию соответствует намерзание термокарстово-пещерного льда из проникающих к ПЖЛ озерных вод, имеющих связь с озером.

Вероятно, подтопление полигонального торфяника озерной водой привело к значительному протаиванию жил, обводнению вмещающих отложений. Последующее промерзание и постепенное снижение уровня озера выразилось в постепенном подъеме границы талого слоя, постепенном промерзании всего разреза. Поэтому на контактах жильного льда изотопные параметры термокарстово-пещерного льда говорят о смешении озерной воды и талых жильных льдов, а при образовании основного тела термокарстово-пещерного льда возросло участие озерной воды. Современное термокарстовое озеро у стенки обнажения характеризуется высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды, подвергшейся процессам испарения. В момент подтопления и термокарста по ледяным жилам озерная вода не была испарена, поскольку точки термокарстово-пещерного льда находятся вблизи линии метеорных вод (см. рис. 4.8), следовательно и вода-источник также имела изотопные характеристики атмосферных вод. Вероятно, в тот момент озеро имело достаточное питание атмосферными осадками, и процессы испарения не сильно влияли на изотопные параметры воды.

Присутствие термокарстово-пещерных льдов в виде измененных ростков полигонально-жильного льда необходимо учитывать при интерпретации данных по изотопному составу и реконструкции палеотемператур. Нами ранее уже упоминалось, что в опубликованных данных по Ямалу для современных ледяных жилок не все значения $\delta^{18}\text{O}$ можно использовать как современные, поскольку они некорректно согласуются друг

с другом и с географическим положением участков опробования (Чижова и др., 2021). Величина $\delta^{18}\text{O}$ для современной жилки в Марре-Сале, составившая -14‰ (Стрелецкая и др., 2013, 2015), возможно, контаминирована современным текстурным льдом (который имеет более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, чем ПЖЛ). Использование изотопных параметров подземных льдов, таким образом, должно опираться на детальный отбор всех видов льдов, вскрытых в обнажении или расчистке для того, чтобы по вариациям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ убедиться в ненарушенности первичного изотопного состава льда.

4.3. Изотопная индикация образования вторичного льда в разрезе голоценовых ПЖЛ на западном побережье Байдарацкой губы

Ранее голоценовые ПЖЛ на побережье Байдарацкой губы, в том числе в районе устья р. Нгарка-Тамбьяха, исследованы Ф. А. Романенко и др. (2001), Н. Беловой (Буданцева и др., 2018) и А. Гинсбургом (Васильчук и др., 2023). В результате были получены изотопные данные, характеризующие голоценовый повторно-жильный лед величинами $\delta^{18}\text{O}$ от $-16,1$ до $-20,3\text{‰}$. Критериями их надежности как палеоклиматических архивов служили преимущественно геоморфологическое положение жил, их морфология и стратиграфическая последовательность радиоуглеродных датировок. Однако изотопные методы, являющиеся прямым инструментом для реконструкции палео-условий, до сих пор не используются для диагностики сохранности исходного климатического сигнала в ПЖЛ. Подобный подход, основанный на анализе соотношения $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$, является достаточно доступным. Основой для его корректного применения является детальный отбор всех видов льда в разрезе.

В 2024 году в рамках экспедиции НИЛ геоэкологии Севера было проведено полевое криолитологическое описание ПЖЛ и вмещающих отложений на Уральском берегу Байдарацкой губы (координаты 68,855024 с.ш., 66,877447 в.д.) на поверхности лайды и 1-й морской террасы (рис. 4.9).

Территория относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород с температурами (на глубине 6,5 м) $-4,0 \dots -4,5^{\circ}\text{C}$. Мощность сезонно-талого слоя на поверхности террасы в среднем 0,5-0,6 м, а на склоне – от 0,4 до 0,75 м. Глубина сезонного протаивания в нижних частях склона и на пляже может превышать 2 м.

Отбор льда для определения его изотопного состава проводился согласно принятой методике (Васильчук, 2022). Пробы отбирались по вертикальным профилям с интервалом 10 – 15 см (рис. 4.10). Образцы, после предварительной зачистки стенки обнажения, извлекались путём скалывания льда топором и герметично упаковывались в целлофановые пакеты с минимальным количеством воздуха.



Рис. 4.9. Положение района исследований на побережье Байдарацкой губы: 1 – полевая точка 24YR-1 на поверхности лайды, 2 - полевая точка 24YR-2 на поверхности I террасы

Результаты радиоуглеродного датирования перекрывающих и вмещающих ПЖЛ отложений показали позднеголоценовый возраст (табл. 4.2). Возраст органики вмещающих отложений (торфяника) может давать как минимальный, так и синхронный возраст для полигонально-жильного льда в зависимости от конкретных условий формирования и сохранности отложений. Сопоставление ^{14}C -датировок по торфу вмещающих отложений и AMS-

датировок по органическим включениям (ТОС) в ПЖЛ сопряжено с рядом сложностей, связанных как с особенностями формирования криогенных толщ, так и с методами датирования.

Таблица 4.2. Возраст ^{14}C образцов голоценового торфа из полигонального торфяника Яра, берег Байдарацкой губы (отбор Л. Кузякина, 2024 г.; калибровка А. Васильчук, октябрь 2025 г.)

№ полевой	Глуб. от поверх., м.	№ лаборат.	¹⁴ C, возраст	Калиброванный возраст (кал. лет назад)	
				Возрастной интервал (2σ), с вероятностью 95.4%	Медианное значение (1σ)
Плоскобугристый полигональный торфяник на лайде					
24YR-1c1	0,2	Ле-12348	880±80	926-675	795±74
24YR-1c2	0,6	Ле-12349	890±70	922-685	803±69
24YR-1c3	0,8	Ле-12350	2930±95	3349-2855	3085±130
24YR-1c4	0,9	Ле-12351	800±75	910-569	726±71
Плоскобугристый полигональный торфяник на поверхности I террасы					
24YR-2c1	0,7	Ле-12352	2660±100	3055-2434	2778±140

Ранее в районе п. Яры в устье реки Нгарка-Тамбьяха для трех разных жил были получены AMS-датировки (по ТОС) жильного льда: 1945±20, 4400±20 и 5640±20 лет назад (Васильчук и др., 2023). Это говорит о том, что возраст формирования жильного льда на побережье Байдарацкой губы в целом поздне- и средне-голоценовый, но при этом для каждого полигонального торфяника присущи собственные временные рамки и темпы образования.

Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда, опробованного на лайде в точке 24YR-1, варьируют в чрезвычайно широком для повторно-жильного льда диапазоне: от –10,6 до –21‰ и от –82,7 до –155‰, соответственно. Максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ характерны для образца 24YR1-5, они близки значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ шлирового льда вмещающего жилу высокольдистого суглинка (рис. 4.11, табл. 4.3).

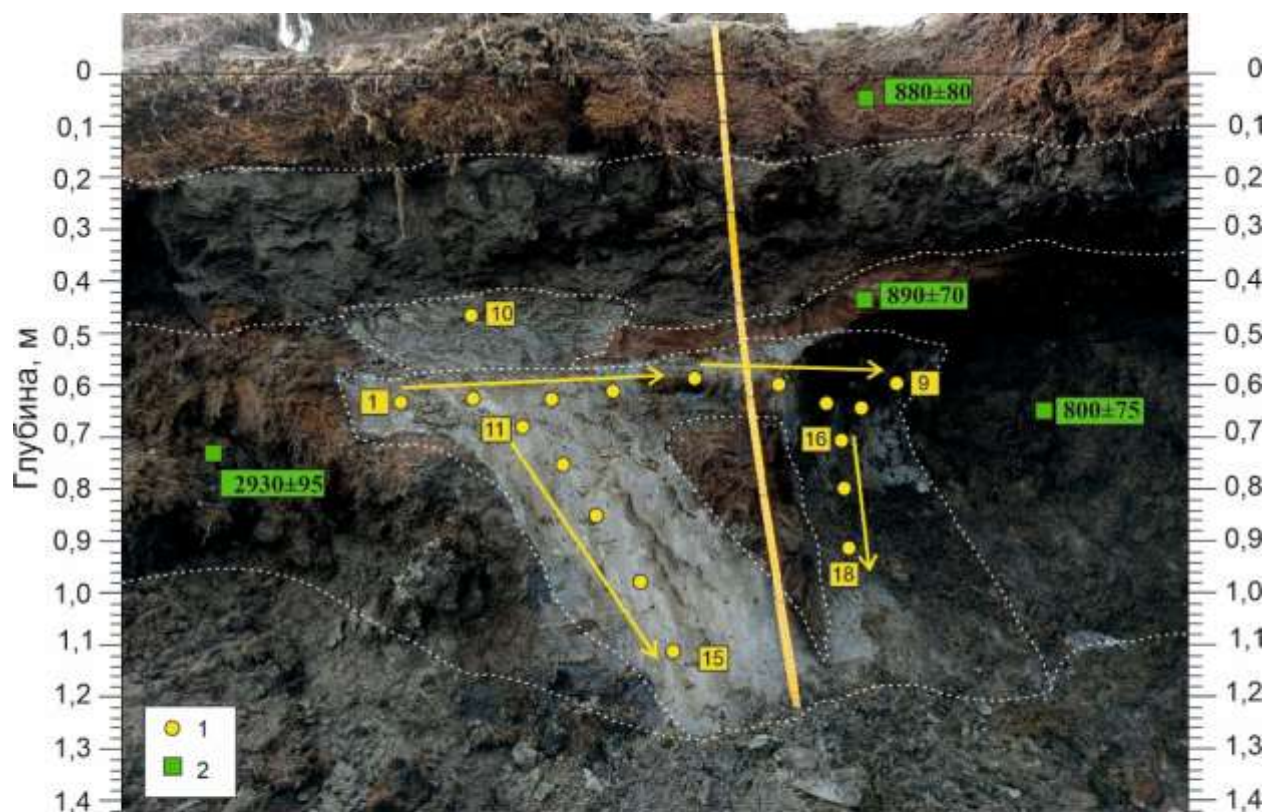


Рис. 4.10. Залегание ПЖЛ на лайде - полевая точка 24YR-1 (а) и на первой террасе – полевая точка 24YR-2 (б): 1 – места отбора образцов на изотопный анализ, 2 – места отбора образцов торфа на радиоуглеродный анализ. Фото Л.П.Кузякина.

Таблица 4.3 Осредненные изотопные параметры ПЖЛ

Показатель	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d-exc, ‰
Точка 24YR-1, ПЖЛ на лайде			
среднее	-16,8	-125,7	8,6
максимум	-10,7	-82,7	12,7
минимум	-21,0	-155,1	2,5
n	17		
Высокольдистый суглинок, шлировая криогенная текстура	-11,34	-86,9	3,9
Шлир льда	-9,17	-73,2	0,2
Точка 24YR-2, ПЖЛ на террасе			
среднее	-17,3	-126,9	11,7
максимум	-16,5	-121,1	12,9
минимум	-18,0	-132,9	10,3
n	18		

Все остальные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, полученные по льду жилы 1 приблизительно соответствуют одной линии, показанной на рис. 4.11 голубым пунктиром, которую можно рассматривать как линию смещения источников воды, послужившей для формирования льда. Такое положение точек на изотопной диаграмме говорит о том, что жила сложена вторичным льдом, образовавшимся, возможно, после значительного протаивания или подтопления.

Опробованная в 500 м к западу от точки 24YR-1 жила, вскрытая в отложениях I террасы (точка 24YR-2, жила 2) характеризовалась значениями $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда от $-16,5$ до $-17,9$ ‰ и от -121 до -133 ‰, соответственно. На изотопной диаграмме (см. рис. 4.11) значения располагаются чуть выше линии метеорных вод, что в целом характерно для голоценового жильного льда региона. Узкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ жильного льда говорит о стабильности зимних условий времени формирования жилы, а также о ненарушенном начальном изотопном сигнале льда.

Развитие склоновых, термокарстовых, термоэрозионных и термоабразионных процессов в криолитозоне напрямую связано с современной климатической ситуацией. Следствием этого является появление

в естественных обнажениях просадок, полостей, промоин и трещин. Проникающая в них вода при замерзании превращается в лед, что приводит к усложнению строения плейстоценовых и голоценовых подземных льдов. Как следствие, формируются новые генетические типы льда, такие как термокарстово-пещерный, часто входящие в состав ледяных жил.

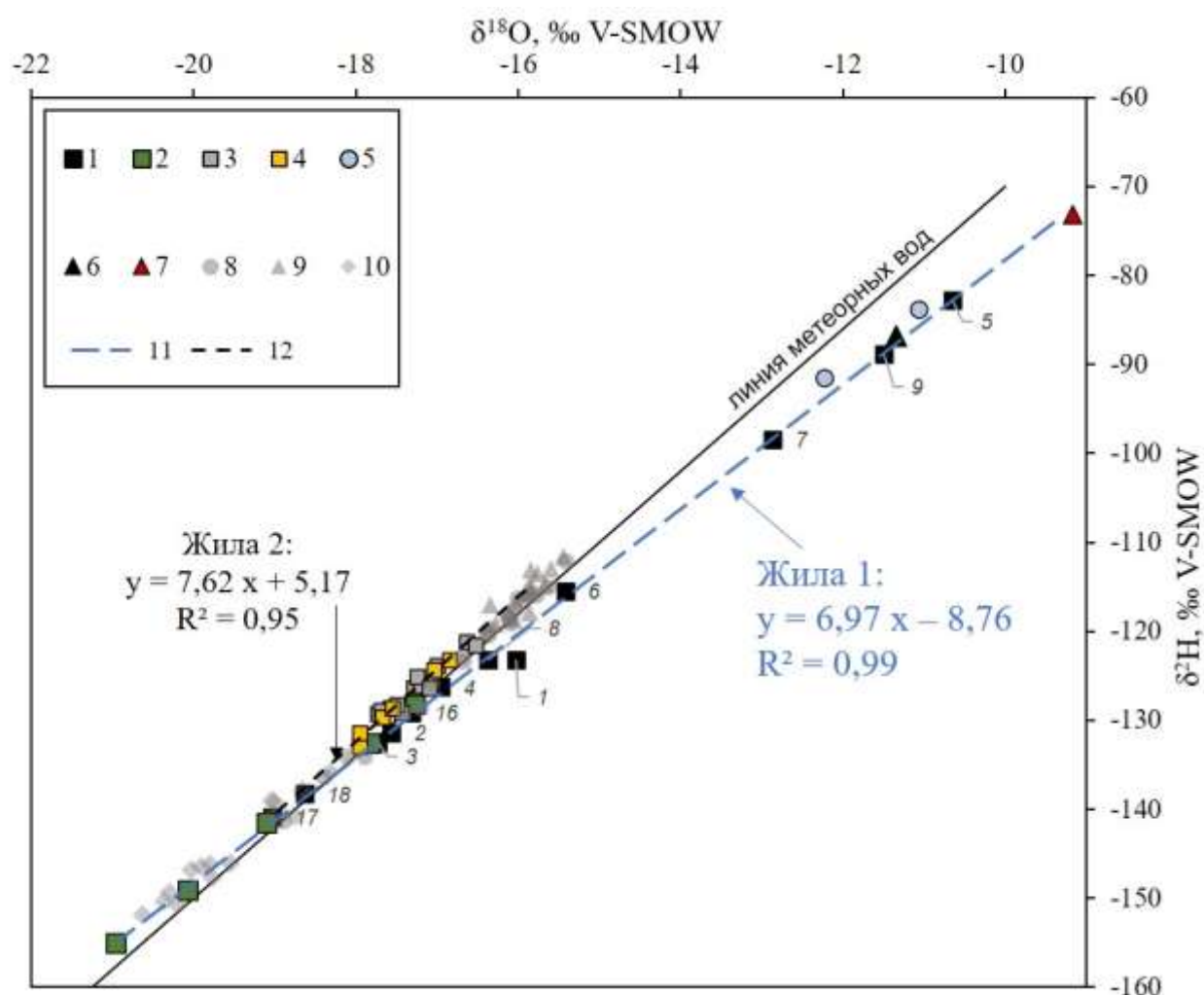


Рис. 4.11 Изотопные характеристики голоценового повторно-жильного льда на побережье Байдарацкой губы: 1 – ПЖЛ 1 на лайде горизонтальная секция отбора; 2 – ПЖЛ 1 на лайде вертикальная секция отбора; 3 – ПЖЛ 2 на поверхности 1 террасы верхняя горизонтальная секция отбора (24YR-2, образцы 1-13); 4 – ПЖЛ 2 на поверхности 1 террасы нижняя горизонтальная секция отбора (24YR-2, образцы 14-19); 5 – поверхностные воды; 6 – суглинок высокольдистый над ПЖЛ 1; 7 – шлировый лед там же; 8 – голоценовые ПЖЛ Марре-Сале (по Облогов, 2016); 9 – голоценовые ПЖЛ близ Воркуты (по Васильчук и др., 2005); 10 – голоценовые ПЖЛ в долине Еркутаяха, Южный Ямал (по Vasil'chuk et al., 2020); 11 – линия смещения для льда жилы 1; 12 – линия тренда для всех образцов льда жилы 2

Его образование обычно происходит в термокарстовых полостях выше жилы при замерзании скапливающейся там свободной воды. Так формируется прослойка льда, которая со временем становится частью самой жилы благодаря прорастанию в нее новых элементарных жилок и продолжающемуся росту жилы вверх (Тихонравова и др., 2020). В разрезах ПЖЛ термокарстово-пещерный лед не всегда приурочен исключительно к верхней части жилы и встречается в различных морфологических положениях. С этим напрямую связан вопрос сохранности палеоклиматической информации, заключенной в жильном льду.

Выполненное недавно обобщение всех имеющихся изотопных данных по голоценовым ПЖЛ на севере Западной Сибири, с построением карт изоскейп $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых повторно-жильных льдах и карт палеоизотерм среднеянварских температур воздуха для голоцена (Буданцева и др., 2024), показало тенденцию к улучшения зимних климатических условий от раннего и среднего к позднему голоцену, при этом наиболее высокие значения зимних температур характерны для современного периода. Попытки реконструкции климата в разные периоды голоцена по изотопному составу кислорода ПЖЛ неизбежно сталкиваются с природной вариативностью значений $\delta^{18}\text{O}$ льда, перекрытием диапазонов во временном и пространственном отношении. И эта вариативность связана не только с климатическими флюктуациями, но также и с частичным или полным изменением изотопных параметров ПЖЛ в результате локального термокарста.

В жиле 1 (точка 24YR-1) лед заметно изменен процессами протаивания и повторного замерзания жидкой воды. То, что шлировый лед близок по своим изотопным параметрам жильному льду в верхней и боковой частях жилы, говорит о проникновении поверхностной воды. Современные озерные воды в районе исследований также имеют близкие изотопные параметры (см. рис. 4.11). Поступление жидкой воды с поверхности и протаивание жильного льда привело к значительному обводнению и смешению разной по составу воды. При повторном промерзании части жилы сформированы конжеляционным

льдом смешанного состава. Часть льда жилы 1 была также преобразована в результате протаивания и вторичного замерзания, но уже не в результате смешения с поверхностными водами, а в результате замерзания части талой воды в условиях закрытой системы, когда часть жидкой воды была блокирована мерзлым водоупором. Об этом говорит положение точек, описывающих образцы 24YR1-12 - 24YR1-15 на изотопной диаграмме – несмотря на то, что они наследуют линейный тренд смешения воды-источников, значения слишком низкие на фоне повышения дейтериевого эксцесса (наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 6,97$). Это могло произойти, если термокарст и обводнение имело место только справа от жилы, а слева отложения оставались мерзлыми. Об этом же свидетельствуют ^{14}C -датировки по вмещающему торфу. Справа от жилы на глубине 0.65 м возраст торфа такой же как в приповерхностном горизонте (800 ± 75 и 880 ± 80 лет назад соответственно), а слева от жилы на этих же примерно глубинах - 3085 ± 130 кал. лет (см табл. 4.2 и рис. 4.10а). Вероятнее всего, справа от жилы произошло подтопление, обводнение и обрушение поверхностного торфа, в результате чего более молодой поверхностный торф возрастом менее 900 лет сместился вниз по глубине. Подтопление было краткосрочным по времени, и не привело к полному протаиванию жилы, а сменилось вторичным промерзанием. При этом можно сказать, что весь лед, опробованный в жиле 1 (точка 24YR-1) это вторичный измененный лед, использование которого непригодно для палеореконструкций. Интерпретация изотопных данных жилы 1 свидетельствует о её сложном, гетерогенном строении, сформированном процессами вторичного льдообразования. Большинство образцов демонстрируют признаки смешения с поверхностными/талыми водами (образцы с высокими значениями $\delta^{18}\text{O} > -16\text{‰}$ и низкими величинами $d_{\text{exc}} < 10\text{‰}$). Однако часть образцов (24YR1-11 – 24YR1-15, 24YR1-17), со значениями $\delta^{18}\text{O}$ и d_{exc} , формально попадающими в диапазон неизменённых ПЖЛ, также не может рассматриваться как надёжный палеоклиматический архив. Их положение на чёткой линии смешения на диаграмме $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (см. рис. 4.11) указывает на то, что их состав является

результатом не сохранения первичного сигнала, а смешения двух компонент: «легких» талых повторно-жильных льдов и «тяжелых» поверхностных вод. Следовательно, даже эти "лёгкие" образцы несут изменённый, интегрированный сигнал. Таким образом, для жилы 1 (точка 24YR-1) основными признаками вторичного образования льда служат: 1) аномально широкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ (от $-10,6$ до -21‰), охватывающий как лёгкие значения, характерные для зимних атмосферных осадков, так и тяжёлые, свойственные шлировому льду и поверхностным водам; 2) низкие значения дейтериевого эксцесса (d_{exc}) у части проб (от $2,5$ до $9,4\text{‰}$), что указывает на участие поверхностных вод; 3) линейный тренд в координатах $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ с наклоном $6,97$ ($R^2=0,99$), который интерпретируется как линия смешения двух источников – талого ПЖЛ и облегчённых талых/поверхностных вод с низкими значениями d_{exc} . В данном случае участие поверхностных вод с низкими величинам дейтериевого эксцесса привело к тому, что измененный лед отличается от неизмененного и по величине d_{exc} . Для голоценового повторно-жильного льда региона (Буданцева и др., 2018, Облогов, 2016, Белова, 2014) характерны величины d_{exc} от 8 до 13‰ . Близкие величины d_{exc} характерны и для жилы 2, значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда которой свидетельствуют о ненарушенном начальном составе. На рис. 3 серым условным знаком (8-10) показан типичный диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для голоценовых ПЖЛ Западной Сибири (Облогов, 2016, Васильчук и др., 2005, Vasil'chuk et al., 2020), которые мы считаем эталонными в виду их надежного датирования и залегания на высоких гипсометрических уровнях. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ располагаются вдоль линии метеорных вод и изменяются от $-15,4$ до $-20,6\text{‰}$, и от $-111,6$ до $-151,9\text{‰}$, соответственно, при этом средняя величина значения d_{exc} составляет 11‰ . Сами по себе значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и d_{exc} не могут служить критерием для утверждения неизменности ПЖЛ, для этого требуется более комплексный подход – рассмотрение позиции на δ - δ диаграмме относительно других типов льда в разрезе и возможных источников смешения. Для жилы 2 соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ описывается уравнением $y =$

$7,62x + 5,16$ ($R^2=0.95$), что близко к локальной линии метеорных вод и подтверждает отсутствие изотопных сдвигов, связанных с вторичными процессами. А ^{14}C дата 2778 ± 140 кал. лет назад указывает на то, что формировалась она в тот же период голоцена, что и жила 1. Многочисленные исследования жильного льда как на поверхности лайды, так и на поверхности 1 террасы говорят о том, что в большинстве описанных случаев повторно-жильный лед неизменный и может быть использован для палеореконструкций. Но в каких-то случаях ПЖЛ имеет черты протаивания и вторичного льдообразования. Основным критерием для разграничения этих льдов может служить соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$. Ранее обследованные обнажения ПЖЛ на побережье Байдарацкой губы (Васильчук и др., 2023) в непосредственной близости от устья р.Нгарка-Тамбяха вероятно, имеют черты вторичной переработки термокарстовыми или поверхностными водами: судя по установленному наклону $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,5$ и величинам $d_{\text{exc}} < 10\text{‰}$ ПЖЛ (рис. 4.12а).

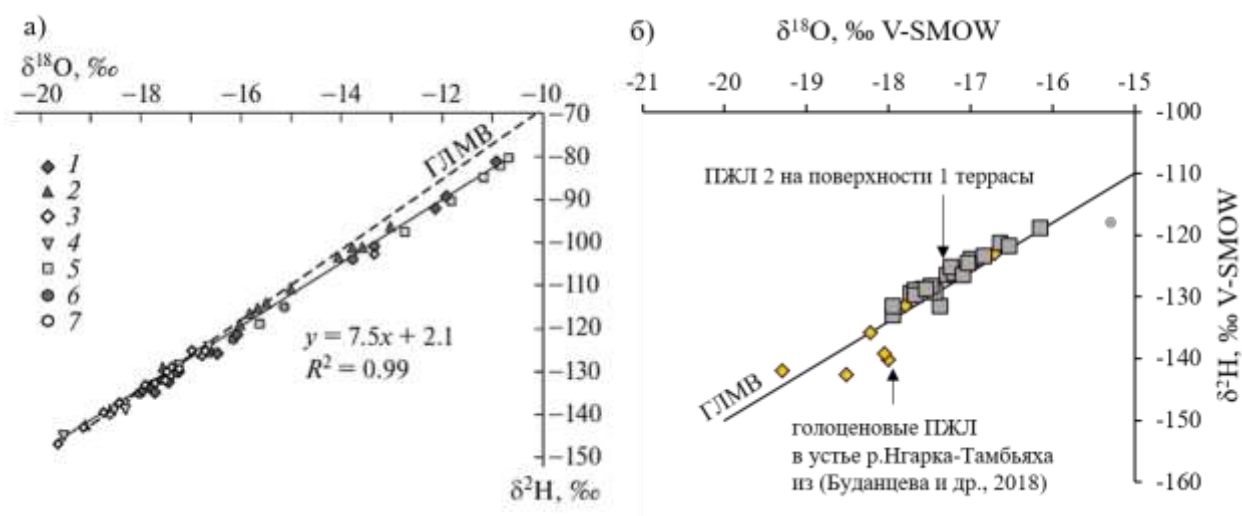


Рис. 4.12. Соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для образцов ПЖЛ на побережье Байдарацкой губы. а) по (Васильчук и др., 2023) с видимыми процессами смешения с поверхностными водами: 1 – ПЖЛ-1; 2 – ПЖЛ-2; 3 – ПЖЛ-3; 4 – ПЖЛ-4; 5 – ПЖЛ-6; 6 – ПЖЛ-6; 7 – ПЖЛ-7; и без этих процессов (б)

Изотопный состав кислорода в изученных Ю.К.Васильчуком с соавторами (2023) повторно-жильных льдах заметно различается (см. рис.

12а). ПЖЛ изучены в обнажении первой морской террасы (абс. высота 4–9 м) вдоль узкого участка Уральского берега Байдарацкой губы в 500 м к ЮВ от устья реки Нгарки Тамбяхи. Наиболее высокие средние значения $\delta^{18}\text{O}$ получены в ПЖЛ-5 $-12,51\text{‰}$, наиболее низкие в ПЖЛ-8 $-18,4\text{‰}$, разница составила $5,89\text{‰}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах с визуально выраженными включениями серого глинистого грунта несколько тяжелее – от $-11,30\text{‰}$ в ПЖЛ-1 до $-13,73\text{‰}$ в ПЖЛ-6 и до $-12,17\text{‰}$ в ПЖЛ-5. Наиболее минерализованные ледяные жилы, в которых общее количество растворенных в воде частиц составляет 29,4 и 36,9 мг/л, являются и наиболее изотопнотяжелыми – в них значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют $-11,30$ и $-12,49\text{‰}$, что указывает или на примесь вод сезонно-талого слоя в жилах (Васильчук и др., 2023). Конкретное значение наклона $=7,5$ в данных по жалам (Васильчук и др., 2023) указывает на смещение (см. рис. 4.12а). Величина наклона может варьировать в зависимости от изотопного состава смешивающихся компонент, но сам факт наличия такой чёткой линии и её положение на диаграмме являются надёжным индикатором процесса. При этом в соседних голоценовых торфяниках изотопный состав жильного льда можно считать неизменным (см. рис. 4.12б).

Отметим, что процессы вторичного образования льда на контактах жил носят исключительно локальный характер и зависят от условий обводненности, из-за которых в каких-то частях полигонального торфяника может протаивать жильный лед на фоне стабильного состояния остальных жил. Поэтому чрезвычайно важно разграничить эти два типа льда для понимания климатического сигнала, заключенного во льду.

4.4. Критерии выделения вторичных льдов в голоценовых полигонально-жильных комплексах

Вхождение в состав ледяной жилы термокарство-пещерного льда с одной стороны считалось безусловным свидетельством изменения термических условий и увлажнения на бывшей полигональной поверхности

(Конищев, 2013), с другой – показателем нарушения первичного изотопного сигнала жильного льда (Тихонравова и др., 2017). Негомогенность изотопного состава кислорода жильного льда, таким образом, связана с двумя факторами – разновозрастными льдами, формирующими один разрез ПЖЛ и разным генетическим типом льда, слагающим разрез ПЖЛ.

Н.Н. Романовским были разработаны криолитологические критерии для выделения сегрегационного льда в составе жил (1977), главным из которых выступал характер контакта. Если лед на контакте с вмещающим грунтом имеет волнистую или линзовидную форму, а граница между жилой и грунтом нерезкая – это сегрегационный лёд, образовавшийся за счет миграции влаги из грунта в жилу. Если же граница ровная, а лед имеет пузырчатую структуру – это конжеляционный лёд (вода замерзла в трещине без последующей миграции).

В.И. Соломатин (1986, 2013) предложил морфологические критерии для выделения вторичных льдов в составе жил по размеру и ориентировке кристаллов. Признаком первичного (конжеляционного) льда являются мелкие (до 1 см), субвертикально ориентированные (параллельно стенкам трещины) кристаллы. Во вторичном льду (термокарстово-пещерном) кристаллы крупные (до 5–10 см), с беспорядочной ориентировкой (не параллельно стенкам). Это признак того, что вода замерзала в полости медленно, без направленного теплоотвода (что характерно для пещерного льда). Признаком сегрегационного льда являются крупные кристаллы, ориентированные перпендикулярно фронту промерзания (т.е. вниз или в стороны).

Одним из разработанных подходов к разграничению разных типов льда, слагающих разрез ПЖЛ, являются петрологические исследования (Слагода и др., 2012, Тихонравова и др., 2020). Согласно представлениям А.И. Попова, П.А. Шумского, Б.И. Втюрина и В.И. Соломатина (Шумский, 1955; Попов, 1955; Втюрин, 1975; Соломатин, 2013), соотношение разновидностей позднеголоценовых льдов с вмещающими ледяными телами и мёрзлыми

породами, структурно-текстурные особенности новообразованных льдов и их кристаллическое строение определяются характером (формой и ориентировкой) полостей, их размерами и условиями промерзания.

Таким образом, ещё до широкого внедрения изотопных и гидрохимических методов, были разработаны надёжные криолитологические критерии, позволяющие диагностировать вхождение в состав жильного льда сегрегационных, конжеляционных и вторичных льдов.

Петрологические исследования подземного льда могут служить надёжным инструментом при установлении парагенеза в одном обнажении. Так, например, для жильного льда, вскрытого в торфянике Пур-Тазовского междуречья, было установлено сложное сочетание разных типов льдов (Тихонравова и др., 2020). В составе плечевой части жилы были идентифицированы кристаллы сегрегационного льда, отличающиеся крупными размерами, а также еще более крупные кристаллы, характерные для термокарстово-пещерного льда (рис. 4.13). Подобное сочетание морфологических разновидностей указывает на то, что протаивание жилы происходило с боковых сторон, за которым следовало медленное замерзание освободившейся воды, способствующее росту удлиненных кристаллов. Исследователи полагают, что формирование данного льда осуществлялось из раствора, который по своим гидрохимическим показателям представлял собой смесь водной вытяжки, полученной из мерзлого торфа, и воды, поступающей из осевой части жилы.

Отдельного внимания заслуживает и строение ростков полигонально-жильного льда, которые также демонстрируют неоднородность состава. Так, один из ростков был сформирован кристаллами, типичными для элементарных жилок, тогда как другой слагался кристаллами термокарстово-пещерного льда, к которым в свою очередь примыкал сегрегационный лед, образовавшийся из линз в торфяной толще. Присутствие столь разнородных типов льда в пределах одной жилы объясняется совокупным воздействием различных криогенных процессов, протекавших на этапе формирования торфяника на фоне

климатических флуктуаций голоцена. Эти изменения климата, в свою очередь, оказывали непосредственное влияние на интенсивность и специфику торфонакопления. По заключению авторов, сингенетический рост жил в районе Пур-Тазовского междуречья был связан с морозобойным растрескиванием и осуществлялся на протяжении атлантического, суббореального и субатлантического периодов, причем данный процесс не прекращается и в современную эпоху.

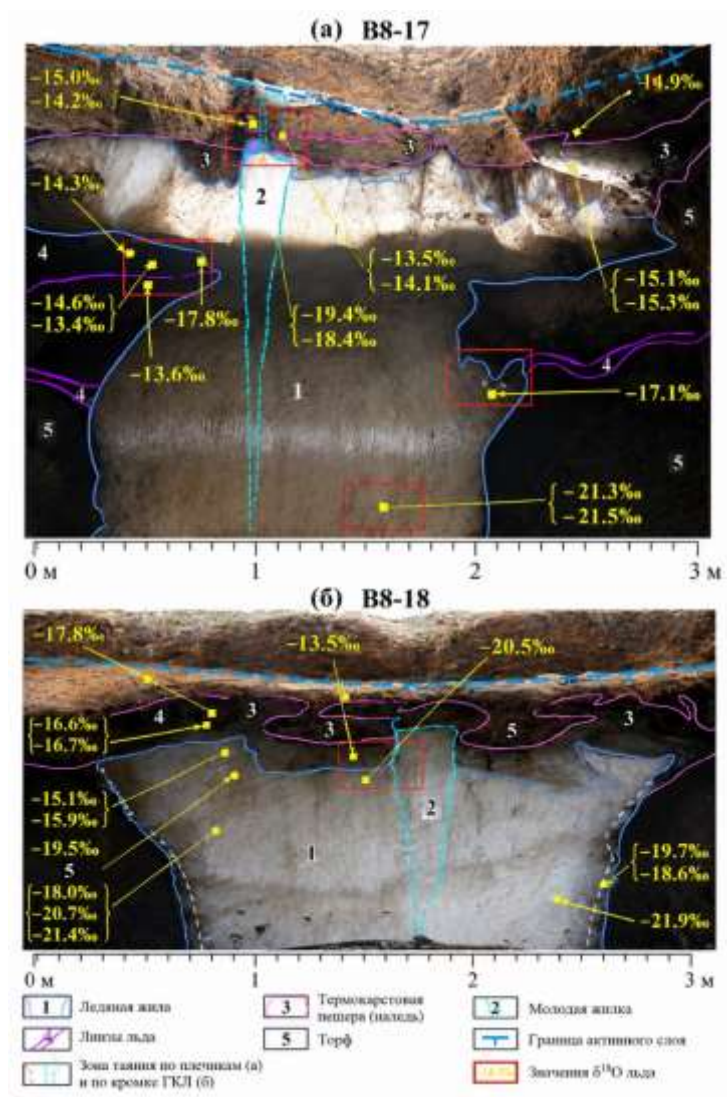


Рис. 4.13. Строение комплекса ПЖЛ и величины $\delta^{18}\text{O}$ льда в пределах торфяника в осушенном озере Пур-Тазовского междуречья: по двум поперечным сечениям В8–17 (а) и В8–18 (б) (из Tikhonravova et al., 2022)

Явления локального термокарста приводили к частичному вытаиванию льда в кровельной части и на боковых поверхностях жилы, что, в частности,

сопровождалось формированием ростка, сложенного термокарстово-пещерным льдом. Следствием частичного протаивания стало появление крупных выступов и локальных сужений в теле жилы, а также трансформация структуры самого льда. Кроме того, в зоне плечика происходило внедрение внутригрунтовой воды, впоследствии законсервированной в виде сегрегационного льда. По мнению Я. Тихонравовой, данный этап активного протаивания и перестройки жилы пришелся на максимум термического и гидрологического оптимума атлантического периода - в интервале примерно 6000–5500 лет назад. В суббореальное время, при возобновлении промерзания толщи и активизации роста жилы, в участках частичного протаивания плечевой части сначала имело место формирование ТПЛ из свободной воды. Вслед за этим, за счет слабосвязанной влаги, содержащейся в торфе, начал образовываться сегрегационный лед. О смешанной природе льда в зоне плечика свидетельствует и его гетерогенный состав (Тихонравова и др., 2020). В чуть более поздней статье по этому торфянику авторы привели изотопные данные (Tikhonravova et al., 2022), которые подтверждают разную природу воды, формирующую лед (рис. 4.14). Заметно, что ТПЛ имеет значительно более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, что говорит о более позднем внедрении и замерзании жидкой воды здесь.

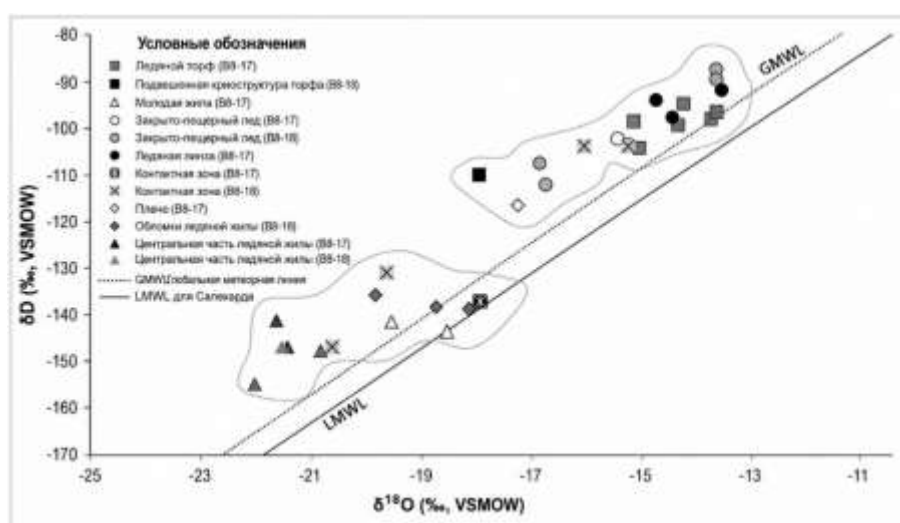


Рис. 4.14. Диаграмма $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для всех образцов ПЖЛ, ледяной линзы и торфа (из Tikhonravova et al., 2022)

Таким образом, можно выделить критерии диагностики первичного и вторичного льда, составляющего повторно-жильные комплексы.

Критерий 1. Наклон линии $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$. Первичный полигонально-жильный лёд характеризуется наклоном линии $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O} > 7$, что соответствует модели формирования жилы за счёт заполнения трещин снеговой водой (последняя стадия снеготаяния). Вторичный термокарстово-пещерный лёд имеет наклон < 7 , что указывает на участие жидкой воды, прошедшей стадию таяния и повторного замерзания (в условиях закрытой системы). Если формирование вторичного льда происходило в условиях открытой системы, то наклон линии тренда будет представлять собой линию смещения и определяться изотопными параметрами конечных членов в двухкомпонентном смещении.

Критерий 2. Величина дейтериевого эксцесса относительно локального эталона. Величина дейтериевого эксцесса сама по себе не является универсальным критерием, поскольку его фоновые значения определяются локальными климатическими условиями и изотопным составом снега в конкретном регионе. В качестве надёжного диагностического признака предлагается использовать не абсолютную величину d_{exc} , а его отклонение от локального эталона – среднего значения d_{exc} , характерного для ненарушенных (первичных) полигонально-жильных льдов того же района. В районах Западной Сибири (Ямал) эталонное значение d_{exc} для первичных голоценовых ПЖЛ составляет ~ 10 – 12‰ (по данным жилы 2 на Байдарацкой губе). Вторичный термокарстово-пещерный лёд характеризуется снижением d_{exc} на 5 – 10‰ относительно этого эталона (в жиле 1 на лайде d -exc снижен до $2,5$ – $9,4\text{‰}$).

Критерий 3. Диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$. Первичный ПЖЛ характеризуется диапазоном вариаций $\delta^{18}\text{O}$ как правило 3 – 5‰ , поскольку он формируется из относительно однородного источника – талой снеговой воды. Вторичный лёд, напротив, имеет широкий диапазон $\delta^{18}\text{O}$ (до 10‰ и более), что

связано с участием вод разного происхождения (снеговые, озерные, грунтовые) и их смешением.

Критерий 4. Кристаллическая структура (по В.И. Соломатину).

Кристаллическая структура является вспомогательным критерием и должна рассматриваться в комплексе с изотопными данными. Криолитологический критерий, разработанный В.И. Соломатиным (1986, 2013), основан на размере и ориентировке кристаллов. Первичный конжеляционный лёд характеризуется мелкими кристаллами (до 1 см) с субвертикальной ориентировкой, что связано с быстрым замерзанием воды в узких трещинах. Вторичный термокарстово-пещерный лёд отличается крупными кристаллами (до 5–10 см) с беспорядочной ориентировкой, что является следствием медленного замерзания воды в обширных полостях.

Критерий 5. Характер контакта (по Н.Н. Романовскому). Согласно Н.Н. Романовскому (1977, 1979), характер контакта жилы с вмещающим грунтом является надёжным диагностическим признаком. Характер контакта с вмещающим грунтом является важным полевым признаком, но его интерпретация должна учитывать возможные пост-криогенные процессы (эрозия, склоновые деформации). В качестве подтверждающего критерия наличие полостей и выполнение их конжеляционным льдом, а также волнистый контакт, надёжно диагностируются в комплексе с изотопными данными (наклон $< 7^\circ$, пониженный d_{exc}). В случае ровного контакта, но изотопно-изменённого льда, можно предположить участие миграции воды (Meyer et al., 2002).

4.5. Некоторые дополнительные аспекты формирования изотопных характеристик ПЖЛ

Изотопные эффекты, затрагивающие ПЖЛ, были описаны в работе Т. Опеля с соавторами (Opel et al., 2011) при изучении голоценовых ледяных жил на побережье пролива Дмитрия Лаптева. Авторы отмечают, что в крайних 2–3

см жилы, на контакте с вмещающими отложениями, наблюдаются образцы с изменённым изотопным составом: значения $\delta^{18}\text{O}$ повышены на 2–7‰, а дейтериевый эксцесс снижен до –7...5‰. Эти изменения связываются с миграцией воды между жилой и вмещающими отложениями (Meyer et al., 2002a).

Эффекты, изменяющие изотопные характеристики жильного льда на контакте с сегрегационным льдом были описаны Х. Майером (Meyer et al., 2002a) для ПЖЛ Быковского полуострова. Авторы показали, что на контакте ледяной жилы с вмещающим сегрегационным льдом наблюдаются повышенные значения $\delta^{18}\text{O}$ (от –30‰ в центре до –22,5‰ на краях) и резкое снижение дейтериевого эксцесса (от 6‰ до –6‰). Эти изменения, по мнению автора, вызваны миграцией воды от вмещающего сегрегационного льда к ледяной жиле, обусловленной градиентами гидрохимического состава и теплофизических свойств (Соломатин, 1986; Ершов, 1998).

В диссертации Д. Ласелля (2002), выполненной на материалах по западной Канадской Арктике (Ричардсонские горы и впадина Олд-Кроу–Блюфиш, Северный Юкон), были проанализированы изотопные характеристики различных типов подземных льдов. Для голоценовых полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) им было установлено, что первичный жильный лёд, сформированный из талой снеговой воды (в основном за счёт последней стадии снеготаяния), характеризуется наклоном линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} > 7$ (в изученных жилах от 7,9 до 8,58) и величинами дейтериевого эксцесса, близкими к современным атмосферным осадкам. Такой изотопный сигнал, по мнению Д.Ласелля, отражает зимние температуры воздуха периода формирования жилы.

В своей работе Д.Ласелль также уделил внимание процессам термокарста, приводящим к образованию термокарстовых озёр. Он показал, что вода в таких озёрах, формирующихся при протаивании ПЖЛ, может быть значительно обогащена тяжёлыми изотопами ($\delta^{18}\text{O}$ до –11‰) за счёт испарения в условиях низкой влажности.

Включение в тело жилы конжеляционного льда было показано для ПЖЛ в Волт-Крик, Аляска. Исследование голоценовых ледяных жил показало, что жилы, сформировавшиеся в более влажных климатических условиях, включали жидкую воду на ранних стадиях заполнения трещин, тогда как плейстоценовые жилы формировались исключительно из снега в более сухих условиях (St. Jean et al., 2011). Это различие отражалось в более низком наклоне $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$, что указывает на заполнение трещин водой с последующим замерзанием (рис. 4.15).

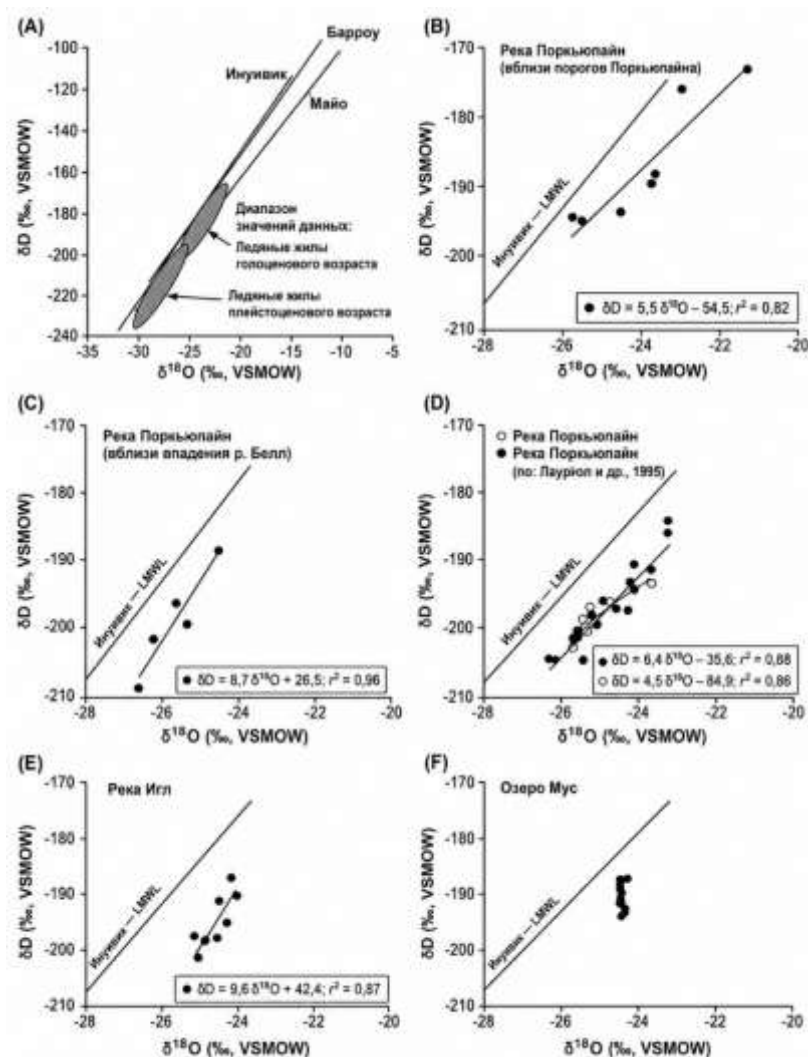


Рис. 4.15. Соотношения $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для голоценовых и позднеплейстоценовых жил в Волт-Крик, Аляска (из St. Jean et al., 2011)

В работе (St. Jean et al., 2011) низкий наклон является признаком сингенеза (формирование жилы в условиях обводнения), что показывает важность условий подтопления на формирование изотопного сигнала жил,

который традиционно принимается за сугубо температурный. Мы можем сказать, что в целом жильный лед формируется за счет проникновения талых снеговых вод в трещину и таким образом, сохраняет изотопный сигнал зимних осадков. Помимо этого, в трещину может попадать снег, иней, инфильтрационная вода у подножия переходного слоя и жидкая вода из окружающих обводнений, которая в свою очередь либо смешивается с жильным льдом в условиях пойменной стадии формирования сингенетических ПЖЛ, либо формирует ТПЛ в полости.

Выводы по главе 4

Изотопные исследования подземных льдов, особенно залегающих в парагенетических сочетаниях, являются надежным инструментом разграничения разных типов льдов и последующего использования ПЖЛ для палео-температурных реконструкций.

Установлены изотопные критерии для идентификации первичного (ненарушенного) и вторичного (термокарстово-пещерного) полигонально-жильного льда. Первичный лед характеризуется наклоном линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, близким к 7,7–8,0, вторичный лед имеет наклон 6,9–7,4 и значения $d_{\text{exs}} < 10\text{‰}$, что указывает на участие поверхностных вод в его образовании.

Впервые показано, что ростки жил, традиционно считающиеся маркером современных зимних осадков, могут быть полностью выполнены вторичным конжеляционным льдом (на примере жилки с $\delta^{18}\text{O} = -12,7\text{‰}$ в обнажении Лабытнанги). Это означает, что использование изотопного состава элементарных жилок для палео-температурных реконструкций требует проверки на участие вторичных процессов.

На примере побережья Байдарацкой губы показано, что жилы, залегающие на лайде (в зоне возможного подтопления), имеют признаки

вторичного изменения (широкий диапазон $\delta^{18}\text{O}$, низкий d_{exc}), тогда как жилы на высоких террасах сохраняют первичный сигнал.

Современное состояние полигональных торфяников вблизи южной границы распространения ПЖЛ (Лабытнанги) характеризуется сосуществованием процессов роста жил (элементарные жилки в слое сезонного оттаивания) и их деградации (образование термокарстово-пещерного льда). Это указывает на высокую динамику границы распространения ПЖЛ в современных климатических условиях.

Глава 5. Изотопная индикация условий формирования подземных льдов и палеогеографическая интерпретация

5.1. Изотопная индикация источников и условий формирования: сравнение пластовых льдов Северной Америки и Западной Сибири

В конце позднего плейстоцена на Центральном Ямале изотопные характеристики пластового льда говорят о разных условиях и механизмах образования: для Бованенково более характерны условия открытой системы – свободного подтока воды по обширным песчаным горизонтам; для таких внутренних районов, как стационар Васькины дачи (Chizhova et al., 2022, Chizhova et al., 2026), долина р.Мордыхи (Васильчук и др., 2012) и р.Еркутаяхи (Васильчук и др., 2011) более характерная картина – промерзание озерных котловин (табл. 5.1).

Отличия между Бованенково и Васькиными дачами связано, по нашему мнению, с различиями в гидрогеологических условиях: в первом случае – это таликовые подозерные зоны, окруженные ММП, во втором – сильное влияние речного талика в сочетании с озерными таликовыми зонами (по территории Бованенково протекает р. Сеяха с многочисленными меандрами). На стыке границ речного талика, мерзлой перемычки и озерного талика могли формироваться условия для парагенетического сочетания сегрегационного и инъекционного льда, т.е. льда открытой и закрытой системы. Такие же условия аккумуляции отложений и пластовых льдов характерны и для участков Марре-Сале, Оюяха, Харасавэй (табл. 5.1), где меандрирование рек создает условия для сочетания речных и старично-озерных таликовых зон, обеспечивавших и обводнение и поступление влаги к фронту промерзания для формирования внутригрунтовых пластовых залежей.

Таблица 5.1. Сводная таблица пластовых льдов Ямала и побережья Карского моря

Возраст изотопная стадия	Местоположение / Разрез	Тип системы / Генезис	Геоморф. позиция, абс. высота (м)	Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$, ‰)	Автор / Первоисточник
МИС-3	1 Васькины дачи / ТЦ5 (2019) и ТЦ 5а-м-н (2025)	Озерное накопление, закрытая система / сегрегационный + инъекционный	Третья терраса (абс. высота 22–28 м). Ледогрунт залегает на глубине 1–1,3 м от поверхности. Линза чистого льда в основании. Суглинки. Парагенез с сингенетическими ПЖЛ.	от –23,1 до –19,9 (ледогрунт); от –22,6 до –17,5‰ (линза белого льда)	Chizhova et al., 2022; Chizhova et al., 2026
МИС-2	2 Бованенково / скв. Р-34	Открытая система, водонасыщенный песчаный горизонт / сегрегационный внутригрунтовый	Третья терраса. Лед вскрыт на глубинах 28–32 м. Криопэг вскрыт на глубине 120 м.	от –18,9 до –16,95‰	Васильчук, 2010; Соломатин и др., 1993
МИС-2	3 Бованенково / Пласт 4 (обнажение)	Открытая система / сегрегационный внутригрунтовый	Третья терраса. Вскрыт в естественном обнажении. Мощность ~ 2,5 м.	от –22,7 до –12,5‰	Васильчук и др., 2016
МИС-2	4 Бованенково / оз. Ханикосито	Быстропромерзающая открытая система с кинетическим фракционированием / сегрегационный внутригрунтовый	Третья терраса, берег озера. Ледогрунт залегает на глубинах 0,85–1,70 м. подстилающие отложения – пески и супеси	от –20,5 до –17,9 (пластовый лед); от –14,0 до –12,6 (перекрывающий ледогрунт)	Васильчук и др., 2018
МИС-3	5 Мордыяха (верховья)	закрытая система / сегрегационный внутригрунтовый	Высокая терраса (абс. высота 66–70 м). Мощность > 4 м. вмещающие отложения – суглинки. Парагенез с сингенетическими ПЖЛ.	от –23,2 до –21,0‰	Vasil'chuk et al., 2012

Продолжение таблицы 5.1.

МИС-3	6 Еркутаяха (левый берег)	закрытая система с инъекционным компонентом / внутригрунтовый сегрегационный + инъекционный	обнажение высотой 15–18 м. Центральный шток + горизонтально-слоистые периферийные части.	от –23,4 до –19,2‰	Васильчук и др., 2011
МИС-3/МИС-2	7 Оюяха (24-YR-4, 24-YR-5), западный (Уральский) берег Байдарацкой губы	открытая система / внутригрунтовый, сегрегационный	Третья терраса, в континентальных песках и супесях. Верхнее тело: 13–22 м; Нижнее тело: 8 – 9,5 м	от –22,0 до –15,9 (верхнее); от –20,7 до –19,1‰ (нижнее)	Chizhova et al., 2026); Belova, 2014
МИС-3	8 Пос. Харасавэй, западный Ямал	Открытая система / внутригрунтовый сегрегационный	II морская терраса (абс. высота кровли 11–12 м; вскрывается в обнажениях на высоте 8–15 м), подстилающие отложения – пески, перекрывающие – суглинки	от –26,3 до –18,6 (среднее –21,9). Линзы над пластом: –20,9 до –17,0; шпильки: до –15,3‰	Белова, 2008; Дубиков, 1982; Каплянская и Тарноградский, 1982; Крицук и др., 1986
MIS 3 – начало MIS 2	9 Марре-Сале (MS), западный Ямал ПЛ1 (верхний ярус)	открытая система / сегрегационный, сингенетический,	Верхняя часть разреза, в континентальных песках и супесях. Абс. высота ~10–15 м	от –24,1 до –14,3 (среднее ~ –20‰)	Oblogov, 2016; Слагода и др., 2012; цит. по Streletskaya et al., 2021
MIS 5-4	10 Марре-Сале (MS), западный Ямал ПЛ2 (нижний ярус)	открытая система со смешением опреснённой морской и пресной вод / конжеляционный, сегрегационный	Нижняя часть разреза, в засоленных морских глинах и суглинках, на контакте с песчаным водоносным горизонтом. Абс. высота 0–10 м	от –17,7 до –8,8 (среднее ~ –13‰)	Oblogov, 2016 (данные диссертации); Чижова, Васильчук, 2019

На Васькиных дачах и на Марре-Сале рассматриваемые нами подземные льды залегают на отложениях, засоленных в ходе последней морской трансгрессии (Стрелецкая и др., 2013). Точное время самой трансгрессии остается дискуссионным. Глубокое залегание пластовых льдов на Бованенково

и в Харасавэе (на отметках до -150 м, Дубиков, 2002) свидетельствует о том, что процесс формирования пластовых льдов здесь вероятно был неоднократным и на больших глубинах залегает лед, сформировавшийся до морской трансгрессии и сохранившийся под ее осадками. Отметим также, что когда эти морские отложения вышли на поверхность в результате регрессии моря, то на поверхности началось одновременное эпигенетическое промерзание морских отложений и сингенетическое промерзание вновь накапливающихся аллювиальных, делювиальных, эоловых и склоновых отложений. В разрезе Марре-Сале пластовые льды верхнего яруса формировались в условиях открытой системы, о чем свидетельствует наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,8$. В то же время, в этом же районе описаны инъекционные штоки и лакколиты, которые, по данным О.Л. Опокиной и Е.А. Слагоды, формировались в изолированных озерных таликах, т.е. в условиях закрытой системы (Слагода и др., 2012). Формирование пластовых льдов на Марре-Сале сменилось накоплением сингенетических комплексов ПЖЛ, залегающих в сильнольдистых суглинках. Это такое же закономерное развитие озерно-аллювиального ландшафта, которое мы наблюдали в термоцирке 5а-м-н стационара Васькиных дач: переход от накопления пластовых льдов озерных котловин к полигональному ландшафту и накопление сингенетических жильных льдов.

Таким образом, данные по ст. Марре-Сале демонстрируют, что в пределах одной территории могут одновременно реализовываться как открытая, так и закрытая системы. Это указывает на то, что тип льдообразования определяется не столько региональными климатическими или палеогеографическими событиями, сколько локальной гидрогеологической обстановкой – доступностью воды и степенью изоляции талика. Следовательно, изотопные характеристики пластовых льдов (наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$) являются в первую очередь индикаторами локальных гидрогеологических условий на момент формирования льда.

Одним из интересных проявлений механизма образования ПЛ открытой системы служит полное совпадение линейных трендов $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, установленное для льдов верхнего яруса у ст.Марре-Сале и на Уральском берегу Байдарацкой губы (вблизи устья р. Оюяха). Несмотря на разное время опробования и разные аналитические лаборатории, полное совпадение величины наклона говорит о том, что условия образования ПЛ были не просто схожими, а практически одинаковыми на двух берегах Байдарацкой губы (рис. 5.1).

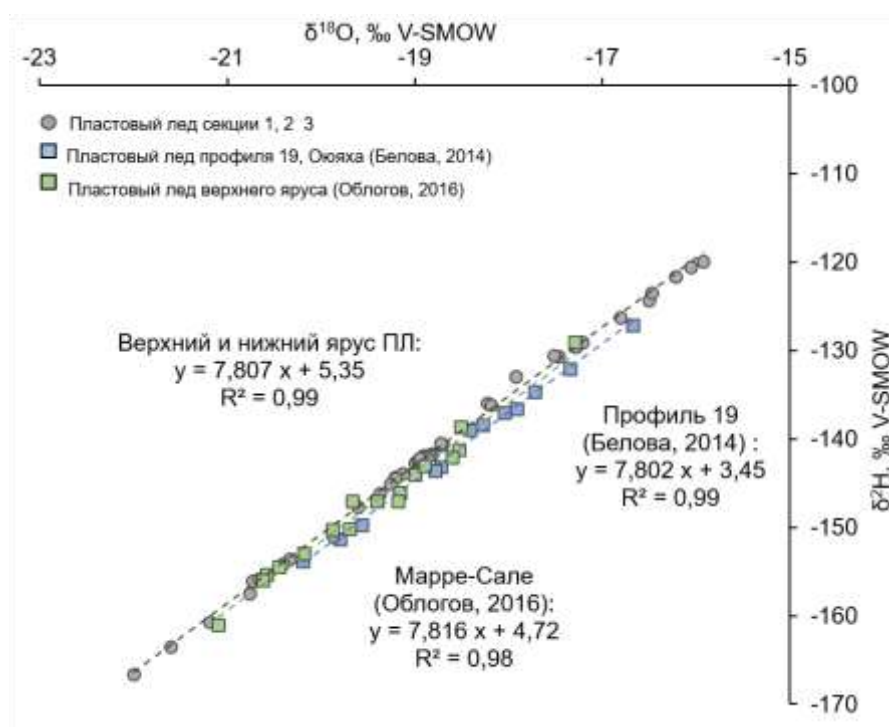


Рис. 5.1. Совпадение наклона линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ для образцов пластового льда на двух берегах Байдарацкой губы

Следовательно, и причина их формирования должна быть общей, а именно – затрудненный дренаж территории в виду высокого уровня Карского моря. Общая схема формирования различных типов изотопной записи пластовых льдов этапа сингенетического накопления отложений на севере Западной Сибири приведена на рис. 5.2. Наши данные показывают, что в пределах одной территории (и даже одного геоморфологического уровня) одновременно работали два разных механизма: речные талики и обширные приповерхностные водоносные горизонты, где вода свободно

циркулировала и поступала к фронту промерзания – формировались пластовые льды открытой системы; изолированные озерные котловины, где при промерзании создавалось высокое криогенное давление, приводившее к инъекции воды и формированию штоков и лакколитов – формировались пластовые льды закрытой системы (рис. 5.2).



Рис. 5.2. Основные механизмы и соответствующие им диагностические уравнения $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для пластовых льдов Западной Сибири

Классическая модель формирования пластовых льдов, предложенная Дж.Р. Маккаем (MacKay, 1971), предполагает эпигенетическое промерзание водонасыщенных песчаных толщ в условиях регрессии моря и отжатия поровой воды. Однако полученные нами данные по разрезам Васькиных дач (ТЦ5, ТЦ5а-м-н) и побережья Байдарацкой губы (Оюяха) указывают на другой механизм – сингенетическое промерзание озерно-аллювиальных таликов в условиях затрудненного дренажа. В этом случае источником воды для формирования льда служит не поровая вода, отжимаемая при промерзании, а постоянный приток поверхностных вод (речных, озерных, атмосферных), который компенсирует переход воды в лед. Таким образом, модель Маккая и наши данные описывают два разных сценария льдообразования: эпигенетический (при регрессии) и сингенетический (при

трансгрессии/высоком обводнении), что свидетельствует о полигенности пластовых льдов Ямала.



Рис. 5.3. Блок-схема формирования пластовых льдов на п-ове Тактоятак при эпигенетическом промерзании озерных таликов (по Маскау, 1971) и на п-ове Ямал при сингенетическом промерзании отложений.

На севере Западной Сибири, в условиях отсутствия прямого влияния ледниковых покровов, формирование пластовых льдов происходило по сингенетическому сценарию в условиях высокого уровня Карского моря. Здесь, на фоне затрудненного дренажа и высокой обводненности территории, одновременно с накоплением озерно-аллювиальных осадков шло их сингенетическое промерзание, что привело к формированию мощных пластовых залежей.

Сравнительный анализ условий формирования пластовых льдов на арктическом побережье Северной Америки и на севере Западной Сибири

выявляет принципиальные различия в механизмах их образования. В Северной Америке, как показано в работах Дж.Р. Маккая (1971) и подтверждено изотопными исследованиями Б. Лауриоля и др. (2010), доминирует эпигенетическое промерзание водонасыщенных озерных таликов, происходящее в условиях регрессии моря и отжатия поровой воды в закрытых системах. Этот процесс, как правило, тесно связан с динамикой ледниковых щитов и приводит к формированию интрузивных льдов.

На арктическом побережье Северной Америки крупные пластовые залежи подземного льда (*tabular massive ground ice*) широко распространены в районах, которые ранее были покрыты ледниковыми щитами, особенно вблизи их максимальных границ. Такие льды являются ключевым фактором неустойчивости многолетнемерзлых пород (ММП), поскольку их протаивание приводит к активному развитию термокарста и образованию термоцирков (*thaw slumps*).

Одной из первых фундаментальных работ, которая заложила основу для понимания генезиса пластовых льдов, была статья Дж. Росса Маккая о пластовых залежах на западном арктическом побережье Канады (Маскау, 1971). Это районы дельты Маккензи, полуостров Туктоятук (рис. 5.4), острова Ричардс, Гарри, Кендалл, Хупер и Хершел, а также район залива Эскимосов (Северо-Западные территории, Канада). Это регион сплошного распространения многолетнемерзлых пород с мощностью мерзлоты до сотен метров. Четвертичные отложения здесь представлены мощной толщей (сотни метров) плейстоценовых морских, прибрежно-морских и ледниковых осадков, которые впоследствии были перекрыты флювиогляциальными и аллювиальными отложениями, а также подверглись гляциодинамическим деформациям.

Пластовые льды (*massive icy beds*) приурочены к двум контрастным литологическим средам. Перекрывающие породы преимущественно глинистые (глины, суглинки, ледниковые тиллы) служат водоупором. Подстилающие породы преимущественно песчаные (пески,

гравий, песчано-гравийные смеси) служат водоносным горизонтом и источником воды.



Рис. 5.4. Термоцирк на побережье примерно в 6 км к юго-западу от Туктойактука, Северо-Западные территории (из Маскау, 1971).

По статистике Дж.Р.Маккая (по 176 скважинам) над льдом в 74% случаев залегают глины или глины с обломками; под льдом в 86% случаев – пески и гравий. Скважины вскрывают лед на глубинах до 35 м (средняя мощность вскрытых залежей ~13 м), однако глубокие скважины и геофизические данные указывают на наличие льда на глубинах до 100–200 м. Лед имеет слоистое строение (чередование чистого льда и ледогрунта), часто дислоцирован (складки, сбросы, надвиги) вместе с вмещающими породами в результате гляциотектоники.

Эти характеристики хорошо согласуются с данными Г.И.Дубикова о приуроченности пластовых залежей Ямала к грунтовым разностям пески/суглинки – пластовые льды подстилаются в 63% случаев песками и 37% суглинками, а перекрываются в 83% случаев суглинками и только в 17% случаев песками (Дубиков, 2002).

Дж.Р.Маккай задается вопросом: как могут формироваться такие мощные (до 30 м) толщи сегрегационного льда в песчаных грунтах, где,

согласно классическим представлениям, миграция влаги невозможна? Он предлагает модель формирования в условиях закрытой системы с аномально высоким поровым давлением. Дж.Р.Маккай вводит понятие «отжатие поровой воды при промерзании». Когда в водонасыщенных песках (с высоким содержанием воды) начинается промерзание сверху, вода, не успевая замерзнуть, отжимается вниз под давлением. Если дренаж заблокирован (перекрывающие глины являются водоупором), то возникает замкнутая (закрытая) система, где поровое давление воды может достигать 90% от литостатического давления. В зоне песков (а) идет быстрое промерзание и отжатие воды вниз. В зоне глин (б) (водоупор) промерзает медленнее, но именно там за счет подтока отжатой воды из зоны (а) создается огромное давление. В результате в зоне (б) создаются артезианские условия, вода под большим давлением поднимается к фронту промерзания и формирует мощные линзы сегрегационного льда. Лёд как бы «всплывает» на воде.

Таким образом, Дж.Р.Маккай заключает, что пластовые льды – это сегрегационные льды, сформировавшиеся в закрытых системах с аномально высоким поровым давлением при аградации мерзлоты в водонасыщенных песках. Льды являются эпигенетическими (более молодыми, чем вмещающие осадки) и формируются постседиментационно. Хотя в работе нет изотопных данных, она является незаменимым теоретическим фундаментом, показывающим, что в природе существуют условия для формирования мощных сегрегационных льдов в закрытых системах с интенсивным отжатием воды.

В продолжение и подтверждение его работы были получены изотопные данные по пластовому льду, образовавшемуся при промерзании осушенной озерной котловины, показавшие предсказанный интрузивный механизм.

Во время позднего плейстоцена не покрытые льдом территории внутренней Аляски и Юкона (Восточная Берингия) испытывали сильное влияние соседних ледниковых щитов – Лаврентийского и Кордильерского. Северо-западный язык Лаврентийского щита перекрывал реки Пил и

Поркьюпайн, создавая подпрудные озера: озеро Хьюз (в бассейне Бонне-Плюм) и озеро Олд-Кроу (в бассейнах Олд-Кроу, Блюфиш и Белл).

Несмотря на многочисленные исследования, хронология затопления и осушения этих бассейнов, а также время установления многолетней мерзлоты остаются спорными. Ранее считалось, что максимальный уровень озера Олд-Кроу был достигнут около 30 000–25 000 ^{14}C лет назад, однако более поздние данные указывают на то, что северо-западный язык Лаврентийского щита достиг гор Ричардсон лишь около 21 000 ^{14}C лет назад. Кроме того, многие датировки были получены по переотложенной древесине, которая значительно древнее самих осадков.

В долине реки Игл, северный Юкон, Канада (66°34' с.ш., 136°58' з.д., высота 350 м н.у.м.) на флювиальной террасе изучен термоцирк (рис. 5.3, 5.4), обнаживший разрез высотой 6–7 м и шириной 250 м (Lauriol et al., 2010). В стенке термоцирка обнажились три крупных тела интрузивного льда (ER1, ER2, ER3) мощностью до 3 м и шириной до 10 м. Территория находится в зоне сплошной ММП. Среднегодовая температура –6,1 °С, осадки ~384 мм/год.

На гравийной террасе залегают пески, знаменующие конец флювиальной седиментации. Выше – серые суглинистые осадки, вмещающие пластовые льды. Перекрываются льды глинистой супесью с обогащенным органикой слоем (кустарниковая осоковая тундра).

Для льда получены очень низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (среднее –29,1‰) и $\delta^2\text{H}$ (среднее –232,2‰). Это значительно легче современных осадков и соответствует плейстоценовым условиям. Если рассматривать лед в точках опробования как единое тело, наклон $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ составляет 6,3 (что характерно для закрытой системы). Если по отдельности, то наклоны равны 4,8 и 3,5, что соответствует закрытой системе неравновесного замерзания (рис. 5.5). Авторы предлагают такой палеогеографический сценарий: до 19 150 ^{14}C лет ВР происходило формирование гравийной террасы в канале Игл-Пил (перелив из озера Хьюз в озеро Олд-Кроу). Максимальный уровень озера Олд-Кроу в бассейне Белл ~15 120 ^{14}C лет ВР – осаждение серых глинистых осадков.

Осушение озера Олд-Кроу $\sim 13\,500$ ^{14}C лет ВР. Начало аградации многолетней мерзлоты и формирование интрузивных льдов (за счёт гидростатического давления и промерзания). Развитие кустарниково-осоковой тундры $\sim 12\,210$ ^{14}C лет назад. Формирование термокарстового озера $\sim 11\,290 - 6\,730$ ^{14}C лет назад в условиях раннеголоценового потепления. После $6\,730$ ^{14}C лет назад произошло погребение разреза коллювиальными отложениями (Lauriol et al., 2010).

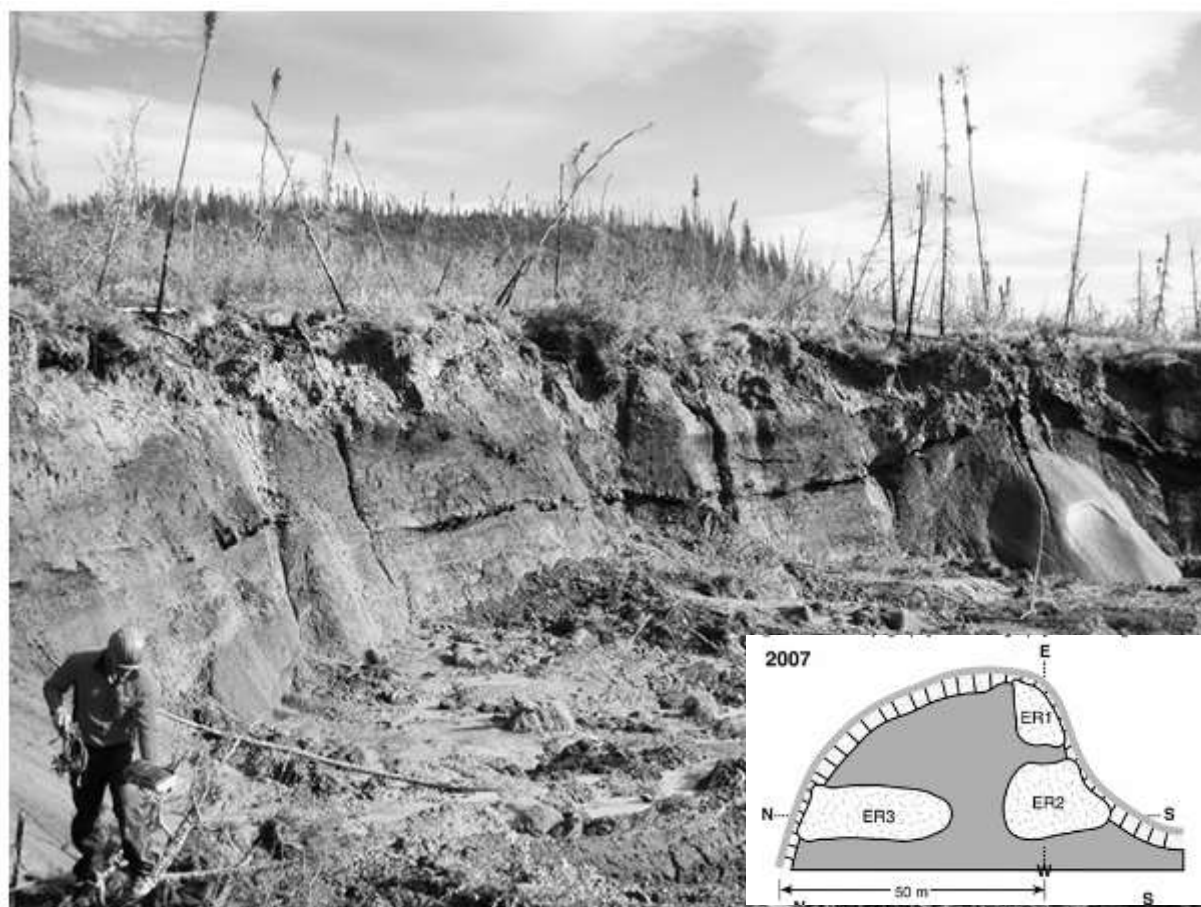


Рис. 5.5. Обнажение пластового льда на участке Игл-Ривер, северный Юкон, Канада. На врезке показаны участки исследований и отбора льда ER1, ER2, ER3 (из Lauriol et al., 2010).

Авторы делают выводы о том, что льды сформировались путём замерзания подземных вод (интрузивный лёд), а не за счёт уплотнения снега (Lauriol et al., 2010). Ранее полученные даты ($30\,000 - 25\,000$ ^{14}C лет назад) для озера Олд-Кроу ошибочны — они были получены по переотложенной древесине, которая сохранялась в вечной мерзлоте и была смыта в озёрные

осадки. В то же время даты по травянистым растениям и насекомым дают более достоверный возраст ($\sim 15\,000$ ^{14}C лет).

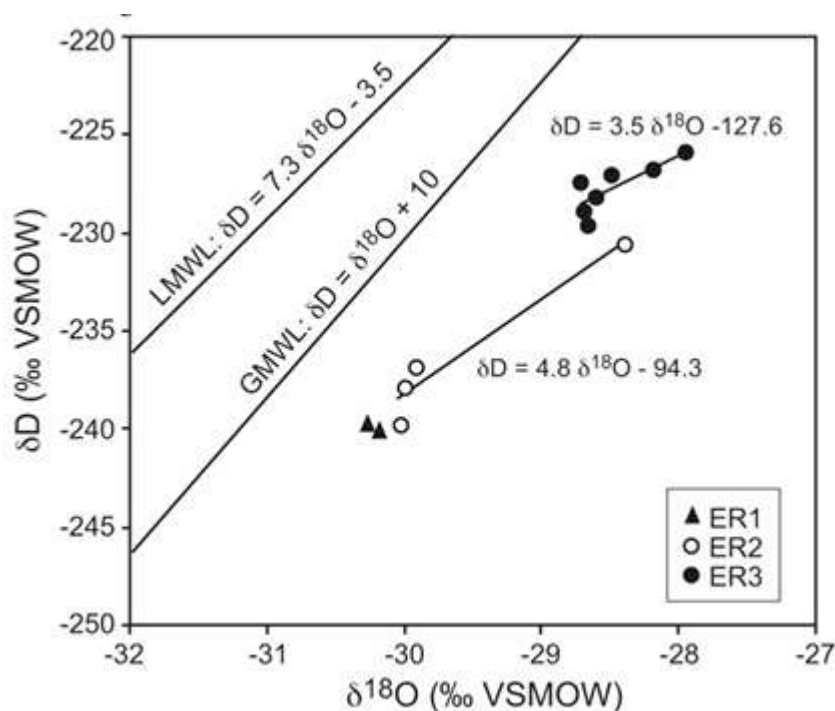


Рис. 5.6. $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ диаграмма для образцов пластового льда на участке Игл-Ривер, северный Юкон, Канада (из Lauriol et al., 2010)

В работе (Lauriol et al, 2010) интерпретация наклонов (6,3 – как открытая система, 3,5 и 4,8 – как закрытая) представляется не вполне корректной. Наклон 6,3 полностью соответствует модели рэлеевского фракционирования для закрытой системы с равновесным льдообразованием. В то же время, наклоны 3,5 и 4,8 являются характерными для неравновесного (кинетического) фракционирования в условиях быстрого промерзания, но также в закрытой системе. Таким образом, все три интрузивных тела в долине р. Игл, вероятно, сформировались в закрытых таликовых системах, однако с разной скоростью промерзания.

Этот случай, описанный в Канадской Арктике, полностью согласуется с условиями и механизмами формирования внутригрунтовых пластовых льдов, установленный нами на севере Западной Сибири (Еркутаяха). Кроме того, работа (Lauriol et al., 2010) демонстрирует ключевую проблему радиоуглеродного датирования в Арктике: переотложение древней органики в

аллювиальных и озёрных осадках может приводить к завышению возраста на десятки тысяч лет.

В западной Канадской Арктике происхождение пластовых льдов неразрывно связано с Лаврентийским ледниковым щитом (Laurentide Ice Sheet, LIS), который занимал огромную территорию Северной Америки в течение позднего плейстоцена.

Определение его точной поверхностной геометрии и высоты необходимо для оценки глобальных изменений уровня моря и циркуляции атмосферы в позднем плейстоцене и голоцене. Современные гляциологические и геофизические модели дают противоречивые результаты: разница в оценках высоты достигает $\pm 1000\text{--}2000$ м в некоторых районах, что создает большие неопределенности в моделях климата и таяния.

В настоящее время, помимо сохранившихся ледниковых куполов Пенни и Барнс на острове Баффин, в результате термокарста вдоль северной границы Лаврентийского щита обнажаются погребённые реликты ледникового льда. Эти льды сохранились в ММП и могут быть использованы для реконструкции высоты ледникового щита в районах его аккумуляции (Lacelle et al., 2018).

На северной границе Лаврентийского щита были исследованы четыре погребённых ледяных тела. Выполненные изотопные определения показали, что лед характеризуется очень легким изотопным составом кислорода от -32 до $-41,7\text{‰}$. Один общий линейный тренд, характерный для образцов из всех изученных фрагментов Лаврентийского щита на парной изотопной диаграмме и низкие концентрации химических примесей позволили авторам заключить, что во всех случаях опробован именно ледниковый лед (рис. 5.7).

Разница между современными осадками и позднплейстоценовым льдом составила $7\text{--}14\text{‰}$, что значительно превышает ожидаемый температурный эффект ($3\text{--}10\text{‰}$). Это указывает на то, что источник льда находился на значительно большей высоте, чем современная поверхность в этих районах. Низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ в реликтах Лаврентийского щита не могут быть объяснены только региональными температурами или различиями в

источниках влаги. Разница между современным и LGM-льдом ($\Delta^{18}\text{O}$) значительно превышает ожидаемую для данных широт. Поэтому авторы предлагают единственное логическое объяснение – происхождение льда с более высоких высот.

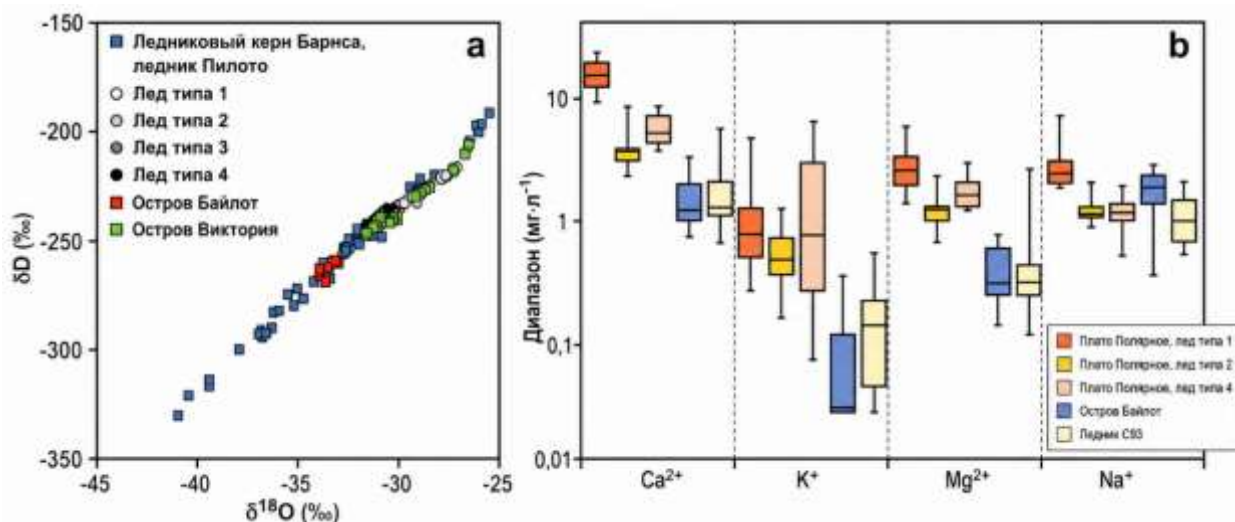


Рис. 5.7. Диаграмма $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для льда с ледяной шапки Барнс, четырех типов погребенного льда на плато Пил (1: лед со сферическими газовыми включениями размером в миллиметры; 2: субвертикально полосчатый прозрачный лед и мелкие осадки; 3: бедный пузырьками голубой лед; и 4: белый лед, богатый сферическими газовыми включениями, очень похожий по внешнему виду на полосу белого льда позднего плейстоцена на ледяной шапке Барнс), и погребенного льда на островах Виктория и Байлот. Б. Диапазон концентраций катионов (мг/л) для погребенного льда на плато Пил и острове Байлот. Также показано содержание катионов в леднике С93 на острове Байлот. Погребенные ледники на плато Пил и острове Байлот имеют содержание катионов примерно на 1–3 порядка ниже, чем у большинства типов внутригрунтового льда (из Lacelle et al., 2018).

На ледниковых щитах и куполах осадки накапливаются на высоте выше границы питания и переносятся вниз по течению, сохраняя свою изотопную стратиграфию. Это подтверждается данными по Гренландии, где горизонтальные трансекты льда на краю ледника имеют практически тот же изотопный состав, что и глубокие керны в центре.

Используя зависимость $\delta^{18}\text{O}$ – высота, авторы реконструировали высоту поверхности Лаврентийского щита в областях питания, которая варьировала от 1500 до 3500 м н.ур.м. в зависимости от конфигурации щита (рис. 5.8).

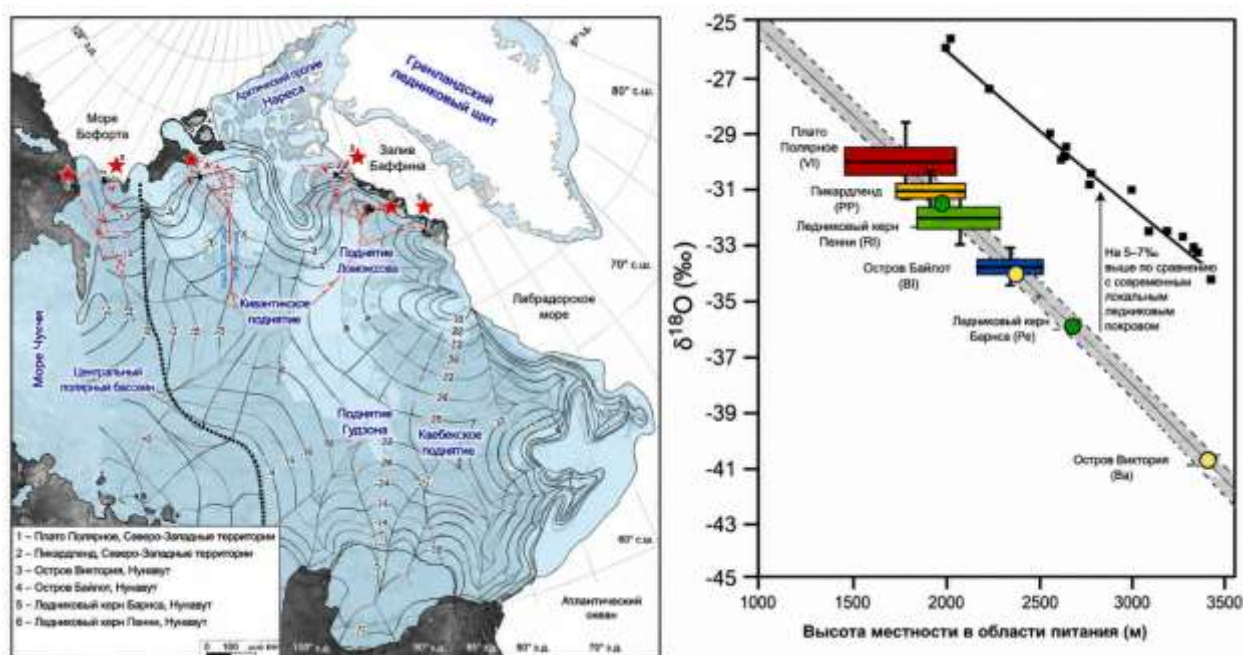


Рис. 5.8. Значения $\delta^{18}\text{O}$ реликтов Лаврентийского щита и предполагаемая высота во время последнего ледникового максимума. Сплошная черная линия представляет собой современную зависимость $\delta^{18}\text{O}$ от высоты, установленную на основе серии неглубоких ледяных кернов в Гренландии ($-0,62 \pm 0,03\text{‰}$ на 100 м; Серая линия и полоса – зависимость $\delta^{18}\text{O}$ от высоты в позднем плейстоцене ($-0,67 \pm 0,03\text{‰}$ на 100 м) и скорректирована с учетом смещения 5–7‰ только из-за более низкой температуры. Ва: ледяная шапка Барнс; Ре: ледяная шапка Пенни; ВІ: остров Байлот; VI: остров Виктория; RI: остров Ричардс; PP: плато Пил (из Lacelle et al., 2018).

На полуострове Фошейм (Fosheim Peninsula, о. Элсмир, высокоширотная Арктика) пластовые льды широко распространены, однако их приуроченность исключительно к голоценовым морским и дельтовым отложениям, а также изотопные характеристики (близкие к линии метеорных вод) оставляли вопрос об их генезисе открытым (Roy et al., 2023).

Полуостров Фошейм расположен в западной части о. Элсмир и юго-восточной части о. Аксель-Хейберг. Регион представляет собой низменность Юрика-Саунд (Eureka Sound Lowlands, ESL) с высотами до 200 м. В позднем

плейстоцене территория была перекрыта Иннуитским ледниковым щитом (ИС), который достиг максимума около 19,1 тыс. кал. л.н. Дегляциация началась ~12,1–9,8 тыс. кал. л.н. Следом за отступлением ледника произошла морская трансгрессия. Это территория суровых климатических условий (среднегодовая температура $-18,5^{\circ}\text{C}$, осадки ~78 мм/год), мощность ММП около 500 м. Пластовый лёд на полуострове приурочен исключительно к тонкозернистым морским отложениям голоцена. Исследования проводились на трёх участках: Гемини (высота 120–125 м, близко к границе моря, осушён ~10 тыс. кал. л.н.). Стейшн Крик (высота 43–45 м, осушён ~5,7 тыс. кал. л.н.). Дамп (высота 40–43 м, осушён ~5,7 тыс. кал. л.н.). На всех трёх участках пластовый лёд залегает согласно под слоистыми тонкозернистыми морскими суглинистыми осадками (рис. 5.9).

Контакт между льдом и перекрывающими отложениями согласный и постепенный. В верхней части ледяного тела встречаются тонкие прослои морских осадков. Криогенная текстура льда горизонтально- и субгоризонтально-слоистая, параллельная структуре перекрывающих пород. Объёмная льдистость достигала почти 95%, с небольшим количеством взвешенных осадков и тонкими (0,5–2 см) прослоями минерального материала. Эти особенности указывают на сегрегационный генезис, а не на захоронение глетчерного льда.

Химический состав льда меняется с высотой участка: на нижних участках (Дамп, Стейшн Крик, 40–45 м) лёд имеет Na-Cl тип засоления. Отношение Na/Cl близко к морской воде, но общая минерализация (TDS) на 1–2 порядка ниже (в среднем 868 и 310 мг/л соответственно). В керне Дамп отмечен резкий пик минерализации до 8830 мг/л на глубине 0,4–0,5 м, связанный с повышенным содержанием минеральных включений. На высоком участке (Гемини, 115–120 м) лёд характеризуется Ca-SO₄-типом засоления и низкой минерализацией (в среднем 28–37 мг/л). Отношение Na/Cl здесь выше, чем у морской воды, и ближе к снежному покрову.



Рис. 5.9. Обнажения пластового льда в низменности залива Эврика-Саунд, штат Нью-Йорк. (А) участок Дамп (DS), столбчатый пластовый лед обнажен под слоем слоистых мелкозернистых морских отложений толщиной от 0,5 до 1 м. (Б, В) Участок Гемини, где столбчатый пластовый лед обнаружен под слоем слоистых мелкозернистых морских отложений толщиной от 1 до 1,5 м (из Roy et al., 2023)

Изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) льда на участке Гемини варьирует от $-33,9$ до $-32,1\text{‰}$ (G1), среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -30,9\text{‰}$ (G3). Наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ составил $8,4$ (G3) и $7,5$ (G1). На участке Стейшн Крик значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $-34,9$ до $-25,5\text{‰}$. Наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,5$ ($\delta^2\text{H} = 7,5 \times \delta^{18}\text{O} - 5,4$). На участке Дамп среднее значение $\delta^{18}\text{O} = -32,3\text{‰}$. Наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,8$ и $7,3$ в двух соседних кернах (рис. 5.10).

Несмотря на широкий диапазон значений $\delta^{18}\text{O}$, все образцы ложатся на линию, близкую к линии глобальных метеорных вод (наклон $\sim 7-8$), что обычно характерно для атмосферных осадков. Это создавало главное

противоречие: геохимические данные указывали на участие морских вод, а изотопные – на метеорное происхождение.

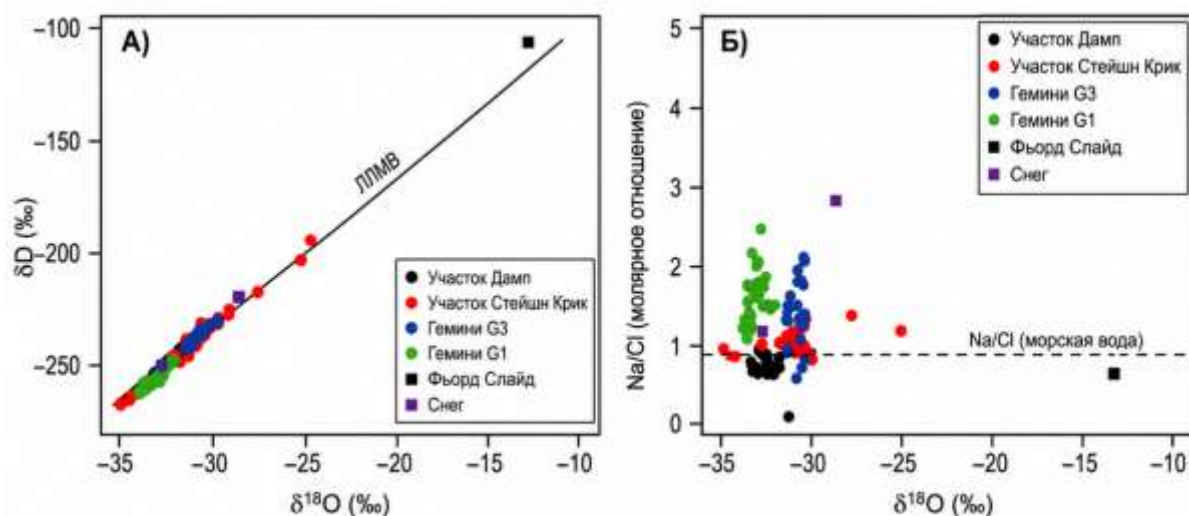


Рис. 5.10. Положение точек льда исследованных участков на δ^2H - $\delta^{18}O$ диаграмме и связь значений $\delta^{18}O$ с отношением Na/Cl (из Roy et al., 2023).

Концентрация DOC во льду составляла 0,9–2,9 мг/л, значение $\delta^{13}C(DOC)$ в среднем $-26,4\text{‰}$. Отношение DOC/Cl снижается от высоких участков к низким (от 1,66 до 0,14), что подтверждает усиление морского влияния с понижением высоты. Возраст DOC (^{14}C) варьирует от $26\,150 \pm 330$ до 8850 ± 45 ^{14}C лет (калиброванный возраст – от $\sim 30\,460$ до ~ 9955 кал. л.н.). Важно, что эти даты древнее времени дегляциации и морской регрессии. Это означает, что датируется не сам лёд, а органическое вещество в воде-источнике, которая поступала в водоносный горизонт из тающих древних слоёв ледника. Также наблюдается тренд: с понижением высоты (ближе к побережью) возраст DOC становится древнее.

Несмотря на то, что наклон δ^2H - $\delta^{18}O$ близок к метеорной линии, лёд не является глетчерным или захороненным. Это лёд сегрегационного происхождения, сформировавшийся в открытой системе, в которую поступала вода с меняющимся изотопным составом.

Используя уравнение рэлеевского истощения в закрытой системе (Souchez, Jouzel, 1984) и модель FREEZCH9, авторы показали, что при

конжеляционном замерзании воды в закрытой системе наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ составляет $\sim 4-6$. А если в открытой системе водоносный горизонт пополняется водой с более лёгким изотопным составом (например, талыми водами из более древних (глубоких) слоёв ледника, имеющих низкие значения $\delta^{18}\text{O}$), то наклон линии регрессии приближается к 8 (метеорная линия). Если горизонт пополняется водой с более тяжёлым составом (морская вода), то при определённых пропорциях смешения наклон все равно стремится к 8 (Roy et al., 2023).

Таким образом, было показано, что источник воды для формирования льда – талые воды Иннуитского ледника, на что указывают очень низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (от -35 до -25‰), характерные для древнего ледникового льда. На более низких участках (Дамп, Стейшн Крик) в водоносный горизонт поступала также морская вода (в количестве $1-10\%$), о чём свидетельствуют NaCl-тип засоления и соотношения Na/Cl, близкие к морской воде.

Формирование льда происходило синхронно с регрессией моря и поднятием территории. Вблизи границы моря (Гемини) промерзание началось ~ 10 тыс. кал. л.н., и лёд сохранил «чистый» ледниковый сигнал. На побережье промерзание началось позже ($\sim 5,7$ тыс. кал. л.н.), когда ледник уже отступил в горы, а водоносный горизонт начал подпитываться морскими водами (Roy et al., 2023).

Данное исследование демонстрирует, что наклон линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, близкий к линии метеорных вод, не является однозначным критерием ледникового происхождения льда. В открытых гидрологических системах, где происходит смешение вод с разным изотопным составом, такой наклон может формироваться и при сегрегационном льдообразовании. В данном случае источником воды являлись талые ледниковые воды, а механизм образования льда – внутригрунтовый в открытой системе.

Пример захоронения непосредственно ледникового льда описан на острове Байлот (восточная Канадская Арктика, 73° с.ш., 80° з.д.), где на горных плато (высотой до 600 м) существует ледниковый купол. Предыдущие

исследования выявили здесь следы нескольких четвертичных оледенений, а также ископаемый лес позднего плиоцена – раннего плейстоцена (около 2,8–2,4 млн лет назад). Обнажение двух крупных пластовых ледяных тел (BGI-1 и BGI-2) в стенках термоцирков на краю плато в юго-западной части острова Байлот позволило определить их происхождение и возраст (Coulombe et al., 2024). Исследование проводилось на восьми стратиграфических разрезах, вскрытых на плато высотой около 500 м над уровнем моря.

Разрез мощностью около 20 м вскрыл в термоцирках крупные пластовые тела подземного льда BGI-1 и BGI-2 (рис. 5.11), залегающие под слоем плохо сортированного гравийного глинистого песка со штрихованными обломками, вероятно, морена (тилл) и слоем органических аллювиальных осадков с прослоями торфа, растительными остатками и фрагментами ископаемой древесины, датированными около 2,8–2,4 млн лет назад. Подстиляется пластовый лед слоистым флювиогляциальным песком с гравием и алевритом (отложения талых ледниковых вод), тонким прерывистым эоловым глинистым песком и сплошным маломощным чехлом морены (тилла).

Возраст льда был установлен на основе палеомагнитного анализа. В отложениях, непосредственно перекрывающих лёд, зафиксирована смена полярности от нормальной к обратной, а затем снова к нормальной. Эта смена интерпретируется как граница Брюнес–Матуяма, которая датируется 0,773 млн лет назад. Возврат к нормальной полярности в нижней части подстилающих отложений может соответствовать одному из субхронов внутри эпохи Матуяма или даже границе Матуяма–Гаусс (> 2,595 млн лет). Прямое радиоуглеродное датирование DOC изо льда дало возраст около 39 435 ¹⁴C лет, однако авторы интерпретируют этот результат как загрязнение современной органикой, попавшей в лед при отборе проб или из поверхностных вод. Реальный возраст льда, по их мнению, запредельный (> 60 000 лет).

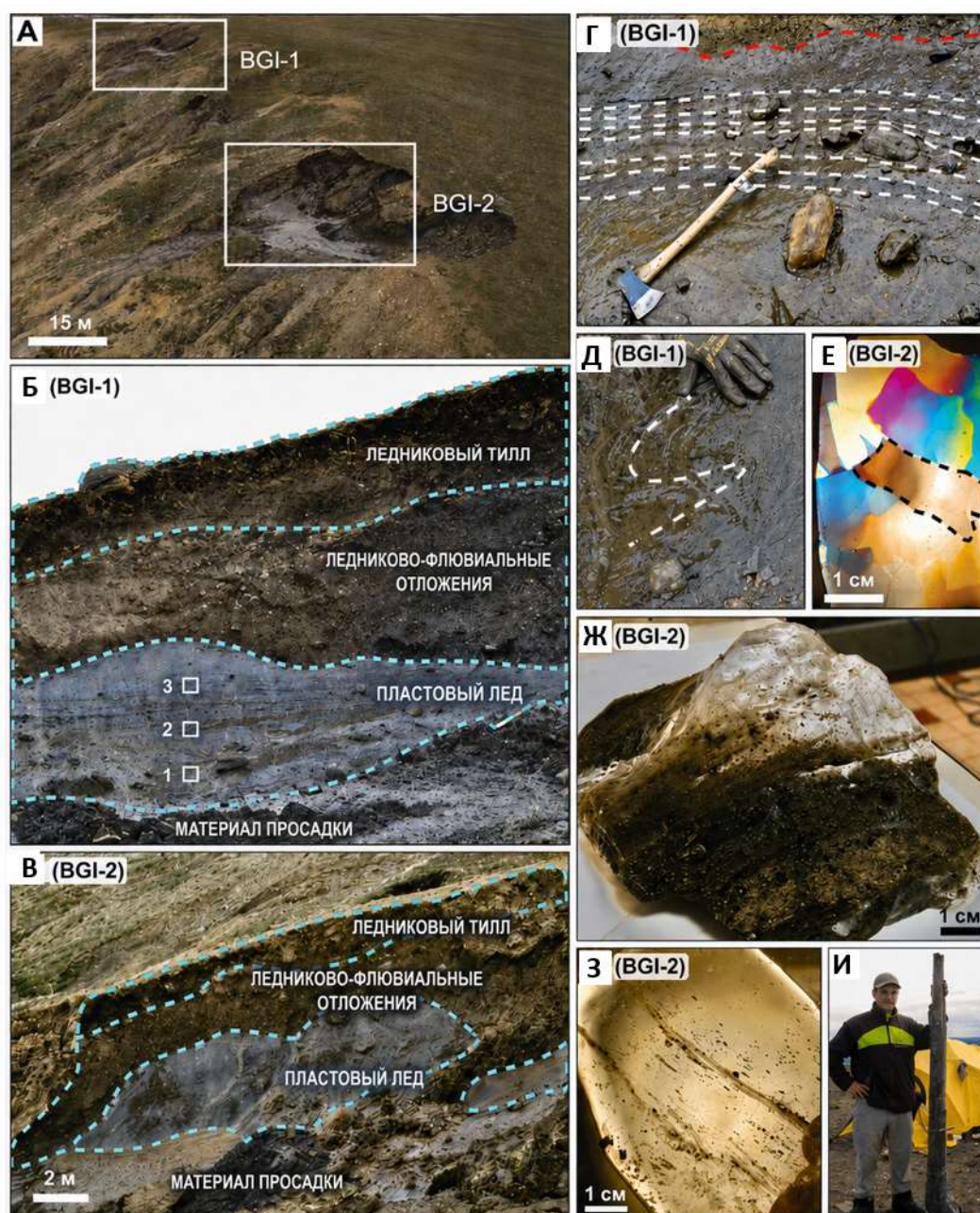


Рис. 5.11. (А) Вид сверху на участки BGI-1 и BGI-2. (Б) Пластовый лед, обнаженный на участке BGI-1, и вышележащие осадки. Белые квадраты: места отбора ледяных кернов. (В) Пластовый лед, обнаженный на участке BGI-2, и вышележащие осадки. (Г) Чередующиеся слои льда, богатого обломками, и льда, бедного обломками, с обилием обломков размером с гальку и булыжник (BGI-1); (Д) S-образные складки; (Е) Тонкий срез пластового льда BGI-2, рассматриваемый в поляризованном свете. Пунктирная черная линия выделяет один кристалл; (Ж) Необработанные фотографии пластового льда BGI-2, сделанные в обычном освещении; (З) Блок чистого льда с изолированными включениями осадочных пород, сочетающийся со слоями взвешенного агрегата мелкозернистых отложений в чистом льду (BGI-2); (И) Ископаемая древесина, найденная в слое 2 в 2010 году (из Coulombe et al., 2024)

Таким образом, возраст льда оценивается авторами как не менее 0,773 млн лет (ранний плейстоцен).

Лёд слоистый, с чередованием прослоев чистого и насыщенного обломочным материалом льда. Встречены включения эрратических валунов, а также складчатые деформации (изоклинальные, S-образные), характерные для деформаций при движении ледника. В чистом льду присутствуют крупные сросшиеся кристаллы, типичные для фирнового (ледникового) льда.

Полученные результаты были проинтерпретированы в рамках ледникового происхождения льда (Coulombe et al., 2024): среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ составляет $-27,7\text{‰}$, что значительно легче, чем у внутригрунтового (сегрегационного) льда в этом же районе (около $-20,3\text{‰}$). Это указывает на формирование в условиях более холодного климата (ледниковая эпоха).

Линия регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ имеет наклон 4,6 (рис. 5.12), что характерно для базального льда ледников, а не для метеорных вод (наклон ~ 8) и по мнению авторов, указывает на захоронение ледникового льда (Coulombe et al., 2024). Во льду не найдены диатомовые водоросли, что исключает его формирование в водной среде и подтверждает ледниковый генезис.

Авторы утверждают, что найденный лёд является древнейшим известным глетчерным льдом, сохранившимся в ММП в Северном полушарии. Это переопределяет представления о времени начала плейстоценовых оледенений в восточной Канадской Арктике. Наличие глетчерного льда древнее 0,773 млн лет прямо над ископаемым лесом возрастом 2,8–2,4 млн лет, а также присутствие в самом льду пыльцы древесных и кустарниковых растений свидетельствует о том, что оледенение наступило после того, как на этом месте произрастал лес. Сохранение льда стало возможным благодаря устойчивости ММП в восточной Канадской Арктике, слабой эрозии в последующие ледниковые эпохи и мощной перекрывающей толще.

Однако предложенная в работе (Coulombe et al., 2024) интерпретация исследованных ледяных тел как захороненного глетчерного льда не является единственно возможной. Те же структурные и изотопные признаки могут быть

объяснены в рамках модели внутригрунтового льдообразования, особенно с учетом близости ледникового купола, который мог служить источником талых вод, но не обязательно приводил к захоронению собственно ледникового льда.

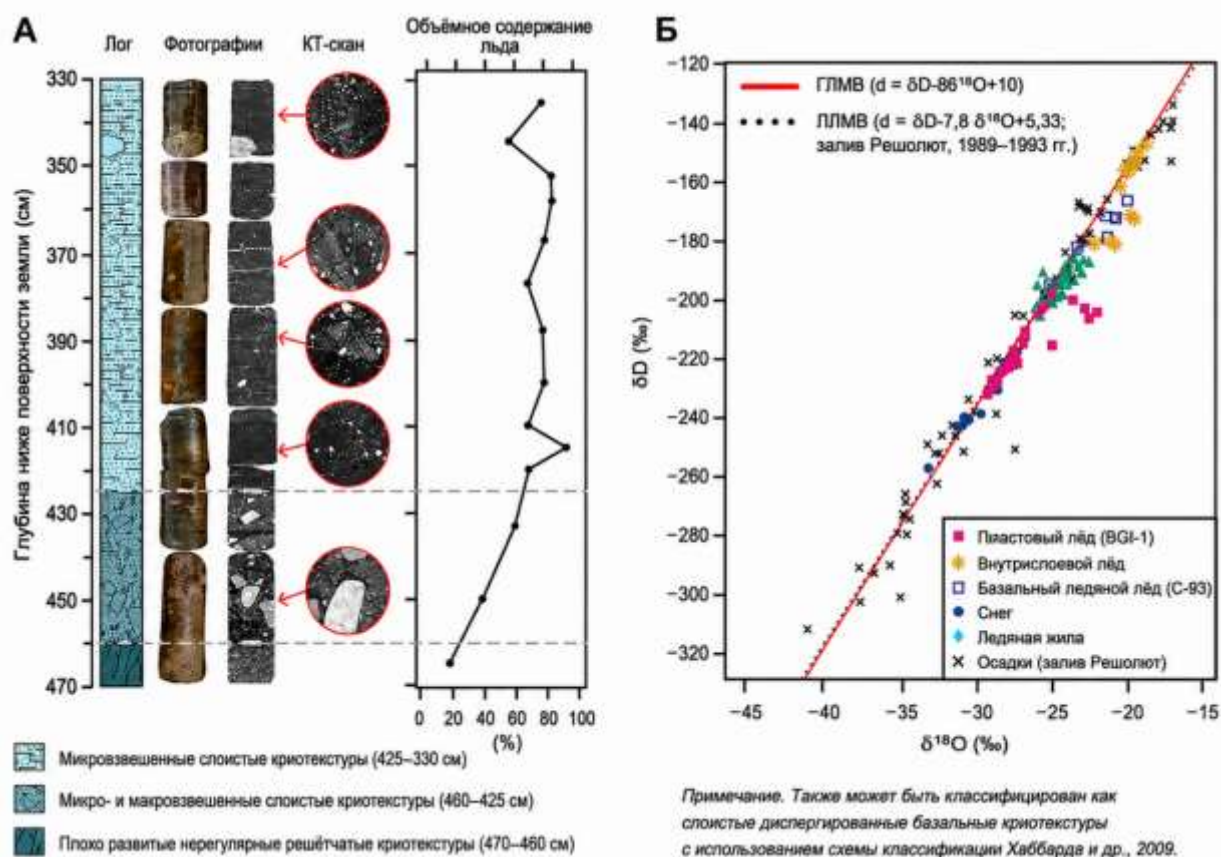


Рис. 5.12. Вертикальное распределение льдистости и криотекстуры (А) в керне 1; $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ диаграмма для пластового льда и других типов грунтового льда, снега, базальных слоев льда современных ледников (Б), из (Coulombe et al., 2024).

Складчатые деформации, включая изоклинальные и S-образные структуры, хотя и характерны для ледникового транспорта, могут также возникать при криогенном переуплотнении водонасыщенных дисперсных отложений, особенно в условиях высокого порового давления, характерного для закрытых таликовых систем при промерзании (Mackay, 1971; Solomatin, 1986). Размер и ориентировка кристаллов также не являются однозначными диагностическими признаками: крупные сросшиеся кристаллы могут образовываться при медленном замерзании воды в изолированных полостях, включая термокарстовые, а не только в фирновых условиях (Тихонравова и др.,

2020; Соломатин, 2013). Отсутствие диатомовых водорослей во льду, на которое авторы ссылаются как на доказательство ледникового генезиса, не может рассматриваться как надёжный критерий, поскольку для их выявления и идентификации требуются целенаправленные палеонтологические исследования с использованием специальных методов подготовки проб; их отсутствие в данной работе может быть следствием ограниченного объема выборки или методических особенностей, а не объективным свидетельством формирования льда вне водной среды. Наконец, изотопные характеристики – наклон линии $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$, равный 4,6, и легкий изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} \approx -27,7\text{‰}$) – могут быть интерпретированы не как базальный ледник, а как внутригрунтовый лёд, сформировавшийся в условиях закрытой системы с неравновесным (кинетическим) фракционированием при быстром промерзании талых ледниковых вод, что хорошо согласуется с аналогичными данными по пластовым льдам долины р. Игл (Lauriol et al., 2010) и полуострова Фошейм (Roy et al., 2023). Таким образом, признавая несомненное влияние Иннуитского ледникового купола как источника вод для формирования пластовых льдов на острове Байлот, мы считаем, что структурные и изотопные данные могут быть объяснены в рамках модели внутригрунтового льдообразования.

В целом, можно говорить о том, что на побережье Канадского арктического архипелага и Аляски сочетаются условия для накопления и существования пластовых льдов, генезис которых связан с двумя важными факторами. Первый – это заозеренность территории п-ова Тактояттак, создававшая условия для формирования ПЛ при промерзании донных озерных осадков (таликов). Вторая – существование и в позднем плейстоцене, и в голоцене (сейчас) оледенения на архипелаге, динамика которого контролировала и поступление талых ледниковых вод и возможность захоронение ледникового льда под слоем склоновых отложений.

5.2. Сравнение механизмов и условий образования бугров пучения в Западной Сибири и в других районах мира

Изотопные исследования ледяных ядер бугров пучения впервые были проведены на буграх в долине р.Маккензи Дж.Р.Маккаем. Его теоретические расчеты давления воды и перекрывающей толщи отложений, которые мы рассматривали в разделе 5.1 также верны и для объяснения роста инъеционных бугров. Интересно, что в выше рассмотренной работе (Maskau, 1971) он прямо сопоставляет пластовые льды и ядра бугров пучения как звенья одной цепи – эпигенетического промерзания озерных таликов при регрессии моря. И прямо говорит, что в буграх пучения, по аналогии с внутригрунтовыми сегрегационными залежами, могут быть встречены слои сегрегационного льда. Именно эти эффекты были описаны нами для пинго Мессояха (Vasil'chuk et al., 2021) и пинго у г.Салехард (Chizhova, Nikolaeva, 2026) и впервые установлены изотопные черты такого сочетания инъеционного и сегрегационного льда.

5.2.1. Региональная картина формирования бугров пучения Западной Сибири и источники питания

Возраст исследованных в работе бугров пучения можно оценить как голоценовый или поздне-голоценовый. Формирование торфяников в районе исследований происходило в среднем и позднем голоцене, что было показано ¹⁴C-датировками по торфу из полигонального торфяника близ г. Лабытнанги (табл. 5.2). Известно, что для этого периода голоцена наблюдались климатические условия, близкие к современным, например, судя по данным палеотемператур, полученным по ПЖЛ (Васильчук и др., 2022; Буданцева и др., 2024). Близкие даты получены и для других локаций района – для долины р.Щучья и месторождения Песцовое, где ранее был изучен пинго высотой 17 м (Васильчук, Буданцева, 2010; Vasil'chuk et al., 2021). Можно сказать, что в зависимости от локальных условий торфяники активно накапливались начиная со среднего и кончая поздним голоценом.

Табл. 5.2. Известные датировки по торфу района исследований (некалиброванные ^{14}C даты)

Field No. of sample	Lab.No of sample	^{14}C age (BP)	$\delta^{13}\text{C}$	Источник
Полигональный торфяник близ г.Лабытнанги				
397-YuV/10	Hel-4342	2310±80	-24.9	Vasil'chuk et al., 2001
397-YuV/11	Hel-4343	2770±90	-26	Vasil'chuk et al., 2001
397-YuV/15	Hel-4344	4070±70	-28.8	Vasil'chuk et al., 2001
397-YuV/20	Hel-4345	4920±90	-26.4	Vasil'chuk et al., 2001
397-YuV/7	Hel-4341	4670±110	-27.1	Vasil'chuk et al., 2001
397-YuV/21	Hel-4346	4410±90	-27.2	Vasil'chuk et al., 2001
397-YuV/35	Hel-4347	modern	-28.6	Vasil'chuk et al., 2001
Полигональный торфяник на р.Щучья				
364-YuV/67	Hel-4138	6110±110	-28.6	Vasil'chuk et al., 2000
364-YuV/74	Hel-4139	6300±100	-28.5	Vasil'chuk et al., 2000
364-YuV/60	Hel-4137	6450±100	-28	Vasil'chuk et al., 2000
364-YuV/52	Hel-4136	6570±100	-28	Vasil'chuk et al., 2000
364-YuV/48	Hel-4135	7020±100	-28	Vasil'chuk et al., 2000
364-YuV/45	Hel-4133	6960±100	-28.4	Vasil'chuk et al., 2000
364-YuV/168	Hela-22*	7150±75	-24.9	Vasil'chuk et al., 2000
Торф на бугре Песцовое				
397-YuV/1	GIN-13329	2560±70	-	Васильчук, Буданцева, 2010
397-YuV/4	GIN-13332	5220±50	-	Васильчук, Буданцева, 2010
397-YuV/8	GIN-13335	5080±50	-	Васильчук, Буданцева, 2010
397-YuV/9	GIN-13336	5400±40	-	Васильчук, Буданцева, 2010

*AMS data from mosse

Интересно, что, несмотря на различные механизмы формирования льда (миграционный или инъекционный), два бугра – у Лабытнанги и в долине р.Щучья имеют в нижней части лёд близкого изотопного состава. Этот лёд формировался позднее вышележащего из воды, характеризующей средний фон атмосферных осадков региона. Согласно данным GNIP, среднегодовые значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ атмосферных осадков составляют $-16,55\text{‰}$ и $-127,9\text{‰}$, а среднезимние $-22,2\text{‰}$ и $-173,96\text{‰}$ соответственно. Очевидно, что исходная вода для образования льда соответствовала смеси среднегодовых и зимних осадков. Такую картину можно предполагать для верхнего горизонта грунтовых вод, которые в значительной степени пополняются за счёт

снеготаяния. Изотопные характеристики воды – источника для льда бугров Щучья и Лабытнанги – указывают на вероятный верхний горизонт грунтовых вод, который в значительной степени пополняется за счёт снеготаяния и половодья (табл. 5.3). Верхний горизонт грунтовых вод в пределах рассматриваемых участков (низовья Оби, Ямал) характеризуется тесной гидравлической связью с поверхностными водами. Период снеготаяния является доминирующим фактором пополнения этого горизонта, что подтверждается близостью его изотопной подписи к среднезимним значениям атмосферных осадков (–22,2‰ и –173,96‰ по данным GNIP Салехард). Ледяные ядра, сформировавшиеся из таких вод, должны нести «легкую» изотопную метку, в то время как связь с озерными водами, напротив, будет утяжелять изотопный состав за счет испарения.

Таблица 5.3. Изотопные характеристики воды-источника для льда всех бугров, которые были исследованы в Западной Сибири

Местоположение	Источник	Значения $\delta^{18}\text{O}$ льда		Значения $\delta^{18}\text{O}$ воды – источника для льда*			
		макс	мин	α^{**}		α^{***}	
				макс	мин	макс	мин
Щучья	Chizhova et al., 2026	–15,2	–18,5	–16,7	–20,0	–18,1	–21,4
Лабытнанги		–17,7	–18,8	–19,0			
Салехард, секция 1 и 2	Чижова, Николаева, 2026	–15,9	–17,6	–18			
Салехард, секция 3		–15,3	–17,1	–16,9	–19,1	–18,2	–20,5
Мессояха	Vasil’chuk et al., 2022	–15	–16,6	–16,5	–17,7	–17,9	–19,1
р. Еркутаяха (ЕКТ-11/21)	Гутарева и др., 2024	–13,8	–16,2	–15,0			
р. Еркутаяха (ЕКТ-12/21)		–17,5	–19,7	–20,4	–22,6	–19,1	–21,3
Песцовое	Vasil’chuk et al., 2022	–11,4	–15,2			–14,0	
Р. Обь	Arctic-GRO	от –12,8 до –20,1					
Осадки Салехард	GNIP	от –12 до –22,2					

* расчет источника воды осуществлялся согласно уравнения рэлеевского процесса по уравнению (1) для условий закрытой системы и по уравнению (2) для условий открытой системы с учетом коэффициентов изотопного фракционирования

**по (Persoiu et al., 2011), как для более быстрого промерзания

***по (Lehmann, Siegenthaler, 1991) как для медленного процесса

Бугры начали рост в осушающихся озёрных котловинах. Вероятно, также, как и бугор, исследованный в работе (Гутарева и др., 2024) с номером скважины ЕКТ-11/21, ядро которого формировалось в закрытой системе из воды со значением $\delta^{18}\text{O}$ около $\sim -15\text{‰}$.

Это более высокое значение, как и в случае с пинго Песцовое показывает, что источником являлась озерная поверхностная вода с близким к среднегодовому значению осадков и с возможным утяжелением в результате испарения. Внутри их ядер зафиксированы стадии как открытой (свободный водообмен), так и закрытой (изолированное промерзание) систем, что подтверждает динамичный, а не статичный характер процесса. Всё это говорит о том, что ландшафтные условия и характер промерзания определяют динамику бугров как в зоне сплошного, так и островного распространения многолетнемёрзлых пород (ММП).

Сводная таблица изотопных данных впервые позволяет сгруппировать бугры пучения в криолитозоне Западной Сибири по признаку питания.

Первая группа (Песцовое, ЕКТ-11/21) – классические пинго закрытой системы, сформированные в изолированных озерных таликах. Их ледяные ядра несут отчётливый сигнал испарительного утяжеления (источника от -14.0 до $-15,0 \text{‰}$).

Вторая группа (Мессояха, секция 1 бугра у г. Салехарда) – поверхностные воды. Изотопный состав источника ($-16,5 \dots -17,0 \text{‰}$) занимает промежуточное положение между озерной водой и современными грунтовыми водами. Это может отражать поверхностные воды недлительного времени накопления или площадной сток.

Третья группа (секция 3 бугра у г. Салехарда, бугор у г. Лабытнанги, бугор в долине р. Щучья, ЕКТ-12/21) – это бугры, питавшиеся на поздних стадиях роста из открытых таликовых систем. Источник (от $-18,0$ до $-22,6 \text{‰}$) устойчиво соответствует грунтовым водам верхнего горизонта,

формирующимся преимущественно за счёт инфильтрации талых снеговых вод.

Особое значение имеет бугор у г. Салехард – единственный объект, в котором зафиксировано изотопное свидетельство эволюции гидрогеологической обстановки: соединение изолированного озёрного талика с региональной системой грунтовых вод.

Совместное присутствие всех трёх групп на ограниченной территории (Ямал, Еркутаяха, низовья Оби) указывает на мозаичность и динамичность гидрологических и гидрогеологических условий в субарктической Западной Сибири. Бугры пучения выступают как индикаторы мерзлотных условий, чутко на это реагирующие.

Выделенные три группы источников питания закономерно приурочены к различным геоморфологическим позициям. Группа классических закрытых пинго (Песцовое, ЕКТ-11/21) тяготеет к днищам спущенных крупных озер, где длительное время существовали мощные подозерные талики. Бугры второй группы, питающиеся поверхностными водами (Мессояха), формируются в условиях площадного стока и отсутствия выраженных замкнутых понижений. Наконец, третья группа (открытые системы) характерна для участков с активным водообменом, где бугры приурочены к пойменным террасам и выположенным склонам. В Западной Сибири бугор у Салехарда демонстрирует эволюцию гидростатического пинго, который, однажды соединившись с региональной гидрогеологической системой, безвозвратно утратил свою изоляцию. Особенностью изотопной записи бугров Западной Сибири является как перекрытия и источников и механизмов между двумя разными типами бугров – инъекционными и миграционными (рис. 5.13).

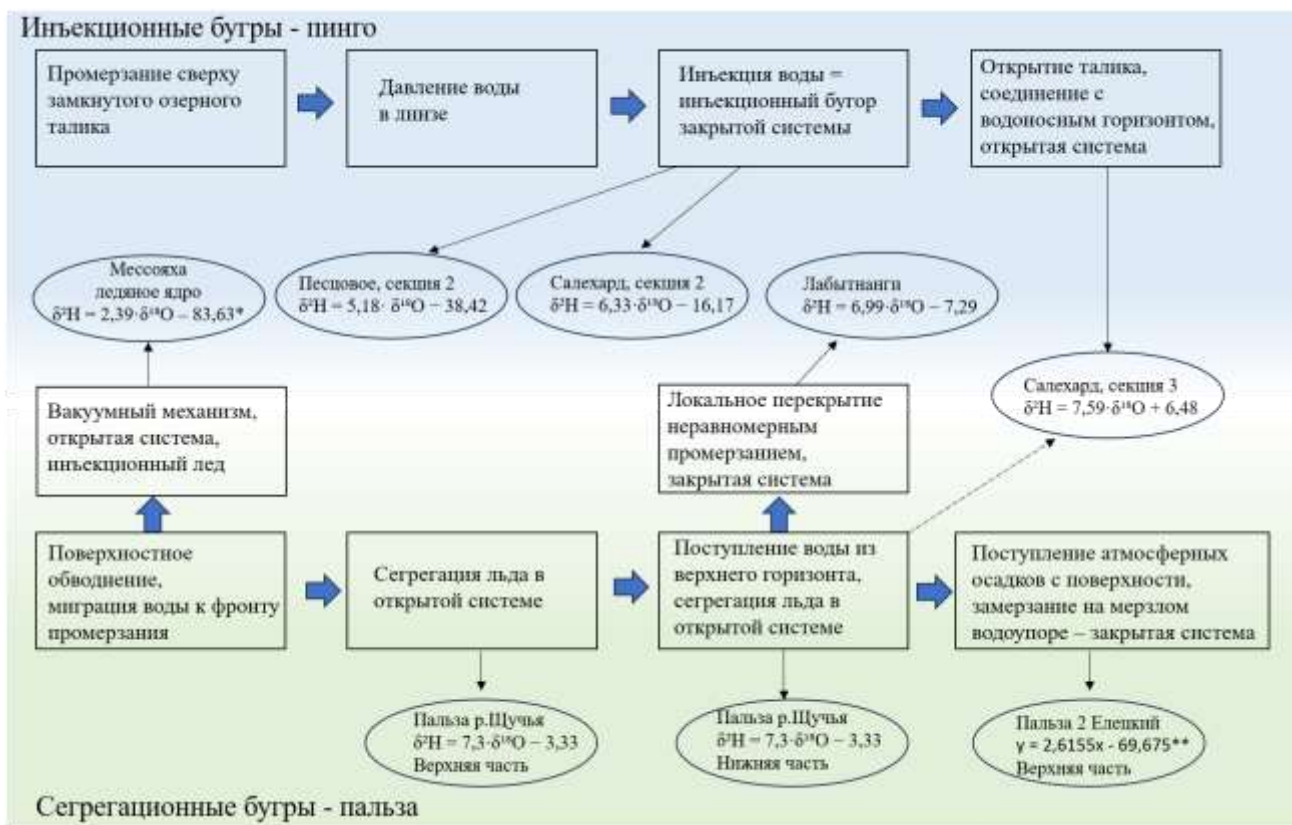


Рис. 5.13. Детализированная блок-схема отражения механизмов и условий образования бугров в изотопных характеристиках льда. * - низкий наклон на фоне плохо выраженной линейности и кучного распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ($*R^2 = 0,32$), ** низкий наклон на фоне плохо выраженной линейности и кучного распределения значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ ($*R^2 = 0,3$)

Основные факторы формирования изотопной записи ледяного ядра это: источник воды – напорные воды водоносных горизонтов для гидролакколитов, напорные воды замкнутых таликов для булгунняхов, верховодка и поверхностные воды для миграционных бугров. Образование ядра и поступление вод контролируется условиями промерзания – это определяет и количество переходящей в лед воды и наклоны $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ льда. Как видно, величина наклона варьирует очень сильно, отражая неравновесность промерзания (таблица 5.4)

Несмотря на принципиальные различия в механизмах формирования ледяных ядер – инъекционный или миграционный (рис. 5.13), бугры пучения

представляют собой одно из наиболее широко распространенных криогенных образований на севере Западной Сибири.

Таблица 5.4. Диагностические коэффициенты в уравнении $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (наклоны) для бугров пучения разного типа: О – стадии открытой системы, З – стадии закрытой системы

№	Название и местоположение	Уравнение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$	R^2		Источник
1	Булгуннях Песцовое, секция 1	$\delta^2\text{H} = 5,28 \cdot \delta^{18}\text{O} - 36,82$	0,71	З	Васильчук и др., 2017
	Булгуннях Песцовое, секция 2	$\delta^2\text{H} = 5,18 \cdot \delta^{18}\text{O} - 38,42$	0,77	З	
	Булгуннях Песцовое, секция 3	$\delta^2\text{H} = 7,65 \cdot \delta^{18}\text{O} - 3,1$	0,86	О	
2	Пинго-20, Канада	$\delta^2\text{H} = 6,88 \cdot \delta^{18}\text{O} - 29,89$	0,97	З	Mackay, 1998
3	Пинго Монгот, Монголия, секция 1	$\delta^2\text{H} = 6,01 \cdot \delta^{18}\text{O} - 23,85$	0,91	З	Yoshikawa et al., 2012
	Пинго Монгот, Монголия, секция 2	$\delta^2\text{H} = 4,88 \cdot \delta^{18}\text{O} - 40,59$	0,86	З	
	Пинго Монгот, Монголия, секция 3	$\delta^2\text{H} = 7,88 \cdot \delta^{18}\text{O} - 3,98$	0,72	О	
	Пинго Монгот, Монголия, секция 4	$\delta^2\text{H} = 5,55 \cdot \delta^{18}\text{O} - 33,82$	0,90	З	
4	Пинго Аршан, Монголия, секция 1	$\delta^2\text{H} = 9,25 \cdot \delta^{18}\text{O} - 31,81$	0,52	О	Ishikawa et al., 2016
	Пинго Аршан, Монголия, секция 2	$\delta^2\text{H} = 2,13 \cdot \delta^{18}\text{O} - 87,1$	0,23	З	
	Пинго Аршан, Монголия, секция 3	$\delta^2\text{H} = 7,42 \cdot \delta^{18}\text{O} - 1,41$	0,84	О	
	Пинго Аршан, Монголия, секция 4	$\delta^2\text{H} = 5,84 \cdot \delta^{18}\text{O} - 25$	0,94	З	
	Пинго Аршан, Монголия, секция 5	$\delta^2\text{H} = 4,44 \cdot \delta^{18}\text{O} - 43,9$	0,80	З	
5	Пинго Уэзер, Аляска секция 1	$\delta^2\text{H} = 6,63 \cdot \delta^{18}\text{O} - 31,7$	0,93	З	Yoshikawa et al., 2013
	Пинго Уэзер, Аляска секция 2	$\delta^2\text{H} = 1,76 \cdot \delta^{18}\text{O} - 111,6$	0,20	З	
	Пинго Уэзер, Аляска секция 3	$\delta^2\text{H} = 5,63 \cdot \delta^{18}\text{O} - 45,5$	0,93	З	
6	Пинго, Западная Сибирь Зона 1	$\delta^2\text{H} = 7,04 \cdot \delta^{18}\text{O} - 4,15$	0,96	З	Чижова, Николаева, 2026
	Пинго, Западная Сибирь Зона 2	$\delta^2\text{H} = 6,33 \cdot \delta^{18}\text{O} - 16,17$	0,99	З	
	Пинго, Западная Сибирь Зона 3	$\delta^2\text{H} = 7,59 \cdot \delta^{18}\text{O} + 6,48$	0,95	О	
7	Пинго Нори Секция А	$\delta^2\text{H} = 6,68 \cdot \delta^{18}\text{O} - 7,74$	1,00	З	Demidov et al., 2021
	Пинго Нори Секция Б	$\delta^2\text{H} = 6,89 \cdot \delta^{18}\text{O} - 4,82$	0,99	З	
8	Скв. ЕКТ-11/21(ядро)	$\delta^2\text{H} = 6,45 \cdot \delta^{18}\text{O} - 17,2$	1,00	З	Гутарева и др., 2024
9	Скв. ЕКТ-12/21(ядро)	$\delta^2\text{H} = 7,4 \cdot \delta^{18}\text{O} - 4,9$	0,99	О	
10	Пинго у Лабытнанги	$\delta^2\text{H} = 6,99 \cdot \delta^{18}\text{O} - 7,29$	0,98	З	Chizhova et al., 2026 (in press)
11	Пальза у р. Щучья	$\delta^2\text{H} = 7,3 \cdot \delta^{18}\text{O} - 3,33$	0,99	О	
12	Пинго Мессояха-1, Гыданский п-ов Ледяное ядро (ice core)	$\delta^2\text{H} = 2,39 \cdot \delta^{18}\text{O} - 83,63$	0,38	З	Vasil'chuk et al., 2021
	Пинго Мессояха-1, Гыданский п-ов Сегрегационный лёд	$\delta^2\text{H} \approx 4,3 \cdot \delta^{18}\text{O}$	–	З	

Их широкое распространение бугров пучения обусловлено благоприятным сочетанием климатических и гидрологических особенностей

территории: наличием пучинистых грунтов, продолжительными зимами с медленным снижением температуры и обилием влаги в промерзающих породах (Васильчук и др., 2012). При этом ареал бугров пучения охватывает практически всю криолитозону региона – от южных границ распространения многолетнемерзлых пород (вплоть до 57° с.ш. в Томской области) до зоны сплошного распространения низкотемпературных мерзлых пород на севере (до 68° с.ш. на Ямале и Гыдане и 70° с.ш. в низовьях Енисея) (Васильчук и др., 2012).

Вместе с тем, столь обширный ареал не является следствием широтной приуроченности процессов льдообразования. Генетические различия бугров пучения определяются исключительно гидрологическими условиями, а именно доступностью воды и конфигурацией талика, в котором происходит промерзание.

Известно, что в пределах одного региона могут сосуществовать бугры с разным генезисом. Например, на севере Западной Сибири при сегрегационном типе льдообразования в ядрах палыза могут формироваться линзы и пласты чистого льда мощностью до 1–3 м, что визуально сближает их с инъекционными формами (пинго). Однако, наличие таких мощных линз не является диагностическим признаком инъекции, если они залегают согласно поверхностям бугра и сопровождаются прослоями торфа, свидетельствующими о циклическом характере промерзания (Васильчук и др., 2012).

Таким образом, характер водонасыщения вмещающих пород определяют тип формирующегося ледяного ядра. При этом, как отмечают Ю.Б. Баду и К.А. Никитин (2020), в пределах крупных геоморфологических уровней (таких как морские и лагунно-морские террасы) могут одновременно встречаться талики как открытого, так и закрытого типа, что создает сложную мозаичную картину распространения бугров с разными механизмами питания.

Современное состояние этих разнородных по генезису образований также не является статичным. Многолетний мониторинг, проведенный на

трассах газопроводов в северной тайге Западной Сибири (Васильчук и др., 2012), показывает, что даже в пределах одного массива бугры пучения находятся в состоянии динамического равновесия. При этом в одних местах идет частичная деградация палъза, в других бугры развиваются, и даже незначительное похолодание может вызвать их быстрый рост. Такая пульсация объясняется тем, что скорость промерзания и миграции влаги, а также устойчивость таликов крайне чувствительны к колебаниям климатических параметров и изменению гидрологического режима (например, осушению или, напротив, обводнению ложбин стока), что делает бугры пучения чуткими индикаторами состояния криолитозоны.

Согласно многолетним полевым исследованиям Дж. Росса Маккая на западном арктическом побережье Канады, механизм разрушения бугров пучения (пинго) и их коллапс тесно связаны с деградацией водной линзы под бугром и последующими процессами гидроразрыва. Маккай установил, что многие растущие пинго подстилаются линзой воды. По мере роста бугра давление в этой линзе увеличивается, что в конечном итоге приводит к её разрыву. Этот процесс сопровождается: периферическим разрывом; выходом источников на склонах - сбросами давления воды по периферии. Когда избыточное давление становится критическим, происходит разрыв в сводовой части бугра. Применение теории упругих пластин позволило Маккаю объяснить, почему именно вершина является зоной концентрации напряжений и наиболее уязвимой частью. После того как подпинговая водная линза теряет воду через образовавшиеся трещины, давление падает, и начинается просадка. Характерно, что картина просадки является зеркальным отражением картины роста: наибольшая просадка происходит в центре вершины. Маккай также предполагает, что гидравлический разрыв играет важную роль в разрушении некоторых пинго. Вода из линзы под бугром под высоким давлением может создавать трещины в мёрзлой толще, которые затем расширяются и приводят к коллапсу.

Салехардский бугор впервые представляет случай прорыва замкнутого талика и его соединения с обширной системой грунтовых вод, который не привел к деградации. Наоборот, бугор продолжил свой рост за счет поступления гидравлических вод к фронту промерзания. Вероятно, это связано с обширным русловым таликом Оби: зимой в нем поднимается уровень грунтовых вод, но на фоне суровых климатических условий и промерзания сверху, эти воды участвуют в формировании ледяных ядер сезонных и многолетних бугров пучения. Вопрос об обратимости такой системы – возможности повторной изоляции талика и возврата к закрытому режиму и продолжению роста бугра – определяется несколькими факторами. Во-первых, неравномерное промерзание сверху может привести к фрагментации единого водоносного горизонта на несколько замкнутых таликов, каждый из которых становится источником питания для отдельного бугра. С другой стороны, обогревающее влияние самого талика, особенно при его связи с речной системой, препятствует восстановлению мерзлотной перемычки. Постоянный приток относительно тёплой речной воды создает термическую аномалию, которая не позволяет талику промерзнуть даже при общем понижении температур сверху. В-третьих, теплофизические условия дальнейшего роста бугра – соотношение температурных градиентов, высоты бугра, мощность деятельного слоя – определяют, сохранится ли гидравлическая связь. В высокотемпературных ММП Салехарда ($-2...0$ °C) даже небольшое обогревающее влияние талика достаточно для поддержания его в талом состоянии. Совокупность этих факторов в условиях прерывистого распространения высокотемпературных ММП делает обратный переход маловероятным.

5.2.2. Механизмы и условия образования бугров пучения в других районах мира

5.2.2.1. Пинго гидростатической системы

Говоря о формировании классических пинго (булгунняхов) необходимо отметить, что бугры – это не только продукт голоценового этапа развития криолитозоны, но и современные образования. Рост булгунняхов может быть очень быстрым. Например, согласно прямым полевым измерениям Дж.Р. Маккая, с 1970 по 1996 г. вершина булгунняха № 9 выросла приблизительно на 4,5 м, а расчётное увеличение объёма составило в среднем 250–300 м³/год (Маскау, 1998). Направление промерзания и льдообразования в булгунняхих, по мнению Дж.Р. Маккая, обычно происходит сверху вниз. Давление воды в линзе под булгунняхом достаточно большое, чтобы поднять и деформировать 10–30-метровый горизонт перекрывающих мёрзлых отложений и расположенное ниже ледяное ядро.

Пинго-20. Согласно Дж.Р. Маккаю (Маскау, 1990), пинго-20, как и большинство этих образований на п-ове Тактояктак, относится к пинго с гидростатической (замкнутой) системой, которые растут на дне осушающихся термокарстовых озёр. Отмечено, что 90% льда в пинго-20 – почти чистый инъекционный лёд, образовавшийся при промерзании подземной линзы воды. В ледяном ядре пинго-20 подсчитано 30 парных слоёв льда общей мощностью около 6 м. Это, по предположению Дж.Р. Маккая, позволяет считать, что на момент исследования данного пинго в 1989 г. его возраст был не менее 30 лет. Отмечено, что по мере роста пинго, т.е. увеличения мощности ледяного ядра, толщина ежегодных слоёв льда снижалась с 25–30 см на начальных этапах роста до 5–15 см в последние годы (Маскау, 1990). Лёд пинго перекрыт оторфованными озёрными илами и глинами мощностью 3 м, контакт между льдом пинго и вмещающими озёрными отложениями – ступенчатый ввиду близко расположенных достаточно мощных ледяных линз. В большинстве случаев контактная зона между льдонасыщенными озёрными отложениями и льдом пинго составляла не более 10 см в ширину. Ледяное ядро пинго – это

чистый инъекционный лёд, сформированный при замерзании постоянно поступающей воды (Маскау, 1990). Слои инъекционного льда имеют между собой чёткую границу по цвету и содержанию пузырьков воздуха.

Изотопный состав кислорода и водорода льда пинго-20 постепенно облегчался от второго к 25-му году (с глубины 0,5 до 6 м): значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от $-19,9$ до $-22,4\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ – от $-165,8$ до -184‰ (рис. 5.14, а), в интервале 25-31-й год (глубина 6–6,75 м) изотопный состав льда оставался постоянными (Маскау, 1990). Отношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ для льда описывается уравнением $\delta^2\text{H} = 6,8\delta^{18}\text{O} - 29,89$, при этом осреднённые значения $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ льда находятся относительно среднего состава атмосферных осадков (белый квадрат на рис. 5.14б) на линии, которая выражается уравнением $\delta^2\text{H} = 5,28\delta^{18}\text{O} - 62,82$ и маркирует процессы испарения воды, – источника влаги для формирования льда бугра ещё до начала льдообразования. Средний изотопный состав осадков района рассчитан по данным GNIP для станции Инувик с января 1987 по февраль 1989 г. – ближайшей станции к району пинго-20. Это довольно интересно, поскольку указывает на длительное испарение термокарстового озера, из остаточных вод которого формировался пинго. При этом сам лёд формировался в условиях закрытой системы, о чём свидетельствует тренд уменьшения значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ с глубиной при отрицательной корреляции значений d_{exs} с $\delta^2\text{H}$. Мы смоделировали изотопное распределение формирующегося льда и сравнили его с полученными Дж.Р. Маккаем значениями (Чижова, Васильчук, 2018). За точку начальной воды в модельном расчёте приняты значения $\delta^{18}\text{O} = -21,45\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -175,9\text{‰}$, это средние значения по всем образцам инъекционного льда пинго-20 (Маскау, 1990). Из данного моделирования был исключён лёд трещины, которая сформировалась в результате разгрузки давления, и лёд, которой имел значения $\delta^{18}\text{O} = -24,7$ и $\delta^2\text{H} = -196,6\text{‰}$, располагался между слоями инъекционного льда и, скорее всего, имел другую природу. Изотопные значения льда пинго-20 практически повторяют модельное распределение, за

исключением того, что ни первые, ни последние порции льда не достигают расчётных величин (рис. 5.15).

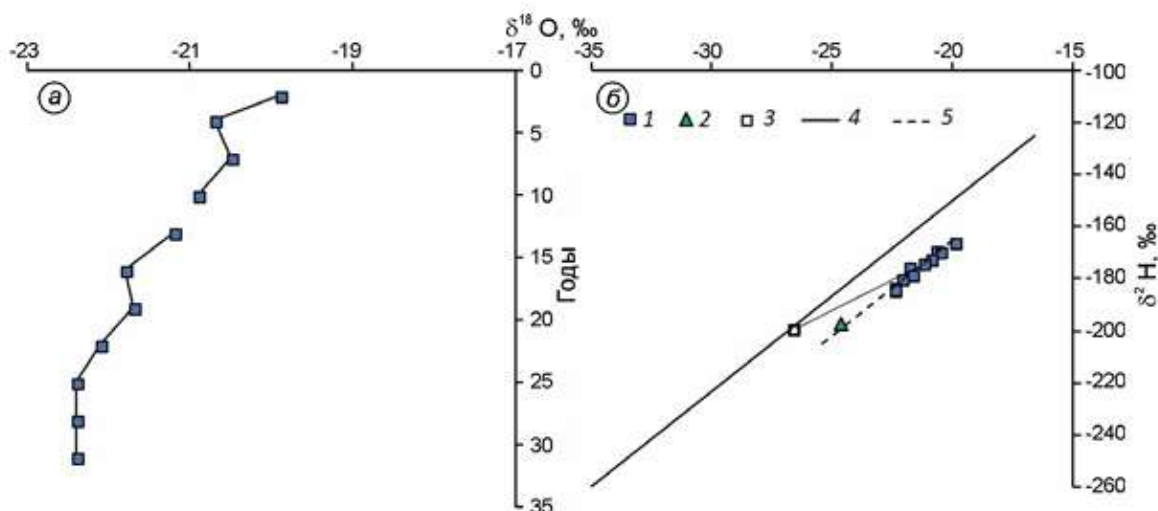


Рис. 5.14. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по слоям (годам) в ледяном ядре пинго-20 (а) и соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ (б) по данным из (Маскау, 1990): 1 – инъекционный лед, 2 – лед трещины релаксации, 3 – осредненные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ атмосферных осадков района, 4 – локальная линия метеорных вод, 5 – линейный тренд льда пинго-20

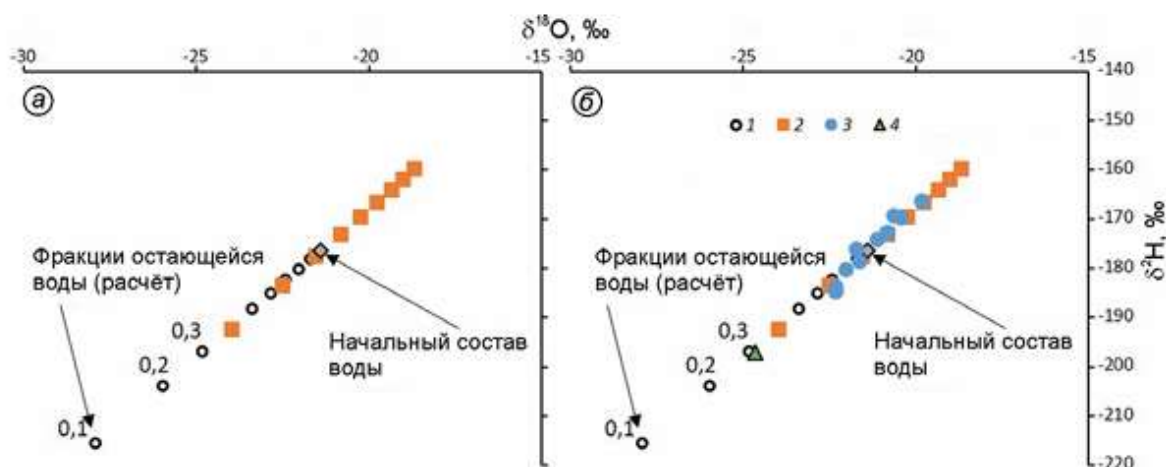


Рис. 5.15. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда пинго-20 относительно расчетного тренда льдообразования в закрытой системе из воды с параметрами $\delta^{18}\text{O}=-21,45\text{‰}$ и $\delta^2\text{H}=-179,9\text{‰}$: 1 – изотопные параметры воды в расчете, 2 – изотопные параметры льда в расчете, 3 – изотопные параметры инъекционного льда пинго-20, 4 – изотопные параметры трещины релаксации. Данные из (Маскау, 1990).

Первые порции (лёд второго года), мы полагаем, не достигают расчётных величин из-за относительно высокой скорости намерзания льда: по данным

Маккая, скорость его формирования составляла 20 нм/с, а при больших скоростях следует ожидать низких величин коэффициентов фракционирования. Затем скорость упала и изотопный состав льда формировался в равновесных условиях. Маккай приводит данные по скорости намораживания льда слоёв ледяного ядра пинго от 20 нм/с во второй год до 5 нм/с в 28–31 год (Маккай, 1990). Последние слои льда (25–31-й год) с изотопной точки зрения практически идентичны и, судя по расчёту, формировались из воды, которой в системе осталось 30% (0,3). При $f = 0,3$ изотопный состав воды – $\delta^{18}\text{O} = -24,87$ и $\delta^2\text{H} = -196,7\text{‰}$, а льда – $\delta^{18}\text{O} = -21,6$ и $\delta^2\text{H} = -177,0\text{‰}$; на следующей ступени лёд имеет по расчёту значения $\delta^{18}\text{O} = -22,6$ и $\delta^{18}\text{O} = -24,7$ и $\delta^2\text{H} = -196,6\text{‰}$. Это пограничное значение для инъекционного льда, сформированного из оставшейся воды (20–30%) первоначального объёма ($f = 0,3 \div 0,2$), совпадает с полученным по льду. Заметим, что оставшаяся в линзе вода на ступени $f = 0,3$ имеет практически тот же изотопный состав, что и лёд трещины. Изотопный состав льда трещины релаксации – противоречивый. Значения во льду трещины $\delta^{18}\text{O} = -24,7$ и $\delta^2\text{H} = -196,6\text{‰}$ (единичное измерение – зелёный треугольник на рис. 5.14 и 5.15) не соответствуют среднегодовым атмосферным водам региона, а больше отвечают изотопному составу оставшейся воды незамёрзшей линзы, из которой формировался инъекционный лёд. Возможно, в трещине релаксации образовался интрузивный лёд дайки, возникший при замерзании внедрившейся в трещину воды из напорной линзы, при этом внедрившаяся вода была изотопно истощена предшествующим формированием инъекционного льда в закрытой системе (однако нельзя исключать и участие атмосферной воды во льду трещины релаксации). Инъекционный лёд, если судить по значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, перестал образовываться, когда воды в подземной линзе оставалось около 30%.

Эта оставшаяся в линзе напорная вода могла заполнить трещины релаксации либо могла разгрузиться по периферии зоны пучения через родники. Несмотря на то, что формирование булгунняхов подразумевает не

только закрытую систему, но и замкнутую (пинго гидростатической системы), любой инъекционный лёд (пинго гидродинамической системы, или наледи) образуется в закрытой системе и всегда выражается в изотопном истощении льда от первых порций к последним.

Пинго Уэзер. Пинго Уэзер расположен в осушенной озёрной котловине вблизи залива Прудо (70°16' с.ш., 148°34' з.д.), в зоне непрерывного распространения многолетнемёрзлых пород на Аляске. Он достигает в высоту 6 м и имеет диаметр 100 м. Весной 1982 г. выполнено описание и бурение ледяного ядра (Yoshikawa et al., 2012). Пинго Уэзер – это пинго замкнутой системы, расположен в дренированном бассейне озера вблизи р. Путулигаюк. Скважина, которая была забурена в центре пинго, достигла глубины около 13 м и прошла через центральное ледяное ядро к нижележащим мёрзлым гравийным пескам (температура на дне скважины –8,7 °С).

Как физические свойства льда, так и изотопная стратиграфия ледяного ядра указывают на то, что образование льда и рост пинго Уэзер происходили при меняющихся гидрологических условиях (Yoshikawa et al., 2012). Верхние горизонты льда на глубинах от 1 до 2,2 м (секция 1) характеризуются повышением значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от –19 до –16,3 и от –157,5 до –141,5‰ соответственно, величина d_{exs} уменьшается с глубиной с –5 до –11‰ (рис. 5.16а). К. Йошикава интерпретирует эти значения как результат быстрого промерзания воды в донных отложениях озера сразу после его осушения, на что указывают высоко-амплитудные колебания значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. Ниже, на глубине от 2,3 до 8,2 м (секция 2), значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ изменяются в диапазоне от –15,5 до –17,27‰ и от –134,6 до –143,0‰ соответственно, значения d_{exs} варьируют от –0,7 до –15,9‰. Соотношение d_{exs} с $\delta^2\text{H}$ свидетельствует в пользу льдообразования в условиях открытой системы.

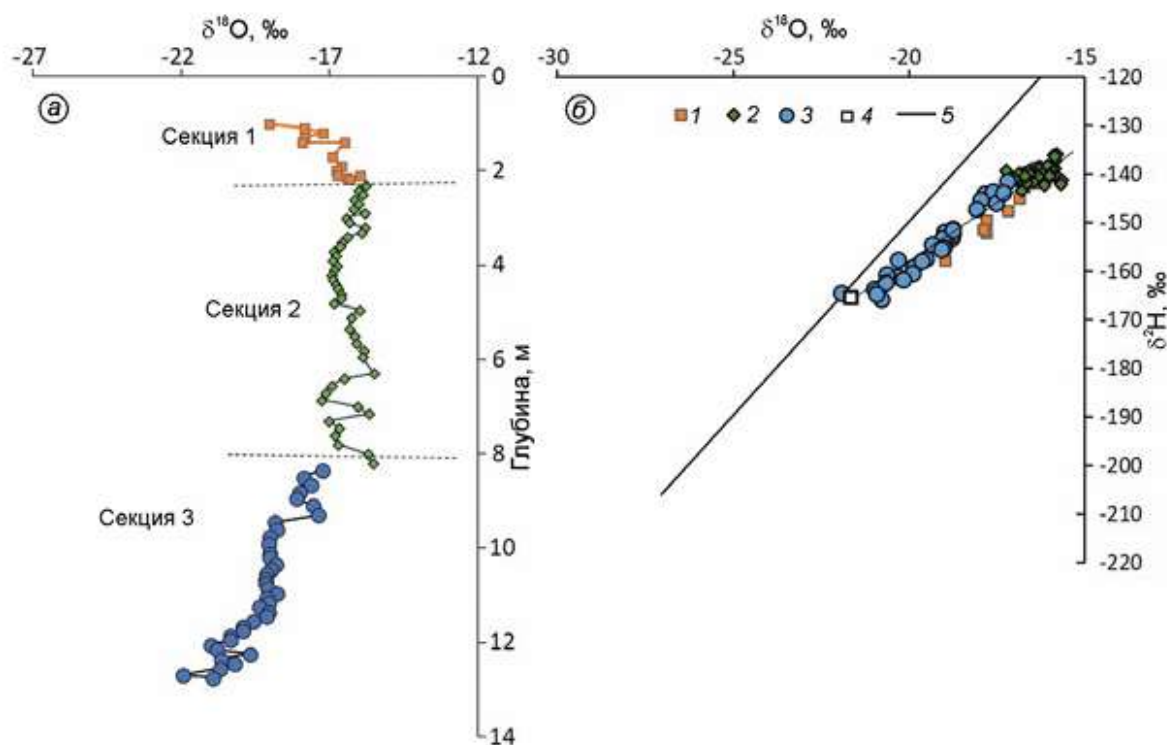


Рис. 5.16. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ по глубине в ледяном ядре пинго Уэзер (а) и соотношение $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ (б): 1 – лед секции 1, 2 – лед секции 2, 3 – лед секции 3, 4 – осредненные изотопные параметры атмосферных вод района, 5 – линия метеорных вод. Данные из (Yoshikawa et al., 2013)

В нижней части ядра пинго отмечено снижение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$, особенно отчётливо проявленное на глубине 11,8 м. Вместе с тем установлено увеличение значений d_{exs} с глубиной (на глубинах 11,8–13 м значения d_{exs} резко переходят в область положительных значений). Нижняя часть льда характеризуется наклоном линии регрессии $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ равным 5,6. Выражена обратная корреляция d_{exs} с $\delta^2\text{H}$ ($-0,33$, $r^2 = 0,45$), что указывает на рэлеевский процесс – образование льда в закрытой системе. К. Йошикава считает, что на начальной стадии промерзания и формирования верхней части ледяного ядра пинго вода из талых отложений под дном бывшего озера свободно поступала к фронту промерзания. Продолжающееся промерзание озёрного бассейна привело к последовательному уменьшению объёма талика и созданию гидростатического давления, и льдообразование протекало в условиях закрытой системы. Контрастность значений $\delta^{18}\text{O}$ в верхней части льда секции 3 (глубина 8,35–9,9 м) составила 1,81‰, а в нижней (глубина 11,25–12,75 м) –

2,9‰, что подтверждает промерзание сверху вниз замкнутого талика и формирование льда в закрытой системе. При пролонгации линейного тренда $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ по всем образцам льда до пересечения с линией метеорных вод, точка пересечения отражает начальный состав воды, из которой образовывался лёд, и практически совпадает с точкой современных осадков региона (см. рис. 5.16б). Изотопные характеристики атмосферных осадков региона получены по осреднению значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ полного годового цикла наблюдений на станциях в Инувике и Мыс Барроу, так как залив Прудо находится между этими станциями. Мы рассчитали изотопное истощение в условиях закрытой системы (Чижова, Васильчук, 2018), которое должно было бы произойти при формировании льда из начальной воды с изотопным составом $\delta^{18}\text{O} = -18,8$ и $\delta^2\text{H} = -150,4$ ‰ (рис. 5.17а). Особенности изотопного состава льда данного пинго состоят в том, что, во-первых, весь лёд (всех трёх секций) скорее всего был сформирован из одной воды, состав которой относительно мало менялся во время роста бугра, и, во-вторых, значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда секции 2 формируют линию с меньшим наклоном (см. рис. 5.17б).

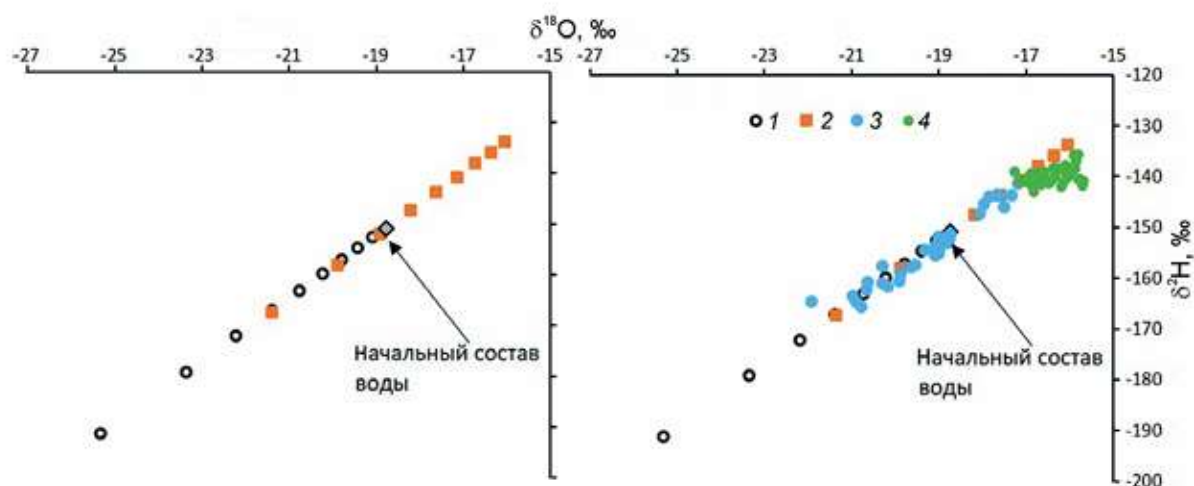


Рис. 5.17. Расчет закрытой системы и соответствие изотопных параметров льда пинго Уэзер расчетному тренду (б): 1 – изотопные параметры воды в расчете; 2 – изотопные параметры льда в расчете; 3 – изотопные параметры льда секции 3; 4 – изотопные параметры льда секции 2. Данные из (Yoshikawa et al., 2013)

Принципиальная схема формирования пинго Уэзер, по нашему мнению, такова (Чижова, Васильчук, 2018). 1. В озёрной котловине с глубокой

таликовой зоной изотопный состав озёрной воды составляет около $-18,8\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и $-150,4\text{‰}$ по $\delta^2\text{H}$ – это вода со следами небольшого испарения. 2. Озеро уменьшается или осушается на периферии, вследствие чего на участке слабой обводнённости быстро формируется линза льда (всплывающий бугор) – это лёд секции 1. 3. Начинается промерзание сверху этого увлажнённого талика уже с большими скоростями льдообразования, и формируется лёд секции 2, лёд формируется в условиях закрытой системы с кинетическими эффектами. 4. Дальнейшее отступление озера приводит к тому, что граница озёрного талика отступает вместе с озером, дальнейшее промерзание сверху вниз приводит к формированию льда секции 3 в условиях закрытой системы

5.2.2.2 Пинго гидродинамической системы

Пинго Монгот. при изучении пинго гидродинамической (открытой) системы на северо-западе Монголии – пинго Монгот – в строении его ледяного ядра установлены отдельные секции льда, которые сформировались в условиях и открытой, и закрытой систем. Этот бугор высотой 20 м и диаметром 300 м расположен на аллювиальном конусе выноса долины Тес (рис. 5.18).

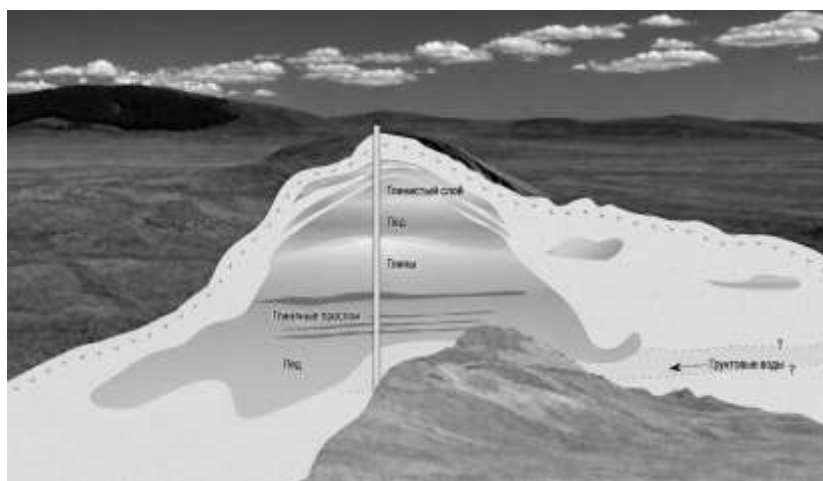


Рис. 5.18. Пинго Монгот в северо-западной Монголии, расположен примерно в 20 м над долиной и имеет диаметр около 200 м. Буровые работы проводились в 1968 и 2009 годах, при этом скважина расположена в верхней части пинго. (Yoshikawa et al., 2012)

В строении ледяного ядра выделено четыре секции льда (рис. 5.19). Отрицательная корреляция d_{exs} с $\delta^2\text{H}$, отмеченная для льда в секциях 1, 2 и 4,

указывает на льдообразование с фракционированием по рэлеевскому типу. Скорость образования льда секции 4 составляла около 1,46 см/год, тогда как верхние секции (1 и 2), как полагает К. Йошикава (Yoshikawa et al., 2012), промерзали намного быстрее.

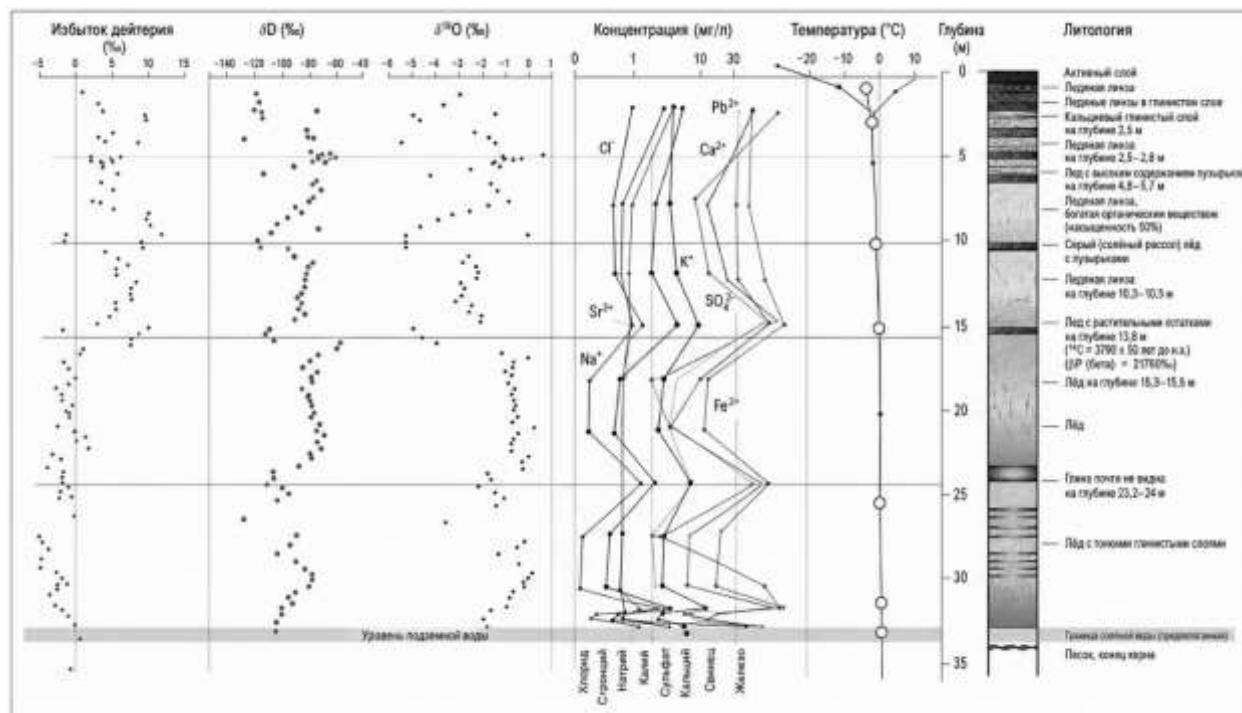


Рис. 5.19. Изотопные и химические характеристики, а также строение разреза от верхней части (1 м ниже поверхности земли) до нижней части (32 м) пинго Монгот (по Yoshikawa et al., 2012).

По мере промерзания лёд образовывался из запасов истощающейся воды, без водообмена с таликовыми и грунтовыми водами. Подземные воды под давлением продолжали накапливаться в водной линзе, промерзание которой привело к образованию более чем 5 м чистого интрузивного льда; значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ были постоянными в нижней части этой секции, что указывает на условия открытой системы. Изотопный состав секции 3 ледяного ядра показывает, что пинго развивалось ещё на 8 м по вертикали, и это явно указывает на период значительного роста. Наклон линии регрессии указывает на условия открытой системы. Во время заключительной стадии (секция 4) пинго развивалось вертикально ещё на 8,5 м, и при его росте было восемь

мелких прерываний. Эти слои интрузивного льда (секции 3 и 4) указывают на постоянный рост пинго (Yoshikawa et al., 2012).

Пинго Аршан. Ещё один пример сочетания в ледяном ядре льда, сформированного в различных условиях, – пинго Аршан в Северной Монголии (Ishikawa et al., 2016). Для бассейна реки Дархад характерны перигляциальные формы рельефа, включая полигоны и бугры пучения (рис. 5.20). Ледяное ядро пинго Аршан (высота 10, длина 200 м, сформировался в осушенной озёрной котловине) подразделяется на пять секций.

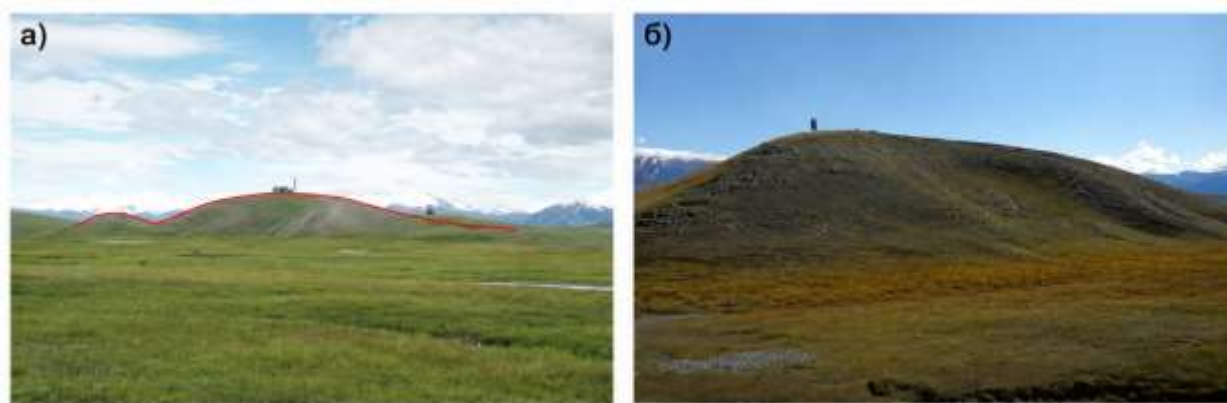


Рис. 5.20. Вид на пинго Аршан (а), буровая установка показана для масштаба. (б) Фотография, демонстрирующая четкое обрушение южного края (из Ishikawa et al., 2016).

Верхние три секции льда сформированы в условиях свободного водообмена (открытая система), затем продолжающееся промерзание привело к формированию изолированной линзы воды, из которой был сформировался лёд секций 4 и 5. В верхней части секции 4 значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ обогащены примерно на 2,5 и 19‰ соответственно, что указывает на образование конжеляционного льда. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ постепенно снижались с глубиной, а d_{exs} увеличивались (рис. 5.21). Это указывает на промерзание сверху вниз в замкнутой системе (рэлеевское исчерпание).

Наклон линии регрессии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (5,84) подтверждает такую интерпретацию. Выраженное изотопное фракционирование, характерное для полного промерзания замкнутого объёма воды и отмеченное в секциях 4 и 5, указывает на медленную скорость промерзания (Ishikawa et al., 2016).

Пинго Шпицбергена

Бурение четырех гидролакколитов в долине р. Грен (Земля Норденшельда) показало, что ядра крупных сферических бугров представлены объемным монокристаллическим ледяным телом мощностью в первые десятки метров. Два наиболее интересных пинго с точки зрения изотопных характеристик ядра – это бугры Фили и Нори в средней части долины Грендален. Пинго Фили высотой 9,5 м располагается на абсолютной высоте 56 м н.у.м. На его вершине находится заполненный водой кратер с высотой южной стенки до 5,5 м и активным солифлюкционным потоком из кратера по западному склону.

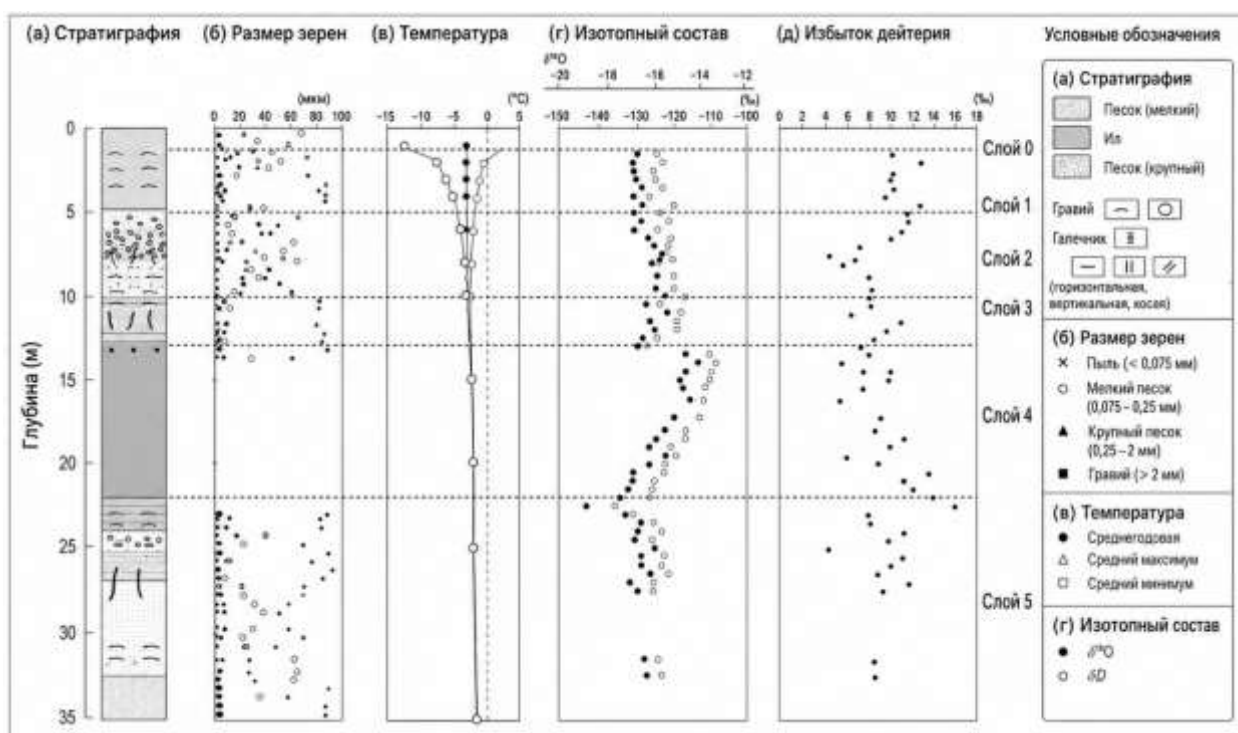


Рис. 5.21. Стратиграфия по результатам визуальных наблюдений в полевых условиях, распределение размеров зерен по данным лабораторного анализа, диапазон температур грунта по данным круглогодичного мониторинга с 15 августа 2010 г. по 8 сентября 2011 г. и профиль изотопного состава водорода и дейтериевого эксцесса (из Ishikawa et al., 2016).

Изотопные данные по льду ядра, вскрытого скважиной на вершине бугра, показывают два эпизода (стадии I и III) замерзания по типу закрытой системы с равномерным рэлеевским истощением (рис. 5.22), и два эпизода (стадии II и IV) замерзания по типу полуоткрытой системы (Demidov et al.,

2019), когда восполнялись водная линза либо горизонт, питающие ледяное ядро и, соответственно, менялся наклон изотопной кривой. Такие неоднократные смены тренда характеризуют динамичность процесса формирования пинго Фили, что в целом можно назвать замерзанием в пульсирующей полуоткрытой системе.

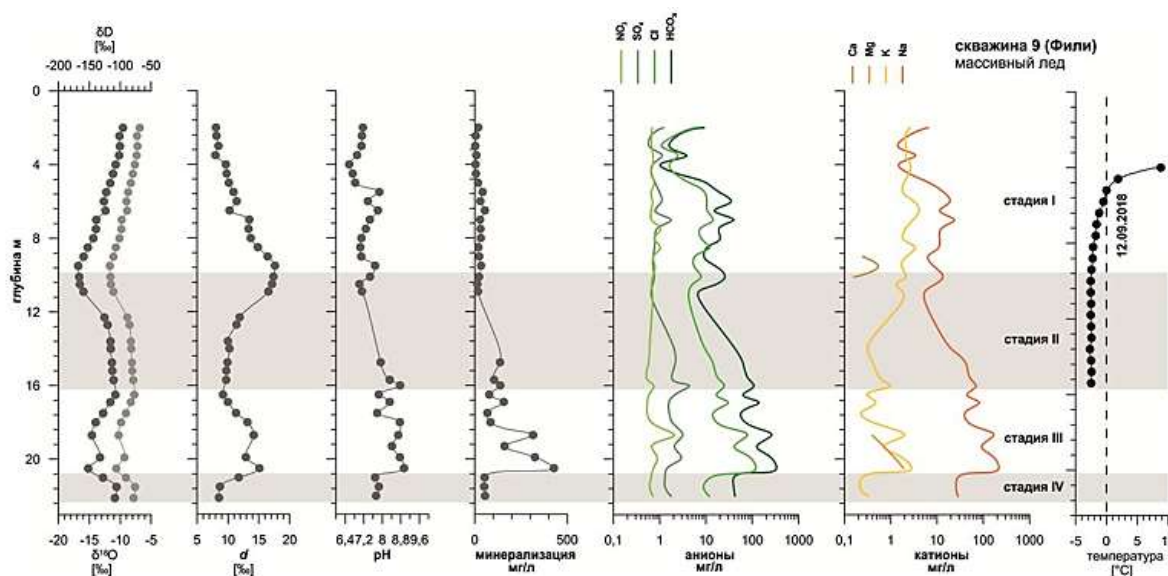


Рис. 5.22. Изотопный и ионный состав ледяного ядра пинго Фили (из Демидов, 2025).

Пинго Нори располагается на абсолютной высоте 32 м н.у.м. в 1,7 км ниже по долине от пинго Фили в дистальной части крупного аллювиально-пролювиального конуса выноса вблизи русла р. Грен, имеет правильную сферическую форму диаметром 120 м и высоту 10,5 м. В центре вершины была пробурена скважина глубиной 21,8 м, прошедшая насквозь ледяной ядро. Распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ во льду пинго имеет два различных тренда. Изотопный состав стадии А, которая отражает ранний этап формирования льда пинго, показывает тенденцию истощения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в замкнутой системе вниз по керну, в то время как d_{exs} увеличивается. Изотопные характеристики льда стадии В соответствует полуоткрытой системе с небольшим разворотом тренда (рис. 5.23, 5.24).

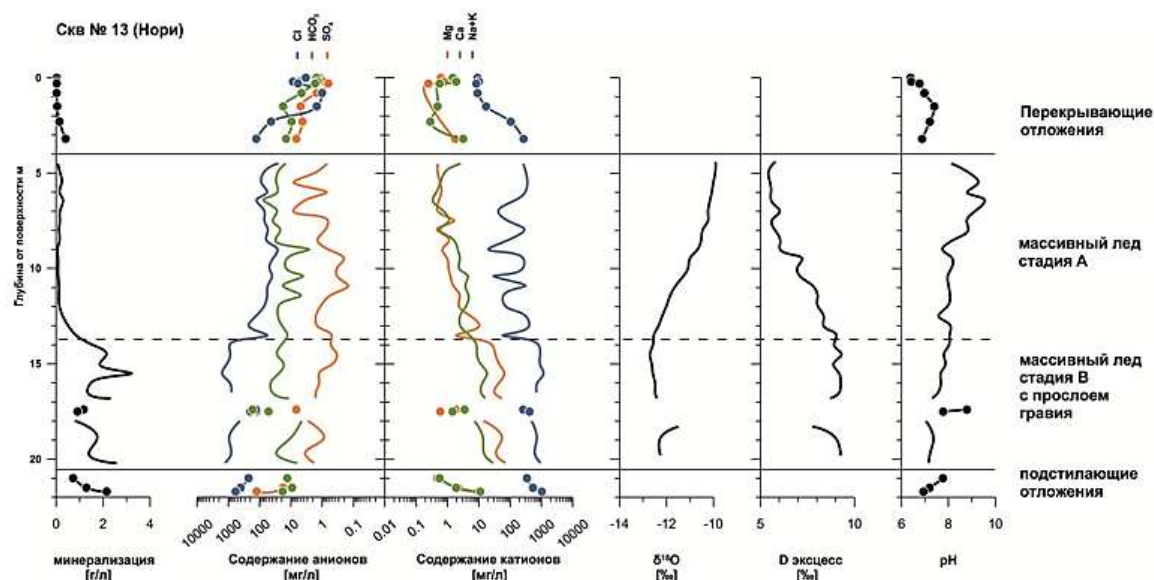


Рис. 5.23. Изотопный и ионный состав ледяного ядра пинго Нори (из Демидов, 2025)

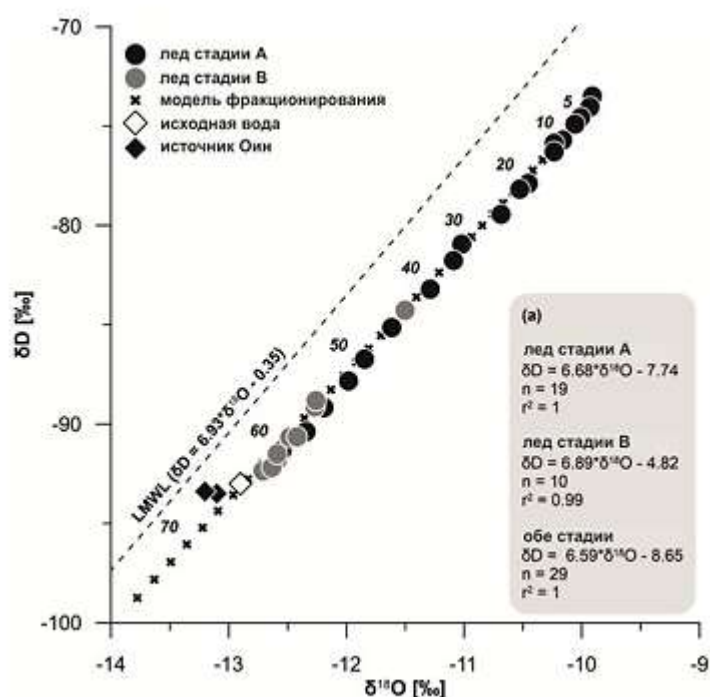


Рис. 5.24. Соотношение δ^2H - $\delta^{18}O$ для льда пинго Нори. Цифры от 5 до 70 на верхнем графике отмечают процент объема замёрзшей воды резервуара (из Демидов, 2025)

В целом, структура ледяного ядра Нори свидетельствует о нескольких циклах инъекций большого количества соленой хлоридно-натриевой подземной воды под основание гидролакколита. Анализ местных водоносных

горизонтов приводит к выводу, что источником питания гидролакколита Нори были обладающие гидравлическим напором слабоминерализованные гидрокарбонатно-натриевые воды палеогенового водоносного комплекса, поступающие по разлому. Обогащение ионами хлора и натрия произошло в ходе фильтрации через долинные отложения с остаточной морской засоленностью (Demidov et al., 2021). Изотопный и кристаллографический анализ состава ядер двух гидролакколитов в долине р. Грен показал наличие неоднократных смен эпизодов закрытой и открытой системы кристаллизации льда вниз по разрезу, что свидетельствует о пульсирующем подтоке подземных вод в процессе формирования ядра. Данный механизм соответствует гидравлическому питанию подземными водами, что подтверждает сделанные на основе анализа морфологии и географического распределения выводы о преобладании гидролакколитов открытого типа на архипелаге.

5.2.2.3. Бугры пучения миграционного типа – пальза

Одни из немногих примеров детального изотопного изучения льда многолетних миграционных бугров пучения – торфяные плато в южном Юконе в Канаде (61° с.ш., 129° з.д.), исследованные С. Харрисом с соавторами. При этом авторы указывали на возможность формирования льдистого ядра торфяных плато за счёт атмосферных осадков (Harris et al., 1992). Показано, что во льду торфяного плато (от сезонно-талого слоя до глубины 3,5–4 м) значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от -18 до -23 ‰, а $\delta^2\text{H}$ – от -145 до -184 ‰. Линия соотношения $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ для болотных вод имеет наклон 5,8, что указывает на испарение болотных вод, а для льда торфяного плато – 6,76. Основываясь на результатах изотопных исследований льда торфяной площади пучения и вод окружающего болота, С.Харрис с соавторами пришёл к следующему выводу: поскольку соотношения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для льда из мёрзлого ядра площади почти идентичны соотношениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для льда перекрывающего его сезонно-талого слоя в конце весны, но при этом отличаются от изотопных значений и соотношений $\delta^2\text{H}$ – $\delta^{18}\text{O}$ для воды из болотных отложений, лёд в пределах

площади пучения скорее всего сформировался за счёт осадков, а не болотных вод, мигрирующих к фронту промерзания. Выводы С. Харриса вызвали дискуссию о возможности участия атмосферной влаги как основного источника воды в формировании льда льдистого ядра. На возможность неправильной интерпретации линейной аппроксимации с учётом статистических коэффициентов указывал К. Берн, который поставил под сомнение заметное отличие линий регрессии подземного льда и болотных вод (Burn, 1993). Наш расчёт, выполненный по модели закрытой системы, подтверждает выводы С. Харриса. Наиболее близко описывает полученные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ во льду торфяного плато льдообразование в закрытой системе из воды с начальными характеристиками $\delta^{18}\text{O} = -20,5 \text{ ‰}$ и $\delta^2\text{H} = -164 \text{ ‰}$ (см. рис. 5.25).

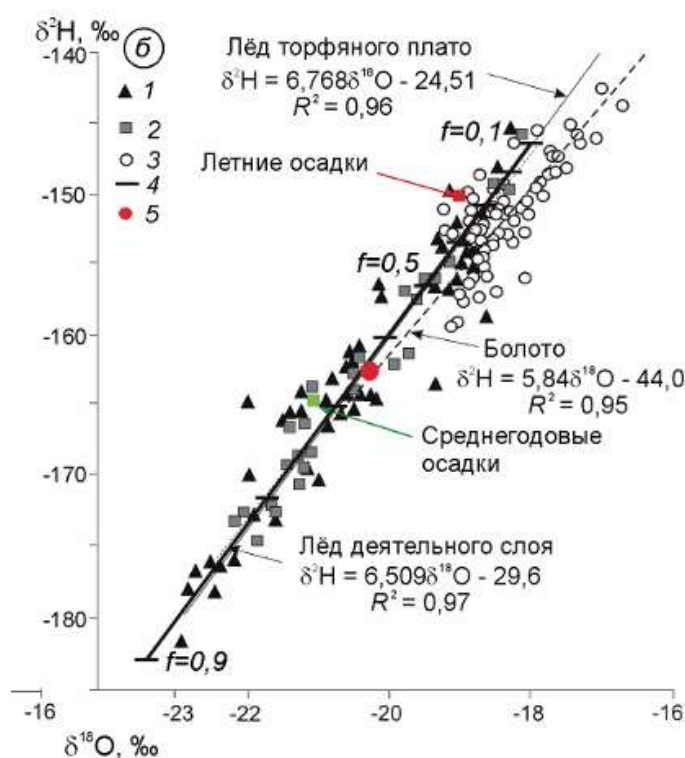


Рис. 5.25. Модельный расчёт формирования изотопных характеристик льда в закрытой системе и соответствие расчётного наклона установленному для образцов льда торфяного плато в юго-восточном Юконе, из (Harris et al., 1992): 1 – значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ во льду бугра; 2 – значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ во льду деятельного слоя; 3 – значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ болотной воды; 4 – линия регрессии в расчёте модели закрытой системы; 5 – начальная точка – источник воды

Эти значения, хотя и близки к среднегодовым средневзвешенным значениям атмосферных осадков Юкона ($\delta^{18}\text{O} = -21,23$ и $\delta^2\text{H} = -165,7$ ‰ по станции GNIP Whitehorse WMO code 7196400), но отличаются низким d_{exs} . В то время как среднегодовая средневзвешенная величина d_{exs} в осадках составляет 4 ‰, величина d_{exs} начальной влаги, из которой формировался лёд, составляет около 0 ‰. Это позволяет предположить, что изотопные характеристики начальной воды сформированы смешением атмосферной влаги и испарившихся почвенных болотных вод, для которых характерны отрицательные величины d_{exs} . Балансовый расчёт показывает, что вода, из которой формировался лёд, состояла на 80% из среднегодовых атмосферных осадков и на 20% из испарившейся болотной воды (Чижова, Васильчук, 2020).

Приведённый выше обзор механизмов формирования бугров пучения в различных регионах мира – от классических инъекционных пинго и гидродинамических систем (Монголия, Шпицберген) до миграционных торфяных бугров-пальза (Юкон, Канада) – демонстрирует, что тип питания и роста бугра определяется характером распространения ММП (сплошное или прерывистое) и локальными гидрогеологическими условиями: доступностью воды, степенью изоляции талика и характером его связи с грунтовыми водами. Как показано в настоящем исследовании, на территории Западной Сибири представлены все три типа механизмов, однако с одной важной особенностью – в пределах одного региона они сосуществуют и как в случае с бугром у г. Салехард, механизм и гидрогеологические условия могут меняться в ходе роста конкретного бугра. Это позволяет говорить о высокой мозаичности и динамичности гидрологического режима в голоцене Западной Сибири.

5.3. Хронология формирования типов подземного льда на севере Западной Сибири

В настоящее время существует несколько моделей, описывающих трансгрессивно-регрессивную историю региона в позднем плейстоцене – голоцене, которые базируются как на геологических данных, так и на

результатах изотопного и геохронологического анализа отложений (Баранская и др., 2018; Yurtaev et al., 2018; Nazarov et al., 2022; Baranskaya et al., 2025). Однако, в большинстве случаев в этих реконструкциях подземные льды остаются за рамками рассмотрения. В данном разделе рассмотрим, как новые данные по подземным льдам, могут уточнить сценарий эволюции гидрологического режима на севере Западной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене.

5.3.1. Формирование пластовых льдов в позднем плейстоцене

Мы полагаем, что история накопления пластовых льдов севера Западной Сибири напрямую связана с уровнем Карского моря через гидравлический подпор. Согласно В.А. Всеволожскому (2007), уровень моря выступает базисом разгрузки для прибрежных водоносных горизонтов: его повышение снижает гидравлический градиент, замедляя или блокируя естественный сток и провоцируя застой вод в локальных понижениях. В «Гидрогеологии прибрежной зоны» (Юровский, Байсарович, 2005) детально раскрыт механизм подпора: колебания уровня моря формируют зону смещения и меняют баланс питания/разгрузки, причём эффект прослеживается даже на удалении от уреза воды за счёт перераспределения напора в водоносных слоях.

Главным механизмом, который мог вызвать столь масштабное затопление территории, что в открытой системе песчаных аллювиальных горизонтов формировались пластовые льды, был высокий уровень Карского моря, препятствовавший поверхностной эрозии и разгрузке водоносных горизонтов (рис. 5.26).

В периоды понижения уровня моря накапливались песчаные суглинки (например, горизонт песчаного суглинка на глубине от 18 до 14 м в разрезе ПЛ у устья р.Оюяха). В эти периоды речной сток оставался высоким, а понижение уровня моря обеспечивало дренаж и хороший отток грунтовых вод. Вероятно, именно эти незначительные колебания уровня моря (в пределах ± 5 м) стали причиной изменений режима накопления пластовых льдов.

Этот гидравлический контроль согласуется с глобальными результатами исследований (Nolte et al., 2026), которые показали, что высокие уровни моря способствуют образованию плоских гидравлических градиентов «суша-море», которые, в свою очередь, ограничивают дренаж грунтовых вод и способствуют накоплению воды в прибрежных районах. Таким образом, наши результаты предоставляют прямые палеогеографические доказательства, подтверждающие вывод о том, что даже незначительные колебания уровня моря могут коренным образом изменить динамику грунтовых вод и накопление на низменных прибрежных равнинах.

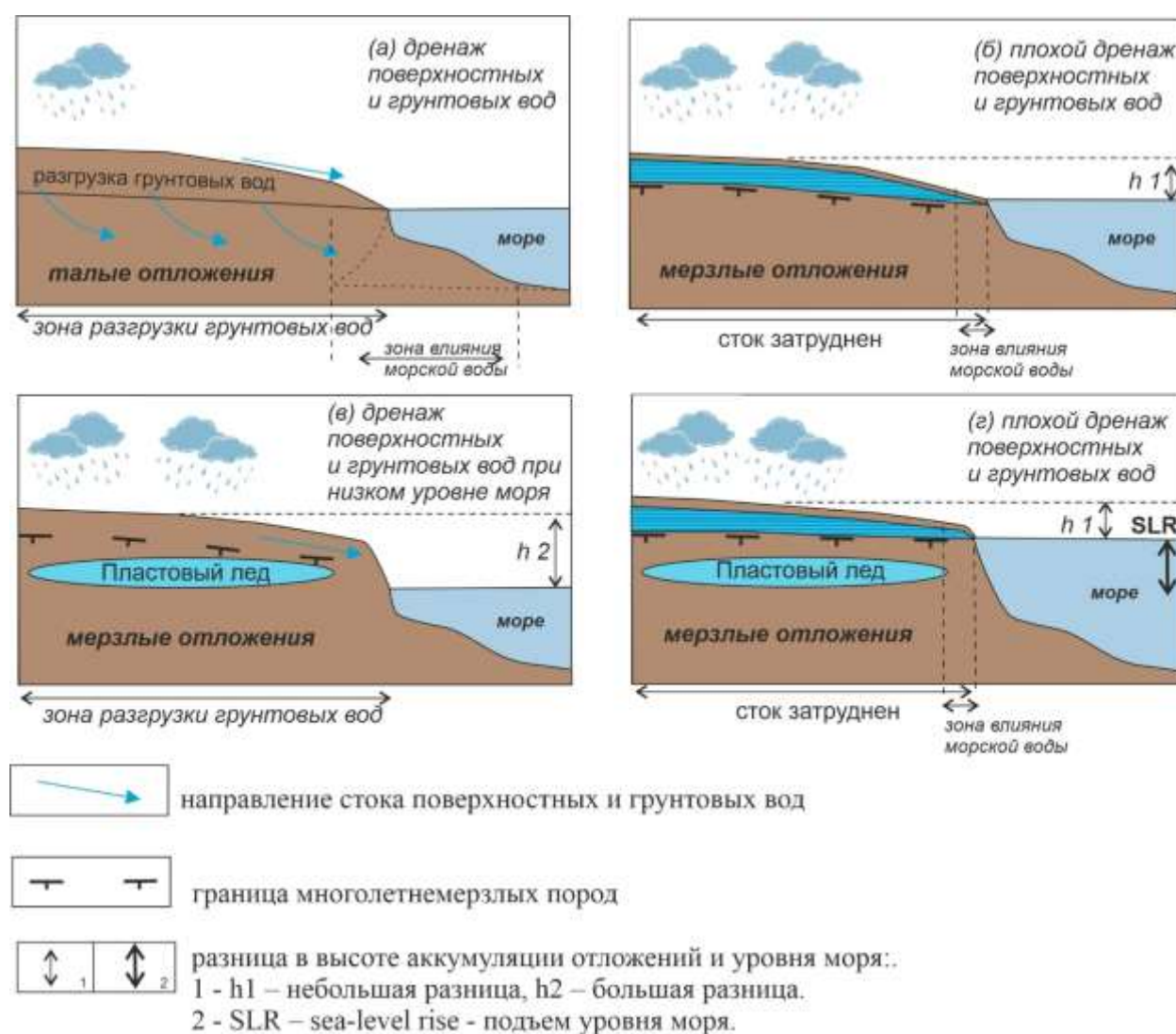


Рис. 5.26. Упрощенная схема связи условий обводнения территории с уровнем моря (Chizhova et al., 2026)

Полученные нами данные по изотопному составу и радиоуглеродному датированию пластовых льдов Центрального Ямала (интервал 43–31 тыс. л.н.)

однозначно указывают на то, что в это время на данной территории господствовали условия спокойного сингенетического озерного осадконакопления и внутригрунтового льдообразования в переувлажненных таликовых котловинах. Это с трудом согласуется с присутствием непосредственно вблизи Ямала края мощного ледникового покрова, который, мог бы служить плотиной. Таким образом, мы полагаем, что подпрудный эффект был обусловлен в первую очередь гидростатическим давлением высокого уровня Карского моря, а не механической преградой в виде ледника. Высокий уровень моря создавал гидравлический подпор, который способствовал застаиванию речных вод, образованию обширных пресноводных бассейнов и, как следствие, формированию пластовых внутригрунтовых льдов.

Полученные нами данные по изотопному составу и радиоуглеродному датированию подземных льдов на Ямале свидетельствуют о разных механизмах льдообразования (сегрегационный, инъекционный), но при общем контролирующем факторе – избыточном увлажнении, которое мы связываем с хронологией динамики уровня Карского моря (рис. 5.27).

Сопоставление хронологических и изотопных данных по пластовым (ПЛ) и повторно-жильным льдам (ПЖЛ) позволяет реконструировать последовательную смену гидрологических условий на севере Западной Сибири в конце позднего плейстоцена. Накопление мощных залежей пластового льда (как в закрытых озерных системах Васькиных дач, так и в открытых песчаных горизонтах Бованенково и побережий) происходило в течение МИС-3 (с 43 вплоть до 31–28 тыс. кал. л.н.). В этот период на территории господствовали условия высокой обводненности, связанные с гидравлическим подпором уровня моря и широким развитием озерно-аллювиальных таликов, что обеспечивало необходимый приток воды к фронту промерзания. В начале – середине MIS-2 (после 31–28 тыс. кал. л.н.) в тех же ландшафтах фиксируется начало активного формирования сингенетических повторно-жильных льдов. Маркером этой стадии служат парагенетические

Тыс. лет назад

0

5

10

15

20

25

30

35

40

45

Васюкины дачи

Бованенково

Еркутая

Оюяха

Мордыяха

Харасавэй

Марре-Сале

Сеяха

MIS-1

MIS-2

MIS-3

AMS

^{14}C

косвенно

Чижова и др., 2021

Chizhova et al., 2022

Chizhova et al., 2026 in press

по палиноспектрам (Vasil'chuk et al., 2012)

по стратиграфии (Васильчук и др., 2011)

^{14}C датировкам вмещающих отложений (Васильчук, 2010; Соломатин и др., 1993)

Chizhova et al., 2026 in press

32 – 16 тыс. л.н. по датировкам перекрывающих песков и ПЖЛ Forman et al., 2002

Стрелецкая и др., 2013

Васильчук, 2026

косвенно: >35 973±370 ^{14}C л.н. в подстилающих глинах; 39 700–43 600 ^{14}C л.н. в перекрывающих песках (Белова, 2008; Дубиков, 1982; Каплянская и Тарноградский, 1982; Кришук и др., 1986)

1

2

AMS

^{14}C

3

4

Мы интерпретируем эту стадию как прямое свидетельство улучшения дренажа территории, которое, вероятно, не было связано с катастрофической регрессией моря, а скорее отражало локальное понижение уровня грунтовых вод и переход от застойных (озерных) условий к более проточным (континентальным) с активным морозобойным растрескиванием. Начало регрессии, вероятно можно оценить в 20 тыс. лет назад по прекращению накопления ПЛ в Бованенково. Дальнейшая эволюция типов подземных льдов подтверждает этот тренд: к 16–13 тыс. кал. л.н. рост сингенетических ПЖЛ в

обводненных полигональных ландшафтах прекратился. В голоцене, синхронно с наступлением климатического оптимума, фиксируется переход к формированию эпигенетических жил в торфяниках, что свидетельствует о сохранении относительно стабильных дренированных условий на водораздельных пространствах и, одновременно, о локальном заболачивании в понижениях. Таким образом, прекращение роста пластовых льдов и смена условий роста ПЖЛ могут быть связаны с улучшением дренажных условий и, вероятно, с регрессией Карского моря, которая, согласно нашей модели, происходила в МИС-2 с максимальным понижением уровня моря в конце MIS-2 - начале MIS-1 (в период с 20 до 13 тыс. лет назад), обеспечивая снятие гидравлического подпора и переход к континентальному режиму осадконакопления.

Дополнительное свидетельство такого механизма дает разрез позднеплейстоценовых ПЖЛ в устье р.Сеяха (Васильчук, 2026, Васильчук, 1991). Сеяхинская едома на восточном побережье Ямала – это мощная (более 20 м) толща сингенетических отложений, пронизанная крупными повторно-жильными льдами, формировавшимися в интервале 29–18 тыс. кал. л.н., а окончание формирования всего комплекса датируется не позднее 13,5 тыс. кал. л.н. Сам факт формирования едомной толщи в приустьевой зоне означает, что базис эрозии (уровень моря) в этот период не опускался ниже критических отметок, которые могли бы вызвать дренирование территории и прекращение осадконакопления.

В начале MIS-1 с началом голоценового потепления вероятно повсеместно происходило частичное или существенное протаивание мерзлых пород и вероятно, часть мерзлых отложений с пластовыми льдами была эродирована. Мы полагаем, что степень потери материала была связана с геоморфологической позицией – на высоких водоразделах протаивание было связано только с температурным фактором. В понижениях и на более низких уровнях начавшийся дренаж в речные долины приводил и к плоскостному

смыву и дополнительной эрозии за счет отепляющего и механического влияния потоков талых вод.

Предлагаемая схема уточняет два важных этапа – высокий уровень моря в MIS-3 и меньшее проявление регрессии моря в MIS-2, чем принято считать. Проведенные границы в значительной степени условны, поскольку, во-первых, условия обводнения во внутренних районах и вблизи побережий могли различаться, кроме того, окончание формирования ПЖЛ в обводненных полигональных ландшафтах могло обладать значительным запаздыванием относительно улучшившихся условий дренажа. О глубине регрессии в MIS-2 трудно судить в виду ограниченности данных, однако свидетельства о глубине регрессии в море Лаптевых на уровне –50 м (Holmes, Creager, 1974) и о несинхронности понижения моря в разных секторах Арктики, которые не были связаны с ледниковыми эпохами (Шполянская, 2022), хорошо согласуются с нашей моделью.

Относительно высокий уровень Карского моря в MIS-3 подтверждается данными по датированию отложений на о.Белый (Yurtaev et al., 2018). Авторы выделяют три стратиграфических уровня на острове Белый (абсолютная высота которого не превышает 10 м над уровнем моря). Нижний уровень, соответствующий каргинскому межстадиалу (MIS-3), содержит лагунные глины и суглинки с органикой, которые, по мнению авторов, отлагались при уровне моря, близком к современному. Средний уровень (MIS-2) представлен песками, в которых не найдено органических остатков, а верхний уровень (MIS-1, голоцен) содержит переотложенные торфяники и пески, фиксирующие смену условий (Yurtaev et al., 2018).

На основе анализа датировок и стратиграфических наблюдений, авторы делают вывод о двух противоположных режимах стояния уровня моря (Yurtaev et al., 2018): В MIS-3 уровень моря в регионе был близок к современному. Авторы подчеркивают, что лагунные глины и суглинки с детритом, залегающие на острове на высоте от 0 до 2 м над современным уровнем моря, имеют возраст 40–31 тыс. кал. л.н. Это прямое доказательство

высокого уровня моря. Для периода 28–14 тыс. кал. л.н. (MIS-2) авторы отмечают отсутствие датировок в морских осадках. Они объясняют это тем, что остров Белый в это время представлял собой «ледяную пустыню», где накопление органики было невозможно. Это привело к осушению огромных территорий шельфа и смене морских условий на континентальные. Косвенным подтверждением регрессии служит наличие на острове мощных песчаных толщ (толщиной до 2–5 м), которые, по мнению авторов, формировались в результате переотложения (эолового и водного) в условиях отсутствия морского влияния.

В период 14–9 тыс. кал. л.н. (конец MIS-2 – ранний голоцен) авторы фиксируют появление большого количества датировок по торфу и гумусированным горизонтам, что свидетельствует о начале климатического оптимума. Однако, несмотря на потепление, уровень моря в этот период всё ещё оставался низким (по данным авторов, на 60–80 м ниже современного). Из-за этого остров Белый оставался частью суши и был изолирован от охлаждающего влияния моря, что способствовало раннему наступлению теплого климата (на 1–2 тыс. лет раньше, чем в Европейской части России).

Также А.Баранская с соавторами (Baranskaya et al., 2018) указывают, что на острове Белый морские отложения каргинского времени (MIS-3) залегают на высоте до 2–2,5 м над современным уровнем моря, что свидетельствует о высоком уровне моря в этот период. Отложения MIS-3 на острове Белый, согласно ¹⁴C датированию прибрежных обнажений, варьирует от 29 до 39 тыс. лет назад (Baranskaya et al., 2020); химический состав водного экстракта указывает на морское происхождение солей (Слагода и др., 2013, Baranskaya et al., 2020).

Данные по архипелагу Новая Земля также поддерживают высокий уровень моря в этот период (Большаинов, 2006). Радиоуглеродный возраст раковин морских моллюсков, обнаруженных в тонких отложениях на Новой Земле и острове Вайгач, колеблется от 20 800 до более чем 35 000 лет, при этом возраст многих образцов превышает 26 000 лет (Mangerud et al., 2008).

Вопреки более ранним интерпретациям, основанным на разгрузке ледников, эти данные указывают на высокий уровень моря в раннем и среднем Вюрме (MIS3 и ранее), при этом морские отложения в настоящее время обнажаются на высотах от 4–5 м до 50–85 м над современным уровнем моря (Большаинов, 2006).

Вопрос о хронологических рамках регрессии уровня моря в MIS-2 упирается в одно широко распространенное утверждение, что в интервале 28–14 тыс. кал. л.н. произошло понижение уровня моря на –120 м, изначально опубликованном (Астахов, 1976). В работе (Baranskaya et al., 2025), обобщающей все представления о хронологических рамках накопления отложений и морских трансгрессий в районе Ямала и Гыдана также упоминается высота регрессии в –120 м со ссылкой на работу (Астахов, 1976), но пока этот факт так и не был обоснован региональными данными.

Отложения MIS-3, образуют равнины Ямала и полуострова Гыдан на высотах от 30–40 до 40–60 м, так называемые «третьей морской террасой» (Авдалович, Биджиев, 1984). Они также встречаются на прибрежных обрывах нижних равнин высотой 15–20 м. Эти отложения представляют собой пески, песчаные суглинки и глины с моховым войлоком и растительными остатками. Из-за их расположения на определенном, четко выраженном топографическом уровне, эти отложения первоначально считались остатками морской трансгрессии, достигшей высот более 60 м над уровнем моря – «Каргинская свита», например, (Авдалович, Биджиев, 1984). Однако некоторые из этих отложений, позже были отнесены к MIS-5 после датировки стратотипного обнажения люминесцентными методами (Gusev et al., 2010). Другие отложения на высотах от 2–3 до 40–60 м на полуостровах Ямал и Гыдан, датированные методом ^{14}C и OSL от 25 до 40 тыс. лет назад, (Авдалович, Биджиев, 1984, Назаров, 2011) содержат многочисленные псевдоморфозы, линзы торфа, и остатки мамонтов, что указывает на их озерное, болотистое и аллювиальное происхождение.

Отложения MIS-2, накопившиеся во время последнего ледникового максимума (LGM), часто называют сартанской свитой в местной стратиграфической схеме. Это пески, илы и глины эолового, озерного и аллювиального происхождения, с обильными псевдоморфозами, датированные от 16 до 24 тыс. лет назад (Назаров, 2011). Во время LGM полуострова Ямал и Гыдан были свободны ото льда и находились в континентальных условиях далеко от побережья.

В начале голоцена, по мере повышения температуры и количества осадков, в период 8–10 тыс. лет назад произошел этап интенсивного торфообразования, оставивший обильные торфяные линзы на Ямале и Гыдане, а также на островах Карского моря (Орехов и др., 2017, Baranskaya et al., 2020).

Согласно исследованиям (Nazarov et al., 2022) на севере Ямала в период 60–35 тыс. лет назад существовало обширное подпрудное озеро, в которое впадала палео-Обь. Реконструкция (Nazarov et al., 2022) сделана для самой северной части полуострова и прилегающего шельфа Карского моря.

Необходимо отметить, что модель Д.В. Назарова и соавторов (2022), предполагающая существование в интервале 60–35 тыс. л.н. ледниково-подпрудного озера Ямал, основана на корректных литологических и палеонтологических данных (пресноводные диатомеи, фации дельтового комплекса), однако ее генетическая интерпретация не является единственно возможной. Морфологические и литологические признаки подпрудного бассейна могут быть также объяснены в рамках концепции высокого стояния моря (Baranskaya et al., 2018) и связанного с ним гидравлического подпора, который в MIS-3 препятствовал дренажу речных систем севера Западной Сибири и создавал обширную обводненную равнину. В Главе 2 мы показали, что 5-м пачка серых косослоистых песков с прослоями супеси/суглинка и гравия, разделяющая «нижний» и «верхний» пластовый лед у р.Оюяха, накопилась всего за 1,3 тыс. лет. Это указывает на интенсивный вынос материала поверхностными водами, что могло произойти при незначительном понижении уровня моря, а при его последующем повышении стал

накапливаться «верхний» пластовый лед. Такие незначительные в пределах первых метров изменения уровня моря поддерживают гипотезу гидравлического подпора, но не согласуются с динамикой ледниково-подпрудного озера.

По нашему мнению, описанный в разрезах р.Моржовки пластовый лед, залегающий под морскими отложениями (Nazarov et al., 2022), может быть не ледниковым, а таким же пластовым льдом, только залегающим стратиграфически ниже. В разрезах Харасавэй, расположенных непосредственно к югу от района исследования Д.В. Назарова, мощные внутригрунтовые залежи пластового льда формировались в MIS-3. Высокий уровень моря обеспечил обширную, слабодренированную озерно-аллювиальную равнину. Именно в этих условиях, на границе обширного подпрудного бассейна и локальных таликовых зон, происходило формирование внутригрунтовых пластовых льдов. Таким образом, можно рассматривать озерную формацию «Ямал» (Nazarov et al., 2022) не как продукт ледникового подпора, а как закономерное следствие пост-трансгрессивного гидрологического режима, вызванного высоким уровнем Карского моря. В позднем плейстоцене на этой территории были озера и болота. Вода в них (смесь атмосферных осадков, талых вод, возможно, немного морской воды в прибрежных районах) промерзала, фильтровалась, отжимала соли и формировала пластовые залежи. Это объясняет имеющиеся к сегодняшнему моменту данные: и изотопный состав (региональный), и химический состав льда (взаимодействие с грунтом – выщелачивание морских солей), и абсолютный возраст.

За весь период рассмотрения не отмечается каких-либо эффектов, связанных с существованием ледникового щита или покрова на севере Карского моря. Как было показано многочисленными исследованиями, изменения природно-климатических условий на севере Западной Сибири в последние 40-45 тыс. лет касались только зимних температур воздуха (Васильчук, 1992, Буданцева и др., 2024).

На севере Западной Сибири в относительно теплые фазы MIS-3 существовали лесотундры и даже леса с участием сибирской ели, лиственницы, кедра и сосны, тогда как в более холодные фазы господствовали тундровые сообщества (Lozhkin, Anderson, 2007). В центральных районах Северо-Восточной Сибири многократные смены растительности от тундры к даурским лиственничным лесам также фиксируют климатические флуктуации в течение MIS-3. Примечательно, что северные районы Восточной и Северо-Восточной Сибири, по-видимому, мало отличались от условий сарпанской стадии (MIS-2), что указывает на устойчивость холодных адаптированных ландшафтов на протяжении длительного времени (Lozhkin, Anderson, 2007).

Отложения каргинского возраста (MIS-3) на севере Западно-Сибирской равнины прорезаны полигонально-жильными структурами, сформировавшимися позже, в сарпанское время – MIS-2 (Sheinkman et al., 2022). Эти структуры представляют собой либо полигональные псевдоморфозы по ледяным жилам (развившиеся в конце MIS-2), либо первично-грунтовые жилы, сформировавшиеся синкриогенно в течение MIS-3. В заполнении псевдоморфоз обнаружен переотложенный материал криогидроморфных палеопочв, а спектры пыльцы в этом заполнении показывают преобладание растительности заболоченных тундр и тундростепей (Sheinkman et al., 2022). Полученные данные ставят под сомнение гипотезу о господстве холодных пустынь и ледниковых покровов в исследуемой области и, напротив, демонстрируют существование развитого растительного покрова на фоне достаточного, а местами и избыточного увлажнения, обусловленного близким залеганием кровли многолетней мерзлоты. Авторы делают вывод о внеледниковом развитии региона в криохроны, сопоставимые с MIS-2 (Sheinkman et al., 2022).

Исследования на побережье моря Лаптевых (полуостров Быковского) показывают, что в течение всего MIS-3 и MIS-2 растительность сохраняла характер мозаичной арктической травянистой тундростепи с высоким разнообразием злаков и разнотравья (Sher et al., 2005). Это был чрезвычайно

устойчивый тип ландшафта, поддерживаемый экстремально континентальным климатом. Принципиально важно, что никаких вторжений современных лесов или лесотундр в это время не зафиксировано (Sher et al., 2005). Обобщающая работа по северу России (от Тиманского кряжа до моря Лаптевых) подтверждает, что климат становился холоднее и суше, достигая экстремальной континентальности в интервале 30–17 тыс. л.н., при этом в Сибири перигляциальные условия были более стабильны и благоприятны для биоты, чем в Европейской части России (Astakhov, 2014).

Интервал времени, соответствующий самому концу MIS-3 или самому началу MIS-2, приходится на последнее крупное потепление перед LGM и, согласно гренландским кернам, характеризуется климатической нестабильностью (Mogensen et al., 2002). Региональные данные по северу Западной Сибири подтверждают отсутствие ледникового покрова и "холодной пустыни" (регион развивался внеледниково) (Sheinkman et al., 2022; Lozhkin and Anderson, 2007; Astakhov, 2014) и существование мозаичных ландшафтов тундростепей и заболоченных тундр с развитым растительным покровом (Sheinkman et al., 2022; Sher et al., 2005). Для формирования ПЛ ключевым фактором являлось достаточное, а местами избыточное увлажнение, обусловленное близким залеганием кровли многолетней мерзлоты, которая препятствовала вертикальному дренажу и поддерживала высокую влажность грунтов (Sheinkman et al., 2022).

В работе Polyak et al. (2002) по донным колонкам Карского моря зафиксированы два ключевых факта: (1) наличие мощных (более 200 м) доголоценовых отложений в южной части Карского моря и (2) отсутствие речного выноса в открытый океан в этот период. Авторы интерпретируют эти факты как результат блокировки рек ледниковым щитом. Однако эти же данные могут быть интерпретированы как результат гидравлического подпора рек высоким уровнем моря в MIS-3. Данные по бентосным фораминиферам (значения $\delta^{18}\text{O}$) были получены из кернов, отобранных в разных зонах Карского моря (Polyak et al., 2002). Самые низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до -7‰) были

зафиксированы в колонке DM-4401, которая находится непосредственно перед устьем Енисея. Высокий уровень моря в MIS-3 создавал здесь гидравлический подпор, вода застаивалась, и речная вода с низким $\delta^{18}\text{O}$ (и с растительным детритом) накапливалась на дне, формируя тот самый сигнал, который зафиксировали фораминиферы.

В нашей интерпретации высокий уровень моря (близкий к современному) создавал препятствие для дренажа рек, что приводило к накоплению наносов в шельфовых бассейнах и формированию мощных лагунно-морских толщ. Падение уровня моря после 20 тыс. л.н. сняло гидроподпор, что привело к улучшению дренажа на Ямале и прекращению накопления пластовых льдов. Таким образом, данные Polyak et al. (2002) не противоречат модели высокого уровня моря в MIS-3, а, напротив, подтверждают её.

Наши данные по смене типов подземного льда (прекращение роста ПЛ, переход к ПЖЛ) указывают на постепенное улучшение дренажа, что согласуется с моделью постепенной и неглубокой регрессии, а не катастрофического падения уровня. То есть падение на -120 м, как это утверждалось ранее маловероятно. Таким образом, границы регрессии в MIS-2, по-видимому, были сдвинуты к концу стадии, и ключевые изменения гидрологического режима произошли в интервале 16–13 тыс. л.н.

5.3.1. Формирование пластовых льдов, бугров пучения и ПЖЛ в голоцене

В отличие от позднеплейстоценовых пластовых льдов, которые встречены в пределах второй и третьей морских террас, голоценовые пластовые льды приурочены к первой террасе. Их генезис и условия формирования во многом остаются дискуссионными, в том числе в виду недостаточности данных. Классическими примерами таких образований являются пластовые льды в разрезах первой морской террасы у пос. Харасавэй и в устье р. Сабеттаяха (Южно-Тамбейское ГКМ). Их залегание в толще

первой террасы и наличие радиоуглеродных датировок вмещающих отложений около 9 тыс. л.н. однозначно указывают на их голоценовый возраст.

Первые (лагунно-морские) террасы на Ямале формировались в голоцене на фоне колебаний уровня моря. В фазы трансгрессии (подъёма уровня) море затопливало низменные участки, накапливались лагунно-морские отложения (пески, суглинки). А в последующие фазы регрессии (отступления моря) эти отложения оказывались в условиях, благоприятных для промерзания.

Пластовые льды первой террасы (Харасавэй, Сабетта, Гыда) залегают в голоценовых лагунно-морских отложениях и имеют изотопный состав, свидетельствующий о промерзании водонасыщенных грунтов в условиях локального обводнения. Их генезис остаётся дискуссионным, однако их приуроченность к голоценовому террасовому уровню указывает на то, что процесс образования пластовых льдов не ограничился плейстоценом, а продолжался в голоцене в иных геоморфологических условиях.

Голоценовые льды демонстрируют значительное разнообразие и, по-видимому, полигенность. Например, пластовая залежь в первой террасе у Харасавэя имеет изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ около $-10,6\text{‰}$, что существенно тяжелее, чем у плейстоценовых пластовых льдов ($\delta^{18}\text{O}$ до $-18,4\text{‰}$ и ниже). Это указывает на иной источник воды, скорее всего, связанный с летними или смешанными атмосферными осадками, в возможно и на участие морской воды. В то же время, голоценовые льды в устье р. Сабеттаяха, напротив, имеют чрезвычайно легкий изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$ до $-26,5\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ до $-199,7\text{‰}$), близкий к позднеплейстоценовым значениям, и формировались, вероятно, в результате размыва и повторного промерзания водонасыщенных песков в условиях смены пресноводного и солоновато-водного режима. Косвенным подтверждением переотложения служит также наличие в разрезе Сабетты нескольких разновозрастных ледяных тел (скв. 12, 17, 42), которые залегают на разных глубинах и имеют разный изотопный состав. Это указывает на то, что данная территория неоднократно перестраивалась в голоцене: повышение

уровня моря в голоцене сопровождалось термоэрозией, вытаиванием реликтового льда и его повторным замерзанием в новых гидрологических условиях.

Пластовые льды в первых террасах, вероятно, также являются продуктом взаимодействия моря и климата. Новообразование мерзлых пород сегодня отмечается на лайде (Васильев и др., 2018), льдистость этих пород около 30-45% и образовались они как современные синкриогенные толщи в условиях активного осадконакопления на морской лайде. Аналогичные условия могли реализовываться и в голоцене, но с большей интенсивностью при благоприятном сочетании факторов. На лайдах Западного Ямала современное сингенетическое промерзание отложений происходит при среднегодовой температуре пород около -4°C (Стрелецкая и др., 2016). Однако для формирования мощных пластовых ледяных залежей, сопоставимых с плейстоценовыми, этого недостаточно. Необходимо дополнительное условие – устойчивое сверх-увлажнение. Незначительные вариации уровня моря $\pm 2-4$ м создавало подпор (подпорное давление) для подземных вод в прибрежной зоне. В таких водонасыщенных, часто разуплотнённых отложениях (песчаных косах, барах) при промерзании возникали условия для сегрегационного (миграция влаги к фронту промерзания и её замерзание) или инфильтрационно-сегрегационного льдообразования. То есть гидроподпор – один из факторов, который мог усиливать приток воды.

Хотя локально условия повышенного увлажнения сохранялись и на поверхности II и III террасы. Так, для голоценовых образований верхнего яруса Марре-Сале (ПЛ сложной формы и ПЖЛ) механизм гидравлического подпора, связанный с высоким уровнем Карского моря, не является определяющим. Эти льды залегают на высоких геоморфологических уровнях (II и III террасы) и не имеют связи с уровнем моря. Их возраст оценивается второй половиной голоцена (Опокина и др., 2015). Формирование этих льдов, вероятно, было связано с локальными факторами: промерзанием таликов под

хасыреями и инъекциями воды в условиях повышенного увлажнения, обусловленного не столько уровнем моря, сколько климатическими колебаниями и гидрологическим режимом рек. Вероятно, из-за повышения летних температур усилились процессы термокарста и активно формировались озерные и озерно-болотные котловины, в пределах которых обводнение было высоким.

Встречаемость голоценовых и позднеплейстоценовых пластовых льдов на Ямале несопоставима, несмотря на единичность таких примеров, они принципиально важны, так как доказывают, что процесс формирования мощных пластовых льдов не ограничился плейстоценом, а продолжался и в голоцене, но в иных геоморфологических условиях.

В целом, в голоцене основными типами подземного льда, формирующегося на севере Западной Сибири, становятся бугры пучения и ПЖЛ в торфяниках. Оба этих типа льда, несмотря на разный тип и механизм формирования, являются чувствительными индикаторами изменения не только температурного, но гидрологического режима.

Повторно-жильные льды голоценовых полигональных торфяников (Лабытнанги, Байдарацкая губа, Пур-Тазовское междуречье) формируются в условиях стабильного континентального промерзания. Однако их изотопный состав может быть нарушен процессами локального термокарста, подтопления и образования термокарстово-пещерного льда. Сочетание в разрезе полигонально-жильных комплексов жильного и вторичного термокарстово-пещерного льда показывает два важных сигнала – высокую чувствительность к подтоплению (вытаивание жил) и в то же время высокую степень стабилизации (вторичный лед). Эта двойственность показывает циклическую смену состояний (Kanevskiy et al., 2017), чутко реагирующую на внешние воздействия, что делает такие комплексы ценными индикаторами современных изменений криолитозоны. При этом изотопные критерии (наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, дейтериевый эксцесс) позволяют надёжно

различать стадии цикла, что делает ТПЛ не только индикатором, но и инструментом диагностики.

Точно также чуткими индикаторами состояния надмерзлотных вод и их реакции на климатические и геоморфологические изменения являются бугры пучения. Источником их питания служит преимущественно верхний горизонт грунтовых вод, который пополняется за счёт инфильтрации талых снеговых вод и атмосферных осадков, а его динамика определяется тремя группами факторов: климатическими (интенсивность снеготаяния, глубина сезонного протаивания), гидрологическими (уровень рек и озёр, дренаж таликов) и геокриологическими (положение кровли мерзлоты, наличие/отсутствие гидравлической связи между таликами). Именно сложное взаимодействие этих факторов объясняет высокую мозаичность типов льдообразования и их способность быстро перестраиваться при изменении даже одного из параметров. Этот вывод принципиально важен для понимания эволюции криолитозоны Западной Сибири в голоцене: бугры пучения являются не только свидетелями мерзлотных условий прошлого, но и активными элементами гидрологической системы, которые фиксируют изменение дренажа и уровня грунтовых вод, что делает их уникальным инструментом для реконструкции палео-гидрологических обстановок.

Выводы по главе 5

Для севера Западной Сибири установлено, что накопление мощных залежей пластовых льдов связано с сингенетическим типом развития криолитозоны и широким развитием озерно-речных таликов. В период MIS-3 - MIS-2 шло накопление отложений континентальной стадии развития территории, представленных аллювиальными супесями и песками, озерными суглинками, делювиальными, эоловыми и склоновыми отложениями. В отличие от мерзлотных условий североамериканского сектора Арктики, на территории п-ова Ямал в конце позднего плейстоцена не было влияния ледников или ледниковых покровов. Если североамериканские пластовые залежи сегрегационно-интрузивного механизма, о котором говорил Дж.Р. Маккай, формировались при эпигенетическом промерзании озерных котловин после их осушения, то на Ямале происходило сингенетическое накопление пластового льда, и залегающего с ним в парагенезе повторно-жильного.

Предложенная модель гидравлического подпора уровня моря позволяет по-новому взглянуть на историю Западной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. Согласно этой модели, в MIS-3 (43–31 тыс. кал. л.н.) высокий уровень Карского моря создавал затруднённый дренаж, что обеспечивало сингенетическое накопление пластовых льдов в озерных (Васькины дачи) и озерно-аллювиальных таликах при постоянном притоке атмосферных и поверхностных вод (Оюяха, Марре-Сале). В начале MIS-2 (31–28 тыс. кал. л.н.) продолжают накапливаться пластовые льды и происходит плавный переход к формированию сингенетических повторно-жильных льдов в обводнённых полигональных ландшафтах, что фиксируется по парагенетическим сочетаниям ПЛ и ПЖЛ в разрезах Васькиных дач и Марре-Сале. Стация формирования ПЖЛ в обводнённых полигональных ландшафтах (ПЖЛ в льдистых отложениях) продолжается от ~30 до 13 тыс. лет назад и связана с началом регрессии моря, постепенным улучшением условий

дренажа. С учетом опубликованных данных по разрезу Марре-Сале окончание этой стадии пришлось на период около 16–13 тыс. кал. л.н., что маркирует полное снятие гидравлического подпора, регрессию моря и переход к континентальному режиму осадконакопления. В этом режиме формируются повторно-жильные льды в торфяниках, и начинается активный рост бугров пучения.

Пластовые залежи в голоцене также формируются, но только в пределах первых морских террас и лайд (Сабетта, Харасавэй) как пластовые льды открытых изотопных систем, и при промерзании обводненных хасыреев по классической схеме закрытых систем с формированием инъекционных штоков (голоценовая часть разреза Марре-Сале).

Таким образом, хронологическая смена типов подземного льда от пластовых к жильным и затем к буграм пучения является отражением эволюции гидрологического режима, контролируемого колебаниями уровня Карского моря. Предложенная модель не требует привлечения гипотезы ледниковых щитов или ледникового подпруживания.

Заключение

В настоящей работе впервые на основе комплексного изотопно-геохимического анализа подземных льдов Западной Сибири (пластовых льдов, ледяных ядер бугров пучения, решена задача изотопной индикации источников влаги, условий и уточнение механизмов их формирования в позднем плейстоцене и голоцене. Полученные результаты позволяют сформулировать следующие основные выводы, соответствующие поставленным задачам.

1. Обобщая теоретические и экспериментальные данные, можно говорить о том, что распределение значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ льда по глубине в природных льдах и соотношение $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют об условиях льдообразования: направлении промерзания, условий закрытой или открытой систем, изотопных характеристиках источника воды. Соответствие открытой или закрытой системе принципиально важно для понимания процессов накопления льда. Низкие величины наклонов $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в закрытой системе (от 7 до 3) были отмечены для разных типов подземных льдов. Согласно теоретическим представлениям, главный фактор кинетики – увеличение скорости формирования льда. Экспериментально подтверждено, что при промерзании глинистых водонасыщенных грунтов низкие наклоны (4,07–5,62) обусловлены кинетическим фракционированием, связанным не только с увеличением локальной скорости на фронте промерзания, но и с возрастанием эффективной толщины диффузионного слоя в присутствии связанной воды на поверхности минеральных частиц.

2. Систематизация изотопных характеристик пластовых льдов, формировавшихся в пределах 2 и 3 морских террас в течение позднего плейстоцена позволила установить три типа условий формирования льда. Первый тип – это формирование пластового льда в закрытой системе при сингенетическом промерзании озерных таликов (Васькины дачи, Мордыха, Еркутаяха). Вмещающими лед отложениями в большинстве случаев являются суглинки, наклоны $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ от 3,6 до 4,7 до свидетельствуют о кинетических

эффектах, в случае линзы инъекционного льда в основании залежи ТЦ5 стационара Васькины дачи наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 6,5$ соответствует равновесному рэлеевскому процессу в закрытой системе. Второй тип – это формирование пластовых льдов в открытой системе при промерзании песчаных горизонтов с постоянным притоком воды (Бованенково, ПЛ1 Марре-Сале, Харасавэй, Оюяха). Частным случаем второго типа являются условия открытой системы с участием смешения источников, включая опреснённые морские воды, например, как было показано на примере нижнего пластового льда ПЛ2 у ст. Марре-Сале (наклон линии смешения с морской водой совпадает с наклоном $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O} = 7,5$ для льдообразования в открытой системе). Для всех рассмотренных пластовых льдов Ямала (за исключением ПЛ 2 у Марре-Сале) установлено, что источником воды являлись пресные поверхностные воды с довольно низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ от -20 до -23‰ , что указывает на доминирующий вклад атмосферных осадков зимнего сезона.

3. Систематизация изотопных характеристик бугров пучения позволила показать, что наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ в ледяных ядрах является маркером не только условий закрытой/открытой системы, но и геокриолого-гидрологического режима. В условиях закрытой системы при промерзании замкнутых озерных котловин образуются ядра классических пинго (наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ от 7 до 5,2 в зависимости от участия кинетического фактора). Для миграционных бугров (пальза) выявлена вариативность: от условий полузакрытой до открытой системы с постепенной сменой источника вод ($\delta^2\text{H} = 7,3$ $\delta^{18}\text{O} = 3,3$). Особым случаем является тип изотопной записи по ледяному ядру бугра у Салехарда, где зафиксирована эволюция от условий закрытой системы классического пинго к открытой системе миграционного бугра пучения с источником воды, гидравлически связанным с водами р. Обь ($\delta^2\text{H} = 7,6$ $\delta^{18}\text{O} + 6,5$).

4. Исследования голоценовых ПЖЛ показали, что изотопные характеристики льда могут служить критерием идентификации первичного и вторичного льда. Традиционные геокриологические критерии – кристаллическая структура и

характер контакта жилы с вмещающими отложениями – были дополнены тремя изотопными диагностическими признаками: наклоном линии $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, величиной дейтериевого эксцесса и диапазоном вариаций $\delta^{18}\text{O}$. При этом наклон $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ служит индикатором не только условий открытой или закрытой системы (реализующихся при замерзании свободной воды в полостях и трещинах), но и процессов смешения вод разного происхождения (например, линейный тренд $\delta^2\text{H} = 6,97 \delta^{18}\text{O} - 8,76$ в жиле на лайде Байдарацкой губы является линией смешения для повторно-жильного льда и сегрегационного льда вмещающих отложений). Поэтому основой для использования изотопных характеристик является детальный отбор всех типов льда в разрезе. Если на ранних этапах развития изотопной геокриологии изотопный состав льда интерпретировался преимущественно как индикатор источника влаги, то на современном этапе он приобретает новую функцию – индикацию процессов, фиксируемых в статистически значимых трендах. Такая интерпретация требует детального и систематического опробования разрезов. Совершенствование аналитической техники и повышение доступности изотопных измерений создали возможности для реализации этого подхода.

5. Сравнение с пластовыми льдами Канады и Аляски выявило их принципиальное отличие: для североамериканских залежей характерно эпигенетическое промерзание осушенных озерных котловин и захоронение ледникового льда, тогда как на севере Западной Сибири доминирует сингенетическое накопление в условиях озерного и аллювиального осадконакопления. В зависимости от локальных гидрогеологических условий здесь формируются как льды открытой системы (Бованенково, Оюяха), так и закрытой (Васькины дачи, Мордыяха); при их пространственном сочетании возникают ледяные штоки и деформации (Еркутаяха, Марре-Сале). Основным фактором, обуславливавшим такие условия промерзания, по нашему мнению, являлась общая обводненность территории, которую мы связываем с

механизмом гидравлического подпора уровнем Карского моря. На основе синтеза данных предложена модель развития криолитозоны, включающая четыре этапа:

- MIS-3 (43–31 тыс. кал. л.н.) – высокий уровень Карского моря, гидравлический подпор, накопление пластовых льдов в пределах 2-й и 3-й морских террас;
- начало – середина MIS-2 (31–21 тыс. кал. л.н.) – продолжение формирования ПЛ, переход к образованию синкриогенных ПЖЛ в обводненных полигональных ландшафтах, частичное улучшение дренажа, частичное снятие гидроподпора;
- конец MIS-2 – начало MIS-1 (20–13 тыс. кал. л.н.) – снятие гидравлического подпора, регрессия моря, переход к режиму осадконакопления в условиях хорошего дренажа;
- MIS-1, голоценовый этап (после 13 тыс. кал. л.н.) – развитие бугров пучения и ПЖЛ в торфяниках, формирование пластовых льдов в пределах первых морских террас, лайд, обводненных хасыреев.

Голоценовый этап отличается значительной мозаичностью форм и условий образования пластовых льдов, несмотря на ограниченный объём имеющихся данных. Несомненно, этот этап требует дальнейшего детального изучения.

Таким образом, хронологическая смена типов подземного льда – от пластовых к жильным и затем к буграм пучения – является отражением эволюции режима обводнения территории, контролируемого колебаниями уровня Карского моря. Предложенная модель не требует привлечения гипотезы ледниковых щитов или ледникового подпруживания и объясняет комплекс изотопных, геохронологических и криолитологических данных по подземным льдам Западной Сибири в позднем плейстоцене.

В целом, выполненное исследование демонстрирует, что изотопные параметры подземных льдов являются надёжными индикаторами не только

источников влаги и условий льдообразования, но и палеоэкологических обстановок в целом.

Литература

1. Авдалович С.А., Биджиев Р.А. Каргинские морские террасы на севере Западной Сибири и проблема сартанского оледенения // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. – 1984. – № 1. – С. 89–100
2. Астахов В.И. Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Доклады Академии наук СССР. – 1976. Т. 231. № 5. С. 1178–1181.
3. Баду 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. Под ред. А.И.Попова. Якутск. Изд. ИМ СО АН СССР. 1982. С. 13 – 24.
4. Баду Ю.Б. Криолитология. – М.: Изд-во МГУ, 2010.
5. Баду Ю.Б., Никитин К.А. Бугры пучения на площади газоносных структур севера Западной Сибири // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 6. С. 21–32.
6. Баранская А.В., Романенко Ф.А., Арсланов Х.А., Петров А.Ю., Максимов Ф.Е., Пушина З.В., Тихонов А.Н., Демидов Н.Е. Верхнечетвертичные отложения Гыданского полуострова и островов Карского моря: свидетельства относительных изменений уровня Карского моря за последние 50 тыс. лет // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2018. – № 6. – С. 56–71.
7. Баулин В.В., Дубиков Г.И. Пластовые залежи подземного льда // Труды ПНИИИС. 1970. Том II. С. 175 – 193.
8. Баулин В.В., Васильчук Ю.К., Дубиков Г.И., Крицук Л.Н., Трофимов В.Т. Пластовые льды // Геокриология СССР. Западная Сибирь. М.: Недра. 1989. С. 45 – 66.
9. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – М.: МГУ, 2012. – 25 с.
10. Белова Н.Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. – М.: МАКС Пресс, 2014. – 180 с.
11. Большаков Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 295 с.

12. Буданцева Н.А., Чигова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Отражение в изотопном составе торфа фаз развития бугристых ландшафтов Большеземельской тундры // Арктика и Антарктика. – 2016. – № 1. – С. 18–31.
13. Буданцева Н.А., Чигова Ю.Н., Блудушкина Л.Б., Васильчук Ю.К. Стабильные изотопы кислорода, водорода и углерода и возраст палыза близ поселка Елецкий, северо-восток Большеземельской тундры // Арктика и Антарктика. – 2017. – № 4. – С. 38–56. DOI.
14. Буданцева Н.А., Белова Н.Г., Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Стабильные изотопы кислорода и водорода в голоценовых повторно-жилых льдах на западном побережье Байдарацкой губы, в устье реки Нгарка-Тамбьяха // Арктика и Антарктика. – 2018. – № 1. – С. 76–85.
15. Буданцева Н.А., Чигова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Современная быстрая деградация палыза близ пос. Абезь на северо-востоке Европейской части России. В кн.: Deline P, Bodin X, Ravanel L, ред. Труды 5-й Европейской конференции по мерзлотоведению – Сборник тезисов, Шамони, Франция. – 2018. – С. 1.
16. Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Изоскейпы и палеоизотермы среднеянварской температуры воздуха в голоцене на севере Западной Сибири (по данным изотопно-кислородного состава повторно-жилых льдов) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. – 2024. – Т. 79. – № 3. – С. 78–88.
17. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Томберг И.В., Жученко Н.А. Особенности формирования гидрохимического и микроэлементного состава разных типов подземных льдов мыса Марре-Сале // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 5. С. 29–44. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-5(29-44)
18. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Белова Н.Г., Жученко Н.А. Геохимические методы идентификации генезиса подземных льдов Центрального Ямала // Арктика и Антарктика. 2025. № 3. DOI: 10.7256/2453-8922.2025.3.74967.
19. Васильев А.А., Рогов В.В. Пластовые льды в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы Второй конференции геокриологов России. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. С. 188–194.
20. Васильев А.А., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Широков Р.С. Новообразование многолетнемерзлых пород на низких лаях Карского моря // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 5. С. 39–46. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-5(39-46)
21. Васильчук А.К. Особенности формирования палиноспектров в криолитозоне России. – М.: Изд-во Моск ун-та, 2005. – 245 с.

22. Васильчук А.К. Палинология и хронология полигонально-жилых комплексов в криолитозоне России / Под ред. Ю.К. Васильчука. – М.: Изд-во Моск ун-та, 2007. – 488 с.
23. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Локальные палиноспектры – новый критерий неледникового генезиса пластовых льдов // Докл. РАН. – 2010. – Т. 433. – № 3. – С. 397–402.
24. Васильчук А.К. Палиноспектры пластовой ледяной залежи в долине реки Еркутаяха, Южный Ямал // Арктика и Антарктика. – 2018. – № 1. – С. 86–96. DOI: 10.7256/2453-8922.2018.1.25871.
25. Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Суркова Г.В., Чижова Ю.Н. О надежности палеотемпературно-изотопных уравнений Васильчука и становлении изотопной палеогеокриологии // Арктика и Антарктика. – 2021. – № 2. – С. 1–25. DOI.
26. Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). – М.: Изд. отдел. Теоретических проблем РАН. МГУ, ПНИИИС, 1992. – Т. 1. – 420 с.; Т. 2. – 264 с.
27. Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии. Часть 2: Геохимия стабильных изотопов пластовых льдов. В 2-х томах. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2012. – Т. I. – 472 с.
28. Васильчук Ю.К. Основные элементы стратегии полевого опробования повторно-жилых льдов для изотопного и радиоуглеродного анализа // Арктика и Антарктика. – 2022. – № 3. – С. 35–53.
29. Васильчук Ю.К. Повторно-жилые льды; гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. – 404 с.
30. Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 1. Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения / Под ред. Ю.К. Васильчука, Г.В. Крылова, Е.Е. Подборного. – Тюмень–СПб.: Недра, 2006. – С. 160–193.
31. 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.
32. Васильчук Ю.К. Южный предел ареала повторно-жилых льдов в Евразии // Криосфера Земли. – 2004. – Т. 8. – № 3. – С. 34–51.

33. Васильчук Ю.К. Об особенностях формирования бугров пучения на севере Западной Сибири в голоцене // Природные условия Западной Сибири. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – С. 88–103.
34. Васильчук Ю.К. Экспериментальное исследование изотопного фракционирования при конжеляционном льдообразовании // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15. – № 3. – С. 51–55.
35. Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Аржанникова А.В., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чинова Ю.Н. Изотопный состав инъекционно-сегрегационной ледогрунтовой залежи в долине реки Сенца, Восточный Саян // Докл. РАН. – 2016. – Т. 471. – № 6. – С. 697–702.
36. Васильчук Ю.К., Алексеев С.В., Аржанников С.Г., Алексеева Л.П., Буданцева Н.А., Чинова Ю.Н., Аржанникова А.В., Васильчук А.К., Козырева Е.А., Рыбченко А.А., Светлаков А.А. Изотопный состав ледогрунтового ядра минеральных бугров пучения в долине реки Сенца, Восточный Саян // Криосфера Земли. – 2015. – № 2. – С. 52–66.
37. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Радиоуглеродное определение возраста булгуньяха на месторождении Песцовое в северной части Западной Сибири // Инженерная геология. – 2010. – № 2. – С. 16–23.
38. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Вариации $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ и dex в образцах голоценовых повторно-жильных льдов левого берега р. Еркутаяха (Южный Ямал) [набор данных] // PANGAEA, 2020. DOI: 10.1594/PANGAEA.921613.
39. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Изотопный и палинологический состав пластового льда в верховьях р. Мордыяха, Центральный Ямал // Докл. РАН. – 2012. – Т. 446. – Ч. 1. – С. 1105–1109. DOI: 10.1134/S1028334X12090164.
40. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К. Реконструкция январской палеотемпературы на основе изотопного состава кислорода для Сеяхинской едомы (30–13 тыс. кал. л.н.) // Арктика: экология и экономика. – 2024. – Т. 14. – № 2. – С. 164–176.
41. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Маслаков А.А., Чинова Ю.Н. Изотопно-кислородный состав голоценовых подземных льдов Восточной Чукотки // Докл. РАН. – 2018. – Т. 480. – № 4. – С. 766–773. DOI.
42. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Чинова Ю.Н. Пластовые льды в голоценовых отложениях Западной Сибири // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 20. – № 1. – С. 36–50.

43. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Подборный Е.Е., Суллина А.Н., Чижова Ю.Н. Голоценовые многоярусные пластовые льды в устье реки Сабеттаяха, полуостров Ямал // Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19. – № 4. – С. 39–53.
44. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и δD в голоценовых пластовых льдах в устье реки Сабетта-Яха, Северный Ямал // Докл. РАН. – 2016. – Т. 470. – № 5. – С. 585–591.
45. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Дж.Ю., Васильчук А.К., Гаранкина Е.В., Чижова Ю.Н., Шоркунов И.Г. Изотопно-геохимический состав пластовых ледяных залежей на междуречье рек Мордыяха и Сеяха (Мутная), Центральный Ямал // Арктика и Антарктика. – 2018. – № 1. – С. 50–75. DOI.
46. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Токарев И.В., Гинзбург А.П., Васильчук А.К., Васильчук Дж.Ю. Радиоуглеродный возраст и стабильные изотопы кислорода в голоценовых повторно-жильных льдах на побережье Байдарацкой губы: реконструкция январской палеотемпературы // Докл. РАН. – 2023. – Т. 513. – № 2. – С. 278–282.
47. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Быстрая деградация пальза у поселка Абезь, северо-восток Европейской части России // Арктика и Антарктика. – 2017. – № 3. – С. 30–51. DOI.
48. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Волкова Е.М., Сулержицкий Л.Д., Чижова Ю.Н., Юнгнер Х. Радиоуглеродные датировки и голоценовая динамика бугров пучения в долине реки Уса // Докл. РАН. – 2002. – Т. 384. – № 3. – С. 396–401.
49. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Земскова А.М., Кристиансен Х., Чижова Ю.Н. Изменение содержания стабильных изотопов кислорода и водорода в повторно-жильных льдах Ямала и Свальбарда, сформировавшихся за последние 2000 лет // Криосфера Земли. – 2012. – Т. 16. – № 1. – С. 43–55.
50. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Йошикава К., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н. Изотопный состав ледяного ядра позднеголоценового булгуньяха на месторождении Песцовое в долине реки Евояха на юге Тазовского полуострова // Криосфера Земли. – 2014. – Т. 18. – № 4. – С. 47–58.
51. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Йошикава К., Чижова Ю.Н., Станиловская Ю.В. Миграционные бугры пучения в южной части криолитозоны Средней Сибири // Инженерная геология. – 2013. – № 3. – С. 14–34.

52. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чиждова Ю.Н. Миграционные бугры пучения на Европейском Севере России – южный и северный пределы ареала и современная динамика // Инженерная геология. – 2011. – № 2. – С. 56–72.
53. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чиждова Ю.Н. Миграционные бугры пучения на севере Западной Сибири: южный и северный пределы ареала и современная динамика // Инженерная геология. 2012. № 3. С. 18–32.
54. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чиждова Ю.Н., Папеш В., Подборный Е.Е., Сулержицкий Л.Д. Изотопно-кислородная и дейтериевая индикация генезиса пластовых льдов и их ^{14}C возраст (Бованенково, Центральный Ямал) // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 675–681.
55. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чиждова Ю.Н. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008.
56. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Сулержицкий Л.Д., Буданцева Н.А., Волкова Е.М., Чиждова Ю.Н. Радиоуглеродная хронология бугров пучения Большеземельской тундры // Докл. РАН. – 2003. – Т. 393. – № 1. – С. 101–105.
57. Васильчук Ю.К., Курчатова А.Н., Буданцева Н.А., Рогов В.В., Чиждова Ю.Н. Распределение стабильных изотопов кислорода и водорода в ледяном ядре булгунняха на юге Гыданского полуострова // Докл. РАН. – 2019. – Т. 488. – № 3. – С. 93–98. DOI.
58. Васильчук Ю.К., Лахтина О.В. Развитие торфяных бугров в северных районах Западной Сибири в голоцене // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. – М.: Наука, 1986. – С. 123–128.
59. Васильчук Ю.К., Папеш В., Ранк Д., Сулержицкий Л.Д., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чиждова Ю.Н. Первые для севера Европы ^{14}C -датированные изотопно-кислородная и дейтериевая диаграммы из повторно-жильного льда близ г. Воркуты // Докл. РАН. – 2005. – Т. 400. – № 5. – С. 684–689.
60. Васильчук Ю.К., Подборный Е.Е., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Суллина А.Н., Чиждова Ю.Н. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и δD в голоценовых пластовых льдах в устье реки Сабетга-Яха, Северный Ямал // Докл. РАН. – 2016. – Т. 470. – № 5. – С. 585–591.
61. Васильчук Ю.К. Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемерзлых породах // Криосфера Земли. 2011а. Том XV. № 1. С. 3 – 17.

- 62.Васильчук Ю.К. Классификация пластовых ледяных залежей // Материалы четвертой конференции геокриологов России. МГУ имени М.В.Ломоносова, 7-9 июня 2011 г. Том 1. 2011б. С. 283 – 290.
- 63.Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та. 2000. – 616 с.
- 64.Великоцкий М.А., Мудров Ю.В. К истории развития многолетнемёрзлых пород на севере Западной Сибири // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. – М.: Наука, 1985. – С. 29–42.
- 65.Волосович К.А. О геологическом строении Новосибирских островов и Земли Беннета // Записки Санкт-Петербургского минералогического общества. Серия 2. Том 43. вып. 2. 1905. – 205 с.
- 66.Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. - 2-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2007. 448 с.
- 67.Втюрин Б.И. Подземные льды и криогенный рельеф в долине р.Яны. Владивосток. 1974. Деп. В ВИНТИ. №702-75Деп. – 260 с.
- 68.Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 215 с.
- 69.Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Льдообразование в горных породах. – М.: Наука, 1970. – 279 с.
- 70.Гасанов Ш.Ш. Подземные льды Чукотского полуострова // Вечная мерзлота Чукотки. Магадан. Изд. СВКНИИ СО АН СССР. 1964. С. 14 – 41.
- 71.Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мёрзлых пород Восточной Чукотки. М.: Наука. 1969. – 168 с.
- 72.Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья п-ва Ямал: их строение, состав и происхождение // Геокриологические исследования в Арктических районах: Междунар. симпозиум. Ямбург, август 1989 г. – Тюмень: ИПОС СО АН СССР, 1990. – Вып. 1. – С. 3–11.
- 73.Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья полуострова Ямал: строение, состав и происхождение // Материалы гляциологических исследований. 1992. Вып. 75. С. 50–57.
- 74.Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения / Отв. ред. В.В. Баулин. – Тюмень: Институт проблем освоения Севера СО РАН, 1996. – 240 с.
- 75.Геокриология СССР. Западная Сибирь / В.Т. Трофимов, Ю.К. Васильчук, В.В. Баулин и др.; под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 453 с.

76. Городков Б.Н. Вечная мерзлота в северном крае // Труды Совета по изучению производительных сил. Серия северная. Вып. 1. – Изд-во АН СССР, 1932. – 108 с.
77. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия. Лист Q-42 – Салехард. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
78. Грязнов О.Н., Абатурова И.В., Савинцев И.А., Емельянова И.А., Петрова И.Г., Стороженко Л.А. Инженерно-геологические условия долинных территорий в зоне многолетней мерзлоты Ямало-Ненецкого автономного округа и их трансформация при техногенном воздействии. – Екатеринбург: Уральский государственный горный университет, 2014.
79. Гутарева О.С., Иванов Е.В., Буддо И.В., Кононов А.М., Мищюркеева Н.В., Шелохов И.А., Шеин А.Н., Краев Г.Н., Смирнов А.С. Происхождение ледяных бугров вблизи р. Ерката-Яха (полуостров Ямал) по соотношению изотопных отношений ΔD и $\Delta^{18}O$ // Геодинамика и тектонофизика. – 2024. – Т. 15. – № 6. – 0800. DOI: 10.5800/GT-2024-15-6-0800.
80. Данилов И.Д. Мерзлотно-фациальное строение водораздельных плейстоценовых отложений нижнего течения р. Енисея // Проблемы криолитологии, вып. 1. 1969. М.: Изд-во Моск. ун-та. С. 93 – 105.
81. Данилов И.Д. Пластовые льды в субаквальных отложениях севера Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири. Вып. 5. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1975. С. 205 – 215.
82. Данилов И.Д. Методика криолитологических исследований. М.: Недра. 1983. – 200 с.
83. 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.
84. Данилов И.Д. Подземные льды. М. Недра. 1990. – 140 с
85. Данилова Н.С. Жильные льды и бугристые торфяники района г. Салехарда // Тр. Ин-та мерзловедения им. В.А. Обручева. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – Т. XIX. – С. 75–80.
86. Демидов Н.Е., Гунь А.Ю., Балихин Е.И., Гагарин В.Е., Гузева А.В., Дежникова А.А., Казанцев В.С., Кошурников А.В., Нарижная А.И. Строение, газонасыщенность и температурное состояние многолетних бугров пучения (пинго) в долине р. Вась-Юган (окрестности Салехарда, Западная Сибирь) // Геофизические процессы и биосфера. – 2022. – Т. 21. – № 3. – С. 27–38.

87. Демидов В.Э. Гидролакколиты архипелага Шпицберген: Дис. ... канд. геогр. наук. – СПб.: Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, 2025. – 138 с.
88. Драницин Д.А. О некоторых зональных формах рельефа крайнего Севера // Почвоведение. – 1914. – № 4. – С. 21–68.
89. Дубиков Г.И. Некоторые данные по климату верхнего плейстоцена на севере Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1962. – № 6. – С. 80–85.
90. Дубиков Г.И., Корейша М.М. Ископаемые инъекционные льды на полуострове Ямал // Известия АН СССР. Серия географическая. 1964. №5. С. 58 – 65.
91. Дубиков Г.И. Повторно-жильные льды в Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1966. – № 5. – С. 73–80.
92. Дубиков Г.И. Парагенез пластовых льдов и мерзлых пород Западной Сибири // Пластовые льды криолитозоны. Под ред. А.И. Попова. Якутск. Изд. ИМ СО АН СССР. 1982. С. 24 – 42.
93. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. – М.: ГЕОС, 2002. – 246 с.
94. Дубинина Е.О., Коссова С.А., Мирошников А.Ю., Фяйзуллина Р.В. Изотопные (δD , $\delta^{18}O$) параметры и источники опресненных вод Карского моря // Океанология. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 38–48.
95. Евсеев В.П. Миграционные бугры пучения Северо-Востока Европейской части СССР и Западной Сибири: Дис. ... канд. геогр. наук. – 1974. – 159 с.
96. Ершов Э.Д., ред. Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М.: Недра, 1989.
97. Жесткова Т.Н., Шур Ю.Л. Об инфильтрационно-сегрегационном механизме образования пластовых льдов // Пластовые льды криолитозоны. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1982. – С. 105–115.
98. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX. – № 3. – С. 16–27.
99. Каплянская Ф.А. Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье п-ва Ямал у пос. Харасавэй // Пластовые льды криолитозоны / Под ред. А.И. Попова. – Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. – С. 71–80.

100. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 231. – № 5. – С. 1185–1187.
101. Качурин С.П. О генезисе наиболее распространенных ископаемых льдов севера. М.-Л.: Изд. АН СССР. 1946. – 37 с.
102. Конищев В.Н. Природа циклического строения ледового комплекса Восточной Сибири // Криосфера Земли. – 2013. – Т. 17. – № 1. – С. 3–16.
103. Конищев В.Н., Маслов А.Д. Механизм роста сингенетических полигонально-жильных льдов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. – 1968. – № 4. – С. 65–72.
104. Коняхин М.А., Михалев Д.В., Соломатин В.И. Изотопно-кислородный состав подземных льдов: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. – 156 с.
105. Корейша М.М., Хименков А.Н., Брыксина Г.С. Пластовые комплексы подземных льдов в районе оз.Нейто (п-ов Ямал) // Пластовые льды криолитозоны. Под ред. А.И.Попова. Якутск. Изд. ИМ СО АН СССР. 1982. С. 42 – 51.
106. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. – М.: Научный мир, 2010. – 351 с.
107. Крицук Л.Н., Дубиков Г.И., Поляков В.А. Использование стабильных изотопов при изучении подземных льдов // Материалы гляциологических исследований. – М.: Изд-во АН СССР, 1986. – Вып. 55. – С. 92–97.
108. Кузин И.Л., Астафьев Н.Ф. Криогенные дислокации на западном побережье полуострова Ямал // Изв. ВГО. – 1975. – Т. 107. – Вып. 6. – С. 510–515.
109. Кузякин Л.П., Макшеев Р.Р., Кречетов П.П., Самоквалов Н.Д., Кисляк У.А., Кирьянова О.М., Лысакова Е.В., Товпек С.И. Литолого-геохимическая индикация условий осадконакопления в позднем плейстоцене – голоцене на Уральском побережье Байдарацкой губы // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2024. – Вып. 11. – С. 199–209.
110. Кузякин Л.П., Стрелецкая И.Д., Макшеев Р.Р., Самоквалов Н.Д., Кречетов П.П., Терская Е.В., Белова Н.Г., Кисляк У.А. Литолого-геохимическая индикация условий осадконакопления нерасчленённых байдарацких и оленьих песков с пластовыми льдами // Проблемы криосферы Земли: Тезисы докладов Всероссийской Пушчинской

конференции по мерзлотоведению с международным участием. –
Пушино, Россия, 12–16 мая 2025. – С. 37–38.

111. Лепокурова О.Е., Иванова И.С., Пыряев А.Н. Стабильные изотопы водорода, кислорода и углерода при интерпретации условий формирования поверхностных водных объектов Ямало-Ненецкого автономного округа // Изв. Томск. политехн. ун-та. Инж. георесур. – 2023. – Т. 334. – № 6. – С. 7–19. DOI: 10.18799/24131830/2023/6/4038.
112. Лопатин И.А. Об изборожденных и шлифованных льдом валунах и утесах по берегам Енисея к северу от 60° с.ш. // Записки 190 Императорского Русского Географического Общества по общей географии. Том 4. СПб. 1871. С. 293 – 328.
113. Лопатин И.А. Некоторые сведения о ледяных слоях в Восточной Сибири // Приложение № 1 к XXIX тому Записок Императорской Академии Наук. (читано в заседании физико-математического отделения 18 мая 1876 года). СПб. 1876. С. 3 – 32.
114. Лопатин И.А. Дневник Туруханской экспедиции 1866 года // Записки Императорского Русского Географического Общества, том XXVIII. № 2. СПб. 1897. С. 1 – 191.
115. Львов А.В. Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на Западной части Амурской жел. дор. в условиях "вечной" мерзлоты почвы (летний и зимний режим рек, грунтовых вод и условия питания глубоких водоносных толщ в районах сплошного распространения "вечной" мерзлоты). Иркутск: Типолитография П.И.Макушина и В.М.Посохина. 1916. 861 с.
116. Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Екайкин А.А., Лаврентьев И.И., Козачек А.В., Чернов Р.А. Изотопный состав снега и льда на ледниках Новой Земли // Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – № 3. – С. 293–306.
117. Москаленко Н.Г., Пономарева О.Е. Динамика криогенных ландшафтов Западной Сибири под влиянием природных и антропогенных факторов // Криосфера Земли. – 2004. – Т. 8. – № 2. – С. 11–19.
118. Назаров Д.В. Четвертичные отложения центральной части Западно-Сибирской Арктики: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – СПб.: Санкт-Петербургский государственный университет, 2011. – 25 с.
119. Новоселов А.А., Слагода Е.А., Бутаков В.И., Леонова Л.В. Аутигенный барит в отложениях палеотермоцирка полуострова Ямал. Проблемы Арктики и Антарктики. 2025;71(3):346–358.

120. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2016. – 197 с.
121. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Курчатова А.Н. Стратиграфия разреза «Марре-Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа // Лёд и Снег. – 2015. – Т. 55. – № 4. – С. 87–94.
122. Орехов П.Т., Попов К.А., Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Тихонравова Я.В., Опокина О.Л., Симонова Г.В., Мелков В.Н. Бугры пучения острова Белый в прибрежно-морской обстановке Карского моря // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI. – № 1. – С. 46–56
123. Орлянский В.В. Формирование и пространственное размещение залежей подземных льдов на Ямале // Криогенные процессы и явления в Сибири. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1984. – С. 22–30.
124. Паламарчук В.А., Токарев И.В., Башкова А.А., Чежина Е.П. Некоторые особенности изотопного и химического состава природных вод криолитозоны Западной Сибири на примере г. Салехард // Проблемы криосферы Земли: сборник тезисов Всероссийской научной конференции (Пушино, Россия, 12–16 мая 2025 г.) / отв. ред.: А.В. Лупачёв, А.А. Абрамов. – Пушино: ИФХиБПП РАН, 2025. С. 207–208.
125. Паламарчук В. А., Токарев И. В., Башкова А. А. и др. Формирование химического и изотопного состава поверхностных и подземных вод в условиях деградации многолетнемерзлых пород и воздействия антропогенных факторов на примере селитебной зоны Салехарда // Арктика: экология и экономика. 2026. Т. 16, № 2.
126. Пармузин С.Ю., Суходольский С.Е. Пластовые льды Среднего Ямала и их роль в формировании рельефа // Пластовые льды криолитозоны. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1982. – С. 51–61.
127. Петров В.Г. Опыт определения давления грунтовых вод в наледных буграх // Труды комиссии по изучению вечной мерзлоты. – 1934. – Т. 3. – С. 59–72.
128. Письменюк А.А., Семенов П.Б., Тарасевич И.И., Лейбман М.О., Бабкин Е.М., Нестерова Н.Б., Малышев С.А., Стрелецкая И.Д., Шатрова Е.В., Хомутов А.В. Исследования четвертичных отложений и подземных льдов центрального Ямала // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. – 2021. – Вып. 8. – С. 173–176. DOI: 10.24412/2687-1092-2021-8-173-176.

129. Попов А.И. Вечная мерзлота в Западной Сибири. – М.: Изд-во АН СССР, 1953. – 230 с.
130. Попов А.И. Особенности литогенеза аллювиальных равнин в условиях сурового климата // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1953. – № 2. – С. 45–62.
131. Попов А.И. Происхождение и развитие мощного ископаемого льда // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – Вып. 2. – С. 5–24.
132. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. – 304 с.
133. Пьявченко Н.И. Бугристые торфяники. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 280 с.
134. Розенбаум Г.Э., Архангелов А.А., Коняхин М.А. Термокарстово-пещерные льды Яно-Индигирской низменности // Проблемы криолитологии. – 1978. – Вып. 7. – С. 74–92.
135. Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарацкой губы (Карское море) // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – С. 41–68.
136. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Наука, 1977. – 212 с.
137. Сакс В.Н. Некоторые данные о вечной мерзлоте в низовьях Енисея // Проблемы Арктики. 1940. № 1. С. 62 – 79.
138. Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно-инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // Доклады Российской Академии Наук. 2010а. Том 432. №2. С. 264 – 266.
139. Слагода Е.А., Лейбман М.О., Опокина О.Л. Генезис деформаций в голоцен-четвертичных отложениях с пластовыми льдами на Югорском полуострове // Криосфера Земли. 2010б. Том XIV. №4. С. 30 – 41.
140. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнелепестово-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. – 2012. – Т. 16. – № 2. – С. 9–22.
141. Слагода Е.А., Лейбман М.О., Хомутов А.В., Орехов П.Т. Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море (часть 1) // Криосфера Земли. – 2013. – Т. 17. – № 4. – С. 11–21.

142. Соловьев П.А. Лёд в вечномёрзлых грунтах в районе поселка Анадырь // Недра Арктики. 1947. Вып. 2. М.- Л. С. 213 – 232.
143. Соловьев П.А. Булгунняхы Центральной Якутии // Исследования вечной мерзлоты в Якутской республике. – 1952. – Вып. 3. – С. 226–258.
144. Соломатин В.И. Сегрегационные процессы на боковых контактах полигонально-жильных льдов // Проблемы криолитологии, вып. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1973. С. 137–145.
145. Соломатин В.И. Петрогенез подземных льдов. – Новосибирск: Наука, 1986. – 215 с.
146. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения / Отв. ред. В.П. Мельников. – Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2013. – 346 с.
147. Соломатин В.И., Белова Н.Г. Доказательства погребенного глетчерного происхождения пластовых льдов // Труды десятой международной конференции по мерзлотоведению ТИСОР. – Салехард, 2012. – С. 493–497.
148. Соломатин В.И., Коняхин М.А., Николаев В.И., Михалев Д.В. Условия залегания и состав пластовых льдов на полуострове Ямал // Материалы гляциологических исследований. – 1993. – Вып. 77. – С. 139–149.
149. Соромотина О.В. Климат // Атлас Ямало-Ненецкого Автономного округа / Под ред. С.И. Ларина. – Омск: ФГУБ «Омская картографическая фабрика», 2004. – С. 105–127.
150. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Федин В.А., Задорожная Н.А. Особенности формирования мерзлых пород в устьях рек и лайдах Западного Ямала // Труды V Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». М., 2016. С. 398–403.
151. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Матюхин А.Г. Изотопный состав подземных льдов Западного Ямала (Марре-Сале) // Лёд и Снег. – 2013. – № 2. – С. 83–92.
152. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене-голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19. – № 2. – С. 98–106.

153. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X. – № 2. – С. 68–78.
154. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэгов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли. – 2002. – Т. 6. – № 3. – С. 15–24.
155. Строение и свойства пород криолитозоны южной части Бованенковского газоконденсатного месторождения / Отв. ред. Е.М. Чувиллин. – М.: ГЕОС, 2007. – 137 с.
156. Сумгин М.И. К вопросу о вечной мерзлоте в торфяных буграх на Кольском полуострове // Труды комиссии по изучению вечной мерзлоты АН СССР. – Л.: Изд-во АН СССР, 1934. – Т. 3. – С. 107–115.
157. Тарасевич И.И., Лейбман М.О., Кизяков А.И., Нестерова Н.Б., Письменюк А.А., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Распространение и морфометрические характеристики термоцирков пластовых льдов в районе северного участка железной дороги Обская – Бованенково // Материалы XVII Всероссийской научно-практической конференции и выставки «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации». – М., 2022. – С. 252–258.
158. Тарноградский В.Д. О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ва Ямал // Пластовые льды криолитозоны. Под ред. А.И.Попова. Якутск. Изд. ИМ СО АН СССР. 1982. С. 80 – 89.
159. Тихонравова Я.В. Особенности строения полигонально-жильных льдов севера Гыданского полуострова и Пур-Тазовского междуречья: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Якутск, 2019.
160. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Бутаков В.И., Лупачёв А.В., Кузнецова А.О., Симонова Г.В. Гетерогенное строение полигонально-жильных льдов в торфяниках Пур-Тазовского междуречья // Лёд и Снег. – 2020. – Т. 60. – № 2. – С. 225–238.
161. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Курчатова В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – № 4. – С. 553–564.
162. Токарев И.В., Исаков В.А., Исакова Т.Н. Использование изотопных методов для оценки ресурсов и запасов подземных вод // Геология, поиск и разведка месторождений. – 2024. – С. 74–80.
163. Толь Э.В. Экспедиция АН 1893 г. на Новосибирские острова и побережье Ледовитого океана // Известия Императорского Русского Географического общества. 1894. Том 30. С. 466 – 478.

164. Толь Э. Ископаемые ледники Новосибирских островов, их отношение к трупам мамонтов и к ледниковому периоду. На основании работ двух экспедиций, снаряжённых императорской Академией Наук, в 1885 – 1886 и в 1893 годах // Записки Императорского Русского Географического общества по общей географии. СПб. 1897. Том 32. №1. Изданный под редакцией И.В.Мушкетова. – 139 с (с 8 табл.).
165. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. и Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности) / Под ред. В.Т.Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1986. – 246 с.
166. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк). М.: Изд-во Моск. ун-та. 1975. – 278 с.
167. Фотиев С.М. Генезис и механизм формирования пластов повторно-инъекционного льда // Криосфера Земли. – 2015. – Т. 19. – № 1. – С. 30–40.
168. Фотиев С.М. Механизм формирования инъекционных жил льда и гидролакколитов // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15. – № 2. – С. 44–55.
169. Хименков А.Н. Формирование криогенного строения морских отложений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М.: ПНИИИС, 1985. – 23 с.
170. Чекотилло А.М. Наледи и меры борьбы с ними. В кн.: Сумгин М.И., ред. – М.: Гушосдор, 1940.
171. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Изотопная индикация условий образования ледяного ядра булгунняхов (пинго) // Лёд и Снег. – 2018. – Т. 58. – № 4. – С. 507–523. DOI.
172. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 1. Марре-Сале // Арктика и Антарктика. – 2019. – № 4. – С. 34–51. DOI: 10.7256/2453-8922.2019.4.31645.
173. Чиждова Ю.Н., Дубинина Е.О., Коссова С.А., Авдеев А.С., Мирошников А.Ю. Формирование изотопных параметров ледников архипелага Новая Земля // Материалы XXII Симпозиума по геохимии изотопов им. А.П. Виноградова. – М.: ГЕОХИ РАН, 2019. – С. 482–489.
174. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Изотопная индикация источника воды для образования ледо-минерального ядра торфяных миграционных бугров пучения // Лёд и Снег. – 2020. – Т. 60. – № 3. – С. 395–408. DOI.

175. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Проблемы изотопной индикации генезиса пластовых залежей Ямала. Часть 2. Харасавэй // Арктика и Антарктика. – 2020. – № 1. – С. 35–55. DOI.
176. Чиждова Ю.Н., Бабкин Е.М., Хомутов А.В. Изотопный состав кислорода и водорода повторно-жильных льдов Центрального Ямала // Лёд и Снег. – 2021. – Т. 61. – № 1. – С. 139–148.
177. Чиждова Ю.Н., Кузякин Л.П., Васильчук Ю.К., Рогова З.М., Дунаев А.В. Изотопные характеристики ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) повторно-жильных льдов у южной границы их распространения вблизи города Лабытнанги // Лёд и Снег. – 2025. – Т. 65. – № 3. – С. 518–532. DOI.
178. Чиждова Ю.Н., Николаева Е.С., Кузякин Л.П. Еще одно очевидное свидетельство внутригрунтового генезиса пластовых льдов Ямала // Арктика и Антарктика. – 2026а. – № 2. – С. 323–339. DOI.
179. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К. Интерпретация изотопных данных по пластовым льдам Западной Сибири – ключ к пониманию условий их формирования // Лёд и Снег. – 2026б. – Т. 66. – № 1. – С. 155–171.
180. Чиждова Ю.Н., Васильчук Ю.К., Кузякин Л.П. Голоценовые повторно-жильные льды на западном побережье Байдарацкой губы: изотопная индикация ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) процессов локального термокарста // Докл. РАН. – 2026в. – Т. 527. – № 1. – С. 29–39.
181. Швецов П.Ф. Вечная мерзлота и инженерно-геологические условия Анадырского района / Под ред. М.И.Сумгина и А.И.Ефимова. Л.: Изд. Главсевморпути. 1938. – 78 с.
182. Швецов П.Ф. Подземные воды и ископаемые льды района пос. Анадырь и бухты Угольной // Недра Арктики. М.- Л. 1947. Вып. 2. С. 204 – 211.
183. Шполянская Н.А. Спорные вопросы четвертичной истории Российской Арктики в материалах по криолитозоне // Инженерная геология. – 2022. – Т. 17. – № 4. – С. 52–64.
184. Шполянская Н.А., Евсеев В.П. Выпуклобугристые торфяники северной тайги Западной Сибири // Природные условия Западной Сибири. – М., 1972. – С. 134–146.
185. Шполянская Н.А., Стрелецкая И.Д. Генетические типы пластовых льдов и особенности их распространения в Российской Субарктике // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII. – № 4. – С. 56–71.
186. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. Петрография пресного льда как метод гляциологического исследования. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 492 с.

187. Юровский Ю.Г., Байсарович И.М. Гидрогеология прибрежной зоны. – Симферополь: ДиАйПи, 2005. – 180 с.
188. Alcalá F.J., Custodio E. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers: a review // *J. Hydrol.* – 2008. – Vol. 359. – No. 1-2. – P. 191–204.
189. Allard M., Caron S., Bégin Y. Climatic and ecological controls on ice segregation and thermokarst: The case study of a permafrost plateau in northern Quebec // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 1996. – Vol. 7. – Iss. 3. – P. 207–227.
190. Allard M., Rousseau L. The internal structure of a palsa and peat plateau in the Riviere Boniface region, Quebec: inferences on the formation of the ice segregation // *Geographie physique et Quaternaire.* – 1999. – Vol. 53. – N 3. – P. 373–387.
191. Allard M., Seguin M.K. The Holocene evolution of permafrost near the tree line, on the eastern coast of Hudson Bay (northern Quebec) // *Canadian Journal of Earth Sciences.* – 1987a. – Vol. 24. – P. 2206–2222.
192. Allard M., Seguin M.K. Le pergélisol au Québec nordique: bilan et perspectives // *Geographie physique et Quaternaire.* – 1987b. – Vol. 41. – P. 141–152.
193. Allard M., Seguin M.K., Levesque R. Palsas and mineral permafrost mounds in northern Quebec / *International geomorphology, Part II.* Ed. V. Gardiner. – New York: John Wiley, 1987c. – P. 285–309.
194. Allard M., Tremblay G. La dynamique littorale des les Manitounuk durant l'Holocène // *Zeitschrift für Geomorphologie.* – 1983. – B.47. – S. 61–95.
195. Allard M., Wang B., Pilon J.A. Recent cooling along the southern shore of Hudson Strait, Quebec, Canada, documented from permafrost temperature measurements // *Arctic and Alpine Research.* – 1995. – Vol. 27. – P. 157–166.
196. Anderson L., Abbott M.B., Finney B.P. Holocene climate inferred from oxygen isotope ratios in lake sediments, Central Brooks Range, Alaska // *Quatern. Res.* – 2001. – Vol. 55. – No. 3. – P. 313–321. DOI: 10.1006/qres.2001.2219.
197. Angelopoulos M., Fox D., Pollard W.H. Geochemically-Induced unfrozen water effects on CCR surveys of massive ground ice, Western Canadian Arctic // *Permafrost, Tenth International Conference, Proceedings* / Editor: K.M.Hinkel. Salekhard, 25-29 June 2012. Vol. 1. Salekhard: The Northern Publisher. Russia. 2012. P. 27 – 32.
198. 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. – PANGAEA. DOI: 10.1594/PANGAEA.707363.
199. Asselin H., Payette S. Detecting local-scale fire episodes on pollen slides // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 2005. – Vol. 137. – P. 31–40.
 200. Asselin H., Payette S. Origin and long-term dynamics of a subarctic tree line // *Ecoscience*. – 2006. – Vol. 13. – N 2. – P. 135–142.
 201. Astakhov V., Nazarov D. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // *Quat. Sci. Rev.* – 2010. – Vol. 29. – P. 3615–3629.
 202. Astakhov V. The postglacial Pleistocene of the northern Russian mainland // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – Vol. 92. – P. 388–408. DOI: 10.1016/j.quascirev.2014.03.009
 203. Baranskaya A.V., Bogatova D.M., Ogorodov S.A. Yamal and Gydan Peninsulas: Quaternary Evolution and Rapid Modern Changes of Permafrost Lowlands // *Doklady Earth Sciences*. – 2025. – Vol. 525. – Article 65. DOI: 10.1134/S1028334X25609952
 204. Baranskaya A.V., Novikova A.V., Shabanova N., Romanenko F.A., Ogorodov S.A. Late Quaternary and Modern Evolution of Permafrost Coasts at Beliy Island, Kara Sea // *Journal of Coastal Research*. – 2020. – Vol. 95. – Special Issue No. 1. – P. 356–361. DOI: 10.2112/SI95-069.1
 205. Belova N.G., Solomatin V.I., Romanenko F.A. Massive Ground Ice on the Ural Coast of Baydaratskaya Bay, Kara Sea, Russia // *Permafrost. Proceedings of Ninth International Conference / Editors: D.L. Kane and K.M. Hinkel*. Vol. 1. Institute of Northern Engineering University of Alaska, Fairbanks. 2008. P. 107 – 112.
 206. Belova N.G., Solomatin V.I., Meyer H. Isotopic Composition of Massive Ground Ice Exposure at the Kharasavey Coast, West Yamal // *Thermal State of Frozen Ground in a Changing Climate During the IPY. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, 13–17 198 June 2010 / Editors: J.R. Mertes, H.H. Christiansen, B. Etzelmiüller*. Publ.: The University Centre in Svalbard. 2010. P. 284.
 207. Benaafi M., Abba S.I., Aljundi I.H. Effects of seawater intrusion on the groundwater quality of multi-layered aquifers in eastern Saudi Arabia // *Molecules*. – 2023. – Vol. 28. – No. 7. – 3173. DOI: 10.3390/molecules28073173.
 208. Borge A.F., Westermann S., Solheim I., Etzelmiüller B. Strong degradation of palsas and peat plateaus in northern Norway during the last 60 years // *The Cryosphere*. – 2017. – Vol. 11. – No. 1. – P. 1–16.
 209. Bray, M.T., French, H.M., Shur, Y., 2006. Further cryostratigraphic observations in the CRREL permafrost tunnel, Fox, Alaska. *Permafr. Periglac. Process.* 17 (3), 233–243.
 210. Bronk Ramsey C. OxCal version 4.4.4. – 2021. Available at: <https://c14.arch.ox.ac.uk>.

211. Brown G. Palsas and other permafrost features in the Lower Rock Creek Valley, West-Central Alberta // *Arctic and Alpine Research*. – 1980. – Vol. 12. – N 1. – P. 31–40.
212. Brown J., Nelson F., Brockett B., Outcalt S.I., Everett K.R. Observations on ice cored mounds at Sukakpak Mountain, southcentral Brooks Range, Alaska // *Proceedings, Fourth International Conference on Permafrost*, vol. I. – Washington, D.C.: National Academy Press, 1983. – P. 91–96.
213. Brown R.J.E. Occurrence of permafrost in Canadian peatlands // *Proceedings of the Third International Peat Congress held in Quebec, Canada 18–24 August 1968*. – P. 174–181.
214. Brown R.J.E. Permafrost – distribution and relation to environmental factors in the Hudson Bay Lowland analyzed // *Proceedings of the Symposium on the physical environment of the Hudson Bay Lowland*. 30–31 March 1973. University of Guelph. Ontario. – 1973. – P. 35–68.
215. Brown R.J.E., Pewe T.L. Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment: A review, 1963–1973 // *North American Contribution Permafrost Second International Conference*. Yakutsk. USSR. National Academy of Science Washington, D.C. – 1973. – P. 71–100.
216. Burton J.A., Prim R.C., Slichter W.P. The Distribution of Solute in Crystals Grown from the Melt. Part I. Theoretical // *Journal of Chemical Physics*. – 1953. – Vol. 21. – No. 11. – P. 1987–1991.
217. Cardyn R., Clark I.D., Lacelle D., Lauriol B., Zdanowicz C., Calmels F. Molar gas ratios of air entrapped in ice: A new tool to determine the origin of relict massive ground ice bodies in permafrost // *Quaternary Research*. 2007. Vol. 68. Iss. 2. P. 239 – 248
218. Chizhova J.N., Babkin E.M., Zazovskaya E.P., Khomutov A.V. Features of Late Pleistocene massive ice formation in the central Yamal Peninsula based on isotopic signature ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) of ice // *Polar Science*. – 2022. – Vol. 33. – 100848. DOI: 10.1016/j.polar.2022.100848.
219. Chizhova Ju.N., Vasil'chuk Yu.K., Kuzyakin L.P., Zazovskaya E.P., Vorobyov M.A. Regional-scale isotopic and geochemical record of MIS 3 massive ice in the Kara Sea coastal zone, Russian Arctic: implications for sea-level and paleohydrology. *Quaternary International*. 2026, in press.
220. Chizhova Ju.N., Nikolaeva E.S., Kuzyakin L.P. Genesis and formation processes of Late Pleistocene massive ice at the Vaskiny Dachi key site, Yamal Peninsula. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2026, in press.
221. Christiansen H.H., Matsuoka N., Watanabe T. Progress in understanding the dynamics, internal structure and palaeoenvironmental potential of ice wedges and sand wedges // *Permafrost Periglac. Process.* – 2016. – Vol. 27. – No. 4. – P. 365–376.
222. Coulombe S., Fortier D., Lacelle D., St Onge G., Guertin Pasquier A. Early Pleistocene glacier ice preserved in permafrost in the eastern Canadian

- Arctic // Geology. – 2024. – Vol. 53. – No. 1. – P. 50–54. DOI: 10.1130/G52446.1.
223. Coultish T.L. Long-term development of palsas and other permafrost-cored mounds in mountainous terrain, Wolf Creek, southern Yukon: MSc. Thesis. – University of Ottawa, Ottawa, Canada, 2002. – 125 p.
 224. Craig H., Gordon L.I. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere // *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* / Ed. E. Tongiorgi. – Spoleto: Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1965. – P. 9–130.
 225. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus*. – 1964. – Vol. 16. – No. 4. – P. 436–468.
 226. Demidov V., Wetterich S., Demidov N., Schirrmeister L., Verkulich S., Koshurnikov A., Gagarin V., Ekaykin A., Terekchov A., Veres A., Kozachek A. Pingo drilling reveals sodium-chloride-dominated massive ice in Grøndalen, Spitsbergen // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2021. – Vol. 32. – No. 4. – P. 572–586. DOI: 10.1002/ppp.2124.
 227. Demidov N., Wetterich S., Verkulich S., Ekaykin A., Meyer H., Anisimov M., Schirrmeister L., Demidov V., Hodson A.J. Geochemical signatures of pingo ice and its origin in Grøndalen, west Spitsbergen // *The Cryosphere*. – 2019. – Vol. 13. – No. 11. – P. 3155–3169. DOI: 10.5194/tc-13-3155-2019.
 228. Dever L., Hillaire-Marcel C., Fontes J.C.H. Composition isotopique, géochimie et genèse de la glace en lentilles (palsen) dans les tourbières du Nouveau-Québec (Canada) // *Journal of Hydrology*. – 1984. – Vol. 71. – P. 107–130.
 229. Ding Z., Koriem M.A., Ibrahim S.M., Antar A.S., Ewis M.A., He Z., Kheir A.M.S. Seawater intrusion impacts on groundwater and soil quality in the northern part of the Nile Delta, Egypt // *Environ. Earth Sci.* – 2020. – Vol. 79. – No. 13. DOI: 10.1007/s12665-020-09006-4.
 230. Dvornikov Yu.A., Leibman M.O., Heim B., Khomutov A.V., Roessler S., Gubarkov A.A. Thermodenudation on Yamal Peninsula as a source of the dissolved organic matter increase in thaw lakes // *Kriosfera Zemli*. – 2017. – Vol. 21. – No. 2. – P. 33–42. DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-2(33-42).
 231. Emiliani C. Pleistocene temperatures // *J. Geol.* – 1955. – Vol. 63. – P. 538–578.
 232. Faucher B., Lacelle D., Fisher D.A., Weisleitner K., Andersen D.T. Modeling δD – $\delta^{18}O$ Steady-State of Well-Sealed Perennially Ice-Covered Lakes and Their Recharge Source: Examples From Lake Untersee and Lake Vostok, Antarctica // *Frontiers in Earth Science*. – 2020. – Vol. 8. – Article 220. – P. 1–13.
 233. Fernandez-Cortes A., Martin-Pozas T., Cuezva S., Gazquez F., Benavente D., Cañaveras J.C., Saiz-Jimenez C., Sanchez-Moral S. Isotopic

- tracking of condensation, infiltration and interstitial water to detect microbial activity in caves // EGU General Assembly 2023. – Vienna, Austria, 24–28 Apr 2023. – EGU23-16065. DOI: 10.5194/egusphere-egu23-16065.
234. Fisher D.A., Lacelle D., Pollard W., Faucher B. A model for stable isotopes of residual liquid water and ground ice in permafrost soils using arbitrary water chemistries and soil-specific empirical residual water functions // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2020. – Vol. 31. – No. 4. – P. 1–13.
 235. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits, and paleoenvironments of the Marresale Area, Western Yamal Peninsula, Russia // *Quat. Res.* – 2002. – Vol. 57. – No. 3. – P. 355–370.
 236. French H.M., Guglielmin M. Cryogenic processes and landforms in the Italian Alps // *Permafrost Periglac. Process.* – 2000. – Vol. 11. – P. 163–174.
 237. French H.M., Harry D.G. Observations on buried glacier ice and massive segregated ice, western Arctic coast, Canada // *Permafr. Periglac. Process.* – 1990. – Vol. 1. – P. 31–43.
 238. French H.M. *The periglacial environment*. Third Edition. Chichester: John Wiley and Sons Ltd. 2007. – 458 p.
 239. Fritz M., Wetterich S., Meyer H., Schirrmeister L., Lantuit H., Pollard W.H. Origin and Characteristics of Massive Ground Ice on Herschel Island (Western Canadian Arctic) as revealed by Stable Water Isotope and Hydrochemical Signatures // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2011. Vol. 22: Iss. 1. P. 26 – 38.
 240. Gavrilov A.V., Pavlov V.E., Fridenberg A.V., Boldyrev M.L., Khilimonyuk V.Z., Pizhankova E.I., Buldovich S.N., Kosevich N.I., Alyautdinov A.R., Ogienko M.A., Roslyakov A.G., Cherbunina M.Y., Ospennikov E.N. The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints // *The Cryosphere*. – 2020. – Vol. 14. – No. 6. – P. 1857–1873. DOI: 10.5194/tc-14-1857-2020.
 241. Gerritse R.G., George R.J. The role of soil organic matter in the geochemical cycling of chloride and bromide // *J. Hydrol.* – 1988. – Vol. 101. – No. 1-4. – P. 83–95.
 242. Gibson J.J. Short-term evaporation and water budget comparisons in shallow Arctic lakes using non-steady isotope mass balance // *J. Hydrol.* – 2002. – Vol. 264. – P. 242–261. DOI: 10.1016/S0022-1694(02)00091-4.
 243. Grosse G., Jones B.M. Spatial distribution of pingos in northern Asia // *The Cryosphere*. – 2011. – Vol. 5. – No. 1. – P. 13–33. DOI: 10.5194/tc-5-13-2011.
 244. Gusev E.A., Anikina N.Y., Derevyanko L.G., Krylov A.V., Maksimov F.E., Medvedeva M.A., Molodkov A.N., Polyakova E.I., Rekant P.V., Stepanova A.Yu. Late Quaternary sea-level history and climate changes of

- Yenisei Gulf area, Kara Sea // Arctic paleoclimate proxies and chronologies. APEX Fourth International Conference. – Höfn, Iceland. – 2010. – P. 29–32.
245. Harris S.A. A Genetic Classification of the Palsa-Like Mounds in Western Canada // *Biuletyn Peryglacjalny*. – 1998. – Vol. 37. – P. 115–130.
246. Harris S.A. Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indices // *Biuletyn Peryglacjalny*. – 1982. – Vol. 29. – P. 163–182.
247. Harris S.A. Palsa-like mounds developed in a mineral substrate, Fox Lake, Yukon Territory // *Permafrost – Six International Conference*. Beijing, China, 5–9 July 1993. Proceedings, Vol. 1. Brown, J., et al. (eds.). – Guangzhou, China. South China University of Technology Press, 1993. – P. 238–243.
248. Harris S.A., Krouse H.R. Origin of ground ice as interpreted from stable isotope data // *Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada; annual meeting; program with abstracts*. C. Stearn. – Waterloo, ON, Canada: Geological Association of Canada, 1989. – P. 14–59.
249. Harris S.A., Nyrose D. Palsa formation in floating peat and related vegetation cover as illustrated by a fen bog in the MacMillan Pass, Yukon Territory, Canada // *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*. – 1992. – N 74A(4). – P. 349–362.
250. Harris S.A., Schmidt I.H. Permafrost Aggradation and Peat Accumulation since 1200 years B.P. in Peat Plateaus in Tutchitua, Yukon Territory (Canada) // *Journal of Paleolimnology*. – 1994. – Vol. 12. – P. 3–17.
251. Harris S.A., Schmidt I.H., Krouse H.R. Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 1992. – Vol. 3. – N 1. – P. 19–27.
252. Harris S.A., Waters N.M., Krouse H.R. Hydrogen and oxygen isotopes and the origin of the ice in peat plateaus: reply // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 1993. – Vol. 4. – N 3. – P. 269–275.
253. Hem J.D. Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water // *USGS Water Supply Paper 2254*. – 3rd ed. – United States Geological Survey, Washington, DC, 1985. – 263 p.
254. Högbom B. Über die geologische Bedeutung des Frostes / Inaugural Dissertation. Univ. of Uppsala (Sonderabdruck aus dem Bull. of the Geol. Inst. of Uppsala. Vol. XII). Uppsala: Almqvist & Wiksells Boktryckeri. 1914. – 290 p.
255. Holmes M.L., Creager J.S. Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf // *Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas* / Ed. Y. Herman. — New York: Springer-Verlag, 1974. — P. 211–229.
256. Holmsen G. Spitsbergens jordbunds is og de bidrag dens undersøkelse har kunnet gi til forstaaelsen av de i arktiske land optrædende varige isleier i jorden (Ground ice in Spitsbergen and contributions toward the

- understanding of perennial ground ice found in Arctic environments) // *Det Norske Geografiske Selskaps Årbok 1912-1913*. Vol. 24. 1913. P. 1.
257. IAEA Global Network of Isotopes in Precipitation. Database. – 2022. Available from: <https://www.iaea.org/services/networks/gnip>.
 258. Islam S., Hemond H.F. Evaluation of a Freeze-Concentration Technique for Enrichment of Natural Organic Substances in Water // *Analytical Letters*. – 1991. – Vol. 24. – No. 6. – P. 1035–1045
 259. Ishikawa M., Jambaljav Y., Dashtseren A., et al. Formation chronology of Arsain Pingo, Darhad Basin, Northern Mongolia // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2016. – Vol. 27. – No. 3. – P. 297–306. DOI: 10.1002/ppp.1877.
 260. Iwahana G., Uchida M., Horiuchi K., Deming J., Eicken H., Ohno H., Mantoku K., Kobayashi T., Saito K. Radiocarbon ages of plant remains in massive ground ice and underlying sediments of the Barrow Permafrost Tunnel, Alaska // *Radiocarbon*. – 2024. DOI: 10.1017/RDC.2024.25.
 261. Jorgenson M.T., Shur Y.L., Pullman E.R. Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – Vol. 25. – No. 2. – L02503.
 262. Jouzel J., Souchez R.A. Melting and refreezing at the glacier sole and the isotopic composition of the ice // *J. Glaciol.* – 1982. – Vol. 28. – No. 98. – P. 35–42.
 263. Kanevskiy M., Shur Y., Jorgenson T., Brown D.R., Moskalenko N., Brown J., Walker D.A., Reynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // *Geomorphology*. – 2017. – Vol. 297. – P. 20–42.
 264. Kershaw G.P. Permafrost landform degradation over more than half a century, Macmillan Caribou Pass region, NWT/Yukon, Canada // *Permafrost, Eighth International Conference, Proceedings*. Zurich, 21–25 July 2003. Eds. M. Philips, S.M. Springman, L.U. Arenson. Vol. 2. – Zurich, Switzerland. A.A. Balkema Publishers. Swets & Zeitlinger B.V. Lisse. The Netherlands, 2003. – P. 543–548.
 265. Kershaw G.P. Headwater wetland storage changes following permafrost degradation, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada // *The Environmental Role of Headwater Wetlands*. Editors M. Haigh and J. Krecek. NATO Publishing Unit, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. – 2004. – 8 p.
 266. Kershaw G.P. Cryosphere and climate change: permafrost (poster). – Department of Earth and Atmospheric Sciences. University of Alberta, Edmonton, AB, Canada, 2005. – 36 p.
 267. Kershaw G.P., Gill D. Growth and decay of palsas and peat plateaus in the MacMillan Pass–Tsichu River area, Northwest Territories, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1979. – Vol. 16. – P. 1362–1374.
 268. Kershaw G.P., Skaret K.D. Microclimatic characteristics of palsas along an altitudinal gradient, Mackenzie Mountains, NWT, Canada //

- Permafrost – Six International Conference. Beijing, China, 5–9 July 1993. Proceedings, Vol. 1. Eds. J. Brown et al. – Guangzhou, China. South China University of Technology Press, 1993. – P. 338–343.
269. Kihlman O. Pflanzenbiologische studien aus Russich Lappland // Acta Societatis profauna et Bota Fennica. – 1890. – Vol. 6.
 270. Konishchev V., Golubev V., Sokratov S. Sublimation from a seasonal snow cover and an isotopic content of ice wedges in the light of a palaeoclimate reconstruction // 8th International Conference on Permafrost. – Zürich, Switzerland, 2003.
 271. 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 // Quat. Sci. Rev. – 2004. – Vol. 23. – P. 1371–1390.
 272. Kuhn W., Thürkauf M. Separation of isotopes by freezing of water and the diffusion constants of deuterium and oxygen-18 in ice – Possibility of the multiplication of separation on freezing in a hairpin countercurrent apparatus // Helv. Chim. Acta. – 1958. – Vol. 41. – P. 938–971.
 273. Kunz J., Kneisel C. Three-dimensional investigation of an open- and a closed-system pingo in northwestern Canada // Permafrost and Periglacial Processes. – 2021. – Vol. 32. – No. 4. – P. 541–557. DOI: 10.1002/ppp.2115.
 274. Kurchatova A.N., Opokina O.L., Slagoda E.A. Ground ice of the Marre Sale Cape (West Yamal) // TICOP Excursion Guidebook, Tenth International Conference on Permafrost. – Tyumen: Pechatnik, 2012. – 42 p.
 275. Lacelle D., Bjornson J., Lauriol B., Clark I.D., Troutet Y. Segregated–intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw flow headwalls, Richardson Mountains, N.W.T., Canada // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. Iss. 5–6. P. 681 – 696.
 276. Lacelle D., Lauriol B., Clark I.D., Cardyn R., Zdanowicz C.H. Nature and orgin of a Pleistocene-age massive ground-ice body exposed in the Chapman Lake moraine complex, central Yukon Territory // Quaternary Research. 2007a. Vol. 68. P. 249 – 260.
 277. Lacelle D., Doucet A., Clark I.D., Lauriol B. Acid drainage generation and seasonal recycling in disturbed permafrost near Eagle Plains, northern Yukon Territory, Canada // Chemical Geology. 2007b. Vol. 243. N1–2. P. 157 – 177.
 278. Lacelle D., Lauriol B., Clark I.D. Formation of seasonal cave ice and associated cryogenic carbonates in Caverne de l'Ours, Quebec, Canada. Kinetic isotope effects and pseudo-biogenic crystal structures // Journal of Cave and Karst Studies. 2009a. Vol. 71. N1. P. 48 – 62.
 279. Lacelle D., St-Jean M., Lauriol B., Clark I.D., Lewkowicz A., Froese D.G., Kuehn S.C., Zazula G. Burial and preservation of a 30,000 year old perennial snowbank in Red Creek valley, Ogilvie Mountains, central 205 Yukon, Canada // Quaternary Science Reviews. 2009b. Vol. 28. P. 3401 – 3413.

280. Lacelle D., Bjornson J., Lauriol B. Climatic and erosional controls affecting contemporary (1950–2004) retrogressive thaw slump activities in the Willow River valley, Richardson Mountains, N.W.T., Canada // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2010. Vol. 21. P. 1 – 15.
281. Lacelle D. On the $\delta^{18}\text{O}$, δD and d-excess relations in meteoric precipitation and during equilibrium freezing: theoretical approach and field examples // *Permafr. Periglac. Process.* – 2011. – Vol. 22. – No. 1. – P. 13–25.
282. Lacelle D., Lauriol B., Clark I.D. Origin and paleoenvironmental significance of massive ice in the Tuktoyaktuk area, western Arctic coast, Canada // *Can. J. Earth Sci.* – 2007. – Vol. 44. – No. 8. – P. 1085–1102.
283. Lacelle D., Fisher D.A., Coulombe S., Fortier D., Frappier R. Buried remnants of the Laurentide Ice Sheet and connections to its surface elevation // *Scientific Reports*. – 2018. – Vol. 8. – No. 1. – 13286. DOI: 10.1038/s41598-018-31166-2.
284. Lauriol B., Duchesne C., Clark I.D. Systématique du remplissage en eau des fentes de gel: les résultats d'une étude oxygène-18 et deutérium // *Permafr. Periglac. Process.* – 1995. – Vol. 6. – P. 47–55.
285. Lauriol B., Lacelle D., St-Jean M., Clark I.D., Zazula G.D. Late Quaternary paleoenvironments and growth of intrusive ice in eastern Beringia (Eagle River valley, northern Yukon, Canada) // *Can. J. Earth Sci.* – 2010. – Vol. 47. – P. 941–955.
286. Lehmann M., Siegenthaler U. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water // *J. Glaciol.* – 1991. – Vol. 37. – No. 125. – P. 23–26.
287. Leffingwell E de K. Ground-Ice Wedges: The Dominant Form of Ground-Ice on the North Coast of Alaska // *The Journal of Geology*. 1915. Vol. 23. Iss. 7. P. 635 – 654.
288. Leffingwell E. The Canning River region, northern Alaska. U.S. Geological Survey Professional Paper 109. 1919. – 247 p.
289. Leppiniemi O. Palsa mires of the Northern Hemisphere: environmental characteristics, degradation, and morpho-ecological state: Doctoral dissertation. – University of Oulu, 2025.
290. Leppiniemi O., Karjalainen O., Aalto J., Yletyinen E., Luoto M., Hjort J. The morpho-ecological state of palsa mires in sub-arctic Fennoscandia: insights from high-resolution spatial modelling // *CATENA*. – 2025. – Vol. 257. – 109203.
291. Leri A.C., Myneni S.C.B. Natural organobromine in terrestrial ecosystems // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 2012. – Vol. 77. – P. 1–10.
292. Lewkowicz A.G., Coultish T.L. Beaver Damming and Palsa Dynamics in a Subarctic Mountainous Environment, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2004. – Vol. 36. – N 2. – P. 208–218.

293. Liljedahl A.K., Boike J., Daanen R.P., Fedorov A.N., Frost G.V., Grosse G., Hinzman L.D., Iijma Y., Jorgenson J.C., Matveyeva N., Necsoiu M., Reynolds M.K., Romanovsky V.E., Schulla J., Tape K.D., Walker D.A., Wilson C.J., Yabuki H., Zona D. Pan Arctic ice-wedge degradation in warming permafrost and its influence on tundra hydrology // *Nat. Geosci.* – 2016. – Vol. 9. – P. 312–318.
294. Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records // *Paleoceanography*. – 2005. – Vol. 20. – PA1003.
295. Lozhkin A.V., Anderson P.M. Pollen records, Late Pleistocene – Northern Asia // *Encyclopedia of Quaternary Science* / Ed. S.A. Elias. – Elsevier, Amsterdam, 2007. – P. 2623–2633. DOI: 10.1016/B0-44-452747-8/00197-6.
296. Lundqvist G. En palsmyr sydost om Kebnekaise // *Geologiska Foreningen i Stockholm i Forhandlingar*. – 1951. – Vol. 73. – N 2. – P. 209–225.
297. Mackay J.R. The Origin of Massive Icy Beds in Permafrost, Western Arctic Coast, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1971. – Vol. 8. – No. 4. – P. 397–422. DOI: 10.1139/e71-043.
298. Mackay J.R. Catastrophic lake drainage, Tuktoyaktuk Peninsula area, District of Mackenzie // *Current Research, Part D, Geological Survey of Canada*. – 1988a. – Paper 88-1D. – P. 83–90.
299. Mackay J.R. Ice-wedge cracks, Garry Island, Northwest Territories // *Can. J. Earth Sci.* – 1974. – Vol. 11. – P. 1366–1383.
300. Mackay J.R. Massive ice: some field criteria for the identification of ice types // *Current Research, Part G, Geol. Surv. Can.* – 1989. – Paper 89-1G. – P. 5–11.
301. Mackay J.R. Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories // *Geological Survey of Canada. Current Research. Part B*. – 1983. – Paper 83-1B. – P. 67–74.
302. Mackay J.R. Pingo collapse and paleoclimatic reconstruction // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1988. – Vol. 25. – N 4. – P. 495–511.
303. Mackay J.R. Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, Western Arctic Coast, Canada: a long-term field study // *Géographie physique et Quaternaire*. – 1998. – Vol. 52. – No. 3. – P. 271–323.
304. Mackay J.R. Pulsating pingos, Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T. // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1977. – N 14. – P. 209–222.
305. Mackay J.R. Seasonal growth bands in pingo ice // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 1990. – Vol. 27. – No. 8. – P. 1115–1125. DOI: 10.1139/e90-116.
306. Mackay J.R. The frequency of ice-wedge cracking // *Permafr. Periglac. Process*. – 1992. – Vol. 3. – P. 339–342.
307. Mackay J.R. The growth of pingos, Western Arctic Coast, Canada // *Can. J. Earth Sci.* – 1973. – Vol. 10. – P. 979–1004.

308. Mackay J.R., Dallimore S.R. Massive ice of the Tuktoyaktuk area, western Arctic coast, Canada // *Can. J. Earth Sci.* – 1992. – Vol. 29. – P. 1235–1249.
309. Mangerud J., Kaufman D., Hansen J., Svendsen J.I. Ice-free conditions in Novaya Zemlya 35 000–30 000 cal years B.P., as indicated by radiocarbon ages and amino acid racemization evidence from marine molluscs // *Polar Research.* – 2008. – Vol. 27. – No. 2. – P. 187–208.
310. Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate Studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – Hydrogen and Oxygen Isotopes in Ground Ice // *Polarforschung.* – 2002. – Vol. 70. – P. 37–51.
311. Meyer H., Opel T., Laepple T., Dereviagin A.Y., Hoffmann K., Werner M. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid-to late Holocene // *Nat. Geosci.* – 2015. – Vol. 8. – No. 2. – P. 122–125.
312. Michel F.A. Isotope geochemistry of frost-blister ice, North Fork Pass, Yukon, Canada // *Can. J. Earth Sci.* – 1986. – Vol. 23. – No. 4. – P. 543–549.
313. Michel F.A. The relationship of massive ground ice and the Late Pleistocene history of Northwest Siberia // *Quaternary International.* 1998. Vol. 45/46. P. 43 – 48.
314. Michel F.A., Fritz P. Environmental isotopes in permafrost related waters along the Mackenzie valley corridor // *Permafrost. Third International Conference, Proceedings.* Edmonton. Alberta, Canada. – Ottawa: National Research Council of Canada, 1978. – P. 20–211.
315. Michel F.A., Fritz P. Significance of isotope variations in permafrost waters at Illisarvik, N.W.T. // *Permafrost. Proc. of the 4th Canadian Permafrost Conf. / Ed. H.M. French.* – Calgary: National Res. Council of Canada, 1982. – P. 173–181.
316. Mogensen I.A., Johnsen S.J., Ganopolski A., Rahmstorf S. An investigation of rapid warm transitions during MIS 2 and MIS 3 using Greenland ice core data and the CLIMBER 2 model // *Ann. Glaciol.* – 2002. – Vol. 35. – P. 398–402.
317. Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A. ¹⁴C dating of trapped gases in massive ground ice, Western Canadian Arctic // *Permafrost and Periglacial Processes.* 1996. Vol. 7. N3. P. 257 – 266.
318. Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A.T. The development of tabular massive ground ice at Peninsula Point, N.W.T., Canada // *Permafrost. Seventh International Conference. Proceedings.* Yellowknife. Canada / Editors: A.G.Lewkowicz, M.Allard. Universite Laval, Collection Nordicana, N57. Canada. 1998. P. 757 – 762.
319. Müller S.W. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. – Ann Arbor. Mich. J.W. Edwards, 1947. – 231 p.
320. Murton J.B., Waller R.I., Hart J.K., Whiteman C.A., Pollard W.H., Clark I.D. Stratigraphy and glaciotectonic structures of permafrost deformed

- beneath the northwest margin of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, Canada // *Journal of Glaciology*. 2004. Vol. 49. N170. P. 399 – 412.
321. Murton J.B. Ground-ice stratigraphy and formation at North Head, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada: a product of glacier – permafrost interactions // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2005. Vol. 16. Iss. 1. P. 31 – 50.
 322. Nazarov D.V., Nikolskaia O.A., Zhigmanovskiy I.V., Ruchkin M.V., Cherezova A.A. Lake Yamal, an ice-dammed megalake in the West Siberian Arctic during the Late Pleistocene, ~60 e35 ka // *Quaternary Science Reviews*. – 2022. – Vol. 289. – 107614.
 323. Neal C., Kirchner J.W. Sodium and chloride levels in rainfall, mist, streamwater and groundwater at the Plynlimon catchments, mid Wales: inferences on hydrological and chemical controls // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* – 2000. – Vol. 4. – No. 2. – P. 295–310.
 324. Nikolayev V.I., Mikhalev D.V. An oxygen-isotope paleothermometer from ice in Siberian permafrost // *Quat. Res.* – 1995. – Vol. 43. – No. 1. – P. 14–21.
 325. Nolte A., Bender S., Hartmann J., Baltruschat S., Moosdorf N., Reinecke R. Coastal groundwater-level trends reveal global susceptibility to seawater intrusion // *Nature Water*. – 2026. DOI: 10.1038/s44221-026-00619-8.
 326. Obu J., Westermann S., Bartsch A., Berdnikov N., Christiansen H.H., Dashtseren A., Zou D. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km² scale // *Earth-Science Reviews*. – 2019. – Vol. 193. – P. 299–316.
 327. O'Niel J.R. Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water // *J. Phys. Chem.* – 1968. – Vol. 72. – P. 3683–3684.
 328. Opel T., Dereviagin A., Meyer H., Schirrmeister L., Wetterich S. Palaeoclimatic Information from Stable Water Isotopes of Holocene Ice Wedges on the Dmitrii Laptev Strait, Northeast Siberia, Russia // *Permafr. Periglac. Process.* – 2011. – Vol. 22. – P. 84–100. DOI: 10.1002/ppp.667.
 329. 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 // *J. Glaciol.* – 2009. – Vol. 55. – No. 189. – P. 21–31.
 330. Opel T., Laepple T., Meyer H., Dereviagin A.Y., Wetterich S. Northeast Siberian ice wedges confirm Arctic winter warming over the past two millennia // *Holocene*. – 2017. – Vol. 27. – No. 11. – P. 1789–1796.
 331. Opel T., Meyer H., Wetterich S., Laepple T., Murton Ju. Ice wedges as archives of winter paleoclimate: A review // *Permafr. Periglac. Process.* – 2018. – Vol. 29. – P. 199–209.
 332. Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeister L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late

- Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait) // *Clim. Past.* – 2017. – Vol. 13. – No. 6. – P. 587–611.
333. Payette S. Peat inception and climatic change in northern Quebec // *Climatic changes on a yearly to millennial basis*. Editors Mörner N.-A., Karlen W. – Dordrecht: D. Reidel, 1984. – P. 173–179.
 334. Payette S. Les processus et les formes periglaciaires // *Ecologie des tourbières du Québec-Labrador*. Editors Payette S., Rohefort L. – Québec: Les Presses de l'Université Laval, 2001. – P. 199–239.
 335. Payette S. Contrasted dynamics of northern Labrador tree lines caused by climate change and migrational lag // *Ecology.* – 2007. – Vol. 88. – P. 770–780.
 336. Payette S., Delwaide A. Recent permafrost dynamics in a subarctic floodplain associated with changing water levels, Quebec, Canada // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research.* – 2000. – Vol. 32. – P. 316–323.
 337. Payette S., Delwaide A. Dynamics of subarctic wetland forests over the past 1500 years // *Ecological Monographs.* – 2004. – Vol. 74. – P. 373–391.
 338. Perşoiu A., Onac B.P., Wynn J.G., Bojar A.V., Holmgren K. Stable isotope behavior during cave ice formation by water freezing in Scărișoara Ice Cave, Romania // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres.* – 2011. – Vol. 116. – D02111. DOI: 10.1029/2010JD014477.
 339. Pollard W. The nature and origin of ground ice in the Herschel Island area, Yukon Territory // *Permafrost – Canada. Proceedings of the Fifth Canadian Permafrost Conference*. Collection Nordicana, N54. Centre d'études Nordiques, Université Laval. Québec: National Research Council of Canada. 1990. P. 23 – 30.
 340. Polyak L., Levitan M., Khusid T., Merklin L., Mukhina V. Variations in the influence of riverine discharge on the Kara Sea during the last deglaciation and the Holocene // *Global and Planetary Change.* – 2002. – Vol. 32. – No. 4. – P. 291–309. DOI: 10.1016/S0921-8181(02)00072-3.
 341. Posey J.C., Smith H.A. The equilibrium distribution of light and heavy waters in a freezing mixture // *J. Am. Chem. Assoc.* – 1957. – Vol. 79. – P. 555–557.
 342. Raynolds M.K., Walker D.A., Ambrosius K.J., Brown J., Everett K.R., Kanevskiy M., Kofinas G.P., Romanovsky V.E., Shur Y., Webber P.J. Cumulative geoecological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost landscapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska // *Glob. Chang. Biol.* – 2014. – Vol. 20. – No. 4. – P. 1211–1224.
 343. Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell G., Bronk Ramsey C., Butzin M., et al. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal ka BP) // *Radiocarbon.* – 2020. – Vol. 62. – No. 4. – P. 725–757. DOI: 10.1017/RDC.2020.41.

344. Roy C., Campbell Heaton K., Lacelle D., Pollard W. Massive ground ice of glacial meltwater origin in raised marine deltaic sediments, Fosheim Peninsula, high Arctic Canada // *Quat. Res.* – 2023. – Vol. 116. – P. 96–107. DOI: 10.1017/qua.2023.30.
345. Shur Y., French H.M., Bray M.T., Anderson D.A. Syngenetic permafrost growth: cryostratigraphic observations from the CRREL tunnel near Fairbanks, Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2004. – Vol. 15. – No. 4. – P. 339–347.
346. Seppälä M. The term "palsa" // *Zeitschrift für geomorphologie.* – 1972a. – Vol. 16. – P. 463.
347. Seppälä M. Peat at the top of Ruottir fell. Finnish Lapland // *Rep. Kevo Subarctic. Res. Stat.* – 1972b. – N 9. – P. 1–6.
348. Seppälä M. Seasonal thawing of a palsa at Enontekiö, Finnish Lapland, in 1974 // *Biuletyn Peryglacjalny.* – 1976. – N 26. – P. 20–22.
349. Seppälä M. Stratigraphy of a silt-cored palsa, Atlin Region, British Columbia, Canada // *Arctic.* – 1980. – Vol. 33. – N 2. – P. 357–365.
350. Seppälä M. An experimental study of the formation of palsas // *Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta.* 1981. Ed. H.M. French. – National Research Council of Canada, Ottawa, 1982. – P. 36–42.
351. Seppälä M. The origin of palsas // *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography.* – 1986. – Vol. 68A. – N 3. – P. 141–147.
352. Seppälä M. Palsas and related forms // *Advances in Periglacial Geomorphology.* Ed. M.J. Clark. – John Wiley, 1988a. – P. 247–278.
353. Seppälä M. Rock pingos in Northern Ungava Peninsula, Quebec, Canada // *Canadian Journal of Earth Sciences.* – 1988b. – Vol. 25. – N 4. – P. 629–634.
354. Seppälä M. Depth of snow and frost on a palsa mire. Finnish Lapland // *Geografiska Annaler.* – 1990. – Vol. 72A. – N 2. – P. 191–201.
355. Seppälä M. Snow depth controls palsa growth // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 1994. – Vol. 5. – N 4. – P. 283–288.
356. Seppälä M. New permafrost formed in peat hummocks (pounus), Finnish Lapland // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 1998. – Vol. 9. – N 4. – P. 367–373.
357. Seppälä M. Surface abrasion of palsas by wind action in Finnish Lapland // *Geomorphology.* – 2003a. – Vol. 52. – P. 141–148.
358. Seppälä M. An experimental climate change study of the effect of increasing snow cover on active layer formation of a palsa, Finnish Lapland // *Permafrost – Eighth International Conference, Proceedings. Zurich, 21–25 July 2003.* Eds. M. Philips, S.M. Springman, L.U. Arenson. Vol. 2. – Zurich, Switzerland. A.A. Balkema Publishers. Swets & Zeitlinger B.V. Lisse. The Netherlands, 2003b. – P. 1013–1016.
359. Seppälä M. Palsa // *Encyclopedia of geomorphology.* Ed. A.S. Goudie. – Routledge, London and New York, 2004. – P. 756–758.

360. Seppälä M. Frost heave on earth hummocks (pounus) in Finnish Lapland // Norsk geografisk tidsskrift-Norwegian journal of geography. – 2005a. – Vol. 59. – N 2. – P. 171–176.
361. Seppälä M. Dating of palsas // Quaternary studies in the northern and Arctic regions of Finland. Ed. by A.K. Ojala. Proceedings of the workshop. January 13–14th 2005. Geological Survey of Finland. Special Paper. Vol. 40. Espoo. – 2005b. – P. 79–84.
362. Seppälä M. Palsa mires in Finland // The Finnish environment. – 2006. – Vol. 23. – P. 155–162.
363. Sheinkman V.S., Sedov S.N., Bezrukova E.V. Paleoecology of the North of West Siberia in the Last Epoch of the Pleistocene: New Evidences and Scenarios // Ecosystems: Ecology and Dynamics. – 2022. – Vol. 6. – No. 4. – P. 89–104. DOI: 10.24412/2542-2006-2022-4-89-104.
364. Sher A.V., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants, and mammals // Quat. Sci. Rev. – 2005. – Vol. 24. – No. 5-6. – P. 533–569. DOI: 10.1016/j.quascirev.2004.09.007.
365. Shumskii P.A. Principles of Geocryology. – National Research Council of Canada, 1964. 118 p.
366. Shur Y., Jorgenson M.T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems // Permafr. Periglac. Process. – 2007. – Vol. 18. – P. 7–19.
367. Shur Y., Kanevskiy M., Jorgenson T., Dillon M., Stephani E., Bray M. Permafrost degradation and thaw settlement under lakes in yedoma environment // Proc. Tenth International Conference on Permafrost. – Salekhard, Russia, 2012. – Vol. 1. – P. 383–388.
368. Skrzypek G. Normalization procedures and reference material selection in stable HCNOS isotope analyses: an overview // Analytical and Bioanalytical Chemistry. – 2013. – Vol. 405. – No. 9. – P. 2815–2823.
369. Souchez R., Jouzel J. On the isotopic composition in δD and $\delta^{18}O$ of water and ice during freezing // J. Glaciol. – 1984. – Vol. 30. – No. 106. – P. 369–372.
370. St-Jean M., Lauriol B., Clark I.D., Lacelle D., Zdanowicz C. Investigation of ice-wedge infilling processes using stable oxygen and hydrogen isotopes, crystallography and occluded gases (O_2 , N_2 , Ar) // Permafr. Periglac. Process. – 2011. – Vol. 22. – No. 1. – P. 49–64. DOI: 10.1002/ppp.680.
371. Streletskaya I.D., Pismeniuk A.A., Vasiliev A.A., Gusev E.A., Oblogov G.E., Zadorozhnaya N.A. The ice-rich permafrost sequences as a paleoenvironmental archive for the Kara Sea region (Western Arctic) // Front. Earth Sci. – 2021. – Vol. 9. – 723382. DOI: 10.3389/feart.2021.723382.

372. Suzuoki T., Kimura T. D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation in ice-water systems // *Mass Spectrosc.* – 1973. – Vol. 21. – P. 229–233.
373. Taber S. The Growth of crystals under extremal pressure // *American Journal of Science. Series 4.* 1916. Vol. 41. P. 532 – 556.
374. Thorarinsson S. Notes on patterned ground in Iceland, with particular reference to the Icelandic "flas" // *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography.* – 1951. – Vol. 33A. – P. 144–156.
375. Tikhonravova Y.V., Rogov V.V., Slagoda E.A. Genetic Identification of Ground Ice By Petrographic Method // *Geogr. Environ. Sustain.* – 2021. – Vol. 14. – No. 4. – P. 20–32.
376. Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A., Butakov V.I., Koroleva E.V., Simonova G.V., Sysolyatin R.V. Isotopic composition of heterogeneous ice wedges in peatlands of the Pur-Taz interfluvium (northern West Siberia) // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2022. – Vol. 33. – P. 1–15.
377. Tomirdiaro S.V. Cryogenic wedges in the Russian Arctic // *Quat. Int.* – 1996. – Vol. 41–42. – P. 119–125.
378. Urey H.C., Lowenstam H.A., Epstein S., McKinney C.R. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and the southeastern United States // *Geol. Soc. Am. Bull.* – 1951. – Vol. 62. – P. 399–416.
379. Vallée S., Payette S. Collapse of permafrost mounds along a subarctic river over the last 100 years (northern Québec) // *Geomorphology.* – 2007. – Vol. 90. – No. 1-2. – P. 162–170.
380. Valman S., et al. InSAR-measured permafrost degradation of peatlands in northern Sweden // *The Cryosphere.* – 2023. – Vol. 17. – P. 1803–1822.
381. van Everdingen R.O. Frost Blisters of the Bear Rock Spring Area near Fort Norman, N.W.T. // *Arctic.* – 1982. – Vol. 35. – No. 2. – P. 243–265.
382. van Everdingen R.O. Frost mounds at Bear Rock near Fort Norman, Northwest Territories 1975–1976 // *Can. J. Earth Sci.* – 1978. – Vol. 15. – P. 263–276.
383. 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. – No. 3. – P. 678–687.
384. Vasil'chuk Yu., Vasil'chuk A., Budantseva N.A. Holocene January paleotemperature of northwestern Siberia reconstructed based on stable isotope ratio of ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2023. – Vol. 34. – P. 142–165.
385. Vasil'chuk Y., Vasil'chuk A., Budantseva N. AMS ^{14}C dating of Seyakha yedoma and January air palaeotemperatures for 25–21 cal ka BP based on the stable isotope compositions of syngenetic ice wedges // *Radiocarbon.* – 2022. – Vol. 64. – No. 6. – P. 1419–1429. DOI: 10.1017/RDC.2022.15.

386. Vasil'chuk Yu., Budantseva N., Vasil'chuk A., Podborny Ye., Chizhova Ju., Vasil'chuk J. Holocene multistage massive ice, Sabettayakha river mouth, Yamal peninsula, northwest Siberia // *GeoResJ.* – 2016. – Vol. 9. – P. 54–66.
387. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk J.Y. First direct radiocarbon dating (22–27 cal ka BP) of massive ice at the Mechigmen and Lavrentiya Bays coast, Eastern Chukotka // *Radiocarbon.* – 2024. – Vol. 66. – No. 2. – P. 410–420. DOI: 10.1017/RDC.2024.36.
388. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C. January mean air palaeotemperature during the formation of the Seyakha yedoma (30–13 calibrated ka BP) // *Arktika: Ekol. Ekon.* – 2024. – Vol. 14. – No. 2. – P. 164–176. DOI: 10.25283/2223-4594-2024-2-164-176.
389. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C. High-Resolution Oxygen Isotope Diagram of Late Pleistocene Ice Wedges of Seyaha Yedoma, Eastern Yamal Peninsula // *Dokl. Earth Sci.* – 2019. – Vol. 488. – P. 1120–1124.
390. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Vasil'chuk J.Yu., Ginzburg A.P. Synchronous isotopic curves in Ice Wedges of the Batagay Yedoma: Precision Matching and Similarity Scoring // *Permafr. Periglac. Process.* – 2024. – Vol. 35. – No. 3. – P. 478–492.
391. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova Ju.N., Vasil'chuk J.Yu., Ginzburg A.P. Isotope-tracing for conceptual model formation during the Holocene of Eletsy palsa, Bolshezemelskaya tundra // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2024. – Vol. 35. – No. 4. – P. 523–543.
392. Vasil'chuk Yu.K., Budantseva N.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova Ju.N. Winter air temperature during the Holocene optimum in the north-eastern part of the East European Plain based on ice wedge stable isotope records // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2020. – Vol. 31. – No. 2. – P. 281–295.
393. Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Vasil'chuk A.C., Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Budantseva N.A., Vasil'chuk J.Yu., Svetlakov A.A. Age and dynamics of the lithalsa in the Sentsa River valley, Eastern Sayan, based on ^{14}C dating and isotope–geochemical methods // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2025. – Vol. 36. – No. 3. – P. 542–562.
394. Vasil'chuk Yu.K., Chizhova Ju.N., Budantseva N.A., Kurchatova A.N., Rogov V.V., Vasil'chuk A.C. Stable oxygen and hydrogen isotope compositions of the Messoyakha and Pestsovoe pingos as markers of ice core formation // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2021. – Vol. 32. – No. 4. – P. 558–571. DOI: 10.1002/ppp.2122.
395. Vasil'chuk Yu.K., Frolova N.L., Kasimov N.S., Winde F., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Efimova L.E., Krasnova E.D., Terskaya E.V., Tokarev I.V., Vasil'chuk A.C. Isotope stratification of meromictic Lake

- Trekhtzvetnoe at the White Sea coast (Russia) // *Ann. Limnol.* – Int. J. Limnol. – 2018. – Vol. 54. – 23.
396. Vasil'chuk Yu.K., Jungner H., Vasil'chuk A.C. ^{14}C dating of peat and $\delta^{18}\text{O}$ – δD in ground ice from Northwest Siberia // *Radiocarbon.* – 2001. – Vol. 43. – No. 2B. – P. 527–540.
 397. Vasil'chuk Yu.K., Lawson D.E., Yoshikawa K., Budantseva N.A., Chizhova Ju.N., Podborny E.E., Vasil'chuk A.C. Stable isotopes in the closed-system Weather Pingo, Alaska and Pestsovoye Pingo, northwestern Siberia // *Cold Regions Science and Technology.* – 2016. – Vol. 128. – P. 13–21. DOI: 10.1016/j.coldregions.2016.05.001.
 398. Vasil'chuk Yu.K., Murton J.B. Stable isotope geochemistry of massive ice // *Geogr. Environ. Sustain.* – 2016. – No. 3(9). – P. 4–24. DOI: 10.15356/2071-9388_03v09_2016_01.
 399. Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Debated problems of paleocryology of the Pleistocene and Holocene of Western Siberia in light of new data // *Moscow Univ. Geol. Bull.* – 1984. – Vol. 39. – No. 3. – P. 67–80.
 400. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Jungner H., Korneeva G.A., Budantseva N.A. Hydrobiochemical composition of syngenetic ices of Seyakha thickness as indicator of Ob Bay level in the Late Pleistocene // *Earth's Cryosphere.* – 1998. – Vol. II. – No. 1. – P. 48–54.
 401. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N.A., Chizhova J.N., Papesch W., Podborny Y.Y. ^{14}C age, stable isotope composition and pollen analysis of massive ice, Bovanenkovo gas field central Yamal Peninsula // *Geograph. Environ. Sustain.* – 2014. – Vol. 7. – No. 2. – P. 49–70.
 402. Vasil'chuk Yu.K. Classification of Massive Ice // *Permafrost, Tenth International Conference, Proceedings / Editors: V.P. Melnikov, D.D. Drozdov, V.E. Romanovsky. Salekhard, 25-29 June 2012. Vol. 2. Salekhard: The Northern Publisher, Russia. 2012. P. 493 – 497.*
 403. Vasil'chuk Yu.K., Trofimov V.T. Oxygen isotope variations in ice-wedge and massive ice // *Permafrost. Fifth International Conference, Proceedings. Vol. 1. Trondheim. Norway. Tapir Publishers. 1988. P. 489 – 492.*
 404. Verdonen M., Störmer A., Kumpula T. Permafrost degradation at two monitored palsa mires in north-west Finland // *The Cryosphere.* – 2023. – Vol. 17. – P. 1803–1822.
 405. Wan C., John J., Gibson J.J., Peters D.L. Isotopic constraints on water balance of tundra lakes and watersheds affected by permafrost degradation, Mackenzie Delta region, Northwest Territories, Canada // *Sci. Total Environ.* – 2020. – Vol. 731. – 139176. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.139176.
 406. Washburn A.L. *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments.* – Wiley, New York, 1980.
 407. Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F.,

- Opel T., Meyer H. Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia) // *Permafr. Periglac. Process.* – 2018. – Vol. 29. – No. 3. – P. 182–198.
408. Yang Y., Wu Q., Jin H. High-resolution stable isotopic signals of ground ice indicate freeze–thaw history in permafrost on the northeastern Qinghai–Tibet Plateau // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2023. – Vol. 34. – No. 1. – P. 68–80. DOI: 10.1002/ppp.2172.
409. Yoshikawa K. Stable isotope composition of ice in seasonally and perennially frozen mounds // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska.* – 2008. – Vol. 2. – P. 1997–2002.
410. Yoshikawa K., Lawson D., Sharkhuu N. Stable isotope composition of ice core in open- and closed-system pingos // *Permafrost, Tenth International Conference, Proceedings, Vol. 1. Ed. K.M. Hinkel.* – Salekhard, Russia: The Northern Publisher, 2012. – P. 473–478.
411. Yoshikawa K., Sharkhuu N., Sharkhuu A. Groundwater hydrology and stable isotope analysis of an open-system pingo in northwestern Mongolia // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2013. – Vol. 24. – No. 3. – P. 175–183. DOI: 10.1002/ppp.1773.
412. Yurtaev A., Alexandrovskiy A., Skripkin V., Zazovskaya E., Dolgikh A. Development of Surficial Deposits on Belyi Island (Kara Sea) during the Last 40,000 Years // *Radiocarbon.* – 2018. – Vol. 60. – No. 5. – P. 1439–1455. DOI: 10.1017/RDC.2018.92

Приложения

Приложение 1. Концентрации макроэлементов (мг/л) в жильном льду ТЦ5а-м-н

Номер образца	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Fm	Ac	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
25VD2i1	6,99	0,49	2,74	3,86	0,030	0,054	1,080	1,93	1,89	1,54
25VD2i2	6,51	0,45	3,21	3,53	0,028	0,095	0,902	2,39	2,57	1,74
25VD2i3	3,89	0,41	2,10	1,84	0,019	0,783	0,864	1,48	2,38	0,69
25VD2i4	6,87	0,41	4,43	4,49	0,023	0,494	1,297	2,19	2,06	1,72
25VD2i5	3,41	0,46	2,62	1,90	0,023	0,494	1,084	5,16	2,99	0,88
25VD2i6	4,64	0,47	8,45	6,50	0,057	0,456	1,838	5,07	3,00	2,29
25VD2i7	6,03	0,62	5,06	4,51	0,028	0,476	1,007	3,57	2,66	3,61
25VD2i8	5,58	0,99	5,32	5,33	0,036	0,294	0,600	3,69	3,05	2,37
25VD2i9	6,79	0,64	5,88	5,97	0,029	0,445	0,527	3,73	3,53	2,91
25VD2i10	7,32	0,67	8,18	7,98	0,025	0,587	1,204	3,56	6,78	2,52
25VD2i11	6,50	0,42	5,19	5,19	0,026	1,514	7,583	2,10	2,34	2,29
25VD2i12	8,76	0,54	4,75	5,34	0,032	0,653	0,701	2,59	0,03	2,44
25VD2i13	9,23	0,30	2,71	3,39	0,026	1,501	4,139	1,79	1,55	2,83
25VD2i14	4,31	0,26	3,65	4,03	0,069	2,510	4,187	1,19	1,19	1,16
25VD2i15	5,04	0,25	2,45	2,73	0,018	0,667	1,285	1,71	1,15	1,83
25VD2i16	7,53	0,56	16,01	14,12	0,053	0,526	0,231	5,63	2,90	3,62
25VD2i17	7,01	0,64	3,84	3,55	0,017	0,512	0,343	3,94	1,98	3,02
25VD2i18	5,55	0,38	5,07	5,87	0,028	0,692	1,291	1,36	1,84	1,29
25VD2i19	10,82	0,32	5,99	6,13	0,026	1,013	0,868	2,13	2,26	2,84
25VD2i20	6,08	0,48	11,33	12,50	0,032	0,508	0,262	1,56	3,10	1,72
25VD2i21	4,13	0,48	4,76	4,59	0,027	0,693	0,298	1,28	2,20	1,25
25VD2i22	6,68	0,44	5,73	5,68	0,030	0,626	0,290	2,10	2,31	1,79

25VD2i23	5,24	0,42	3,17	3,69	0,018	0,604	0,283	1,36	1,83	1,22
25VD2i24	5,44	0,52	5,27	5,46	0,020	0,621	0,908	1,40	1,78	1,27
25VD2i25	8,24	0,53	6,11	6,57	0,049	0,588	0,248	2,29	2,95	2,56
25VD2i26	11,93	0,43	6,25	6,19	0,036	0,515	0,098	3,47	1,73	4,16

Приложение 2. Концентрации макроэлементов (мг/л) в пластовом льду ТЦ5а-м-н

Образец	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	NO ²⁻	Br ⁻	NO ³⁻	SO ⁴²⁻	Fm	Ac	MSA	Glut	Ox
25VD1i12	175,15	0,95	13,05	4,94	0,05	73,6	0	0,33	0,08	6,79	0,56	0	0	3,02	0,07
25VD1i13	111,46	0,86	9,37	4,34	0,08	28,82	0	0,1	0,3	10,7	0,25	0	0,04	0,01	0,02
25VD1i14	154,84	1,08	13,93	5,39	0,12	49,54	0,02	0,19	0,72	8,81	1,22	0,01	0,02	0,03	0,04
25VD1i15	164,76	1,1	16,35	6,25	0,07	43,54	0,22	0,14	1,8	13,87	2,06	0,01	0,02	0	0,05
25VD1i16	226,68	3,4	19,68	7,23	0,13	70,5	0,01	0,3	0,21	18,6	3,12	0,01	0,03	0,02	0,07
25VD1i18	137,66	1,56	10,58	4,38	0,09	37,76	0	0,12	0,34	4,37	0,27	0	0	0	0,01
25VD1i19	291,62	3,38	18,06	5,06	0,08	88,35	0	0,34	0,15	12,72	0,3	0	0,02	0	0,01
25VD1i20	277,05	4,59	24,4	7,81	0,08	78,12	0,02	0,33	0,14	21,87	0,27	0	0,03	0	0,01
25VD1i21	204,71	3,86	17,17	5,38	0,05	64,56	0	0,28	0,06	14,8	1,34	0	0,01	0	0,01
25VD1i22	259,98	4,82	22,29	6,37	0,06	74,23	0,01	0,32	0,07	18,98	0,15	0	0,02	0	0,01
25VD1i23	159,37	1,85	9,6	3,85	0,11	40,5	0,36	0,16	0,11	15,21	2,24	0	0,04	0	0,01

Приложение 3. Концентрации макроэлементов (мг/л) в пластовом льду вблизи устья р.Оюяхи, Байдарацкая губа

Образец	Глубина, м	Концентрации, мг/л													
		Na+	NH4+	K+	Mg2+	Ca2+	F-	Formate	Acetate	Cl-	NO2-	Br-	NO3-	SO4--	Oxalate
«верхний» пластовый лед, верхняя часть															
24YR4i1	9,05	2,367	n/a	0,341	0,393	1,760	0,164	0,629	0,108	3,701	0,025	0,008	1,405	1,495	0,038

24YR4i2	8,9	2,787	n/a	0,227	0,221	0,835	0,390	0,067	0,005	3,749	0,012	n/a	0,241	1,051	0,024
24YR4i3	8,75	0,972	0,008	0,179	0,517	1,337	0,185	0,296	0,030	2,926	0,006	n/a	1,580	4,024	0,073
24YR4i4	8,6	2,479	0,031	0,357	1,913	3,279	0,164	0,016	0,007	2,974	0,014	n/a	0,842	6,659	n/a
24YR4i5	8,45	3,788	n/a	0,462	2,272	3,936	0,207	0,216	0,075	5,106	0,018	0,015	1,042	7,570	0,139
24YR4i12	7,4	3,407	n/a	0,237	0,422	1,249	0,157	0,133	0,030	5,780	2,640	n/a	3,610	4,295	n/a
24YR4i13	7,25	24,724	n/a	1,099	1,613	4,661	0,358	0,342	0,202	24,553	0,055	0,145	0,469	2,602	0,083
24YR4i14	7,1	6,792	n/a	0,719	1,683	2,623	0,287	0,202	0,045	4,448	0,010	0,015	3,103	4,683	0,017
24YR4i15	6,95	2,817	n/a	0,184	0,390	1,143	0,239	0,008	0,004	3,355	0,030	n/a	2,211	3,029	0,031
24YR4i16	6,8	3,316	0,038	0,519	1,218	2,669	0,198	0,085	0,041	3,653	0,007	0,013	2,873	2,315	0,028
24YR4i17	6,65	2,613	n/a	0,213	0,373	1,197	0,271	0,431	0,006	2,591	0,025	n/a	3,357	2,396	0,054
24YR4i18	6,5	2,209	n/a	0,215	0,504	1,454	0,156	0,113	0,061	3,486	0,017	n/a	3,548	2,888	0,030
24YR4i19	6,35	6,613	0,067	0,700	1,949	3,864	0,413	0,234	0,113	2,883	0,020	0,009	4,670	5,203	0,017
24YR4i20	6,2	1,301	0,003	0,157	0,451	1,480	0,127	0,064	0,021	2,558	0,012	n/a	2,537	1,849	0,026
24YR4i21	6,05	2,986	n/a	0,275	0,529	1,505	0,211	0,012	0,003	5,421	0,014	0,011	3,447	3,987	0,033
24YR4i22	5,9	2,519	n/a	0,259	0,630	1,657	n/a	n/a	0,002	4,344	n/a	n/a	3,996	3,688	0,016
24YR4i23	5,75	2,137	n/a	0,251	0,650	1,836	n/a	0,086	0,037	4,323	0,017	n/a	3,526	3,893	0,025
24YR4i24	5,6	9,835	n/a	1,258	2,858	3,975	0,207	0,039	0,020	4,782	0,012	0,013	7,348	8,229	0,009
24YR4i26	5,3	2,665	n/a	0,505	1,007	2,362	0,195	0,052	0,012	3,278	0,019	0,010	4,291	10,690	0,027
24YR4i27	5,15	4,903	0,025	1,249	3,234	4,775	0,283	0,087	0,037	5,869	0,007	0,017	3,998	9,659	0,017
снежники															
24YR4i29	4,85	6,775	n/a	0,719	1,352	4,097	0,135	0,067	0,074	9,899	0,018	0,032	1,552	4,196	0,014
24YR4i30	4,7	3,008	n/a	0,476	1,275	2,947	0,157	n/a	0,005	9,663	0,014	0,029	3,019	9,604	0,022
24YR4i32	0,3	1,046	0,073	0,193	0,212	0,750	0,155	0,100	0,031	1,645	0,005	n/a	0,965	0,362	0,043
24YR4i31	0,05	0,4	0,0	0,1	0,3	0,7	0,072	0,006	0,004	0,943	0,005	n/a	0,484	1,129	0,025
«верхний» пластовый лед, нижняя часть															
24YR5i1	14	80,692	0,370	5,869	15,534	21,188	0,223	1,022	0,137	102,247	n/a	0,485	0,292	11,085	0,097
24YR5i2	13,9	21,963	n/a	1,955	6,237	9,102	0,337	1,474	0,105	28,538	0,031	0,104	13,059	4,646	0,087
24YR5i3	13,8	58,905	n/a	2,769	8,116	10,794	0,982	1,677	0,078	63,586	0,084	0,254	1,761	9,206	0,078
24YR5i4	13,7	70,000	n/a	1,622	3,852	5,026	0,357	0,403	0,248	61,804	0,085	0,297	20,288	10,138	0,311
24YR5i5	13,6	39,7	n/a	0,8	2,2	7,7	0,214	0,118	0,009	74,725	0,221	0,287	14,945	4,608	0,058

24YR5i6	13,5	20,377	n/a	0,568	1,253	2,559	0,206	0,519	0,099	17,112	0,025	0,076	7,173	3,272	0,099
24YR5i8	13,3	5,278	0,028	0,552	1,287	2,784	0,262	0,294	0,016	6,167	0,010	0,024	2,586	1,025	0,026
24YR5i9	13,2	7,256	n/a	0,598	0,989	2,680	0,139	0,225	0,079	5,729	0,021	0,024	2,262	1,076	0,093
24YR5i10	13,1	6,633	n/a	0,668	0,671	2,271	0,198	0,326	0,043	4,826	1,468	0,022	0,331	3,006	0,034
24YR5i11	13	8,5	n/a	0,2	0,3	1,1	0,453	0,037	0,006	14,208	0,034	0,061	5,108	2,281	0,031
24YR5i12	12,9	13,197	0,183	0,607	1,645	3,798	0,199	0,165	0,049	11,804	0,006	0,067	0,146	1,291	0,020
24YR5i13	12,8	11,1	n/a	0,4	0,6	2,5	0,326	0,094	0,002	24,547	0,064	0,126	0,384	2,506	n/a
«нижний» пластовый лед															
24YR5i14	18,9	132,667	n/a	5,961	34,072	36,858	0,440	n/a	0,029	215,174	0,018	1,241	18,515	43,461	0,040
24YR5i16	18,7	143,581	n/a	7,978	37,066	42,189	0,283	n/a	0,040	182,964	2,595	1,137	7,038	87,370	0,021
24YR5i18	18,5	5,390	n/a	0,504	0,441	1,340	0,095	0,051	n/a	7,627	0,014	0,019	1,927	0,925	0,019
24YR5i19	18,4	7,086	n/a	0,485	0,925	1,715	0,163	0,215	0,040	7,317	0,005	0,015	1,364	1,406	0,029
24YR5i20	18,3	11,239	n/a	1,191	2,483	2,271	0,655	0,651	0,144	8,591	0,036	0,027	0,280	1,592	0,101
24YR5i21	18,2	4,069	n/a	0,283	0,283	1,103	0,098	0,132	0,055	5,373	0,013	0,013	0,803	0,406	0,155
24YR5i22	18,1	1,986	n/a	0,151	0,162	0,694	0,078	0,126	0,061	3,275	0,010	0,009	0,133	0,336	0,164