

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
ТЮМЕНСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Бутаков Владислав Игоревич

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА
ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ КАРСКОГО РЕГИОНА**

Специальность 1.6.7. Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук,
Е.А. Слагода

Тюмень – 2022

Содержание

Введение.....	3
Глава 1. История и методы изучения химического состава льдов	11
1.1. Состояние вопроса о формировании химического состава подземных льдов.....	11
1.2. Геокриологические исследования опорных разрезов и лабораторные исследования	15
1.3. Методы, апробация и интерпретация результатов математической обработки базы геохимических данных.....	25
Выводы к главе 1	37
Глава 2. Геохимический состав полигонально-жильных льдов опорных разрезов Карского региона.....	38
2.1. Полигонально-жильные льды арктической тундры с морским влиянием (о. Белый, Сибирякова, п. Диксон)	38
2.2. Полигонально-жильные льды северной тундры (с. Гыда, м. Кареповский).....	42
2.3. Геохимический состав полигонально-жильных льдов типичной тундры (п-в Ямал).....	54
2.4. Криолитологическое строение отложений и химический состав полигонально-жильных льдов южной тундры	60
2.5. Основные результаты исследований химического состава ПЖЛ.	67
Выводы по главе 2	69
Глава 3. Химический состав пластовых льдов.....	70
3.1. Химический состав линзовидного пластового льда на севере п-ва Гыдан	70
3.2. Химический состав пластовых льдов Западного Ямала.....	72
3.3. Химический состав шлиров льда в торфянике южной тундры	88
3.4. Основные результаты анализа пластовых залежей льда	91
Выводы по главе 3	93
Заключение	94
Список литературы	97
Приложение	112
Таблицы геохимического состава подземных льдов.....	113

Введение

Генезис и условия формирования подземных льдов представляют фундаментальную проблему мерзловедения, которая до настоящего времени остается дискуссионной. Вариации химического состава подземных льдов обусловлены разными механизмами, условиями льдовыделения и составом вод [Геокриология СССР, 1989]. Химический состав подземных льдов является основным источником информации об условиях их формирования в мерзлых толщах. Собран большой объем информации о содержании основных ионов в подземных льдах. Распределение и содержание микроэлементов изучено в основном для снежников, ледниковых и сезонных поверхностных льдов.

Экологическая безопасность предприятий и объектов в условиях Арктики зависит от глобальных изменений климата и характера техногенного воздействия. Выявление локального геохимического фона является актуальной задачей для прогнозирования негативных эффектов в условиях изменчивости климата. Информация о составе, льдистости и геохимических особенностях мерзлых пород также необходима для экологической оценки при освоении нефтегазоконденсатных месторождений Ямала, Гыдана и Таймыра.

Определение генетических типов льда основано на сравнении ионного состава льдов с составом поверхностных, надмерзлотных, подмерзлотных, межмерзлотных вод, криопеггов, атмосферных осадков, водорастворимых солей и поровых растворов вмещающих отложений [Попов, 1967; Втюрин, 1975; Анисимова, 1981; Хименков, 1991; Фотиев, 1999; Хименков, Брушков, 2006; Брушков, 2007; Рогов, 2009; Крицук, 2010]. Ионный состав и содержание микрокомпонентов в подземных льдах фиксируют информацию об источниках влаги и условиях, при которых происходило их формирование. Эта информация может быть использована для оценки атмосферного переноса морских, континентальных и вулканических аэрозолей, загрязняющих веществ. Известно, что промерзание отложений происходит либо после их

формирования – эпигенетически, либо одновременно с осадконакоплением – сингенетически. В обоих случаях отмечается перераспределение содержания в них влаги и растворенных веществ.

Представления о преобразовании исходного состава воды при формировании льдов разработаны З.А. Нерсесовой [1961], В.П. Волковой и Н.Н. Романовским [1974], Б.А. Савельевым [1980], Н. П. Анисимовой [1981], Н.Н. Романовским [1983], А.В. Ивановым [1987]. С.М. Фотиев [1999, 2009, 2012], используя данные Гиттермана [1937], установил, что концентрирование раствора на фронте промерзания приводит к криогенной гидрохимической зональности льдов и предложил метод определения ионного состава засоленных вод и три стадии их криогенного метаморфизма.

Изучение особенностей формирования химического состава мерзлых отложений и возможных последующих его изменений необходимо для прогнозирования химического состава подземных вод, образующихся в процессе протаивания, а также для использования этих показателей при изучении условий промерзания отложений и характера антропогенных геохимических преобразований.

Актуальность исследования. Особенности геохимического состава подземных льдов являются показателями источников вод и условий формирования льдов и отложений. Установленные закономерности ионного состава подземных льдов не всегда позволяют определить источники поступления воды и других компонентов. Состав и содержание микроэлементов в подземных льдах также содержат информацию об условиях и процессах, участии атмосферного переноса аэрозолей, загрязняющих веществ, которые сопровождали формирование и преобразование льда. Сведения о микроэлементном составе подземных льдов Карского региона в публикациях немногочисленны, иногда несопоставимы. Таяние подземных льдов под воздействием современных изменений климата может привести к изменению геохимической обстановки в поверхностных и подземных водах. Достоверные представления о содержании микроэлементов во льдах могут

быть использованы для оценки последствий интенсивного освоения Арктической зоны России.

Степень разработанности темы. Распределения микроэлементов в подземных льдах изучены для пластовых [Иванова, 2012] и текстурообразующих [Alexeev et al., 2016] льдов Якутии и полигонально-жильных льдов Ямала [Буданцева, Васильчук, 2017; Васильчук и др. 2017; Васильчук, Васильчук, 2018].

Цель работы: установить взаимосвязи химического состава, миграции и взаимодействия микроэлементов при формировании подземных льдов в зависимости от природных условий и типа промерзания.

Для достижения цели решены следующие **задачи:**

1. Изучить существующие представления о формировании ионного и микроэлементного состава подземных льдов и разработать алгоритм обработки результатов химических анализов подземных льдов.

2. Установить химический состав отложений, вмещающих полигонально-жильные льды и пластовые льды на ключевых участках Карского региона.

3. Установить ионный и микроэлементный состав полигонально-жильных, пластовых и текстурообразующих льдов; провести расчет геохимических показателей, обусловленных источником вод и механизмом льдообразования.

4. Выявить влияние типа льдовыделения на формирование химического состава различных генетических типов льда и составить базу данных микроэлементного состава подземных льдов Карского региона.

Фактический материал и личный вклад автора. Автором проанализированы вопросы о состоянии изученности микроэлементного и ионного состава подземных льдов, о существующих методах аналитических исследований и интерпретации результатов.

В экспедициях 2016-2018 гг. собраны образцы льда, воды и пород на п-ве Гыдан, Пур-Тазовском междуречье. Автором проведены аналитические

исследования ионного состава 24 расплавов льда, 5 поверхностных вод и водорастворимых солей 15 пород в Аналитической лаборатории физики, химии и механики мерзлых грунтов Тюменского индустриального университета и лаборатории ООО «ТюменьПромИзыскания».

Для исследований ИКЗ ТюмНЦ СО РАН предоставлены результаты геохимических анализов льдов, отобранных за период 2008–2019 гг. Фондовые данные представляли собой результаты ионного (14 показателей) и элементного анализа (58 элементов) 93 проб льда: 32 – полигонально-жильного, 27 – пластового, 7 – клиновидного, 11 – текстурообразующего, 15 – озерного и прибрежно-морского, 1 – фирнового; 3 пробы поверхностных вод; состав водорастворимых солей и подвижных форм элементов 12 проб вмещающих отложений. Монолиты льда были сохранены в мёрзлом состоянии до проведения анализов. В лабораторных условиях монолиты льда были зачищены, разрезаны на части в зависимости от количества минеральных частиц, расплавлены. Расплавы отфильтрованы через поликарбонатные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм.

Автором разработан алгоритм обработки количественных характеристик «Geochem Anomaly» и собрана база данных геохимического состава генетических типов подземных льдов Карского региона.

Дополнительно привлекались геологические и геохимические материалы из публикаций Е.А. Слагоды, Т.В. Тихонравовой, О.Л. Опокиной, А.Н. Курчатовой, Ю.К. Васильчука, В.В. Ивановой, Т.А. Кремлевой, Е.С. Семенец, С.В. Алексеева, Л.П. Алексеевой, Л.П. Голобоковой, Р.М. Манасыпова и др.

Методы исследования. Для диагностики механизмов и условий льдообразования использован сравнительный анализ химического состава различных генетических типов подземных и поверхностных льдов между собой и с кларковыми значениями элементов. Микроэлементный состав определен из профильтрованных через поликарбонатные фильтры (0,45 мкм) расплавов монолитов льда в Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы

Лимнологического института СО РАН на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce. При обработке количественных характеристик химического состава массив данных был разделен на группы по районам исследований, по генезису и возрасту вмещающих отложений, по количеству минеральной взвеси во льду. Обработка ионного состава заключалась в классификации по минерализации и составлении наименования по гидрохимическому типу воды.

Для выявления геохимических различий проведено сравнение и нормализация концентраций микрокомпонентов во льдах с кларками этих элементов в речной воде. В программе «Geochem Anomaly» проведен сравнительный анализ результатов исследований по 58 элементам с кларками речных и морских вод проведен парный корреляционный анализ.

Изучено распределение лантаноидов с использованием цериевой, европиевой аномалий и отношения легких и тяжелых элементов. Проведено сопоставление опубликованных и новых материалов ионного и микроэлементного состава подземных льдов Западной и Восточной Сибири.

Основные защищаемые положения диссертационной работы:

1. Химический состав полигонально-жильных льдов Карского региона определяется широким комплексом факторов, обусловленных природной обстановкой, условиями формирования и составом вмещающих отложений. В их число входят морские и континентальные аэрозоли, а также надмерзлотные и поверхностные воды. Поступление атмосферных осадков с морскими аэрозолями или надмерзлотных вод фиксирует отрицательная цериевая аномалия. Показателем участия надмерзлотных и поверхностных вод является положительная европиевая аномалия.

2. Пластовые льды Западного Ямала и Севера Гыдана отличаются большими вариациями концентраций ионов и микроэлементов по вертикали и латерали, что обусловлено условиями льдообразования. По содержанию и корреляциям ионов и аномалиям лантаноидов наблюдается сходство пластовых льдов и водорастворимых солей в отложениях, что указывает на их внутригрунтовый генезис. Особенности химического состава унаследованы

пластовыми льдами от вмещающих отложений при их формировании, что отражено в повышенной концентрации ионов и микроэлементов на контакте лед – порода за счет миграции влаги.

3. Установлены различия в распределении ионов и микроэлементов в разных типах льда: полигонально-жильных, пластовых, прибрежно-морских, озерного и ледникового льдах. Пластовые льды Западного Ямала отличаются значительно более высокими концентрациями ионов и микроэлементов, чем ледниковый лед Полярного Урала, что подтверждает их внутригрунтовый генезис.

Научная новизна работы:

1. Авторский комплекс программ для обработки данных ионного и микроэлементного состава льда и воды, водорастворимых, подвижных, валовых форм элементов позволяет выявлять аномалии и особенности распределения микроэлементов в составе льдов на основе статистических параметров и парного корреляционно-регрессивного анализа. Впервые с применением программного комплекса собрана база данных ионного и микроэлементного состава подземных льдов Карского региона; проведено сравнение и нормализация данных по значениям кларков, содержанию редкоземельных элементов в стандартном сланце.

2. Выявлены различия содержания микроэлементов и распределений лантаноидов в полигонально-жильных льдах в зависимости от источников поступления компонентов – морских или континентальных аэрозолей и вмещающих отложений.

3. Впервые установлены различия в ионном и микроэлементном составе пластовых льдов в зависимости от типа льдообразования и источника вод.

Практическая значимость работы. Химический состав подземных льдов может служить критерием при реконструкциях палеогеокриологических условий региона. Применение особенностей распределения микроэлементов во льду в составе комплексного криолитологического анализа позволяет более точно различать генетические

типы льда. Сведения о миграции и накоплении химических элементов в области распространения мерзлых пород необходимы для прогнозов загрязнений литосферы при ее хозяйственном освоении. Методы и опубликованные геохимические особенности льдов могут быть использованы для подготовки специалистов геологического и геохимического направлений. Разработанный программный комплекс позволяет проводить анализ результатов ионного и элементного состава воды и пород для выявления геохимических аномалий и техногенной нагрузки.

Результаты исследований вошли в отчёты по проектам РФФИ №№ 18-35-00031 мол_а, 18-05-00376 А, 18-05-60222 Арктика, 18-55-11005 АФ_t, и гранта Президента РФ № НШ-9880-2016.5; в рамках темы госзадания Рег.№ НИОКТР АААА-А17-117051850062-6.

Достоверность результатов исследования обеспечивается единообразной методикой отбора и анализа проб льда, а также представительностью и достаточным количеством анализируемых образцов для статистической обработки. Аналитические исследования были проведены в аккредитованных лабораториях. На базе лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН (г. Иркутск) по стандартным методикам определен ионный и элементный состав льда и отложений. Часть аналитических исследований по определению ионного состава были проведены в аналитической лаборатории физики, химии и механики мерзлых грунтов Тюменского индустриального университета и в лаборатории физики и механики грунтов ООО «ТюменьПромИзыскания». Обеспечение аналитической репрезентативности химических данных осуществлялось посредством внутрिलाбораторного контроля и оценкой качества результатов, полученных разными методами.

Апробация результатов исследования. Результаты исследований, положенные в основу диссертационной работы, были обсуждены на 6 российских и 5 международных конференциях: Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2021);

Всероссийская конференция с международным участием «Устойчивость природных и технических систем в криолитозоне» (Якутск, 2020); Международная научно-практическая конференция «АРКТИКА: современные подходы к производственной и экологической безопасности в нефтегазовом секторе» (Тюмень, 2019); Всероссийская научная конференция «Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях» (Сочи, 2019)»; Национальная научно-практическая конференция с международным участием «НЕФТЬ И ГАЗ: технологии и инновации» (Тюмень, 2019); XX научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов «Проблемы развития газовой промышленности» (Тюмень, 2018); Международная конференция «Криосфера Земли: прошлое, настоящее и будущее» (Пушино, 2017); XI Международный симпозиум по проблемам инженерного мерзлотоведения (Магадан, 2017); The 2nd Asian Conference on Permafrost (Саппоро, Япония, 2017); Международная молодёжная научно-практическая конференция «Научная и производственная деятельность – средство формирования среды обитания человечества» (Тюмень, 2017).

Публикации. Результаты исследований опубликованы в 16 статьях и тезисах, из них 5 статей – в изданиях из перечня ВАК.

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, трех глав, заключения, списка литературы и приложения. Работа изложена на 120 страниц печатного текста, включая 2 таблицы, 46 рисунков. Список литературы включает 132 источник, из них 17 – иностранные.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю доктору геолого-минералогических наук Елене Адольфовне Слагоде за предоставление материалов для исследований, совместное обсуждение и помощь на всех этапах выполнения работы. Автор благодарит д.г.н. В.В. Рогова и к.г.-м.н. А.Н. Курчатову за помощь в работе. Автор выражает признательность за сотрудничество к.г.-м.н. Я.В. Тихонравовой, к.г.-м.н. О.Л. Опокиной; сотрудникам Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН к.х.н. И.В. Томберг и Н.А.

Жученко за аналитические исследования; заведующей аналитической лаборатории ТИУ Газизовой Е.С. за возможность проведения исследований.

Глава 1. История и методы изучения химического состава льдов

1.1. Состояние вопроса о формировании химического состава подземных льдов

Лед, как самостоятельная горная порода или как минерал в полиминеральной горной породе, широко распространен в криолитозоне Евразии. Определение льда, как горной породы, приведено в монографии А.И. Попова [1967]. Компонентами льда могут являться минеральные растворимые и нерастворимые примеси, органические вещества, растворенные газы [Кирюхин и др., 1988]. Наличие этих компонентов в водном растворе обусловлено целым рядом протекающих в разных природных условиях физических, физико-химических, криогенных, геологических и биологических процессов. Химический состав природных льдов был использован как показатель условий льдообразования Н.И. Толстихиным [1941], Н.П. Анисимовой [1971], Б.И. Втюриным [1975].

На химический состав льда ледников, формировавшихся за счет накопления снега с атмосферными аэрозолями, влияют вулканические, биологические, космические и техногенные источники [Котляков, Гордиенко, 1982]. В.М. Котляков и Г.Г. Гордиенко [1982] отмечают, что ряд примесей абсорбируется на поверхности снежных кристаллов, а дальнейшая концентрация отложенных со снегом примесей происходит в результате чередования таяния и замерзания. Лёд ограничивает круговорот компонентов геохимического состава, препятствует их миграции и выносу, способствует консервации вещества в криосфере и отражает эволюцию геохимического фона окружающей среды на разных этапах формирования ледников [Корзун, 1985]. Сезонные морские, речные и озерные льды имеет тесную связь с составом поверхностных вод [Савельев, 1963; Анисимова, Роговская, 1974].

Среди подземных льдов могут встречаться как погребенные поверхностные, так и внутригрунтовые генетические типы льдов [Втюрин, Втюрина, 1969; Васильчук, 2011]. Поэтому геокриологические исследования включают изучение гидрохимического состава многолетнемерзлых пород и подземных льдов [Методы геокриологических исследований, 2004]

Представления о преобразовании исходного состава воды при формировании льдов разработаны З.А. Нерсесовой [1961], В.П. Волковой и Н.Н. Романовским [1974], Б.А. Савельевым [1980], Н. П. Анисимовой [1981], Н.Н. Романовским [1983], А.В. Ивановым [1987]. Водорастворимые соли в многолетнемерзлых породах и льдах при диссоциации образуют главные ионы Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} [Фотиев, 1999]. Анализ распределения главных ионов в растворе позволяет определить возможный источник воды, участвовавшей в льдообразовании, а также закономерности криогенной концентрации при формировании льдов [Анисимова, 1971, 2004]. Для вторично промерзших отложений таликов выявлено уменьшение доли Cl^- и увеличение SO_4^{2-} в составе солей, обусловленное опреснением при протаивании и инфильтрации поверхностных вод в талики [Анисимова, 1971; Крицук, 2010]. С.М. Фотиев [1999, 2009, 2012], используя данные Гиттермана [1937], установил, что концентрирование раствора на фронте промерзания приводит к криогенной гидрохимической зональности льдов, предложил метод определения ионного состава засоленных вод и три стадии их криогенного метаморфизма: охлаждение рассола без изменения минерализации, химического состава в интервале от 0 до $-1,8$ °C; концентрирование рассола за счет кристаллизации льда в интервале от $-1,8$ до $-7,4$ °C; десульфатизация, обусловленная выпадением мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \times \text{H}_2\text{O}$) в интервале от $-7,4$ до -25 °C.

На сегодняшний день, изучены особенности формирования химического состава разных типов подземного льда, установлены общие закономерности кристаллизации при промерзании воды в породах: температуры начала замерзания в зависимости от солевого состава воды,

криогенное концентрирование, изменение ионного состава воды [Хименков Брушков, 2003; Рогов, 2009]. Установлена взаимосвязь источников воды, химического состава и генетических типов подземных льдов с условиями промерзания отложений. Полигонально-жильные льды (ПЖЛ), сформированные за счет зимних атмосферных осадков, характеризуются ультрапресным гидрокарбонатно-хлоридным и хлоридно-гидрокарбонатным натриево-кальциево-магниевым, натриево-кальциевым составом, который, преимущественно, не зависит от вмещающих отложений [Трофимов, Васильчук, 1983; Дубиков, 2002]. Установлено, что при сингенетическом формировании ПЖЛ основным источником вод являются атмосферные осадки [Крицук, 2010]. Морской атмосферный аэрозоль формирует хлоридно-натриевый состав льдов, континентальные аэрозоли гидрокарбонатно-кальциевый состав.

Геохимический состав голоценовых сингенетических ПЖЛ был определен на п-ове Ямал: в жилах торфяников в долине р. Щучья, в пойменных отложениях рек Еркутаяха и Ляккатосё и в отложениях лайды в районе пос. Мыс Каменный [Буданцева, Васильчук, 2017].

Химический состав пластовых льдов, залегающих в морских отложениях Ямала, впервые исследовали Г. И. Дубиков и М. М. Корейша [1964]. Они отмечали, что химический состав льда неоднороден и в зависимости от условий залегания на п-ве Ямал выделяются: залежи ископаемого инъекционного льда без заметного нарушения слоистости вмещающих пород – интрузивные пласты и линзы и залежи ископаемого инъекционного льда, нарушающие слоистость пород – лакколлиты. И.Д. Стрелецкая и М.О. Лейбман [2002] предполагают генетическую связь между криопэгами и пластовыми льдами и доказали сходство гидрохимического состава пластового льда с составом вытяжек подстилающих песков и перекрывающих морских глин. На Западном Ямале, Западном Таймыре, островах Белый и Сибирякова в Карском море изучены строение, генезис и химический состав подземных льдов, установлена их связь с генезисом

отложений, и с воздействием морских вод на состав ледяных жил, сформированных в приливной зоне [Стрелецкая и др., 2012а; Васильчук, Трофимов, 1984; Слагода и др., 2012; Опокина и др., 2014]. Доступных в открытых источниках фактических данных о химическом составе подземных льдов и многолетнемерзлых вмещающих отложений севера Гыданского полуострова и Пур-Тазовского междуречья опубликовано значительно меньше, чем для полуострова Ямал.

В последние годы, в связи с интересом к экологическим проблемам Арктики началось изучение микрокомпонентов в составе атмосферных осадков и поверхностных вод. Установлено, что подзона криогенеза характеризуется выносом Ca, Mg, Fe, Mn, Ti, Si, K, Na. Распределение элементов в сезонно-талом слое определяется реакцией среды, окислительно-восстановительным потенциалом, минеральным составом продуктов выветривания и особенностями биогенной миграции. В целом здесь выносятся Ca, Mg, S, Co, Ni, Mn, Cr, отчасти Cu, Zn, Si, Mo, Ag, V и накапливаются Fe, Al, Ti, лантаноиды, Zr, Pb, P [Иванова, 2019].

Данные о распределении микроэлементов в подземных льдах в публикациях немногочисленны. Авторы указывают на связь химического состава текстурообразующих льдов с составом исходной воды, установлен переход элементов из породы в воду, и далее – концентрированием солей в подземных водах при промерзании [Алексеева, Алексеев, 2019]. Определены спектры содержания редкоземельных металлов для пластовых льдов Новосибирских островов [Иванова, 2012]. Основным источником редкоземельных элементов в ПЖЛ могут являться примеси в атмосферных зимних осадках, в том числе антропогенные, морские и вулканические аэрозоли.

В составе полигонально-жильного льда обнаружены компоненты почвенных растворов, попадающих в морозобойные трещины [Васильчук и др., 2016]. Кроме того, выявлено, что в составе ПЖЛ [Соломатин, 2017] могут

участвовать сегрегационный и термокарстово-пещерный лед [Тихонравова, 2019].

Состав текстурообразующих сегрегационных льдов и льда-цемента тесно связан с водорастворимыми компонентами отложений. В зависимости от скорости льдообразования в межкристаллическую решетку захватываются компоненты, которые присутствуют в слабосвязанной и пленочной воде, участвующей в льдообразовании [Геокриология СССР, 1989]. Основным источником для образования сегрегационного льда является внутригрунтовая слабосвязанная вода, для термокарстово-полостного льда – поверхностная вода [Рогов, 2009]. С учетом этого, в формировании ПЖЛ могут участвовать вещества, поступавшие вместе с грунтовой влагой и поверхностными водами. Участие поверхностных и морских вод можно установить по основным ионам [Голобокова и др., 2013], а участие атмосферных аэрозолей или грунтовой влаги – по распределению редкоземельных элементов в составе ПЖЛ [Иванова, 2012].

Подземные льды обладают определенным запасом информации за продолжительный период геологического времени, что позволяет определить естественный геохимический фон и его эволюцию в плейстоцене и голоцене.

1.2. Геокриологические исследования опорных разрезов и лабораторные исследования

Комплексные исследования многолетнемерзлых толщ Ямала, Гыдана, Западного Таймыра, арктических островов и севера Пур-Тазовского междуречья в 2008-2018 гг. включали изучение состава, строения, возраста отложений, химического состава, кристаллической структуры подземных льдов, наземных морского и озерного льда, поверхностных вод на ключевых участках. Исследования геохимических особенностей и микроэлементов в составе льдов проведены на опорных разрезах м. Марре-Сале, оз. Сохонто и р. Юрибей, о. Белый, о. Сибирякова, пос. Диксон, м. Кареповский, с. Газ-Сале, с. Гыда (рис. 1).

Климатические условия арктической зоны, в которых расположены опорные участки исследований, характеризуются продолжительной холодной зимой, коротким прохладным летом и преобладающим западным направлением ветров [Геокриология СССР, 1989] обеспечивают сплошное распространение многолетнемерзлых пород и подземных льдов.

Средняя температура мёрзлых пород изменяется от -7 до -10 °С на севере и от -4 до -5 °С на юге. Для тундр севера Западной Сибири характерны плоская, слаборасчленённая поверхность, высокая заозёрность, широкое распространение плоско- и выпуклобугристых торфяников в хасыряях, долинах рек [Трофимов и др., 1987; Слагода, Ермак, 2014; Бабкин и др., 2018].

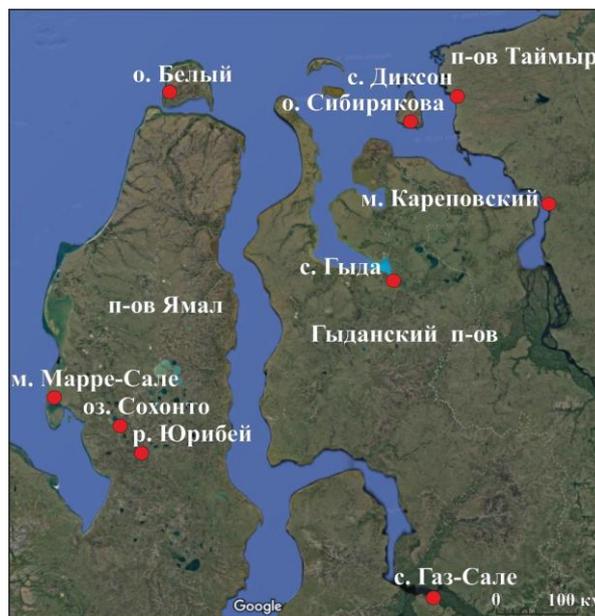


Рис. 1. Расположение ключевых участков исследований льдов, мерзлых пород и природных вод (www.google.ru/maps)

Выходы крупных массивов льда в обнажениях на Ямале и Гыдане, арктических островах и в низовьях Енисея были неоднократно описаны в литературе. Для них характерны сложные и различные формы, складчатость, слоистое строение ледяных тел [Дубиков, Корейша, 1964; Трофимов, Васильчук, 1983; Стрелецкая, Лейбман, 2002; Крицук, 2010; Васильчук, 2011; Слагода и др., 2012; Слагода и др., 2015; Васильчук, 2016; Облогов, 2016]. Ключевые участки, на которых были собраны материалы для изучения геохимического состава льдов, сгруппированы в соответствии с физико-географической зональностью [Геокриологические условия..., 1983].

В арктической тундре с морским влиянием изучены сингенетические ПЖЛ на ключевых участках (рис. 2):

Разрез о. Белый – представлен льдом жил, залегающих в прибрежно-морских, субаэральных засоленных песках и супесях. I терраса формировалась

24,5–18,2 тыс. л.н. в северо-западной части о. Белый. Сартанские отложения залегают на неровной сниженной кровле протаявших и эпигенетически промерзших каргинских отложений. В тыловой части террасы выявлены сартанские субаэральные отложения временных водотоков, делювий, а на севере, на сниженном цоколе – морские прибрежные отложения и отложения мелких солоноватых озер, которые сингенетически промерзли с образованием ледяных жил. [Слагода и др., 2018].

Разрез о. Сибирякова – представлен льдом с минеральными включениями (пробы ОС-2-09) и без минеральных примесей (пробы ОС-5-09) в жилах, залегающих соответственно в песчаных отложениях и супесчаных отложениях с крупными линзами торфа [Стрелецкая и др., 2012; Опокина и др., 2014].

Разрез п. Диксон – представлен двумя ярусами жил – белым за счет пузырьков воздуха льдом в заторфованных супесях и песках с древесными остатками в днище долины, и более древним желтоватым льдом, залегающим в делювиальных суглинках на склоне возвышенности, сложенной сланцами, гранитами, гнейсами [Опокина и др., 2014];

В северной тундре изучены разные типы подземных и современных льдов разрезах на ключевых участках:

Разрез с. Гыда – представлен ПЖЛ без минеральных включений и с минеральными включениями, линзовидным пластовым льдом, льдом трещин отседания, текстурообразующими льдами и льдом термоабразионной ниши, залегающими в супесях и песках останца II-й озерно-аллювиальной террасы и хасырея [Государственная геологическая карта..., 2000; Васильчук, Котляков, 2000; Васильчук, 2011; Бутаков и др., 2018]. Среднегодовая температура воздуха периода 1968-1972 гг. составляла -12 °С, средняя температура тёплого периода 4,6 °С, января -30,7 °С, июля 7,9 °С. Общее количество осадков не более 350 мм, мощность снежного покрова менее 50 см. Непродолжительность летнего сезона определяет небольшую Глубину сезонного оттаивания – 0,8-1,0

м. В пределах вторых террас долины р. Гыда мощность мёрзлых толщ редко достигает 200 м.

Разрез м. Карповский – представлен ПЖЛ с органическими и минеральными примесями, залегающем в песках с растительным детритом и супесях с автохтонным торфом, перекрытых антропогенной древесиной и корой, щепой [Опокина и др., 2014].

В типичной тундре изучены подземные и сезонные льды в разрезах на ключевых участках п-ва Ямал:

Разрезы м. Марре-Сале – представлен пластовым льдом субгоризонтальным сложной формы сегрегационного и инъекционно-сегрегационного генезиса, ПЖЛ с минеральными включениями в жилах, залегающих в супесях; современной элементарной жилкой, залегающих в супесях, перекрытых торфом в пределах III-й морской равнины переработанной термокарстом [Крицук, 2010]; текстуробразующими и клиновидными льдами инъекционно-сегрегационного генезиса [Слагода и др., 2010; Слагода и др., 2012, Бутаков и др., 2020a].

Разрез оз. Сохонто – представлен ПЖЛ с минеральными примесями, залегающим в слоистых песках, супесях и суглинках с линзами автохтонного торфа. Верхняя часть мерзлой толщи III морской равнины на Центральном Ямале в районе сложена сингенетически промерзавшими сартанскими субаэральными отложениями с ПЖЛ [Слагода и др., 2016].

Полуостров Ямал находится в пределах тундровой зоны [Трофимов, 1987]. Средние температуры января изменяются в пределах от -23 до -27 °С, июля – от +3 до +9 °С. Среднегодовая температура воздуха меняются от -11 °С на севере, до -5 °С на юге. Годовое количество осадков для большей части территории более 400 мм в год. Летние осадки представляют собой длительные морозящие дожди, в конце лета – со снегом. Снег выпадает в конце сентября. Максимальная мощность снежного покрова в мае (до 50 см), минимальная июне-июле (0-6 см). На побережье – морской арктический климат, в средней части полуострова – морской субарктический

Максимальные скорости ветра зафиксированы на побережье Карского моря. Средняя месячная скорость ветра на побережье зимой 7-9 м/сек.

Разрез р. Юрибей – представлен ПЖЛ с примесью минеральных частиц в жилах, залегающих в автохтонном торфе и заторфованных супесях районе III-й равнины в среднем течении р. Юрибей [Тихонравова и др., 2017]

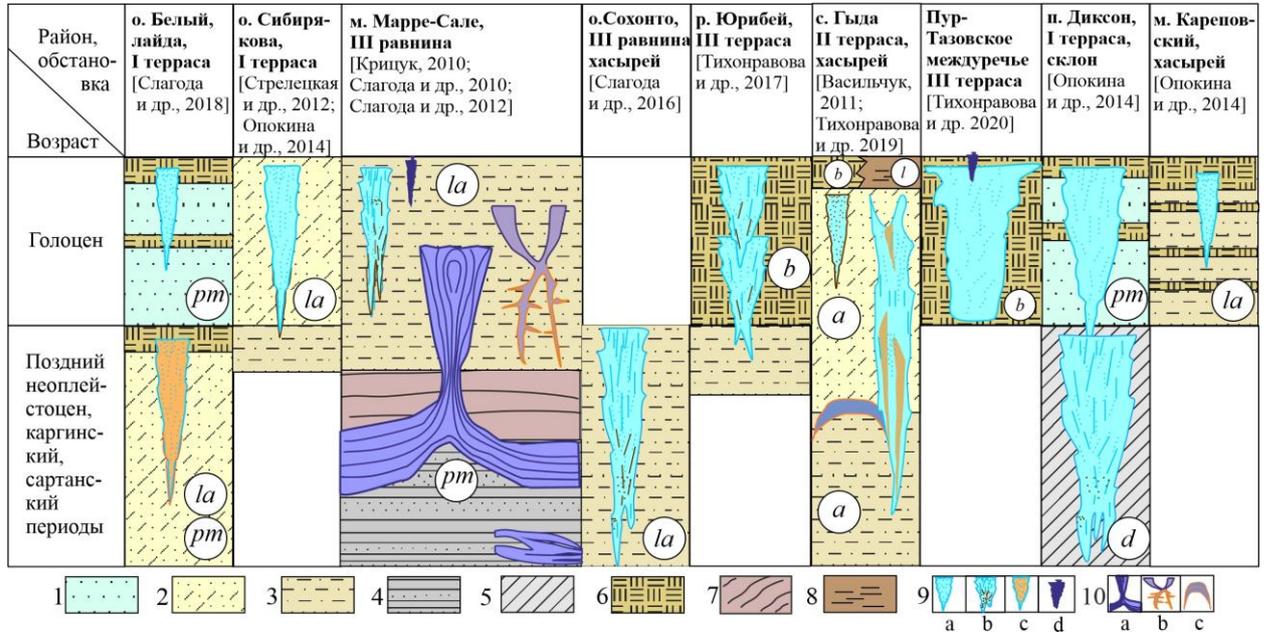


Рис. 2. Условия залегания подземных льдов в голоценовых и верхнеплейстоценовых отложениях Карского региона: 1 – засоленные пески; 2 – пески, супеси с растительными остатками; 3 – супеси с растительными остатками; 4 – слоистые суглинки, супеси засоленные и опресненные; 5 – суглинки пылеватые делювиальные; 6 – торф, биогенные отложения; 7 – таберальный комплекс: суглинки и супеси; 8 – озерные отложения; 9 – ледяные жилы с незначительными органоминеральными включениями (а), ледогрунтовые (b), псевдоморфозы по вытаявшим ПЖЛ (с), элементарные жилки льда (d); 10 – пластовый лед (а), клиновидный лед (b), линзовидный пластовый лед (с). Генезис отложений: а – аллювиальный; b – биогенный; d – делювиальный; la – озерно-аллювиальный; pm – прибрежно-морской; l – озерный

В пределах южной тундры на севере Пур-Тазовского междуречья в разрезе *с. Газ-Сале* изучены ПЖЛ, текстурообразующие, термокарстово-полостные и инфильтрационно-сегрегационные льды, залегающие в торфяном горизонте хасырея [Тихонравова и др. 2020]. Хасыреи приурочены к III надпойменной террасе 8-18 м. Среднегодовые температуры воздуха достигают $-9,3$ °С, амплитуда колебаний среднемесячных температур достигает 20 °С. Общее количество осадков достигает 400 мм, большая часть из которых падает на тёплый период. Снежный покров формируется на севере

области в первой декаде октября, сход снега завершается в конце мая – начале июня. Высота снежного покрова по метеоданным п. Тазовский – 14-16 см, на участках поймы, занятых ивняками – свыше 1,0 м [Геокриология СССР..., 1989].

Последовательность комплексного изучения опорных разрезов четвертичных льдистых толщ включает:

- детальное описание литологических и морфологических особенностей разреза с учетом криогенного строения;
- определение физических характеристик, гранулометрический состав;
- химический анализ отложений в водорастворимой и подвижной форме;
- химический анализ взвесей из льда в валовой форме;
- отбор монолитов льда, изучение его текстуры и структуры, химический анализ макро- и микроэлементов;
- анализ распределения по разрезу геохимических индикаторов генетических типов льдов.

Монолиты, отобранные в 2009 г, были расплавлены в поле, профильтрованы в пластиковые ёмкости и заморожены до проведения анализов. С 2010 для геохимических исследований монолиты льда были сохранены в мёрзлом состоянии до проведения анализов. Для химического анализа в лабораторных условиях монолиты льда были зачищены, разрезаны на части в зависимости от количества минеральных частиц (рис. 3), расплавлены. Свежие расплавы дополнительно отфильтрованы через поликарбонатные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм.

Изучены следующие разновидности подземных льдов, ранее выделенные по морфологии и залеганию, на опорных разрезах: пластовые, текстурообразующие, ПЖЛ, клиновидные льды (клиновидные тела с вертикально-волнистой слоистостью и дайки сложной формы инъекционно-сегрегационного генезиса, предположительно частично вытаявшие ядра бугров пучения) [Слагода и др., 2012].

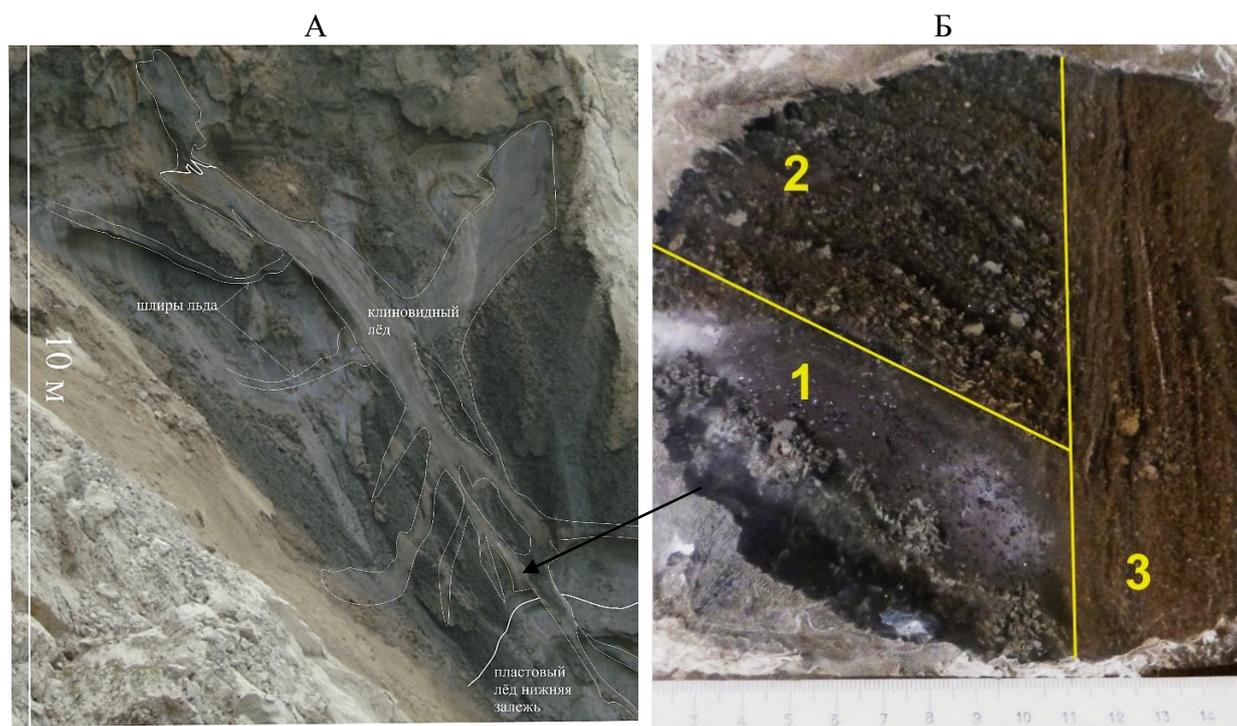


Рис. 3. Выход пластовых льдов (фото Слагоды Е.А.): внедрение клиновидного льда в нижнюю залежь льда; разрез 1-09 (А), разделение монолита льда на части для химических анализов в зависимости от содержания минеральных частиц; аналогичный разрез 2-12 (Б).

Цифрами обозначены типы льда: 1 – чистый стекловатый лёд; 2 – слоистый лёд с включениями суглинков; 3 – вертикально-слоистый с включениями песков и супесей.

Строение залежей плейстоценовых, нижнеголоценовых подземных льдов и мерзлых толщ часто осложняют внедренные позднеголоценовые новообразования льда. Для диагностирования погребенных льдов на побережье необходимо изучение химического состава прибрежно-морских и озерных льдов, которые имеют большую вероятность быть захоронёнными.

Для определения химического состава льда и водных вытяжек образцов пород района с. Гыда льды были отфильтрованы в пластиковые емкости и сразу заморожены. При анализе использованы методы: ионометрического титрования (HCO_3^-), титриметрии (Cl^- , Ca^{+2} , Mg^{+2}), турбидиметрии (SO_4^{-2}), фотометрии ($\text{Fe}^{2+,3+}$, NH_3 и NH_4^+ , NO_3^- , NO_2^- , мутность по каолину), расчетные методы (Na^++K^+ , минерализация по составу ионов), ионометрии (рН), кондуктометрии. Содержание органического вещества в породах оценено по потерям при прокаливании в муфельной печи при температуре $450\text{ }^\circ\text{C}$ в течение 3 ч. Содержание растворенного органического вещества (гумус) определено методом перманганатной окисляемости. Анализ был проведен в

аккредитованной Лаборатории физики и механики грунтов ООО «ТюменьПромИзыскания». Гранулометрический состав пород определен на лазерном гранулометре Malvern 3000 в ИКЗ ТюмНЦ СО РАН.

При определения химического состава льда Пур-Тазовского междуречья лед был отобран и доставлен монолитом в мерзлом состоянии, профильтрован и проанализирован. Гидрохимические исследования проб льда, водных вытяжек и поверхностной воды в 2017 г. проведены в Аналитической лаборатории физики, химии и механики мерзлых грунтов НИПИ «Нефтегазпроект» Тюменского индустриального университета. При анализе гидрохимического состава были использованы методы ионометрии (pH), ионометрического титрования (HCO_3^-) на приборе Мультитест ИПЛ и АНИОН 4150, Россия; титриметрии (Cl^-); атомной абсорбции (Ca^{+2} , Mg^{+2}) и атомной эмиссии на (Na^+ , K^+) на спектрометре NovAA 350 фирмы Analytik Jena, Германия; турбидиметрии (SO_4^{2-}), фотометрии ($\text{Fe}^{2+,3+}$, NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+) на спектрофотометре UNICO 2800, США.

Химический макро- и микроэлементный состав льда и пород районов м. Марре-Сале, оз. Сохонто, р. Юрибей, арктических островов Белый и Сибирякова, п. Гыдан, Пур-Тазовского междуречья, с. Диксон, м. Кареповский выполнен в Лаборатории гидрохимии и химии атмосферы Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск.

Пробы были отобраны в виде монолитов льда и фильтрованной воды, хранившихся в мерзлом состоянии до проведения анализов. Для химического анализа, монолиты льда были зачищены, расплавлены и дополнительно отфильтрованы через ацетат-целлюлозные фильтры с диаметром пор 0,45 мкм. Основные катионы в расплавах льда и водной вытяжке из отложений (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) измеряли методом атомной абсорбции на пламенном спектрофотометре AAS-30 фирмы Karl Zeiss Jena, Германия. Анионы (SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^-) – методом жидкостной хроматографии (Миллихром А-02, Эконова, Россия), гидрокарбонаты (HCO_3^-) – потенциометрическим титрованием; кремний, фосфаты, аммоний, нитраты и нитриты – фотометрическим методом

(на спектрофотометре UNICO-2100 (Unico, США). В качестве калибровочных растворов использовали стандарты фирмы Cica-Reagent (Япония).

Расплавов льда, воды и ацетатно-аммонийной вытяжки из отложений был выполнен на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500se фирмы Agilent Technologies Inc., США с использованием микропоточного (100 мм³/мин) распылителя и системы ввода образца для агрессивных сред методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой. В качестве калибровочного раствора использовали 68-элементный стандартный раствор 68 Element Standard Sol A-C (High Purity Standards, США).

Для контроля качества результатов анализа в качестве внешних образцов использовали 3 стандартных образца состава: донного ила оз. Байкал (БИЛ-1), дерново-подзолистой супесчаной почвы (СДПС-3) и чернозема типичного (СЧТ). Контроль дрейфа масс-спектрометра выполнялся по внутреннему стандарту In и по усредненной пробе, полученной при смешивании 6 анализируемых образцов, выбранных случайным образом.

Для контроля качества определения содержания главных ионов использовали принцип электронейтральности (оценка баланса катионов и анионов). Кроме этого было проведено сравнение результатов химического анализа, полученных разными методами. Сравнивали результаты определения хлоридов, сульфатов методом жидкостной хроматографии, фосфатов методом фотометрии и Cl, S, P методом масс-спектрометрии (рис. 4). Суммарное отклонение измерений разными методами по медиане составило 5 %. Самая большая разница по расчетным и экспериментальным данным выявлена для SO_4^{-2}/S и PO_4^{-3}/P т.к. значительная часть S и P во льдах находится не в максимальной положительной степени окисления.

Во всех пробах кондуктометрическим методом измеряли удельную электрическую проводимость и сравнивали с суммой главных ионов (рис. 5А). При аналитическом контроле гидрохимических образцов является допущение, что ионы NH_4^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- представляют полный набор, присутствующих в растворе ионов.

В нормальных условиях, для низкоминерализованных вод разница в балансе анионов и катионов не должна превышать 10 %. Более высокая разница указывает на недостаточную точность проведения аналитических процедур при определении компонентов. По результатам диаграммы по 75 образцам ошибка в определении состава составляет по медиане 8 % (рис. 5Б).

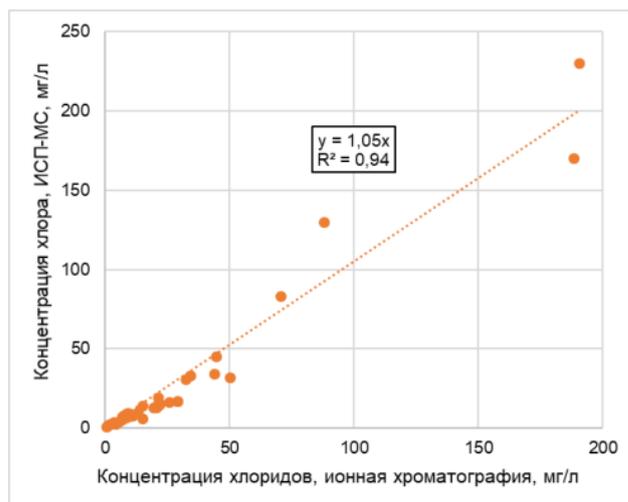


Рис. 4. Корреляция между данными по составу льдов и вод, определенными методом ионной хроматографии и масс-спектрометрии 34 изученных проб льда и воды

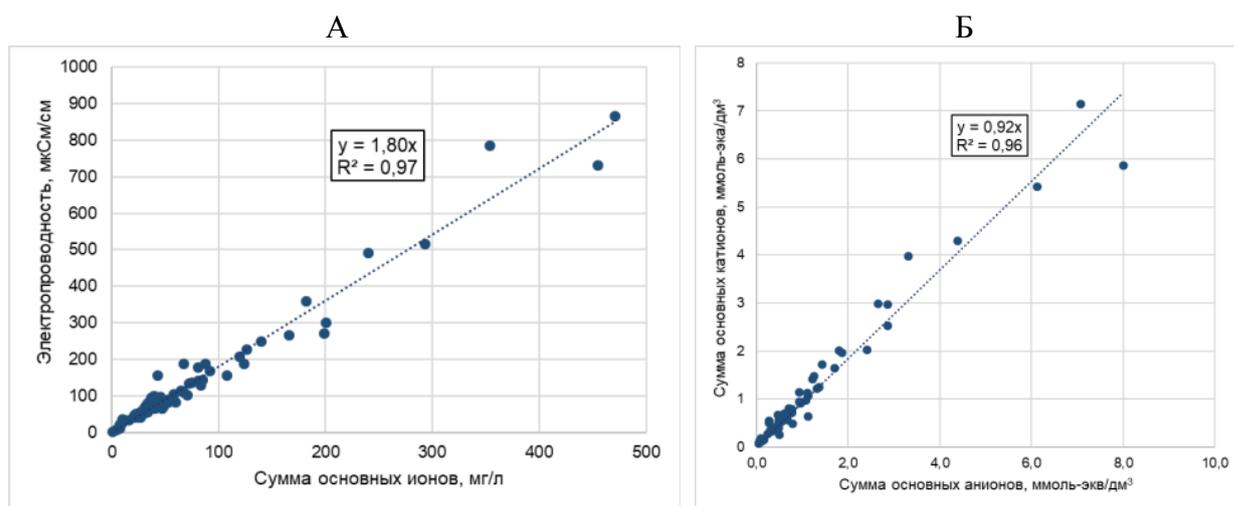


Рис. 5. Соотношение А – электропроводности и суммы основных ионов (86 проб льда) и Б – основных катионов и анионов (75 проб льда)

1.3. Методы, апробация и интерпретация результатов математической обработки базы геохимических данных

Количественные характеристики химического состава совокупности отобранных проб всегда несут некоторую долю погрешностей, связанных с опробованием и анализом проб, что затрудняет последующее определение корректных параметров по ограниченным выборкам.

Правильность геологических выводов не может основываться на результатах анализа единичной пробы, а только их совокупности, устойчиво характеризующих исследуемую часть геологического пространства. Важнейшей особенностью геохимических данных являются их вариации – изменчивость, которая отвечает физико-химическим процессам.

Математическая обработка количественных характеристик химического состава включала составление базы данных гидрохимического и элементного состава проб, и разработку программы анализа результатов исследований образцов разных типов льда, вмещающих отложений и взвеси из льда «Geochem Anomaly» (рис. 6).

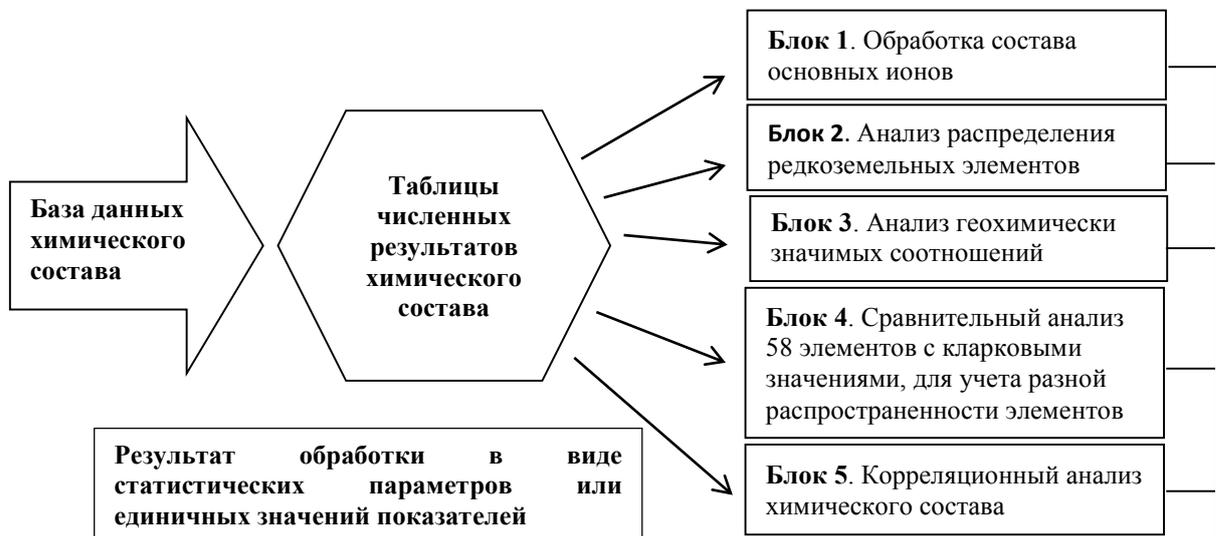


Рис. 6. Блок-схема программы анализа результатов исследований ионного и микроэлементного состава льдов, вод и отложений

На базе MS Excel массив количественных характеристик химического состава был разделен на группы по районам исследований, по количеству минеральной взвеси во льду, по генезису и возрасту вмещающих отложений.

Полученные результаты интерпретированы с помощью статистических методов (оценкой стандартного отклонения, коэффициента вариации) и методом корреляционно-регрессионного анализа [Дэвис, 1990].

Для оценки минерализации льдов использована классификация Ю.К. Васильчука [2016]. При наименовании типа воды учитывали анионы и катионы, содержание которых составляет более 20 % от суммы миллимолярных концентраций, перечисленные в порядке возрастания – от меньшего значения к большему. Для визуализации ионного состава использована диаграмма Пайпера [Дэвис, 1970]

Произведена оценка соотношений макро- и микрокомпонентов для выявления генетического типа воды, сформировавшей лед. Морской тип исходных вод для внутригрунтовых льдов определяют по соотношениям основных ионов $\text{Cl}^- \gg \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ и $\text{Na}^+ \gg \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$; соотношению Na/Ca ; Cl/Br , а также содержанию бора, стронция, йода; соотношения элементов I/Cl , Br/Cl позволяет определить морской генезис воды [Хименков, Брушков, 2003]. Соотношения Fe/Ni , Fe/Co иногда считают показателями поступления космического вещества в отложения [Колесников, Колесникова, 2010]. Для вторично промерзших отложений таликов выявлено увеличение SO_4^{2-} в составе солей, обусловленное промерзанием вод в закрытой системе [Крицук, 2010].

Для выявления геохимических различий проведено сравнение и нормализация концентраций микрокомпонентов во льдах с кларками этих элементов в речной и морской воде (прил., табл. 1) [Справочник..., 1990]. Для оценки антропогенного влияния состав подземных льдов сравнивали с предельно допустимыми концентрациями в водах [Гигиенические нормативы..., 2003]. Минеральные включения во льду связаны с переносом воды, суспензий и поровых растворов отложений при их промерзании. За критерий повышенного содержания элемента принято превышение кларка элемента более чем в 1,5 раза, для минимизации методической погрешности при определении химического состава.

Однозначных интерпретаций соотношений главных ионов не существует, нужны дополнительные показатели для определения источников поступления компонентов. Таким показателем является распределение содержаний микроэлементов (табл. 1).

При изучении геохимически значимых показателей необходимо учитывать влияние микроорганизмов, функционирующих в мерзлой толще при отрицательной температуре. В мерзлых породах метанобразующие микроорганизмы синтезируют биогенный метан [Ривкина и др., 2006]. Метилотрофные бактерии содержат белки, имеющие в активном центре лантан и церий [Ошкин, 2017]. Следовательно, подобные микроорганизмы могли активно влиять на перераспределение лантаноидов в отложениях, обогащенных органическими остатками.

Распределение лантаноидов в различных водных системах является индикатором окислительно-восстановительных геохимических процессов [Elderfield, 1988; Johannesson, 1997]. В общем случае поверхностные и подземные воды могут наследовать состав и особенности распределения лантаноидов от пород или водных масс, с которыми они взаимодействуют [Fee, 1992; Gosselin, 1992]. Чтобы выявить закономерности в изменении состава лантаноидов в природных процессах, необходимо исключить влияние неравномерной распространенности четных и нечетных элементов. Для этого применяется метод нормализации составов лантаноидов на состав в хондритах, или в сланце. Обычно используются содержания, нормированные на NASC (North American Shale Composite) [Gromet, 1984]. Спектры содержаний оценивают по величине цериевой (Ce_{an}), европиевой (Eu_{an}) аномалий и соотношению легких (L_{La}) и тяжелых (T_{La}) лантаноидов, выраженных как: $Ce_{an} = Ce/Ce_{NASC} / (2/3 \times La/La_{NASC} + 1/3 \times Nd/Nd_{NASC})$;

$$Eu_{an} = 2 \times Eu/Eu_{NASC} / (Sm/Sm_{NASC} + Gd/Gd_{NASC});$$

$(L_{La}/T_{La})_{NASC} = (La/La_{NASC} + 2 \times Pr/Pr_{NASC} + Nd/Nd_{NASC}) / (Er/Er_{NASC} + Tm/Tm_{NASC} + Yb/Yb_{NASC} + Lu/Lu_{NASC})$ [Kato et al. 1998; Дубинин, 2004].

Цериевая аномалия – индикатор окислительно-восстановительных условий осадкообразования. [Gromet, 1984]. Se_{an} , равная единице, означает отсутствие морского источника, а чем она ближе к нулю, тем сильнее влияние морских источников лантаноидов. Eu_{an} – индикатор поступления глубинного вещества в осадки (гидротермы, восходящие флюидные потоки) [Балашов, 1985], а также диагенеза с участием кислорода [Шатров, 2007]. Отрицательной называется аномалия при численном значении меньше единицы, положительной – при ее численном значении больше единицы. Соотношение L_{La}/T_{La} является показателем соотношения кислых и основных пород в источниках сноса [Kuřera et al, 2009]. В фациальных реконструкциях отношение La/Sm в осадках отражает изменения в распределении лантаноидов в морских бассейнах. La/Sm в прибрежных зонах возрастает, в удаленных и глубоких – понижается [Шатров и др., 2004]. Соотношения основных ионов и микроэлементов являются показателями обстановок формирования осадочных пород и подземных льдов (табл. 1).

Для сравнения химического состава подземных льдов изучены прибрежно-морской и озерный льды в районе м. Марре-Сале; фирн ледника Романтиков (горный массив Рай-Из на высоте около 800 м); воды оз. Сохонто и прилегающих к нему термокарстового озера и ручья. Керн прибрежно-морского льда, мощностью 1,8 м, был отобран в 0,9 км и 0,2 км от береговой зоны в районе м. Марре-Сале, под снежным покровом мощностью 30 см. Рельеф дна прибрежной зоны с ложбинами глубиной 3 м разделён сериями подводных вдольбереговых валов, где в период становления припая аккумулируются торосы и стамухи.

Прибрежный припай в 0,2 км от берега имеет минерализацию 1,1-1,2 г/дм³ с преобладанием Cl^- и Na^+ (прил., табл. 2) [Бутаков и др., 2020в]. Содержание лантана на два порядка превышает содержание остальных лантаноидов. Для льда выявлена сильно отрицательная Se_{an} , которая увеличивается с глубиной с 0,0002 до 0,002. Eu_{an} увеличивается с глубиной с 0,95 до 3,04. В соотношении L_{La}/T_{La} преобладают легкие лантаноиды (16-47)

(рис. 7). Относительно кларков морских вод лёд обогащен La в 2270 раз; Mn в 594 раз; Th в 172 раз; Ce, Cr, Cu в 50-65 раз; Eu, Se, Sm, Sn, Sb, Zn, Fe, P в 11-36 раз; Gd, Tm, Co, Lu, Tb, Ho, Ni, Yb, Er, Pr, Nd, Cd, Dy, Ti, Pb, Zr, V в 2-9 раз (прил., табл. 1, рис. 8).

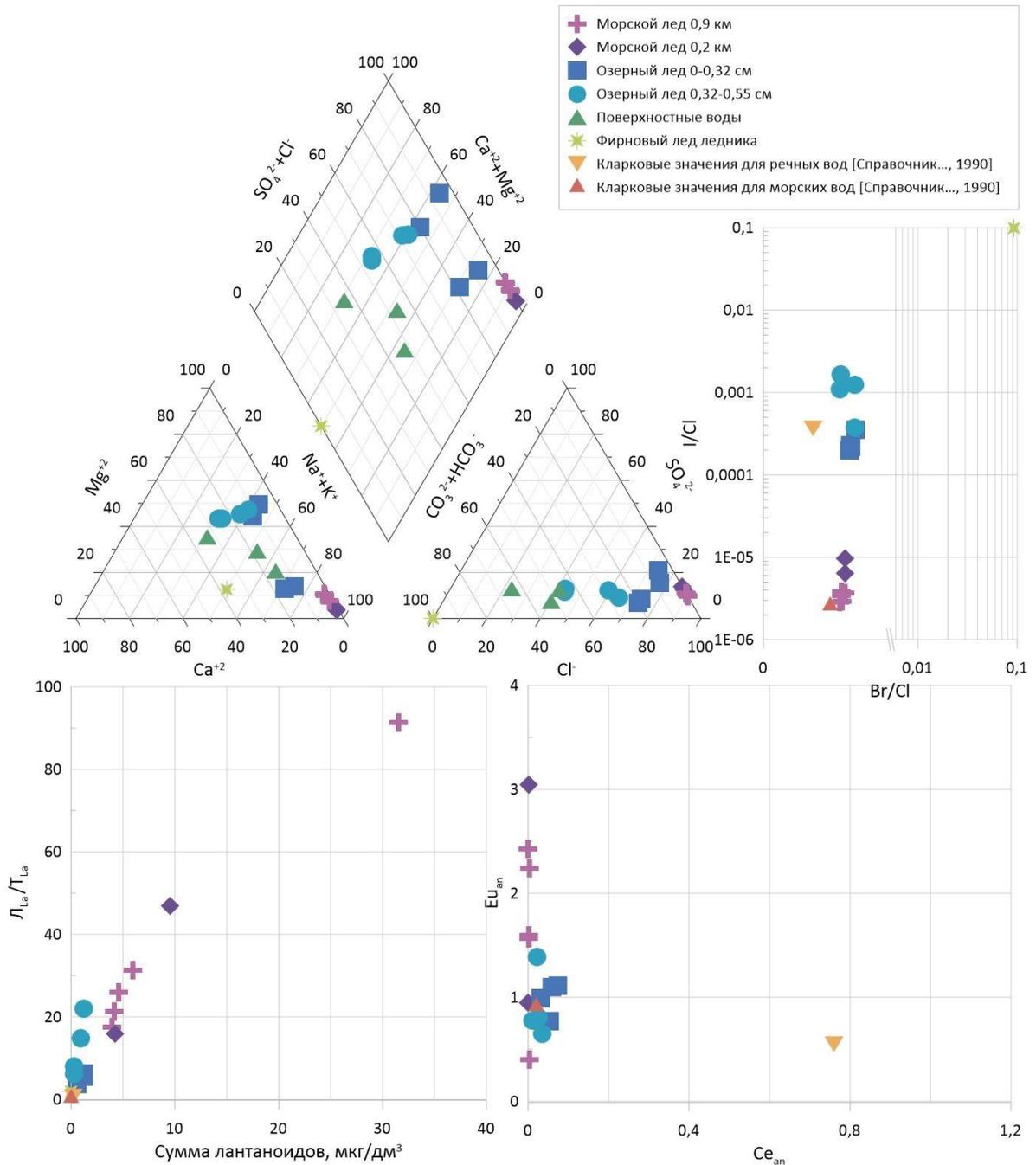


Рис. 7. Химический состав сезонных льдов ключевых участков Ямала и Полярного Урала; L_{1a}/T_{1a} – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Ce_{an} – цериевая аномалия

Морской лёд в 0,9 км от берега имеет минерализацию 2,1-3,5 г/дм³ с преобладанием Cl^- и Na^+ (прил., табл. 2) (Butakov et al., 2020). Минерализация

льда увеличивается с глубиной. Эквивалентный состав основных ионов в морском льду по глубине не изменяется и хорошо согласуется с данными по ионному составу морской воды (Крицук, 2010). Суммарная концентрация лантаноидов во льду сильно варьирует от 4 до 32 мкг/дм³ при среднем значении 9,1 мкг/дм³).

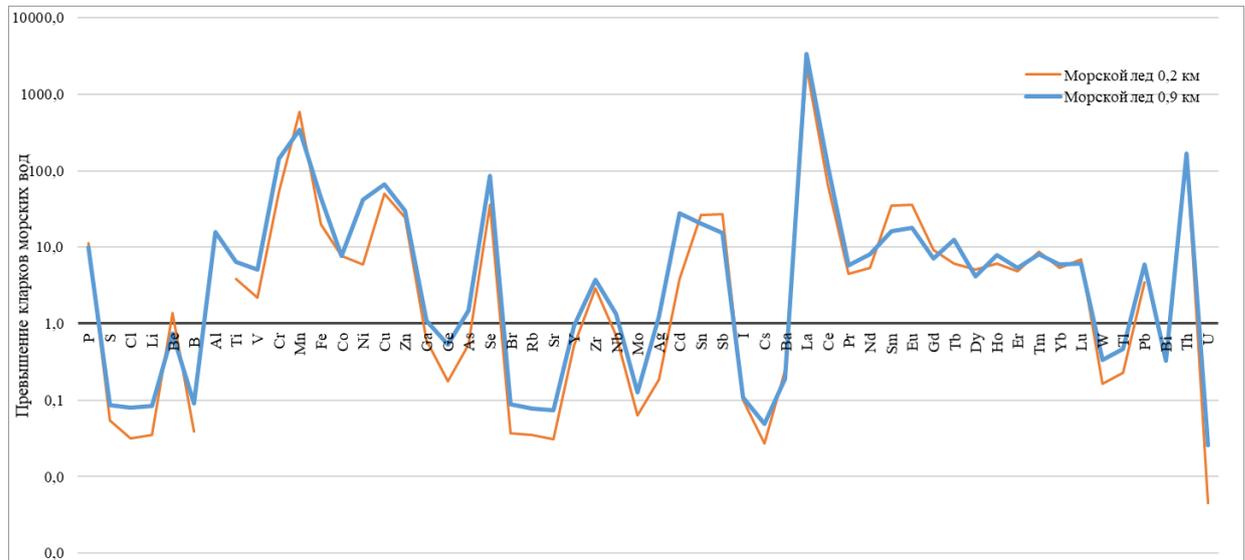


Рис. 8. Превышения содержаний микроэлементов в морском льду Байдарацкой губы над кларками морских вод

Сумма лантаноидов имеет корреляцию (здесь и далее $R^2 > 0,7$) с содержанием Al, Cs, U. Содержание лантана на два порядка превышает содержание остальных лантаноидов. Для льда выявлена сильно отрицательная Se_{an} (0,002) и в среднем положительная Eu_{an} (1,65) аномалии. Eu_{an} аномалия неравномерно распределена по глубине, минимальное значение Eu_{an} (0,40) соответствует включению минеральных прослоек отложений во льду, максимальные значения (1,6-2,4) выявлены для кристаллов большой площади. В соотношении L_{La}/T_{La} преобладают легкие лантаноиды (18-91) (рис. 7). Относительно кларков морских вод лёд обогащен La в 3327 раз; Mn в 339 раз; Th, Cr, Ce в 113-168 раз; Se в 85 раз; Cu в 66 раз; Fe, Ni, Zn, Cd, Sn, Al, P, Sb, Sm, Eu, Tb в 10-44 раза; Ti, V, Co, Zr, Pr, Nd, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Pb в 4-8 раз (прил., табл. 1, рис. 8).

Микроэлементный состав прибрежно-морского льда в районе м. Марре-Сале сильно отличается от кларковых значений морской и речной воды.

Состав сформирован за счет воды Байдарацкой губы с участием континентального стока, размыва берегов, оттаивания подземных льдов и захвата минеральных включений в состав льда. [Бутаков и др., 2020в]

Озерный лед оз. Сюртав-Малто ультрапресный, минерализация уменьшается с глубиной, от 23 мг/дм³ на поверхности до 4 мг/дм³ на глубине. С глубиной меняется катионно-анионный состав от сульфатно-хлоридного, натриевого на поверхности, к гидрокарбонатно-хлоридному кальциево-натриево-магниевому составу на глубине 0,55 м (прил., табл. 2). Такое распределение отражает сезонное изменение гидрохимического состава при ледоставе и повышение концентрации морских аэрозолей в снеге, перекрывающем озерный лед в осенне-зимний период, т.к. не вся акватория моря покрыта льдом [Mazurek et al., 2012]. Аномалии лантаноидов отражают накопление льда.

В верхней части озерного льда, в слоях сформированных за счет атмосферных осадков, лед имеет более низкую Se_{an} (0,03-0,05) и Eu_{an} (0,8-1,0) аномалии и сумму лантаноидов (1,2 мкг/дм³). В слоях, сформированных за счет озерной воды, значения аномалий выше – Se_{an} (0,06-0,07) и Eu_{an} (1,1), сумма лантаноидов меньше (0,6 мкг/дм³). Сумма лантаноидов не имеет корреляцию с изменением глубины и отрицательную корреляцию с ионами Mg^{+2} ($R^2 = -0,99$), но коррелирует ($R^2 > 0,70$) с содержанием Li, Be, Mn, Se, Y, Zr, Ag, Sb, I, Tl, Pb. Соотношение L_{La}/T_{La} преобладают легкие лантаноиды (4-6) (рис. 7).

Верхняя часть озерного льда обогащена Sc в 30 раз; Cr в 17 раз; La в 16 раз; Fe, P, Br, Nb, Sn, Eu, Tb, Ho в 2 раза относительно кларков речных вод (Справочник..., 1990). Нижняя часть озерного льда обогащена La в 13 раз, Nb, Sn в 2 раза относительно кларков речных вод (прил., табл. 1, рис. 9).

В нижней части озерного льда Se_{an} аномалия ниже, чем в верхней части льда и варьирует (0,01-0,03), в соотношении L_{La}/T_{La} преобладают легкие лантаноиды (6-22) (рис. 7). Eu_{an} аномалия увеличивается с глубиной (0,7-1,4). Сумма лантаноидов уменьшается с глубиной с 1,0 до 0,3 мкг/дм³ и имеет

отрицательную корреляцию с содержанием HCO_3^- ($R^2 = -0,83$) и положительную ($R^2 > 0,70$) с Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ .

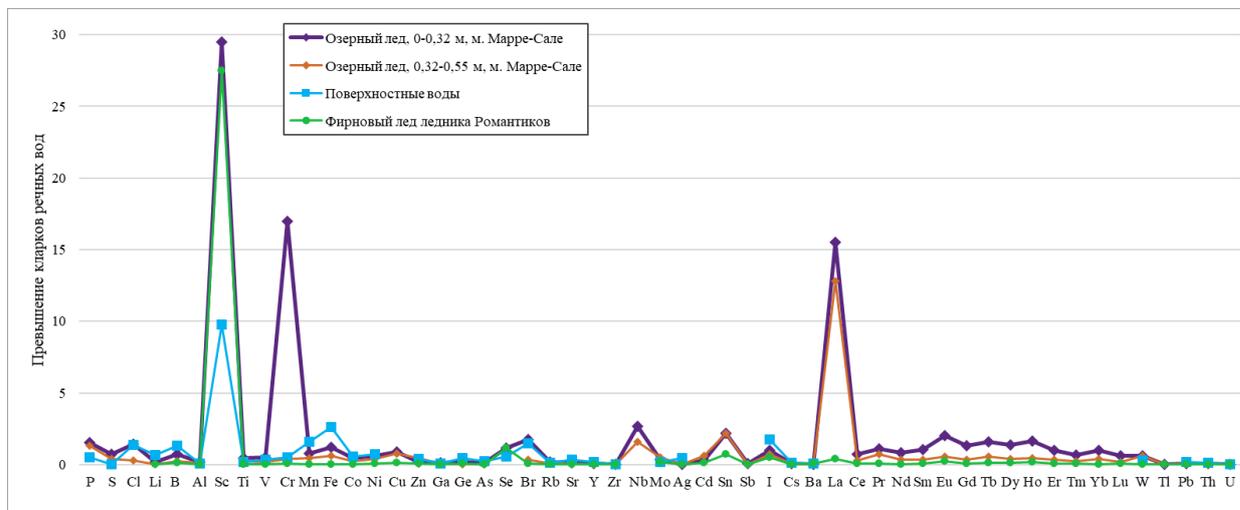


Рис. 9. Превышения содержаний микроэлементов в озерном и фирновом льдах и поверхностных водах над кларками речных вод

Фирн ледника Романтиков имеет очень низкую минерализацию (1 мг/дм^3), что делает затруднительным количественную оценку его ионного состава, и в отличие от атмосферных осадков изученных ключевых участков [Голобокова и др., 2012, Голобокова и др., 2013], в нем отсутствуют примеси морского аэрозоля. Фирновый лед обогащен Sc в 28 раз относительно кларков речных вод (рис. 10А).

Поверхностные воды в районе озера Сохонто и ручья ультрапресные ($27\text{-}54 \text{ мг/дм}^3$) по минерализации и имеют гидрокарбонатно-хлоридный, магниевно-натриевый состав (см. рис. 7), повышенные содержания Sc, Mn, Fe, I относительно кларков речных вод [Бутаков и др. 2020а].

Распределение нормированных содержаний лантаноидов для сезонных льдов представлено на рис. 10А и 10Б. В озерном льду содержание лантаноидов и минерализация (с 22 до 5 мг/дм^3) уменьшается с глубиной, т.к. верхняя часть льда сформирована в основном за счет снега. Для морского льда данная тенденция менее выражена. На диаграмме видно высокое содержание лантана, источником которого является терригенный материал, поставляемый реками [Дубинин, 2004].

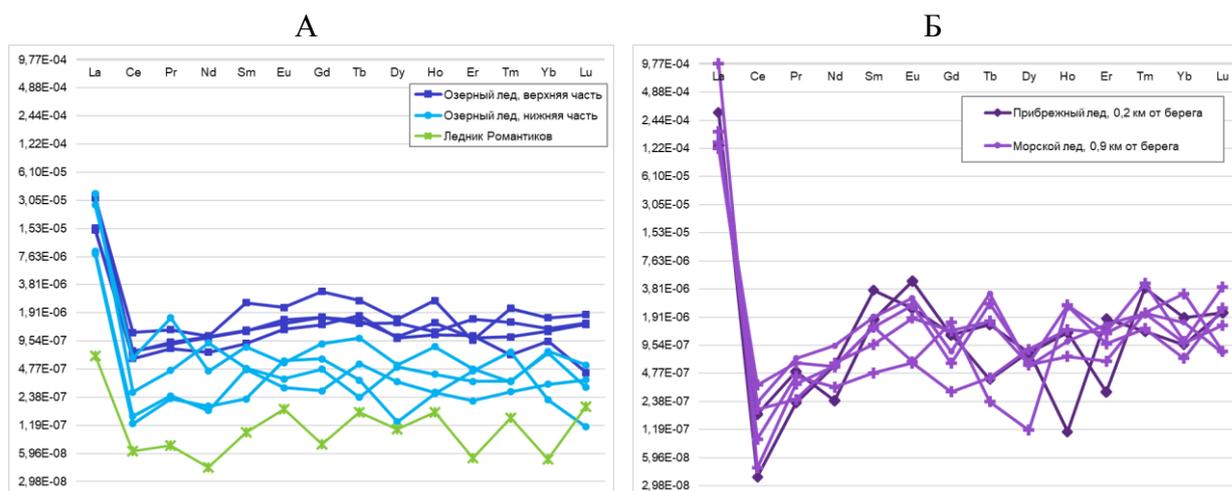


Рис. 10. А – распределение нормированных (NASC) содержаний лантаноидов в озерном льду; Б – распределение нормированных (NASC) содержаний лантаноидов в морском льду

Сезонные льды ключевых участков Ямала и Полярного Урала по количеству солей озерный и фирновый льды и поверхностные воды ультрапресные, прибрежно-морской лед – среднесоленый.

В прибрежно-морском льду установлено соотношение ионов близкое к соотношению ионов в морской воде. В верхней части озерного льда, по соотношению ионов, установлено влияние морских аэрозолей в составе снега. Соотношения ионов в поверхностных водах обусловлено двумя источниками формирования – атмосферными осадками и обменными процессами с породами в открытой системе [Бутаков и др. 2020б]. В фирновом льду отсутствуют примеси морского аэрозоля.

Сумма лантаноидов наиболее высокая в прибрежно-морском ($4-32$ мкг/дм^3) и озерном ($0,3-1,2$ мкг/дм^3) льдах за счет большого количества лантана в составе льда. Соотношение легких и тяжелых лантаноидов в морских и озерных льдах варьирует от 3,7 до 91 вследствие преобладания лантана. Источником лантана (98% от суммы лантаноидов) в прибрежно-морском льду являются минеральные частицы, захваченные в процессе льдообразования в межкристаллическое пространство. В озерном льду в составе суммы лантаноидов большая часть приходится на лантан (90%), предположительно поступавшего вместе с морскими аэрозолями в составе снега. В фирновом льду ледника Романтиков содержание лантаноидов крайне

мало (на пределе обнаружения или ниже) – 0,03 мкг/л, без лантана – менее 0,01 мкг/л [Бутаков и др., 2020б]. Вероятно, низкие концентрации лантаноидов обусловлены отсутствием морского аэрозоля в составе снега Полярного Урала.

Se_{an} аномалия в морском льду близка к 0 (от 2×10^{-4} до 4×10^{-3}), что характерно для морской воды; у озерного льда Se_{an} отрицательная (от 0,01 до 0,06), вероятно это связано с поступлением лантана из морских аэрозолей. Eu_{an} в морском льду в среднем положительная (1,8) и варьирует от 0,4 до 3,0, вследствие разной скорости льдообразования. В озерном льду Eu_{an} в среднем 0,95 что ближе к значениям кларков речных вод, однако значение Eu_{an} варьирует от 0,7 до 1,7, что связано, с одной стороны, с поступлением морского аэрозоля и с другой – с перераспределением лантаноидов в процессе льдообразования из свободной воды.

Значения I/Cl и Br/Cl в озерном и морском льдах сопоставимы с соотношениями соответствующих кларковых значений, что подтверждает пригодность методики. В фирновом льду соотношения сильно отличаются от кларковых значений. Морской лёд обогащен относительно кларков морских вод P, Al, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Se, Zr, Cd, Sn, Sb, лантаноидами, Pb, Th (рис. 7). В озерном льду выявлены тенденции к накоплению Sc, Cr, La. В поверхностных водах и фирновом льду выявлены тенденции к накоплению Sc (рис. 9).

Таблица 1. Соотношения ионов и микрокомпонентов для водных сред

Источник компонента	Район исследований	Процесс поступления и преобразования компонента	Преобладающие ионы и соотношения компонентов
Атмосферный аэрозоль арктического региона [Голобокова и др., 2013]	<i>Западный Шпицберген и Север Якутии</i>	Формирование аэрозоля над поверхностью моря	Преобладающие ионы – Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} Корреляция пар ионов: NH_4^+ и SO_4^{2-} ; Na^+ и Cl^- ; Mg^{2+} и Cl^- ; Ca^{2+} и NO_3^-
		Летом в составе аэрозоля отражен процесс выветривания пород	Преобладающий ион – Ca^{2+}
Атмосферные осадки [Ходжер, 2005]	<i>Байкальский регион</i>	Фотохимические реакции в атмосфере в теплый период года	Корреляция ионов: NH_4^+ и SO_4^{2-} , NO_3^- , K^+ / SO_4^{2-} , Ca^{2+} / SO_4^{2-} , NO_3^-
		Поступление из антропогенных источников	Корреляция ионов: Ca^{2+} / HCO_3^- и Cl^- / Mg^{2+} и HCO_3^- / Cl^-
Современный снег [Иванова, 2012]	<i>Новосибирские острова</i>	В процессе выветривания в состав снега попадают большие количества коллоидной взвеси	Высокое содержание Cl^- и SO_4^{2-} ; $\text{Ce}_{\text{an}} = 0,8$ Превышение содержания La, Ce, Nd, Sm, Gd, Dy, Yb над кларками речной воды ≥ 2 раза
Тундровые озера [Mazurek, 2012]	<i>Центральный Шпицберген</i>	Растворение и выщелачивание осадочных пород	$(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / \text{HCO}_3^- > 1$
		Поступление хлоридов из пород	$\text{Cl}^- / \text{Na}^+ > 1,1$
Кларк речной воды [Справочник..., 1990]	-	-	$\text{Ce}_{\text{an}} = 0,76$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 0,55$
Кларк морской воды [Справочник..., 1990]	-	-	Минерализация 34,9 г/дм ³ ; $\text{Ce}_{\text{an}} = 0,19$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 0,91$
Морская вода [Дубинин, 2004, Piper, 2013]	-	Формирование металлоносных осадков	$\text{Ce}_{\text{an}} < 1$; $(\text{J}_{\text{La}}/\text{T}_{\text{La}})^{\text{NASC}} < 1$
Морской лед [Бутакон и др., 2020в]	<i>900 м от берега, Байдарацкая губа</i>	Участие стока размыва берегов и захват минеральных включений в состав льда	Преобладающие ионы – Cl^- , Mg^{2+} , Na^+ ; $\text{Ce}_{\text{an}} = 0,002$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 0,4-3,0$; Превышение содержаний P, Al, Cr, Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Se, Cd, Sn, Sb, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Th над кларками морских вод ≥ 10 раз
Озерный лед [Бутакон и др., 2020в]	<i>оз. Сюртав-Малто, м. Марре-Сале, Западный Ямал</i>	Повышение концентрации морских аэрозолей в снеге. Перераспределение микроэлементов в процессе льдообразования	Преобладающие ионы (0-0,3 м) – SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ Преобладающие ионы (0,3-0,55 м) – HCO_3^- , Cl^- , Na^+ , Mg^{2+} $\text{Ce}_{\text{an}} = 0,04$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 0,7...1,4$; Превышение содержаний Sc, Cr, La относительно кларков речных вод ≥ 5 раз
Фирновый лед [Бутакон и др., 2020б]	<i>Ледник Романтиков, Полярный Урал</i>	Низкая концентрация солей в снеге, формирующем лед	Преобладающие ионы – HCO_3^- , Ca^{2+} , Na^+ ; Содержание микроэлементов очень низкое; за искл. Sc (в 28 раз превышает кларки речных вод)

Поверхностные воды [Бутаков и др., 2020а]	<i>Центральный Ямал</i>	Соотношения ионов обусловлено двумя источниками формирования – атмосферными осадками и обменными процессами с породами	Преобладающие ионы – HCO_3^- , Cl^- , Mg^{+2} , Na^+ Поверхностные воды имеют повышенные содержания Sc, Mn, Fe, I над кларками речных вод
Речная вода [Иванова, 2012]	<i>Новосибирские острова</i>	Содержание лантаноидов отражает состав пород бассейна и атмосферных осадков	Преобладающие ионы – Cl^- , Na^+ ; $\text{Ce}_{\text{an}} = 1,21$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 0,98$; Превышение содержания La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb над кларками речной воды ≥ 5 раз
ПЖЛ [Васильчук, 2017]	<i>Север Якутии</i>	Накопление микрокомпонентов происходило в глеевой обстановке	Cu, Zn и Co превышают кларковые значения
ПЖЛ [Иванова, 2012]	<i>Новосибирские острова</i>	Формирование льда из атмосферных осадков	Преобладающие ионы – Cl^- , Na^+ ; $\text{Ce}_{\text{an}} = 0,97$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 2,37$; $\text{Na}^+/\text{Cl}^- = 1,35-1,61$; Превышение содержания La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb над кларками речной воды ≥ 15 раз.
ПЖЛ [Слагода и др, 2012]	<i>Западный Ямал</i>	Поступление компонентов из атмосферных осадков, содержащих морские соли	$(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{Cl}^- = 0,9$ $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^- = 0,2$
Шлировый лед [Иванова, 2012]	<i>Новосибирские острова</i>	Поступление компонентов из осадочных пород	Преобладающие ионы – Cl^- , Na^+ $\text{Na}^+/\text{Cl}^- = 6,95$, $\text{Ce}_{\text{an}} = 0,78$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 0,62$; Превышение содержания La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb над кларками речной воды ≥ 8 раз
Пластовые льды, верхняя залежь [Иванова, 2012]	<i>Новосибирские острова</i>	Поступление компонентов из осадочных пород.	$\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^- = 0,11 \dots 0,60$; $\text{Na}^+/\text{Cl}^- = 11,9$ $\text{Ce}_{\text{an}} = 0,83$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 0,44$; Превышение содержания La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb над кларками речной воды ≥ 11 раз
Пластовые льды, верхняя залежь [Иванова, 2012]	<i>Новосибирские острова</i>	Поступление компонентов из морских вод и осадочных пород. Хлоридный, натриевый состав	Преобладающие ионы – Cl^- , Na^+ ; $\text{Ce}_{\text{an}} = 0,86$; $\text{Eu}_{\text{an}} = 0,51$; Превышение содержания La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb над кларками речной воды ≥ 50 раз
Текстурирующие льды [Alexeev, 2016]	<i>Далдыно-Алаки тский алмазонасный район</i>	Поступление компонентов из осадочных пород	Преобладающие ионы на глубине – SO_4^{2-} , HCO_3^- ; Mg^{+2} ; Ca^{2+} $\text{Ce}_{\text{an}} > 0,99$, $\text{Eu}_{\text{an}} > 3,6$; $L_{\text{La}}/T_{\text{La}} \sim 1$ Повышенные содержания наблюдаются для Br, Sr, Mo, Cd, Sb, W, Re и U.

Выводы к главе 1

Из изложенного следует, что состав и соотношения главных ионов в подземных льдах сильно варьируют, поэтому концентрации и соотношения микрокомпонентов могут быть дополнительными показателями источников вод. Сведения о содержании и распределении микрокомпонентов в зависимости от механизмов льдовыделения отсутствуют. Состав микроэлементов в поверхностных водах и сезонных льдах позволяет отличать погребенные льды от других типов подземных льдов.

Работа состоит в сборе данных и в анализе формирования ионного и микроэлементного состава в подземных льдах, определении геохимических показателей – отношений содержаний химических элементов как индикаторов условий формирования и аномалий лантаноидов.

Авторский комплекс программ для обработки данных ионного и микроэлементного состава льда и воды; водорастворимых, подвижных, валовых форм элементов позволяет выявлять аномалии и особенности распределения микроэлементов в составе льдов на основе статистических параметров и парного корреляционно-регрессивного анализа. Впервые с применением программного комплекса собрана база данных ионного и микроэлементного состава подземных льдов Карского региона; проведено сравнение и нормализация данных по значениям кларков, содержанию лантаноидов в стандартном сланце.

Глава 2. Геохимический состав полигонально-жильных льдов опорных разрезов Карского региона

2.1. Полигонально-жильные льды арктической тундры с морским влиянием (о. Белый, Сибирякова, п. Диксон)

ПЖЛ о. Белый (рис. 11А) имеют ультрапресный (34-43 мг/дм³) гидрокарбонатно-хлоридный, натриево-магниевый и кальциево-магниевонатриевый состав (прил., табл. 3). Микроэлементный состав обогащен лантаноидами в 10-41 раз, Fe в 11 раз, Nb в 8, Cl, Cr, Mn, Co, Ni, Se, Br, Sn, I в 2-4 раза относительно кларков речных вод (прил., табл. 4).

Лед имеет Se_{an} отрицательную (0,74) и отрицательную Eu_{an} (0,88) аномалии. Соотношение L_{La}/T_{La} равно 0,56. (рис.12).

ПЖЛ о. Сибирякова (рис. 11Б, 13) имеют ультрапресный (38-40 мг/дм³) хлоридный, магниевонатриевый и натриевый состав. Микроэлементный состав обогащен Mo 58 раз; W в 9 раз; Mn в 7 раз; Na, Cl, Fe, Br, Sn, I, лантаноидами в 2-4 раза. Лед имеет Se_{an} отрицательную (0,60) и отрицательную Eu_{an} (0,91). Соотношение L_{La}/T_{La} равное 0,59 (Рис. 12).

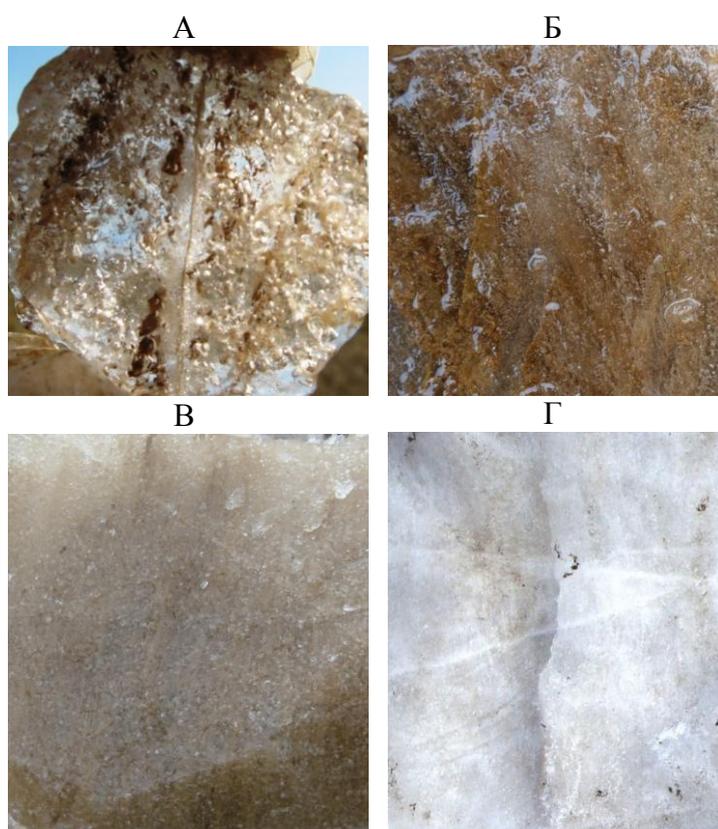


Рис. 11. ПЖЛ (фото Слагоды Е.А.): А – лёд с минеральными и органическими примесями на о. Белый; Б – лёд с минеральными и органическими примесями на о. Сибирякова; В – лёд с минеральными примесями района п. Диксон (нижний ярус на склоне); Г – лёд с пузырьками района п. Диксон (верхний ярус в низине)

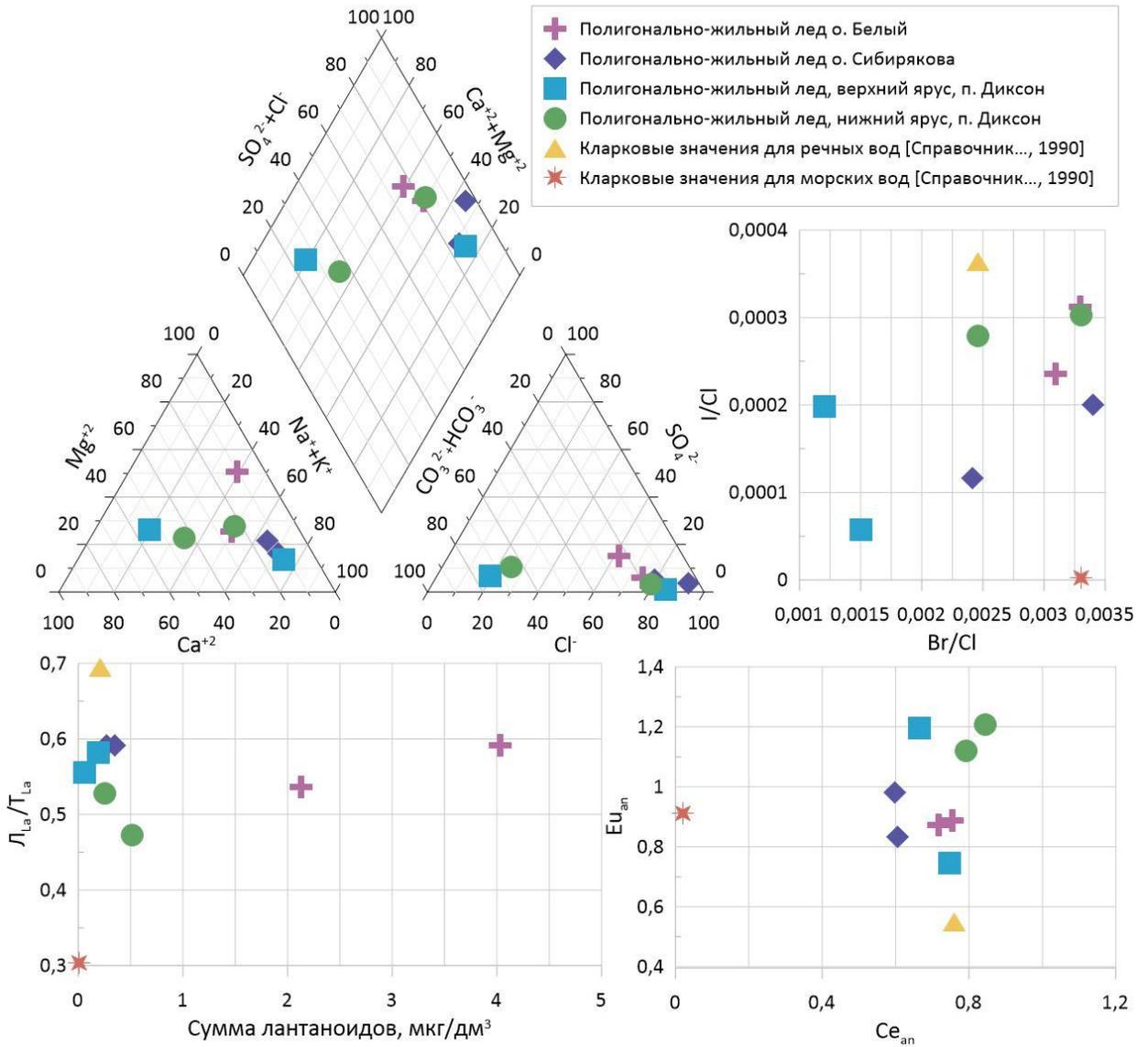


Рис. 12. Химический состав и аномалии лантаноидов в ПЖЛ в зоне арктической тундры с морским влиянием; L_{La}/T_{La} – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Ce_{an} – цериевая аномалия

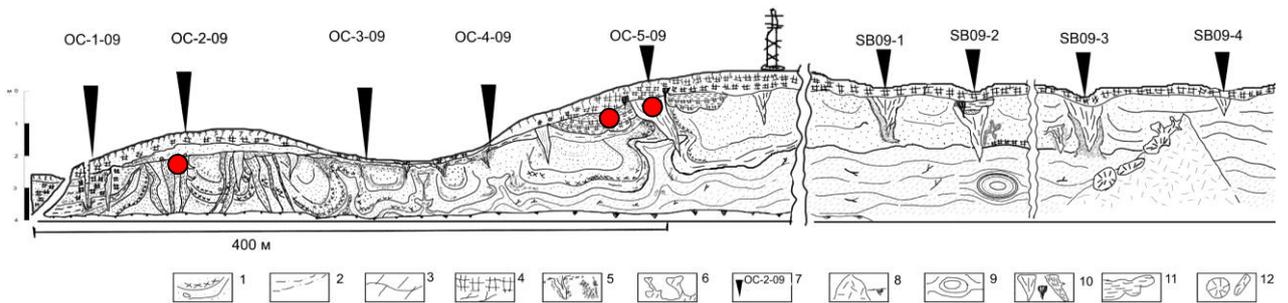


Рис. 13. Криогенное строение четвертичных отложений разреза на южном берегу о-ва Сибирякова [Стрелецкая и др., 2012a]: 1 – пески с торфом и галькой, слоистые; 2 – пески пылеватые, слоистые, с торфом; 3 – супеси пылеватые; 4 – торф с примесью песков; 5 – псевдоморфозы по жильным льдам; 6 – слоистость отложений; 7 – номер расчистки; 8 – осыпь; 9 – концентрическая слоистость отложений со шпирями льда; 10 – подземные льды; 11 – льды озерные; 12 – осыпь. Красными точками обозначены места отбора проб для химического анализа

ПЖЛ в районе с. Диксон (рис. 14) состоят из двух ярусов: нижнего (Д1-09), вероятно, сартанского, с прожилками грунта (рис. 11В) и верхнего (Д3-09) (рис. 11Г) голоценового с четкой вертикальной полосчатостью [Стрелецкая и др., 2012а]. Льды имеют ультрапресный (25-49 мг/дм³) гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный, хлоридный, магниевый-кальциевый, магниевый-натриево-кальциевый, натриевый, кальциевый-магниевый-натриевый состав (прил., табл. 3). Микроэлементный состав отличается в верхнем и нижнем ярусе жил. Нижний ярус жил льда обогащен Мо в 19 раз; Mn в 9; лантаноидами в 2-7 раз; Cl, Co, Br, Nb, I, W в 2-4 раза относительно кларков речных вод (прил., табл. 4); лед имеет Se_{an} отрицательную (0,82) и положительную Eu_{an} (1,16). Соотношение L_{La}/T_{La} лантаноидов равно 0,50 (рис. 12). Верхний ярус жил льда обогащен Mn, Nb, Eu, Gd в 2-3 раза; лед имеет Se_{an} отрицательную (0,71) и Eu_{an} близкую к единице (0,97), соотношение L_{La}/T_{La} лантаноидов равно 0,57.

ПЖЛ арктических островов Белый и Сибирякова и льдов района п. Диксон на Западном Таймыре характеризуются низкой минерализацией – менее 50 мг/дм³.

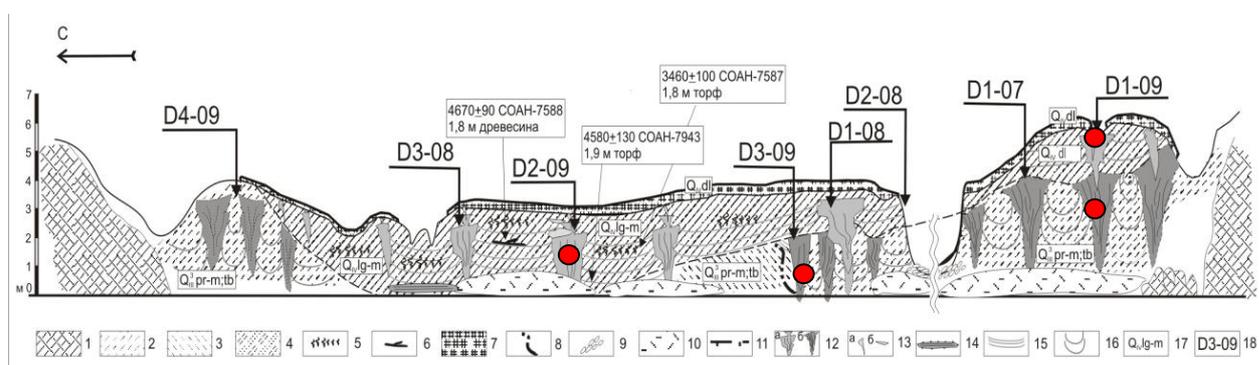


Рис. 14. Разрезы берегового обнажения «Диксон» (2008, 2009 гг.) [Опокина и др., 2014]: 1 – коренные породы; 2 – алевриты, супеси пылеватые; 3 – супеси; 4 – суглинки; 5 – автохтонный торф; 6 – древесные остатки; 7 – дернина; 8 – погребённый термоабразионный уступ; 9 – валуны, гравий, галька; 10 – современные осыпи; 11 – размыв; 12 – ПЖЛ: верхний ярус жил (а), нижний ярус жил (б); 13 – элементарная жилка льда (а), термокарстово-пещерный лёд (ю); 14 – современный лёд термоабразионной ниши; 15 – поясковые криогенные текстуры; 16 – линзовидные слоистые и сетчатые криотекстуры; 17 – возраст и генезис отложений: III – позднплейстоценовый; IV – голоценовый; dl – делювиальный; m – морской; lg-m – лагунно-морской; gm – ледниково-морской; b – биогенный; l – озёрный; 18 – расчистки; красными точками обозначены места отбора монолитов льда для анализа ионного и микроэлементного состава.

В жилы арктических островов ионы хлоридов и натрия поступали вместе с морскими аэрозолями в составе атмосферных осадков. В районе п.

Диксон, как в верхнем, так и в нижнем ярусах жил льда, расположенных на склоне высоко над уровнем моря, преобладают ионы Ca^{+2} и HCO_3^- . В жилах, вскрытых в днище долины, преобладают ионы Cl^- и Na^+ , поступавшие при заливании низин хлоридно-натриевыми водами во время формирования голоценовых жил.

Сумма лантаноидов в ПЖЛ о. Сибирякова и п. Диксон в среднем 0,27 мкг/дм³ близка к кларковым значениям для речных вод (0,21 мкг/дм³). В ПЖЛ о. Белый выявлена максимальная сумма лантаноидов от 2,1 до 4,0 мкг/дм³, источником которых являются морские аэрозоли. Отношение L_{La}/T_{La} от 0,47 до 0,59 в среднем 0,56.

Льды жил арктических островов имеют отрицательную Ce_{an} (0,60-0,74), соотношение L_{La}/T_{La} от 0,54 до 0,59, что подтверждает морское влияние на состав атмосферных осадков, служивших основным источником вод для ПЖЛ. Eu_{an} аномалия отрицательная (0,86) в ПЖЛ арктических островов и в районе п. Диксон, в ПЖЛ расположенных высоко на склоне. В ПЖЛ, залегающих в днище долины, Eu_{an} аномалия положительная (1,17-1,21), что связано с участием сегрегационных льдов в этих жилах и преобразованием состава исходных вод при сегрегации.

Распределение отношений I/Cl и Br/Cl в льдах на диаграмме занимают промежуточное положение между кларковыми значениями морских и речных вод, что связано с влиянием прибрежно-морских климатических условий в период формирования ПЖЛ.

В распределении микроэлементов (рис. 15) в ПЖЛ зоны арктической тундры с морским влиянием выявлены тенденции к накоплению Cl , Mn , Br , Mo , I , лантаноидов и W . ПЖЛ о. Белый имеют в составе наибольшее количество лантаноидов, по сравнению с ПЖЛ о. Сибирякова и п. Диксон.

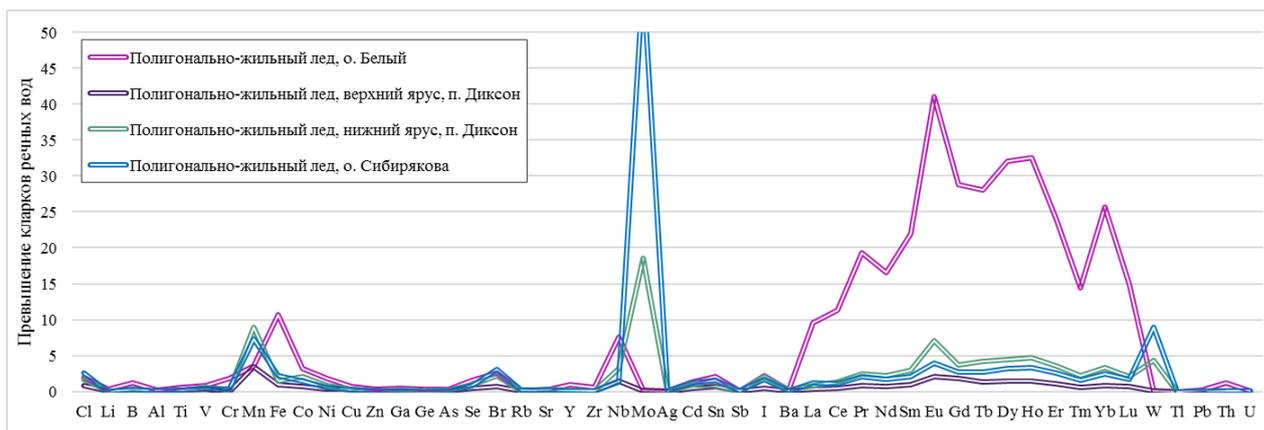


Рис. 15. Превышения содержаний микроэлементов в ПЖЛ арктической тундры с морским влиянием над кларками речных вод

2.2. Полигонально-жильные льды северной тундры (с. Гыда, м. Кареповский)

Сингенетические ПЖЛ изучены на опорном участке на севере п-ва Гыдан на водораздельных поверхностях и хасырее (осушенная озерная котловина) II-й озерно-аллювиальной террасы. В трёх расчистках были вскрыты синкриогенные мёрзлые отложения, ледяные и ледогрунтовые жилы, голоценовые новообразованные льды.

Останцы II-й озерно-аллювиальной террасы с абсолютной высотой поверхности 9 м и относительной – 5-11 м над урезом р. Гыда, имеют отчетливый полигональный рельеф и разделены эрозионно-термокарстовыми ложбинами, озёрами и хасыреями с относительными высотами берегов до 4 м от уреза р. Гыда (Рис. 16).

Разрез останца II-й озерно-аллювиальной террасы (В5, В3, снизу – вверх), вскрыл следующие слои.

Слой 1. Серая супесь пылеватая с прослоями коричневатой заторфованной супеси, с подчиненными прослоями мелких песков. Криотекстура массивная, тонкая частая линзовидная и линзовидно-сетчатая. Видимая мощность от 1,2 до 2,0 м.

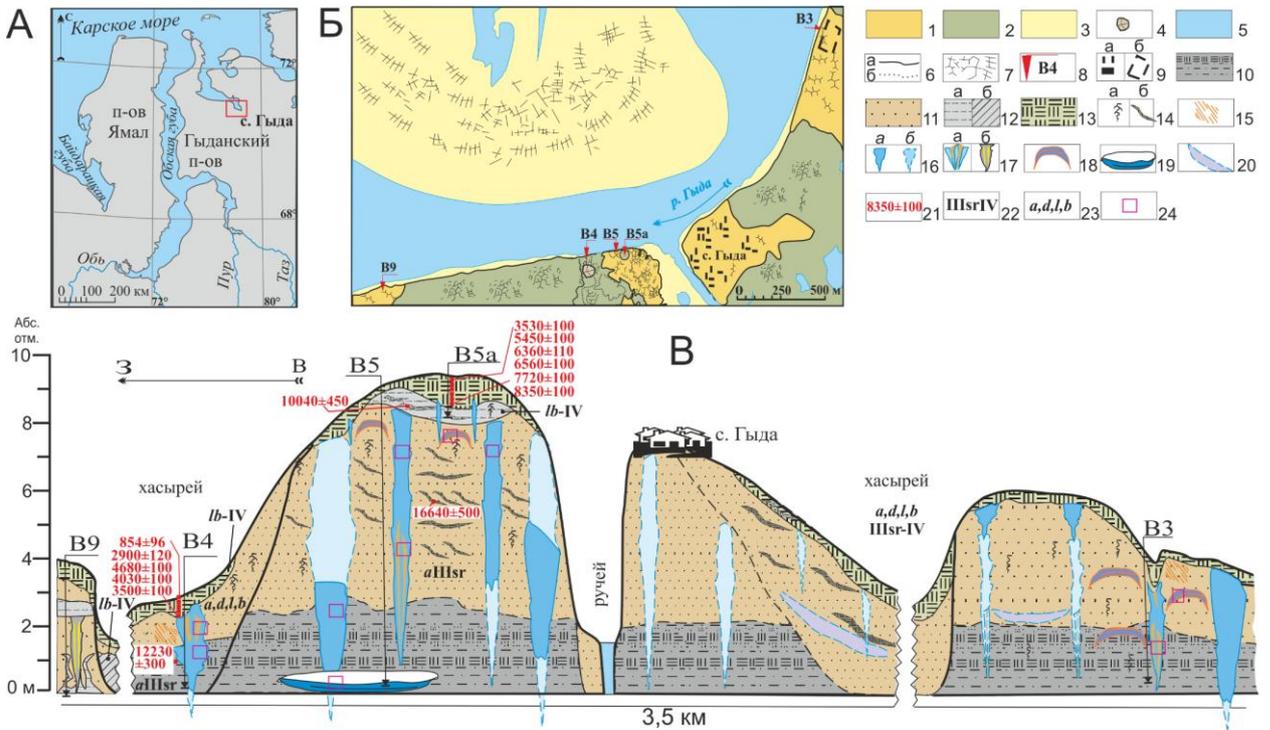


Рис. 16. Район исследований (А), расположение расчисток (Б) и разрез (В) II озёрно-аллювиальной террасы [Тихонравова и др., 2019]. 1 – останцы террасы; 2 – эрозионно-термокарстовые ложбины и хасыреи; 3 – пойма, пляжи и прирусловые отмели; 4 – бугор пучения; 5 – гидросеть; 6 – контуры геоморфологических уровней (а), контуры береговых линий осушенных озёр (б); 7 – полигональный рельеф; 8 – расчистки; 9 – застроенная территория с. Гыда (а), карьер (б); 10 – супеси с растительным детритом и прослоями песка; 11 – пески; 12 – супеси (а), глины (б); 13 – торф автохтонный; 14 – нитевидные корешки трав *in situ* (а), линзы, прослойки намывных растительных остатков близкого перемещения и переотложения (б); 15 – охристые пятна; 16 – ПЖЛ вскрытый (а), предполагаемый (б); 17 – ледогрунтовые жилы и элементы строения жилы (а), псевдоморфозы по ледогрунтовым жилам (б); 18 – трещинный лёд; 19 – лёд термоабразионной ниши; 20 – лёд пластовый линзовидный; 21 – радиоуглеродные даты растительных остатков по данным Тихонравовой Я.В.; 22 – возраст отложений: сартанский, голоценовый; 23 – генезис отложений: аллювиальный (а), делювиальный (d), озерный (l), болотный (b); 24 – места отбора образцов

Слой 2. Переслаивание светло-желтых песков, светло-серых суглинков с линзами намывных растительных остатков, с тонкой косой, горизонтальной, пологоволнистой, параллельной слоистостью. До глубины 1,3 м мерзлые отложения имеют массивную, микролинзовидную, часто линзовидную, неполно-сетчатую криогенную текстуру, вблизи ледяной жилы отмечены вертикальные тонкие прожилки льда, мощность – 6,7 м. Состав водной вытяжки песков – сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатный, натриево-кальциевый (прил., табл. 5; рис. 17).

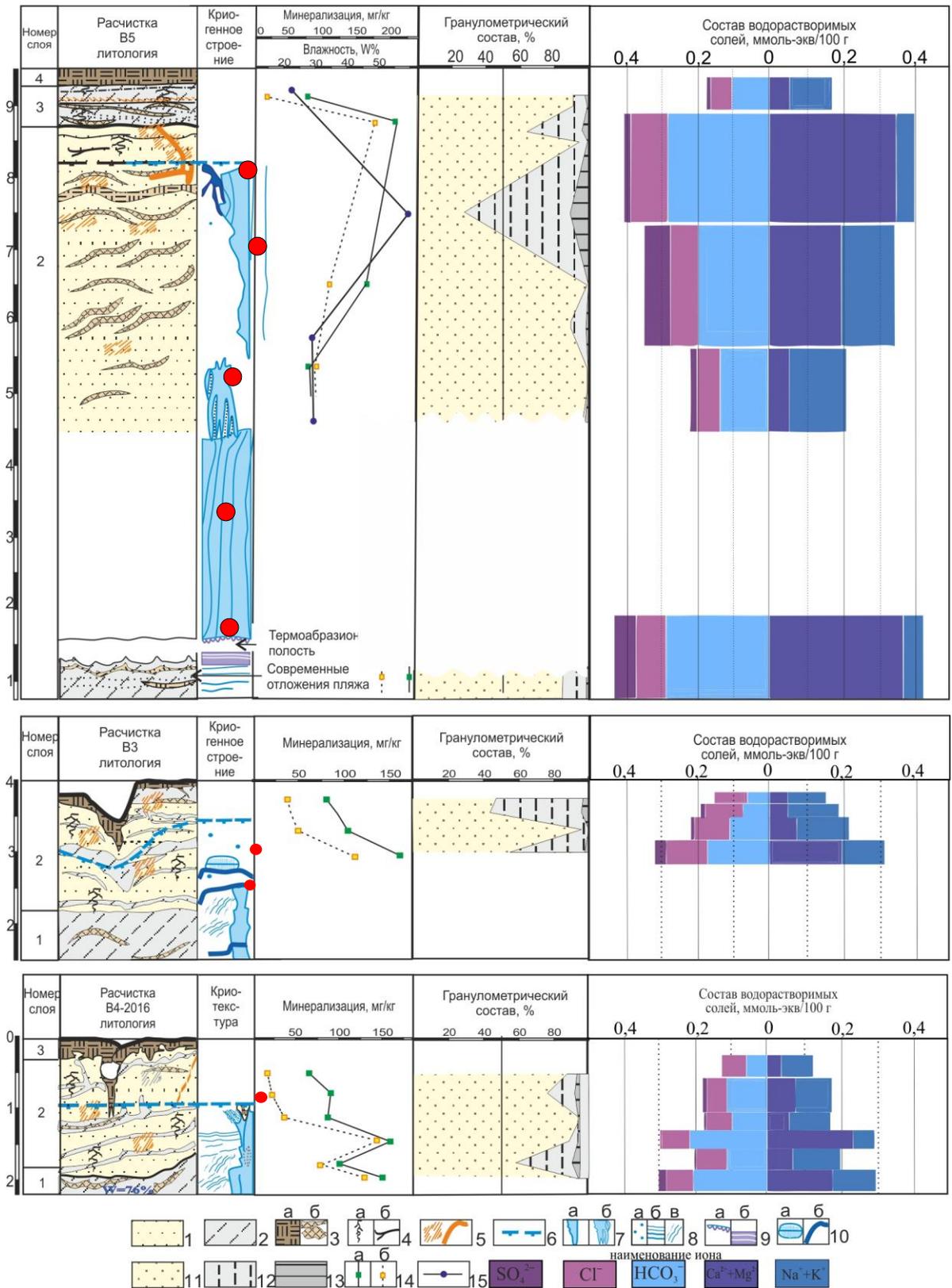


Рис. 17. Криолитологические разрез расчисток в районе с. Гыда [Бутаков и др., 2018]. 1 – пески; 2 – супеси; 3 – торф автохтонный (а), намывный растительный детрит (б); 4 – нитевидные корешки трав (а), автохтонные растительные остатки (б); 5 – соединения железа; 6 – граница мёрзлых пород; 7 – ледяная жила (а), ледогрунтовая жила (б); 8 – криотекстура массивная (а); линзовидная (б), наклонная вертикальная плейчатая (в); 9 – сублимационный лёд (а); лёд термоабразионной ниши (б); 10 – лёд термокарстовополостной (а); трещинный (б); 11-13 – гранулометрические фракции: 11 – песков (0,25–0,05 мм); 12 – пыли (0,05–0,005 мм); 13 – глины (>0,005 мм); 14 – количество легкорастворимых

соединений: сухой остаток расчётным методом (а), по электропроводности в пересчёте на NaCl (б); 15 – влажность. Красными точками показаны места отбора проб льда на гидрохимический анализ

Лед линзовидно-сетчатый в суглинках имеет слабосоленый ($0,7 \text{ г/дм}^3$) гидрокарбонатный, магниево-кальциевый состав (рис. 18). Микроэлементный состав обогащен Sc в 398, I в 185, Mn в 95, Br в 67, Nb в 45, Sn в 12, V в 11 раз; Co, Mo, Ni, Sr, W, U в 5-8 раз; Li, B, Ti, Cr, Fe, Cu, As, Se, Ba в 2-4 раза; лантаноидами в 2-22 раз относительно кларков речных вод (прил., табл. 7; рис. 19). Лед имеет отрицательную $\text{Ce}_{\text{ан}}$ ($0,72$) и $\text{Eu}_{\text{ан}}$ положительную ($1,33$). Соотношение $\text{La}_{\text{л}}/\text{T}_{\text{л}}$ равно $0,70$.

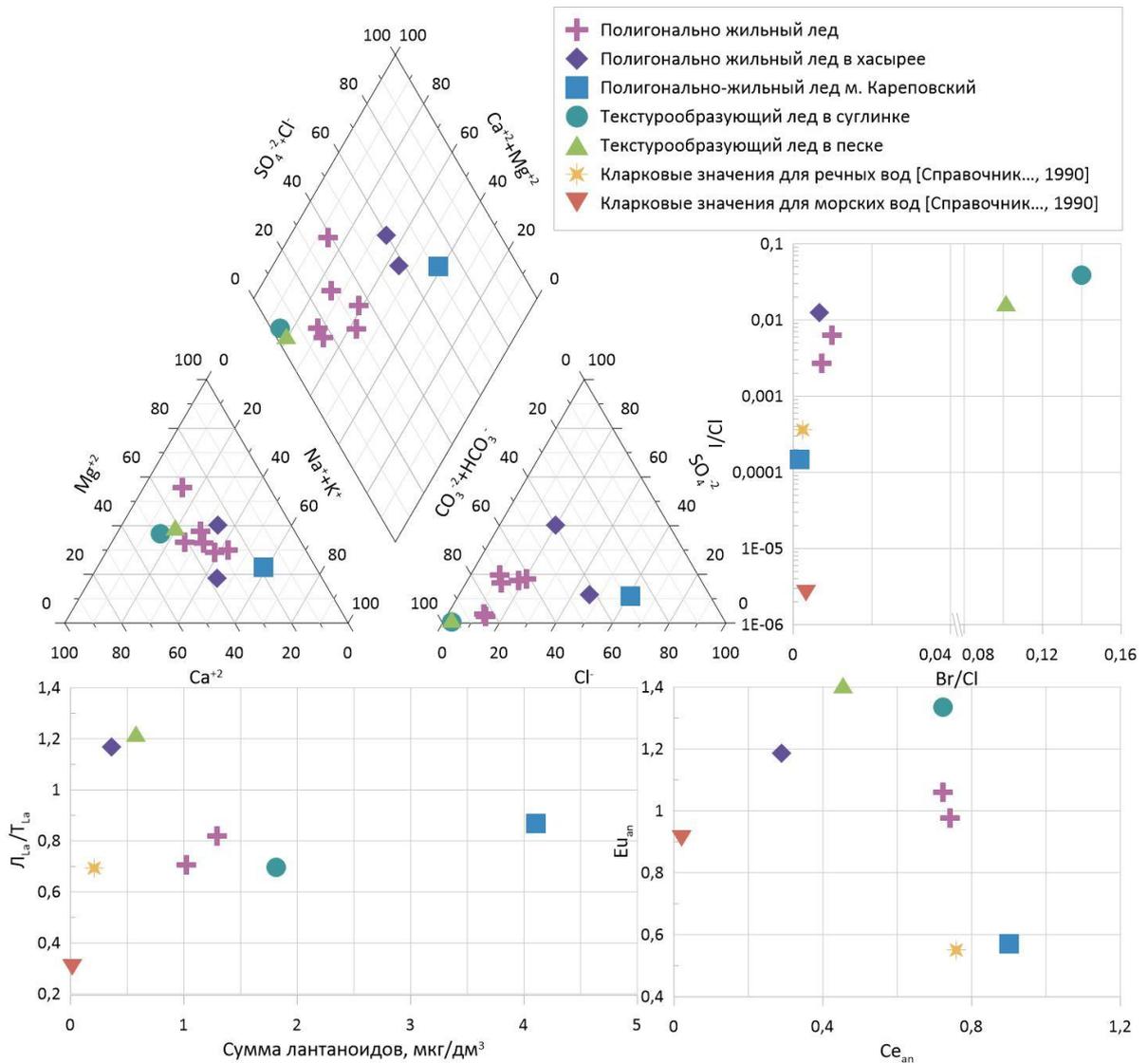


Рис. 18. Химический состав и аномалии лантаноидов в ПЖЛ в зоне северной тундры без морского влияния; $\text{La}_{\text{л}}/\text{T}_{\text{л}}$ – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; $\text{Eu}_{\text{ан}}$ – европейская аномалия, $\text{Ce}_{\text{ан}}$ – цериевая аномалия

Лед тонко-линзовидный (линзы льда толщиной 0,5-2 мм) в песках имеет опресненный (348 мг/дм^3) гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый состав (рис. 18). Микроэлементный состав обогащен Sc в 308, Mn в 43, I в 32, Br в 21; Sn в 14, Nb в 13 раз; Li, B, Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni, Se, Sr, Mo U в 2-4 раза; лантаноидами в 2-6 раз относительно кларков речных вод (рис. 19). Лед имеет отрицательную $\text{Ce}_{\text{ан}}$ (0,45) и $\text{Eu}_{\text{ан}}$ положительную (1,41). Соотношение $\text{La}_{\text{La}}/\text{T}_{\text{La}}$ равное 1,22.

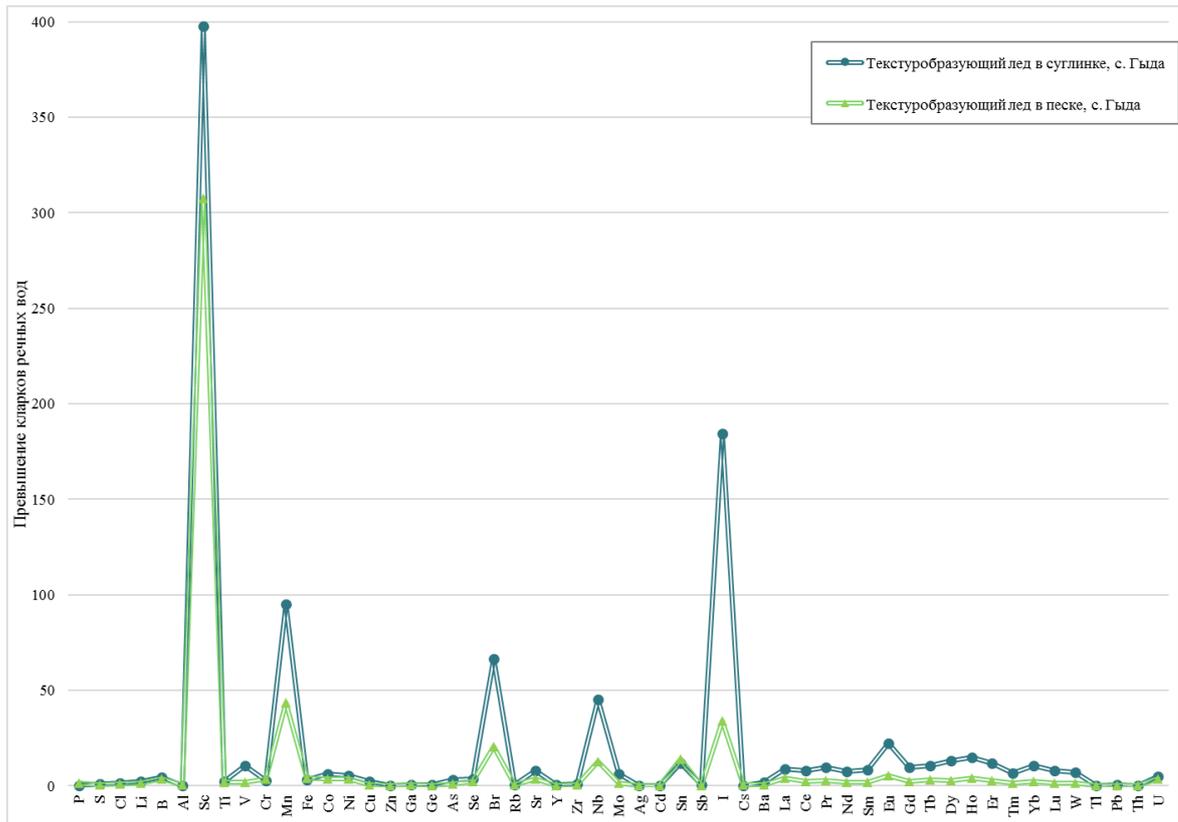


Рис. 19. Преувеличения содержаний микроэлементов в текстуробразующих льдах в районе с. Гыда над кларками речных вод

Слой 3. Переслаивание супеси темно-серой заторфванной (3-5 см), прослоев песков серых и светло-серых (1-1,5 см) и линз автохтонного торфа. Состав водной вытяжки супеси – гидрокарбонатно-хлоридный, кальциево-натриевый. Слоистость мелких песков мелковолнистая частая наклонная, плавно изогнута между двумя канавами. Состав водной вытяжки песка – гидрокарбонатно-хлоридный, кальциево-натриевый.

Слой 4. Торф слоистый и почвенно-растительный слой. Нижняя граница торфа в пределах полигона осложнена наклонными прожилками и внедрениями из нижележащего слоя – криотурбациями. Мощность торфа

меняется от 0,2 до 1,0 м в пределах хасырея на водораздельной поверхности (рис. 16). Торф соответствует постепенному зарастанию мелкого водоема, его осушению и, вероятно, похолоданию [Тихонравова и др., 2019].

Отложения II-й террасы по седиментационной слоистости, гранулометрическому составу, низкой минерализации (75-209 мг/кг), содержанию железа (4-26 мг/кг), гумуса (31-198 мгО/кг), нитратов (до 0,073 ммоль-экв/100г) и сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатному, натриево-кальциевому (слой 2) составу водорастворимых соединений отнесены к осадкам пресных текучих вод (рис. 17). Возраст отложений по автохтонной растительности с глубины 3,7 м – $16\,640 \pm 505$ лет назад (ИМКЭС-14С1256). Большая часть террасы и жильные льды сформированы в сартанском периоде позднего неоплейстоцена.

Отложения верхней части террасы (расчистка В5 с глубины 0,35 м) по слоистости, намытым растительным остаткам, низкой минерализации (73 мг/кг), хлоридно-гидрокарбонатному, кальциево-натриево-натриево-кальциевому составу, содержанию железа (2,3 мг/кг), гумуса (46 мгО/кг), нитратов (0,002 ммоль-экв/100 г) отнесены к осадкам мелководного озера. Возраст растительных остатков с глубины 0,7–0,75 м – $10\,037 \pm 440$ лет назад (ИМКЭС-14С1262) [Тихонравова и др., 2019]. В период накопления озерных отложений (в раннем голоцене) на останцах террасы развивался термокарст, частично протаивали ПЖЛ и многолетнемерзлые сартанские отложения. Накопление покровного торфа и промерзание озерных осадков происходили в течение всего голоцена от $8\,354 \pm 107$ (ИМКЭС-14С1259) до $3\,527 \pm 95$ лет назад (ИМКЭС-14С1255).

Ледяные и ледогрунтовые жилы залегают в слоях 1, 2; в торфе слоя 4 – элементарная жилка (см. рис. 3). Видимая часть крупной ледяной жилы внизу обнажения имеет ширину более 2 м, вертикальный размер более 4 м и уходит под урез реки Гыда. Ледогрунтовые жилы (расчистка В5 и В3), более узкие – шириной 1,0-1,5 м, вертикальным размером более 4,5 м, залегают в отложениях слоев 1, 2 и заканчиваются на разной глубине. Жилы и мерзлые отложения в верхней части пересечены трещинами отседания с

новообразованным льдом, в основании – включают лед термоабразионной ниши.

ПЖЛ без минеральных включений (рис. 20А) останцов террасы ультрапресный и пресный (45-76 мг/дм³), имеет гидрокарбонатный, кальциево-натриево-магниевый, магниевый-кальциево-натриевый или натриево-магниевый-кальциевый, натриево-кальциевый (рис. 18, прил., табл. 6) – близкий по составу поверхностных вод в долине р. Юрибей (п-ов Гыдан) [Крицук, 2010]. Такой состав характерен для сингенетических ПЖЛ, сформированных при морозобойном растрескивании поверхности, в основном за счет атмосферных осадков.

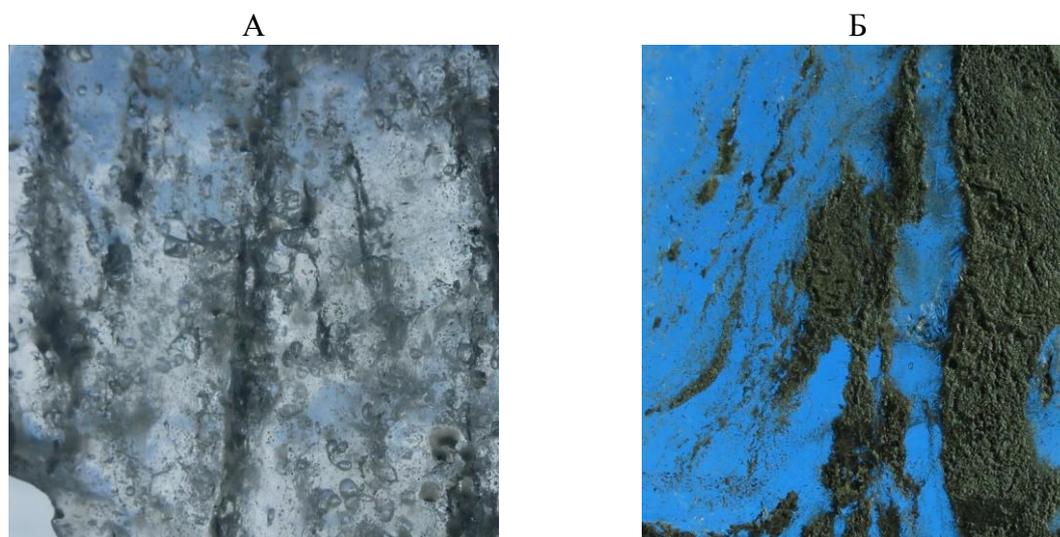


Рис. 20. ПЖЛ (фото Слагоды Е.А.) в районе с. Гыда: А – лед без минеральных включений, Б – лед с минеральными включениями

Микроэлементный состав ПЖЛ с пузырьками воздуха и пленками мути (В5-16, глубина 6,0 м) обогащен Sc в 48; Cr в 17; Mn, Nb, Sn в 8-10; лантаноидами 4-11; P, Ti, Fe, Co, Ni, Cu, I в 3-5 раз относительно кларков речных вод (рис. 21, прил., табл. 7). Лед имеет отрицательную Se_{an} (0,74) и Eu_{an} близкую в единице (0,98) аномалии. Соотношение L_{La}/T_{La} лантаноидов (0,82) сравнимо с речными водами.

Ледогрунтовые части жил останцов террасы различаются по составу. Ледогрунт жилы в расчистке В3 – гидрокарбонатный, кальциево-магниевый-натриевый, пресный (164 мг/дм³). Ледогрунтовая часть жилы в расчистке В5 (рис. 20Б) – хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый; пресный (94

мг/дм³). Состав катионов и анионов ледогрунта характерен для ПЖЛ [Рогов, 2009] и близок к составу вмещающих сингенетически промерзавших отложений. Повышенная минерализация, мутность, содержание гумуса, железа в ледогрунте, по сравнению с «чистым» льдом жил, вероятно, связаны с водами, обогащенными минеральными частицами и водорастворимыми соединениями.

ПЖЛ с минеральными прожилками супеси и тонкого песка (В5-16, глубина 2,5 м) ультрапресный (44 мг/дм³) имеет гидрокарбонатный, натриево-кальциево-магниевый состав. Микроэлементный состав обогащен Sc в 32; Nb в 18; лантаноидами в 4-12; Sn, I в 8 раз; P, V, Mn, Fe в 2-5 раз (рис. 21, прил., табл. 6 и 7). Лед имеет отрицательную Se_{an} (0,72) и положительную Eu_{an} (1,06). Соотношение L_{La}/T_{La} близкое к единице (0,71).

Строение и геохимический состав отложений хасырея

Расчистка В4 находится в пределах хасырея в береговом уступе, высотой 3,0 м. Хасырей, диаметром до 0,5 км, с полигональным рельефом представляет нижнюю ступень озерно-термокарстовых понижений, на востоке граничит с останцом террасы. Разрез В4, расположенный под межполигональной канавой, снизу – вверх вскрыл (рис. 17):

Слой 1. Серые пески с прослоями заторфовой серой супеси с сизыми пятнами по разложенным растительным остаткам и нитевидным корешкам. Слоистость мелковолнистая параллельная тонкая, осложнена внедрениями суглинистого материала вверх и изогнута вверх вдоль жилы льда. Криотекстура массивная. Видимая мощность – 0,6 м.

Слой 2. Светло-желтые и серые пески с нитевидными корешками, с прослоями серой супеси и линзами растительного детрита. Слоистость плавная волнистая, параллельная: слои толщиной 1-10 см, осложнены внедрениями супесчаного материала вверх на 0,3-0,6 м. Отложения неравномерно окрашены гидроокислами железа в виде пятен и потеков, пересечены трещинами отседания. Криотекстура массивная, вблизи ледяной жилы частая субвертикальная микролинзовидная (плойчатая). Мощность –

1,5-1,7 м. Состав водорастворимых соединений в песках – хлоридно-гидрокарбонатный, натриево-кальциевый; в супесях – хлоридно-гидрокарбонатный, кальциево-натриевый (рис. 17).

Слой 3. Слоистый торф и псевдоморфоза, заполненная торфом, над ледогрунтовой жилой. Мощность торфа меняется от 0,2 до 0,9 м. Нижняя часть торфа имеет наклонную, перемятую криотурбированную слоистость, линзы и невыдержанные прослои супесей. Верхняя часть торфа горизонтально-слоистая с присыпками песка.

В слоях 1, 2 залегает клиновидная ледогрунтовая жила с вертикальным размером более 2,5 м. Внизу жилы преобладает «чистый» лед с элементарными жилками, вертикальной слоистостью из пузырьков воздуха, пленок мути и включений растительного детрита; вверху жилы – ледогрунт, вертикальные и вертикально-волнистые прожилки песка, супеси с вертикальными шлирами, линзами льда.

Отложения хасырея по слоистости, гранулометрическому составу, низкой минерализации (62–154 мг/кг), хлоридно-гидрокарбонатному, кальциево-натриевому составу, содержанию железа (3-47 мг/кг), гумуса (56-167 мгО/кг), нитратов (0,002-0,138 ммоль-экв/100г) отнесены к аллювиальным осадкам прирусловых отмелей, регулярно затапливаемой поймы р. Гыда с меняющимся гидродинамическим режимом. Возраст растительных остатков с гл. 1,97-1,95 м 12232 ± 290 лет н. (ИМКЭС-14С1256) [Тихонравова и др., 2019]. Слой торфа в отложения хасырея соответствует завершению пойменного режима без длительного подтопления паводковыми водами [Kuznetsova et. al., 2018] во второй половине голоцена от 4680 ± 108 (ИМКЭС-14С1093) до 854 ± 96 лет. н. (ИМКЭС-14С1243).

Изученные многолетнемерзлые отложения хасырея и останцов II-й террасы приустьевого участка долины р. Гыда по химическому составу водной вытяжки относятся к незасоленным континентальным образованиям, опресненным за счет атмосферных осадков и поверхностных вод. Отложения нижней части II-й террасы отнесены к аллювию – осадкам пресных текучих

вод, сингенетически промерзавших с формированием ПЖЛ в сартанском периоде позднего неоплейстоцена. Отложения слоя 3 в разрезе террасы отнесены к нижнеголоценовым осадкам мелководного озера, под которым протаивали ПЖЛ и многолетнемерзлые сартанские отложения. В хасырее, в половодье заливаемом водами р. Гыда, разрез сложен аллювиальными пойменными отложениями, осадками прирусловых отмелей и покровным торфом.

ПЖЛ без минеральных включений в хасырее в расчистке В4 ультрапресный ($9,3-37 \text{ мг/дм}^3$), имеет гидрокарбонатно-сульфатный и гидрокарбонатно-хлоридный, кальциево-натриево-магниевый и кальциево-натриевый состав. Лед имеет отрицательную Se_{an} (0,29) и Eu_{an} близкую к единице (1,19) аномалии. Соотношение L_{La}/T_{La} лантаноидов близкое к единице (1,17) (рис. 18). Отличие преобладающих ионов обусловлено формированием жилы в условиях регулярного подтопления р. Гыда. Химический состав сформирован в основном за счет атмосферных осадков и в меньшей степени водами р. Гыда. Микроэлементный состав обогащен I, W, Sn, Sc в 9-13 раза; P, Mn, Fe, Co, Cu, La, Pr, Eu, Tb, Dy, Ho в 2-4 раза (рис. 21).

Лед трещин отседания имеет ультрапресный ($46-52 \text{ мг/дм}^3$) состав и различается на разных останцах террасы. В расчистке В5 лед имеет гидрокарбонатный, магниевый-кальциево-натриевый состав, низкое содержание железа ($0,28 \text{ мг/дм}^3$), нитратов ($0,13 \text{ мг/дм}^3$) и нитритов ($0,01 \text{ мг/дм}^3$) (прил., табл. 8). Такой состав идентичен составу ПЖЛ льда без минеральных включений. Это может быть связано с тем, что источником вод, формировавших ПЖЛ и «современный» лед трещины, являлись атмосферные осадки. Лед трещин отседания в расчистке В3 имеет гидрокарбонатный, натриевый состав, повышенную мутность (26 мг/дм^3), высокое содержание железа ($12,5 \text{ мг/дм}^3$) и нитритов ($0,17 \text{ мг/дм}^3$). Такой состав сформирован атмосферными осадками с участием поверхностного и надмерзлотного стока, обогащенного водорастворимыми соединениями из дренируемых склоновых отложений.

Лед термоабразионной ниши пресный (148 мг/дм^3), в отличие от ПЖЛ без минеральных включений, имеет гидрокарбонатный, натриево-магниевый состав, высокое содержание гумуса (48 мгО/дм^3), нитратов ($1,3 \text{ мг/дм}^3$), железа ($6,5 \text{ мг/дм}^3$), повышенную мутность (27 мг/дм^3) что характерно для опресненных вод южной части Гыданской губы [Томберг и др., 2011].

В районе м. Кареповский ПЖЛ залегают в мёрзлых озерно-болотных слоистых песках и супесях, перекрытых антропогенными отложениями мощностью более 2 м – древесиной и корой со следами рубки, при разложении которой происходило формирование микроэлементного состава подземного льда (рис. 22) [Опокина и др., 2014]. Лед имеет пресный (68 мг/дм^3) гидрокарбонатно-хлоридный, магниевый-натриевый состав и Se_{an} близкую к единице (0,90) и отрицательную Eu_{an} (0,57) аномалии.

Соотношение L_{La}/T_{La} равно 0,73 и сумму лантаноидов $4,1 \text{ мкг/дм}^3$ (рис. 18). Микроэлементный состав обогащен P в 65 раз; Fe в 48 раз; Mo в 35 раз; Nb в 30 раз; Mn в 19 раз; лантаноидами в 11-55 раз; Ti, V, Co, W в 6-8 раз; Cl, Cr, Ni, As, Br, Cd, I в 2-3 раза (рис. 21, прил., табл. 3 и 4).

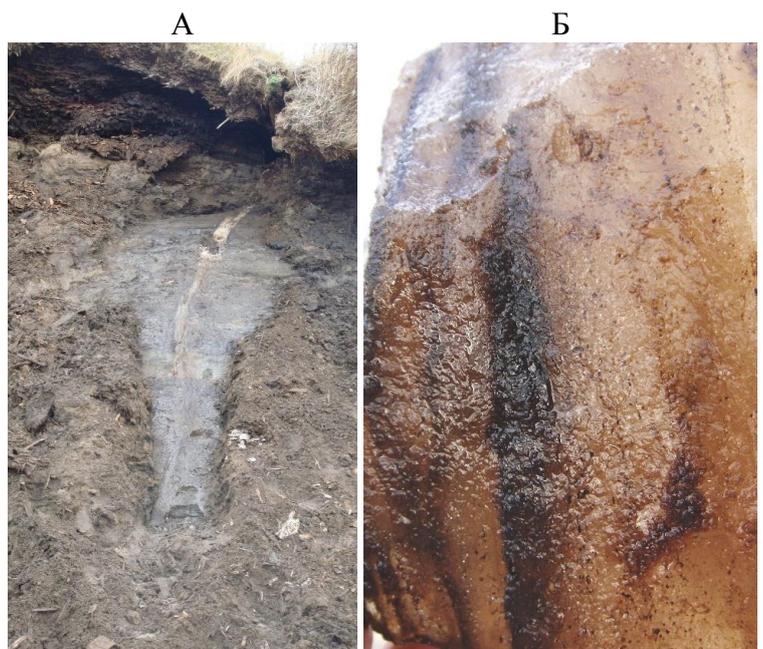


Рис. 22. ПЖЛ в аллювиальных отложениях под антропогенным биогенным горизонтом (А), лёд ПЖЛ с органическими прожилками (Б) [Опокина и др., 2014]

ПЖЛ зоны северной тундры без морского влияния районов с. Гыда на Севере Гыдана и м. Кареповский на Западном Таймыре по количеству солей ультрапресные и пресные; лёд с минеральными нерастворимыми включениями имеет большую минерализацию. В ПЖЛ выявлено преобладание континентальных ионов (HCO_3^-).

В ПЖЛ с. Гыда – во льду без минеральных включений сумма лантаноидов равна $0,4 \text{ мкг/дм}^3$, во льдах с минеральными включениями $1,0-1,3 \text{ мкг/дм}^3$. Большое количество Sc и лантаноидов в текстурообразующем льду в линзовидной криотекстуре оторфованных суглинков ($1,8 \text{ мкг/дм}^3$), что связано с накоплением лантаноидов в органических веществах и переходом их в состав льда при сингенетическом промерзании. Сумма лантаноидов максимальна в ПЖЛ в районе м. Кареповский ($4,1 \text{ мкг/дм}^3$).

Выявлена отрицательная Se_{an} ($0,73$) в сартанских ПЖЛ террасы и в текстурообразующих льдах ($0,45-0,72$). В ПЖЛ без минеральных включений Eu_{an} равна $0,98$; в ПЖЛ с минеральными включениями ($1,06$) и в текстурообразующих льдах Eu_{an} положительная ($1,3-1,4$). Положительная Eu_{an} аномалия в ПЖЛ, по-видимому, связана с защемлением и разрушением минеральных агрегатов грунта между растущими кристаллами льда при сегрегационном льдообразовании.

В сартанско-голоценовых жилах хасырея Гыдана отрицательная Se_{an} ($0,29$), по нашему мнению, обусловлена биогенным преобразованием, концентрированием лантаноидов в надмерзлотных водах в торфе и участием этих вод в формировании жил, а не влиянием прибрежно-морских условий [Ошкин, 2017]. По аномалиям лантаноидов ПЖЛ в районе м. Кареповский близок к кларковым значениям речных вод.

ПЖЛ имеют соотношения I/Cl и Br/Cl близкие к кларкам речных вод. Источником вод для формирования текстурообразующих льдов служили связанные и слабосвязанные внутригрунтовые растворы, поэтому гидрохимический состав и соотношение Br/Cl отличается от ПЖЛ. В ПЖЛ в районе м. Кареповский соотношения близки к кларкам речных вод.

В распределении микроэлементов в ПЖЛ зоны северной тундры без участия морского влияния выявлены тенденции к накоплению P, Sc, Fe, Nb, Mo, Sn, I, лантаноидов и W (рис. 21). В текстурообразующих льдах выявлены тенденции к накоплению Sc, Mn, Nb, I (рис. 19). Содержание микроэлементов в текстурообразующих льдах и ПЖЛ различаются, вследствие возникновения

термодинамического геохимического барьера, т.е. их консервации при переходе толщи в многолетнемерзлое состояние. В ПЖЛ в районе м. Кареповский выявлены тенденции к накоплению Р, Ti, V, Mn, Fe, Nb, Mo и лантаноидов, W. Высокие содержания микроэлементов обусловлены современным формированием химического состава, в котором отражено влияние антропогенных источников.

Подземные льды севера п-ва Гыдан – ультрапресные и пресные. ПЖЛ, не имеющий минеральные включения, сформирован за счет атмосферных осадков с континентальными аэрозолями, а ледогрунтовые части жил – с участием поверхностных вод, обогащенных минеральными частицами и водорастворимыми солями. В формировании голоценовых жил хасырея участвовали атмосферные осадки и надмерзлотные воды. Льды трещин отседания формировались за счет атмосферных осадков и надмерзлотного стока. Лед термоабразионной ниши сформирован водами южной части Гыданской губы. Отрицательная Se_{an} (0,29) и положительная Eu_{an} (1,19) аномалии выявлены в ПЖЛ хасырея и обусловлены влиянием не столько близкого расположения моря, сколько влиянием органического вещества (торфа). Следовательно, перераспределение лантаноидов является результатом биогенного преобразования.

2.3. Геохимический состав полигонально-жилых льдов типичной тундры (п-в Ямал)

ПЖЛ района м. Марре-Сале (рис. 23А) ультрапресные и пресные (10-88 мг/дм³) имеют, гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный, натриевый состав (прил., табл. 9). Лед имеет отрицательную Se_{an} (0,75) и положительную Eu_{an} (1,09) аномалии. Соотношение L_{La}/T_{La} варьирует 0,87-1,48 (рис. 24). Во льду обнаружены повышенные значения Sc в 50 раз, Sn в 18 раз; Nb в 9 раз; Mn в 5 раз; лантаноидов в 4–15 раз; Na, Fe, Co, Br, I в 2-4 раза относительно кларков речных вод (рис. 25, прил., табл. 10).

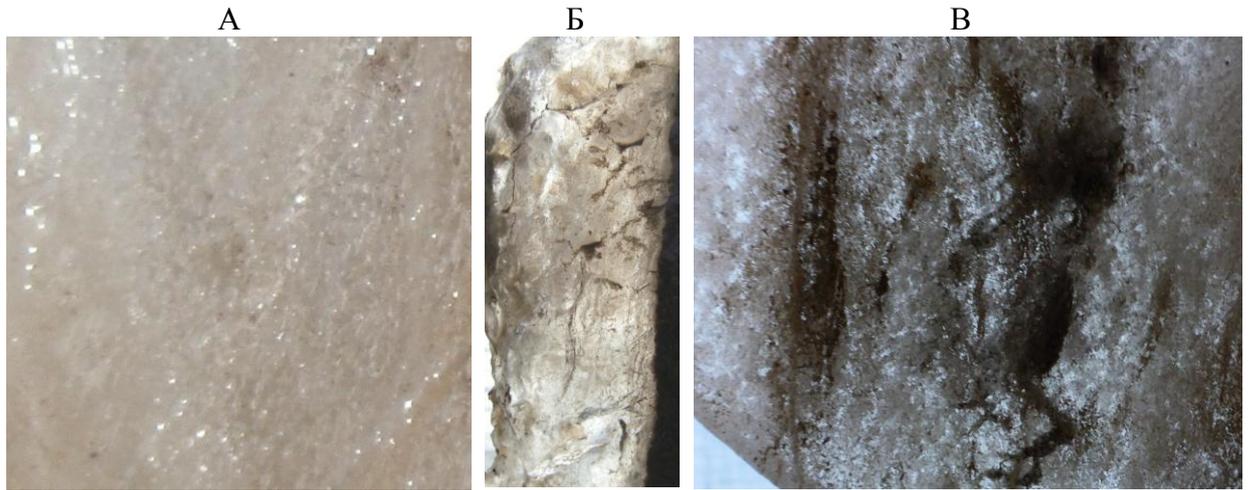


Рис. 23. ПЖЛ (фото Слагоды Е.А.): А – ПЖЛ в районе м. Марре-Сале; Б – и элементарная жилка льда в районе м. Марре-Сале; В – ПЖЛ в районе оз. Сохонто

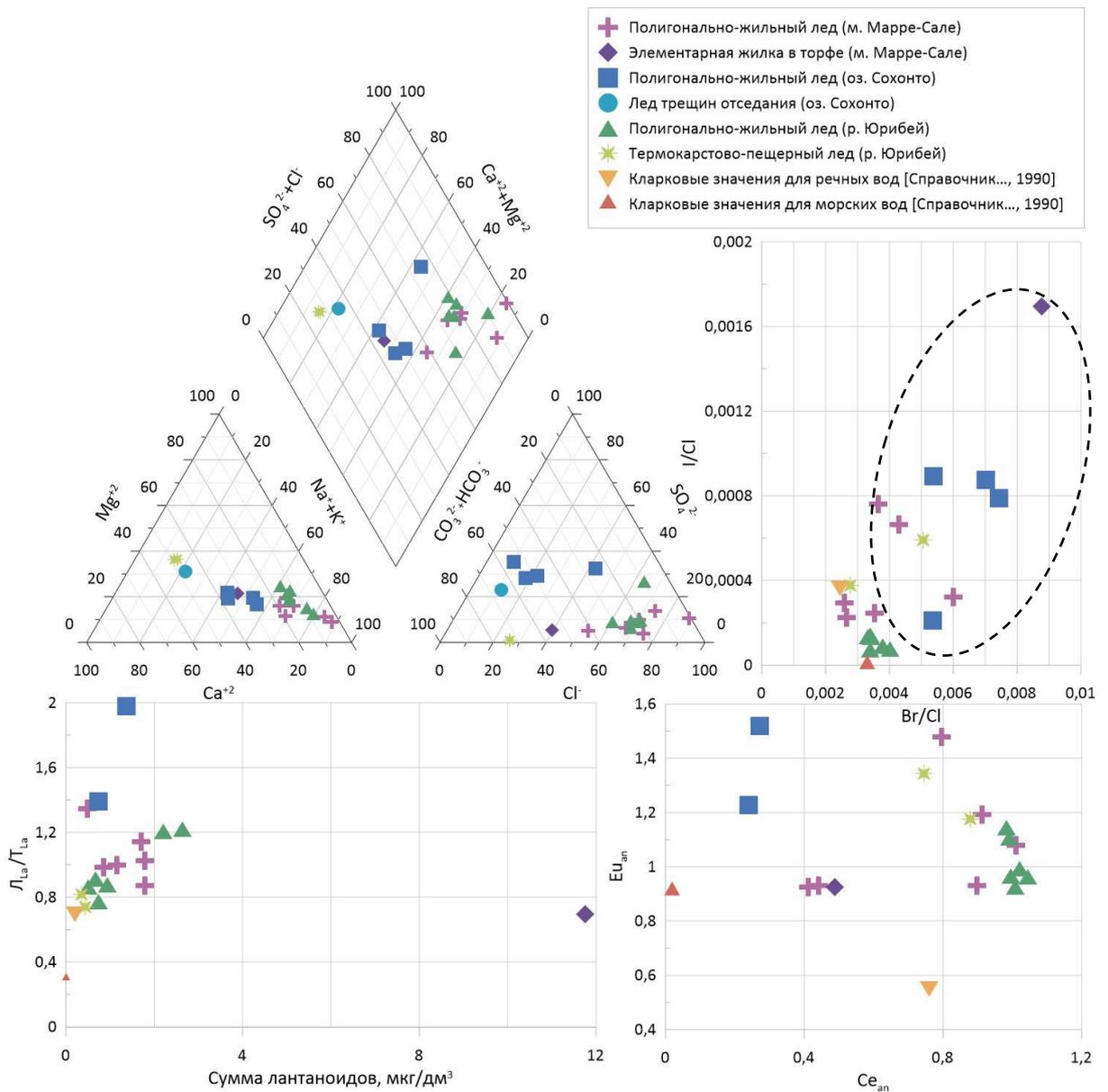


Рис. 24. Химический состав ПЖЛ ключевых участков Ямала; L_{La}/Γ_{La} – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Ce_{an} – цериевая аномалия

Сумма лантаноидов имеет корреляцию с содержанием Be, Cl, Sc, Y, Cd, Te, Th, U. Сверху вниз в жилах, соответственно увеличению минеральных примесей (из таберальных образований и вмещающих синкриогенных сартанских с растительными остатками пылеватых песков), отмечено увеличение концентрации Cl^- от 4 до 36 мг/дм³ и доли SO_4^{-2} от 4 до 13 %-экв; содержания Mn от 7 до 85 мкг/дм³, Br от 26 до 130 мкг/дм³, Nb 5 до 22 нг/дм³, I от 1 до 27 нг/дм³; и уменьшение доли HCO_3^- от 22 до 1 %-экв, Ca^{+2} от 14 до 5 %-экв, Mg^{+2} от 16 до 9 %-экв.

ПЖЛ ультрапресного состава, имеющие небольшие диапазоны изменений концентраций минерализации и микрокомпонентов, формировались в синкриогенной верхнесартанско-голоценовой толще за счёт атмосферных осадков. Источником Na, Mn, Fe являлись зимние атмосферные осадки, превышение фоновых концентраций этих элементов в атмосфере выявлено для Арктических районов Западной Сибири [Пекедова, 2007].

Лантаноиды были выявлены в составе зимних атмосферных осадков арктических островов [Иванова, 2012]. Высокие содержания тяжелых металлов относительно кларков обнаружены во льдах Северной Якутии, что связывают с участием озерных или болотных вод при формировании жил [Буданцева, Васильчук, 2017]. Низкие концентрации V, Sr, Mo, W в ПЖЛ м. Марре-Сале связаны, вероятно, с низкой подвижностью их в атмосфере. Для ПЖЛ о-ва Новая Сибирь также выявлены низкие содержания V и Sr в снеге [Иванова, 2012]. Увеличение содержаний микроэлементов и ионов внизу жил, характерных для вмещающих отложений, может быть связано как с участием надмерзлотных вод, так и с изменением состава атмосферных осадков, при формировании жилы.

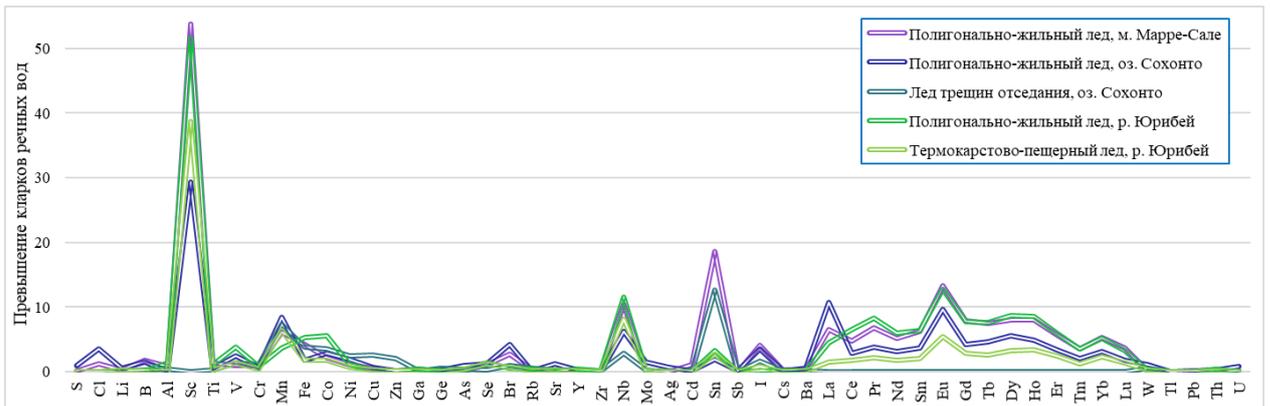


Рис. 25. Превышения содержаний микроэлементов в ПЖЛ типичной тундры над кларками речных вод

Элементарная жилка в торфе позднеголоценового возраста (рис. 23Б) имеет пресный (72 мг/дм^3); хлоридно-гидрокарбонатный, магниевов-кальциево-натриевый состав (рис. 24, прил., табл. 9). В ней установлены повышенные концентрации V в 41 раз; Nb в 23 раза; I в 15 раз; Fe в 13 раз; Mn в 12 раз; Ni, Cd, Br в 8 раз; P, Cl, B, Ti, Cr, Co, Ge, Se, Y, Mo, Sn, Cs в 2-4 раза, лантаноидов в 39-140 раз относительно кларков речных вод (рис. 26, прил., табл. 10). Микроэлементы сорбированы торфом, перекрывающим жилу. Такие высокие концентрации марганца и железа характерны для торфяников Западной Сибири [Манасыпов и др., 2012]. Высокие содержания лантаноидов обусловлены современным формированием химического состава, в котором отражено влияние антропогенных источников лантаноидов.

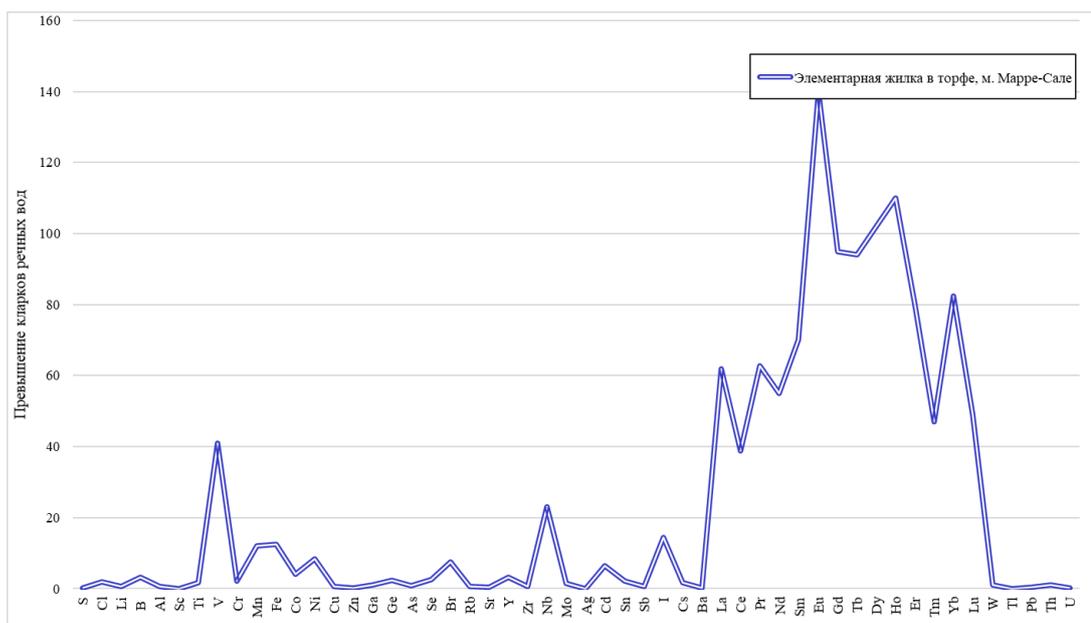


Рис. 26. Превышения содержаний микроэлементов в элементарной жилке в районе м. Марре-Сале над кларками речных вод

ПЖЛ в районе оз. Сохонто (рис. 23В) имеют пресный (81-141 мг/дм³) гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный и кальциево-натриевый и магниевый-кальциево-натриевый состав (рис. 24). Микроэлементный состав обогащен Sc в 29 раз; Mn в 8 раз; Nb в 6 раз; Na, Cl, V, Fe, Co, Ni, Br, Mo, Sn, I в 2-4 раза, лантаноидами в 2-11 раз относительно кларков речных вод (рис. 25). Лед имеет отрицательную Se_{an} (0,26) и положительную Eu_{an} (1,37). Соотношение L_{Ia}/T_{Ia} равно 1,68. Повышенная минерализация и аномалии лантаноидов, вероятно, связаны с надмерзлотными водами, обогащенными морскими солями, поступавшими в морозобойные трещины с высоких морских равнин, сложенных засоленными глинами морского генезиса [Слагода и др., 2016].

Трещинный лед в районе оз. Сохонто имеет ультрапресный (28 мг/дм³) сульфатно-гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый состав (рис. 24). Микроэлементный состав обогащен Sn в 13 раз; Mn в 7 раз; Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Nb, I в 2-4 раза (рис. 25). Соотношения микроэлементов I/Cl и Br/Cl имеют отличия от кларков речных вод.

ПЖЛ в районе р Юрибей (Ямал) имеют ультрапресный (8,5-10,3 мг/дм³) сульфатно-хлоридный, гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридный и натриевый, калиево-натриевый, магниевый-натриевый (рис. 24). Микроэлементный состав обогащен Sc в 52 раза, Nb в 12 раз; V, Mn, Fe, Co, Sn в 3-6, лантаноиды в 3-13 раз относительно кларков речных вод. Лед имеет Se_{an} близкую к единице (1,01) и Eu_{an} близкую к единице (1,02) и соотношение L_{Ia}/T_{Ia} близкое к единице (0,97).

Трещинный лед в районе р. Юрибей (Ямал) имеет ультрапресный (25-28 мг/дм³) гидрокарбонатно-хлоридный, магниевый-кальциевый состав. Микроэлементный состав обогащен Sc в 39 раз; Nb в 8 раз; Mn в 7 раз; Fe, Co, Sn в 2-3 раза, лантаноидами в 2-6 раз относительно кларков речных вод. Лёд имеет отрицательную Se_{an} (0,74-0,88) и положительную Eu_{an} (1,18-1,34) аномалии и соотношение L_{Ia}/T_{Ia} от 0,74 до 0,81. (рис. 24, 25).

ПЖЛ зоны типичной тундры на Ямале по количеству солей ультрапресные и пресные. В районе оз. Сохонто лед имеет повышенную минерализацию в результате надмерзлотного стока и участия сегрегационного льдообразования в составе жил.

По преобладанию хлоридов и натрия в составе главных ионов наибольшее морское влияние за счет морских аэрозолей наблюдается во льдах района м. Марре-Сале. В ПЖЛ района р. Юрибей выявлено участие речных вод. В ПЖЛ района оз. Сохонто в составе солей присутствуют соли как морского происхождения, так и континентального, так как в процессе формирования ПЖЛ участвовали надмерзлотные воды, обогащенные морскими солями.

В жилах разреза Марре-Сале сумма лантаноидов варьирует от 0,5 до 1,8 мкг/дм³. В ПЖЛ с светло-коричневыми прожилками органики соотношение L_{La}/T_{La} повышено (1,3). Сумма лантаноидов максимальная в элементарной жилке под торфом (12 мкг/дм³) вследствие поступления надмерзлотного стока и концентрирования в жиле при быстром промерзании.

ПЖЛ с тонкими прослойками грунта в районе оз. Сохонто составляет 0,7–1,4 мкг/дм³. В этих льдах на перераспределение лантаноидов и процессов сегрегации может указывать соотношение L_{La}/T_{La} которое варьирует от 1,4 до 2,0 и отличается от общего распределения от 0,7 до 1,2 во льдах ПЖЛ.

В ПЖЛ района р. Юрибей установлена взаимосвязь суммы лантаноидов и количества минеральных частиц от 0,3 мкг/дм³ в «чистом» льду (за счет аэрозолей) до 2,6 мкг/дм³ во льду с большим количеством минеральных частиц.

ПЖЛ под торфом в районе м. Марре-Сале (МС-2-09) имеют выраженную отрицательную Se_{an} (0,43) вследствие участия надмерзлотного стока и биогенного перераспределения содержаний лантаноидов. Положительная Eu_{an} в ПЖЛ с коричневыми прожилками и редкими песчинками (разрез МС-2А-11) связана с сегрегационным образованием и попаданием минеральных частиц грунта в морозобойную трещину.

Наиболее отрицательная Se_{an} аномалия и положительная Eu_{an} аномалия выявлена в районе оз. Сохонто вследствие участия надмерзлотных вод, дренирующих морские осадки залегающих гипсометрически выше ПЖЛ и перераспределения содержаний лантаноидов.

В ПЖЛ в районе р. Юрибей Se_{an} (в среднем 1,0) и Eu_{an} (в среднем 1,0) аномалии имеют небольшой диапазон вариаций, такие значения, по-видимому, будут отражать состав атмосферных зимних осадков.

На диаграмме I/Cl и Br/Cl выявлена область участия в ПЖЛ перераспределения элементов за счет участия надмерзлотных вод (льды в районе оз. Сохонто и элементарная жилка МС-2-09) и процесса сегрегационного льдообразования (МС-2А-11).

В распределении микроэлементов в ПЖЛ типичной тундры выявлены тенденции к накоплению Sc, Mn, Fe, Co, Nb, Sn, лантаноидов (рис. 21). Микроэлементный состав в элементарной жилке под торфом сильно отличается. В нем выявлены тенденции к накоплению V, Nb и лантаноидов вследствие участия надмерзлотного стока, загрязненного тяжелыми металлами (рис. 22).

2.4. Криолитологическое строение отложений и химический состав полигонально-жилковых льдов южной тундры

На Севере Пур-Тазовского междуречья в пределах III озёрно-аллювиальной равнины распространены синкриогенные и эпикриогенные породы. В пределах хасыреев сверху залегают сингенетически промерзавшие льдистые торфяники с массивными, корковыми шлировыми слоистыми криогенными текстурами и ПЖЛ. Для подстилающих торф песчаных отложений характерны массивные, для пылеватых – тонкошлировые, для суглинистых – слоистые, сетчатые криогенные текстуры.

Торфяник в хасырее (рис. 27) с абсолютной высотой поверхности 7 м разрушается за счёт процессов термоэрозии и локального термокарста по полигональной системе. Вытаивание ПЖЛ привело к образованию промоин с крутыми бортами глубиной более 4 м. Высота бортов промоин достигает 2,3

м, дно заполнено водой глубиной от зеркала воды $>1,6$ м. В стенках промоин вскрыты фронтальные разрезы крупных и мелких ПЖЛ, разбивающих торфяник на полигоны. Полигоны размером 10-20 м, в основном, имеют трёх-лучевые сочленения. Ширина межполигональных понижений 0,7-3,8 м. Сезонно-талый слой составляет на полигонах 0,39-0,40 м, в понижениях – 0,36-0,52 м [Тихонравова, 2019].

Расчисткой В8 (N 67°20'14,8" E 078°55'47,1") был вскрыт ПЖЛ и вмещающий торф. Талый слой с криотурбациями сложен слоистым охристым, коричневым, жёлтым торфом с разной плотностью и степенью разложения растительных остатков. Торф видимой мощностью 2,4 м, сверху талый плотный желтовато-коричневый слоистый криотурбированный, с глубины 0,5 м мёрзлый, льдистый тёмно-коричневый слоистый. Криогенная текстура торфа массивная, базальная, корковая, гнездовая (0,5-2,0 см) и шпировая (толщина 2-25 см). Слои мёрзлого торфа коричневого, чёрного, охристого и тёмно-жёлтого цвета с разной льдистостью изогнуты вверх вдоль бокового контакта ПЖЛ.



Рис. 27. Места отбора проб поверхностных вод и льда [Тихонравова, 2019] и строение поверхности хасырея в районе с. Газ-Сале на севере Пур-Тазовского междуречья в 2017-2019 гг

Льдистый торф (массовая доля сухого торфа - 4,88 %, гл. 0,5-0,6 м) имеет пресный ($53,9 \text{ мг/дм}^3$) гидрокарбонатно-хлоридный, магниевый-кальциевый состав (рис. 28). Влажность суммарная – 1214 % и 1950 %.

Торф, вмещающий термокарстово-полостной лед (гл. 0,6 м) с линзами сегрегационного льда (рис. 29А), имеет ультрапресный (19 мг/дм^3) сульфатно-хлоридный, кальциевый состав водорастворимых солей (рис. 28). На долю органического аниона приходится 72 % от суммы анионов ($0,41 \text{ ммоль-экв/дм}^3$). Микроэлементный состав обогащен Sc в 85 раз; Fe в 52 раза; W, Sn, P, Nb, Co в 10-17 раз; Mn, Cr, Cs в 5-6 раз; Al, Ti, V, Cu, Zn, I в 2-3 раза; лантаноиды в 2-8 раз (прил., табл. 12) и имеет отрицательную Se_{an} (0,52) и положительную Eu_{an} (1,13).

Льдистый торф на границе с ПЖЛ (массовая доля сухого торфа - 1,65 %, гл. 0,8-1,0 м) имеет ультрапресный ($29,1 \text{ мг/дм}^3$) сульфатно-хлоридный, магниевый-кальциевый состав водорастворимых солей. Влажность суммарная – 5963%.

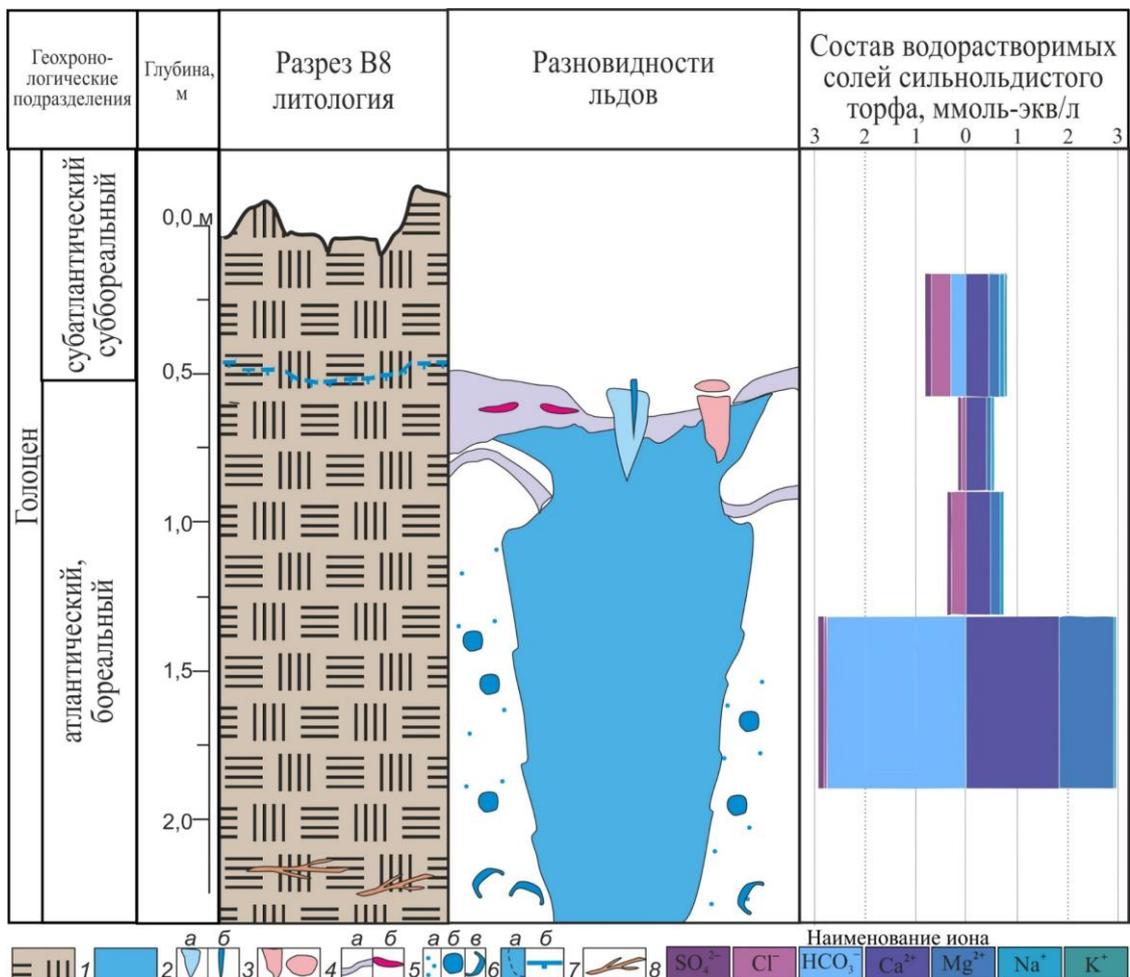


Рис. 28. Криолитологическое строение торфяника Пур-Тазовского междуречья в расчистке В8. 1 – торф; 2 – ПЖЛ; 3 – росток ПЖЛ (а), элементарная жилка льда (б); 4 – термокарстово-полостной лёд; 5 – крупные шлиры (а), тонкие шлиры (б); 6 – криогенные текстуры: массивная (а), гнездовая (б), корковая (в); 7 – зона оттаивания (а), граница мёрзлых пород (дата измерения: 11.08.2017 г) (б); 8 – стволы *Betula nana*

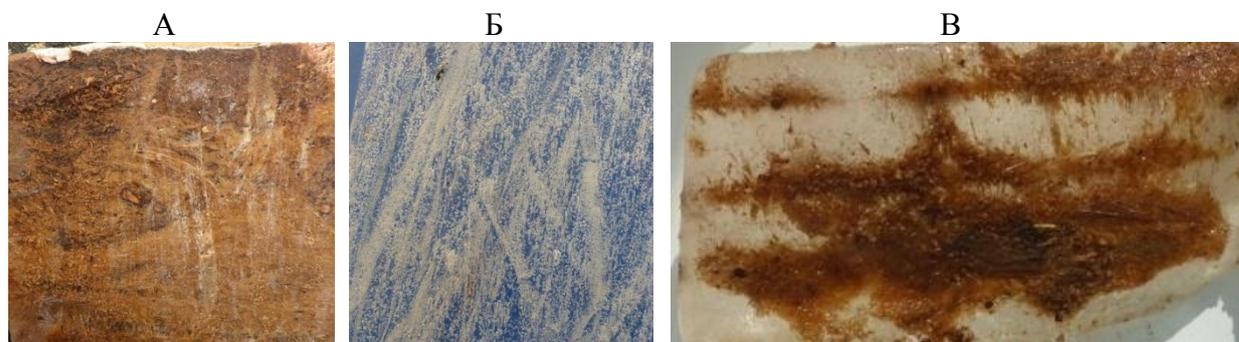


Рис. 29. Льды в торфянике на севере Пур-Тазовского междуречья (фото Слагоды Е.А.): А – Торф, вмещающий термокарстово-полостной лёд с линзами сегрегационного льда; Б – ПЖЛ вертикально-полосчатый с пузырьками воздуха и редкими включениями органики из торфа; В – термокарстово-полостной лёд (росток 2)

Льдистый торф, вмещающий ПЖЛ (гл. 1,4-1,6 м) коричневатого-черного цвета имеет опресненный (239 мг/дм^3) гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав водорастворимых солей. На долю органического аниона приходится всего 2 % от суммы анионов ($0,067 \text{ ммоль-экв/дм}^3$). Микроэлементный состав обогащен Sc в 159 раз; Mn в 72 раза; Fe в 54 раза; Co, I, Sn в 10-16 раз; Br, As, Mg, No в 5-8 раз; Cr, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Nb, Cs, Ba, лантаноиды, W в 2-4 раза. Торф имеет отрицательную Se_{an} (0,5) и положительную Eu_{an} (2,4) аномалии.

Изученный торфяник в хасырее на севере Пур-Тазовского междуречья сформирован в тёплый, но умеренно влажный атлантический период – оптимум голоцена [Тихонравова, 2019]. Верхние слои торфа были накоплены в периоды, характеризующиеся частыми колебаниями климата [Хотинский, 1977; Хотинский, 1989]. Состав водорастворимых соединений торфа в верхней и в нижней части сильно отличается. Торф, в пределах сезонно-талого слоя, имеет низкое содержание водорастворимых солей, меньшую влажность, большее влияние органического аниона на гидрохимический состав, т.е. более высокую степень разложения торфа вследствие неоднократных переотложений и протаиваний.

Мёрзлый торф, вмещающий ПЖЛ, имеет повышенную засоленность, в его составе отсутствует органический анион – торф не разложившийся.

Распределения лантаноидов в обоих слоях торфа схожи, т.е. геохимическая обстановка не менялась. Отрицательная Se_{an} связана в данном случае с особенностью биогенного перераспределения лантаноидов.

ПЖЛ (рис. 29Б) с пузырьками воздуха и редкими включениями органики из торфа имеет ультрапресный ($5,4 \text{ мг/дм}^3$) сульфатно-хлоридный, натриево-кальциевый состав (рис. 30, прил., табл. 11). В составе анионов большая часть ($0,059 \text{ ммоль-экв/дм}^3$, 55 % от суммы анионов) приходится на долю органического аниона. Микроэлементный состав обогащен Sn в 10 раз; Fe в 5 раз; Mn, La, Eu в 2 раза относительно кларков речных вод (прил., табл. 12). Лед имеет Se_{an} отрицательную (0,25) и Eu_{an} положительную (1,16).

Термокарстово-полостной лед (рис. 29В) имеет ультрапресный ($5,7 \text{ мг/дм}^3$) сульфатно-гидрокарбонатный, кальциевый состав. На долю органического аниона приходится 37 % от суммы анионов ($0,040 \text{ ммоль-экв/дм}^3$). Микроэлементный состав обогащен W, Sn; Sc в 10-13 раз; Fe в 7 раз; Cr, La, Co, I, Eu, P в 2-4 раза относительно кларков речных вод.

Вода из озера имеет ультрапресный (13 мг/дм^3), хлоридно-гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый состав. Участие органического аниона в составе анионов поверхностных вод не выявлено.

Вода в полигональной ванне имеет ультрапресный (11 мг/дм^3), гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный, магниевый-кальциевый состав.

Вода на дне полигонального понижения имеет ультрапресный (19 мг/дм^3), хлоридно-сульфатный, магниевый-кальциевый состав.

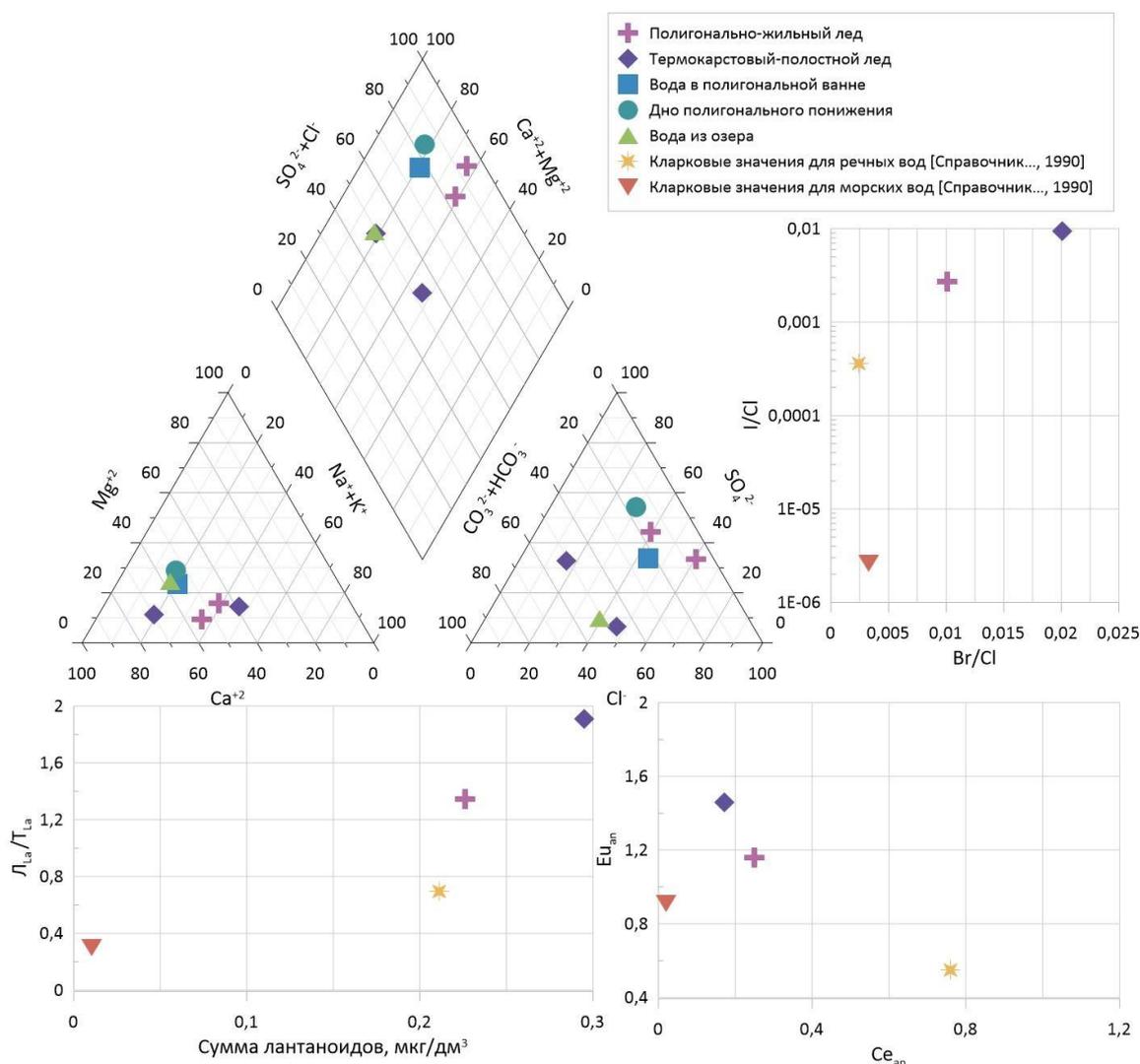


Рис. 30. Химический состав подземных льдов и поверхностных вод в зоне южной тундры на севере Пур-Газовского междуречья; L_{1a}/T_{1a} – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Ce_{an} – цериевая аномалия

ПЖЛ, термокарстово-полостные льды и поверхностные воды в зоне южной тундры по количеству солей имеют ультрапресный состав (от 4 до 19 мг/дм³). В текстуробразующем льду в торфе вмещающего ПЖЛ повышенное содержание солей континентального происхождения (239 мг/дм³). В текстуробразующем льду в торфе вмещающего термокарстово-полостные льды состав ультрапресный (19 мг/дм³). По соотношению ионов в ПЖЛ и водах полигональной ванны и на дне полигонального понижения преобладают Cl^- и Na^+ и в меньшей степени SO_4^{2-} и Ca^{+2} . В термокарстово-полостном льду и озерной воде преобладают HCO_3^- и Ca^{+2} .

Сумма лантаноидов в ПЖЛ (0,23 мкг/дм³) и термокарстово-полостном льду (0,29 мкг/дм³) сопоставима с кларками речных вод. ПЖЛ имеет

отрицательную Se_{an} (0,25) и положительную Eu_{an} (1,16) аномалии; термокарстово-полостной лед Se_{an} (0,17) и Eu_{an} (1,46) аномалии, связанные с процессами биогенного перераспределения содержаний лантаноидов [Ошкин, 2017]. Во льдах значения I/Cl и Br/Cl выше, чем у кларковых вследствие перехода I и Br в растворимую форму и разложения органических веществ.

В ПЖЛ зоны южной тундры выявлена тенденция к накоплению Fe , Sn , La . В термокарстово-полостном – Sc , Fe , Sn , W (рис. 31). В текстурообразующих льдах в торфе вмещающего ПЖЛ выявлена тенденция к накоплению Sc , Mn , Fe , Co , As , Br , Sn , I , Eu , Ho . В текстурообразующих льдах в торфе вмещающем термокарстово-полостной лед выявлена тенденция к накоплению P , Sc , Mn , Fe , Co , Nb , Sn , Eu , Ho , W (рис. 32).

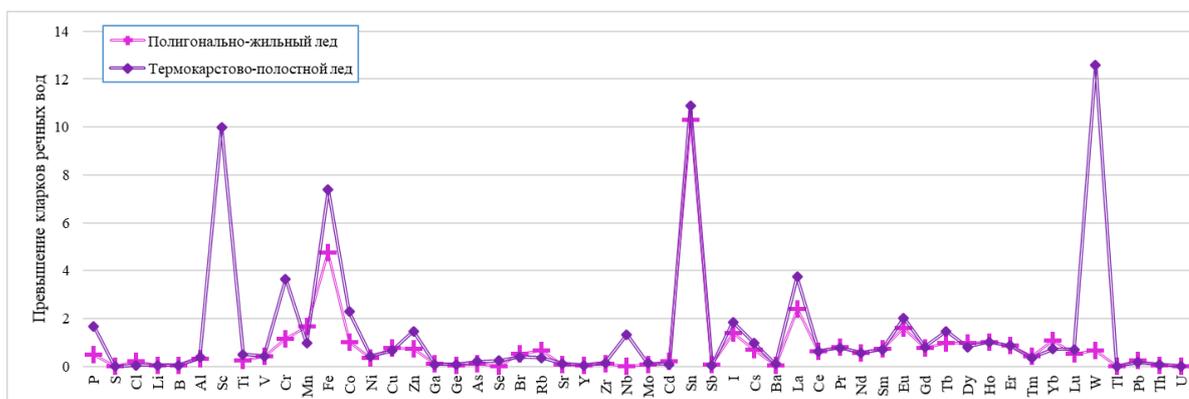


Рис. 31. Преувеличения содержаний микроэлементов в ПЖЛ и термокарстово-полостном льду южной тундры над кларками речных вод

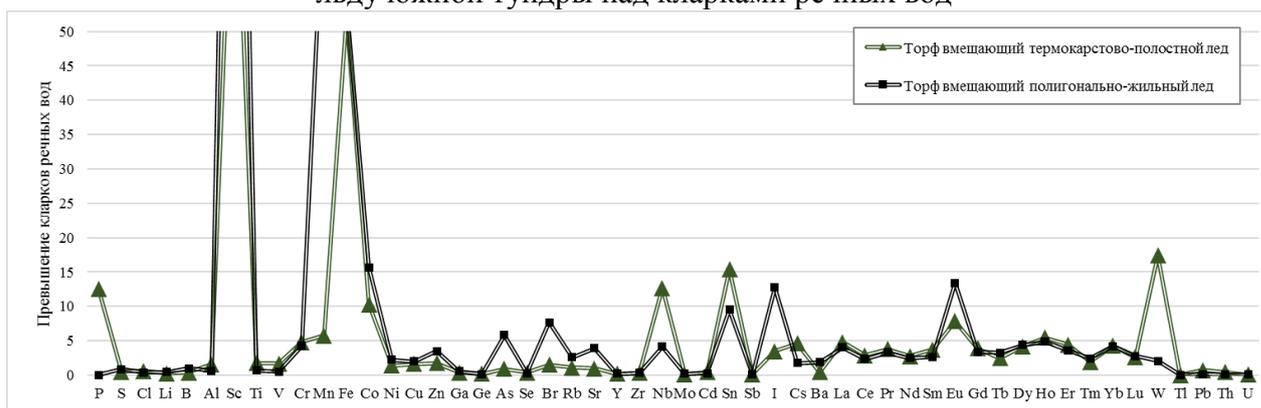


Рис. 32. Преувеличения содержаний микроэлементов в текстурообразующем льду сильнольдистого торфа южной тундры над кларками речных вод

2.5. Основные результаты исследований химического состава ПЖЛ.

Химический состав ПЖЛ ключевых участков в зонах тундры Карского региона ультрапресный и пресный. Минерализация ПЖЛ, без участия сегрегационных включений, составляет 4-76 мг/дм³. В вертикально-слоистых ПЖЛ с включениями ледогрунта источником повышенной минерализации (68-141 мг/дм³) служили талые грунты, органические остатки вместе с надмерзлотными водами, при промерзании которых происходило медленное разделение на шпирь грунта, льда.

В результате анализа условий залегания льдов и результатов химического состава выделены основные маркеры источников поступления компонентов (рис. 33). Основным источником химического состава ПЖЛ без сегрегационного льда являются атмосферные зимние осадки с морскими или континентальными аэрозолями; ПЖЛ с сегрегационным льдом - надмерзлотные воды. Состав надмерзлотных вод формируется в основном за счет отложений, дренируемых поверхностными и метеорными водами. Поверхностные воды могут попадать в состав жил при подъеме уровня вод при морских нагонах или половодья речных и озерных вод.

Накоплению микроэлементов способствуют: высокие фоновые концентрации элементов в атмосфере Арктической зоны Сибири за счет дальнего атмосферного переноса; попадание микроэлементов из отложений с надмерзлотными водами; попадание микроэлементов с поверхностными водами.

Соотношение L_{La}/T_{La} зависит от степени перераспределения лантаноидов и их источника – атмосферного, из вмещающих отложений или из органического вещества. Отрицательная Se_{an} является результатом: влияния морских аэрозолей в составе атмосферных осадков, участия надмерзлотных вод; дренирующих морские осадки; биогенного преобразования и концентрирования лантаноидов в торфе.

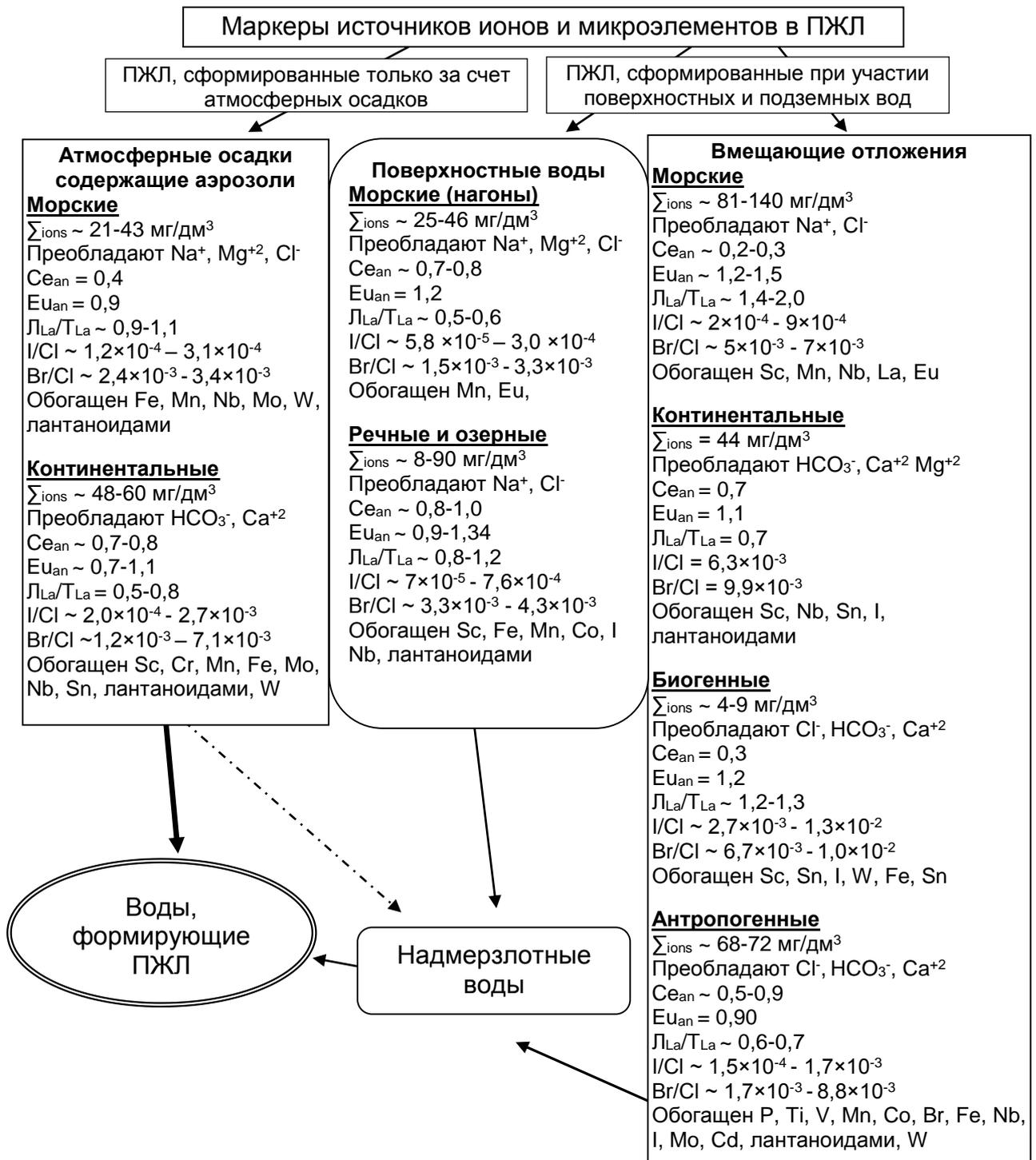


Рис. 33. Основные маркеры источников поступления ионов и микроэлементов в ПЖЛ и показатели химического состава льдов, сформированных преимущественно за счет одного источника поступления элементов: Σ_{ions} – сумма ионов, L_{La}/T_{La} – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Se_{an} – цериевая аномалия; указаны микроэлементы, превышающие кларки речных вод более чем в 5 раз

Положительная Eu_{an} аномалия во льдах ПЖЛ является показателем сегрегационного льдообразования - попадания частиц грунта в морозобойную трещину, за счет участия надмерзлотных или поверхностных вод. В ПЖЛ низкие значения I/Cl и Br/Cl является показателем поступления в жилу

атмосферных аэрозолей, а высокие значения могут быть показателем поступления органических веществ в жилу.

Выводы по главе 2

Основным источником химического состава ПЖЛ являются атмосферные зимние осадки с морскими или континентальными аэрозолями. Другим источником могут быть надмерзлотные воды сезонно-талого слоя. Их состав формируется в основном за счет отложений, дренируемых поверхностными и атмосферными водами. Третий источник – поверхностные воды, которые попадают в состав жил при подъеме уровня воды при морских нагонах или половодьях речных и озерных вод.

Химический состав ПЖЛ отличается от текстуробразующих льдов в первую очередь более низкими концентрациями химических элементов. На микроэлементный состав льдов также значительно влияет органическое вещество, сорбирующее многие тяжелые металлы, за счет структуры органических молекул.

Выше изложенное обосновывает первое защищаемое положение:

Химический состав полигонально-жилых льдов Карского региона определяется широким комплексом факторов, обусловленных природной обстановкой, условиями формирования и составом вмещающих отложений. В их число входят морские и континентальные аэрозоли, а также надмерзлотные и поверхностные воды. Поступление атмосферных осадков с морскими аэрозолями или надмерзлотных вод фиксирует отрицательная цериевая аномалия. Показателем участия надмерзлотных и поверхностных вод является положительная европиевая аномалия.

Глава 3. Химический состав пластовых льдов

3.1. Химический состав линзовидного пластового льда на севере п-ва Гыдан

Линзовидный пластовый лёд мощностью 0,3 м изучен в разрезе ВЗ-18 аллювиальной террасы в низовьях р. Гыда (см. рис. 16, глава 2), залегает на льдистых песках, перекрыт супесями с линзовидно-сетчатой криогенной текстурой [Бутаков, Слагода, 2021]. Верхняя часть монолита льда (10 см) с рассеянной органикой (рис. 34А) имеет ультрапресный (17 мг/дм^3) гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый состав, отрицательную Se_{an} (0,62) и близкую к единице Eu_{an} (0,95), соотношение L_{La}/T_{La} равное 0,76 (прил., табл. 6, рис. 35). Микрокомпонентный состав обогащен Sc в 23; I в 11; Nb, Sn, Mn, W в 6-9; P, Cr, Fe, Co в 2-4; лантаноидами в 3-6 раз (прил., табл. 7, рис. 36).

Нижняя часть линзовидного пластового льда (13 см) в разрезе ВЗ-18 с рассеянными минеральными примесями (рис. 34Б) имеет ультрапресный (36 мг/дм^3) сульфатно-гидрокарбонатный, кальциевый-магниевый состав; отрицательную Se_{an} (0,76)

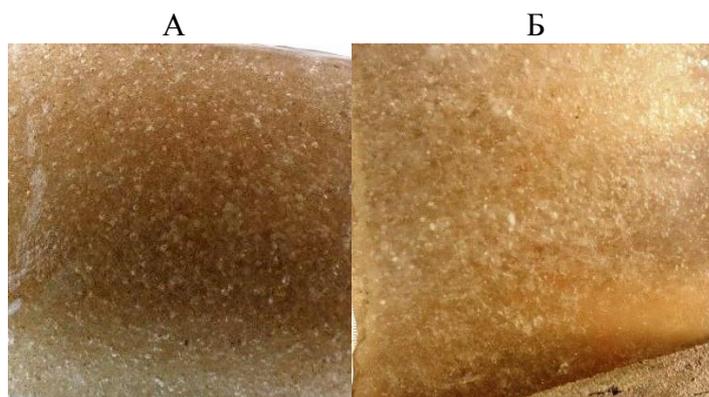


Рис. 34. Линзовидный пластовый лёд ВЗ-18 (фото Слагоды Е.А.) на глубине 4,06-4,16 м (А, с рассеянной органикой), на глубине 4,16-4,29 м (Б, с рассеянными минеральными примесями)

и положительную Eu_{an} (1,07) и соотношение L_{La}/T_{La} равное 0,73. (рис. 35). Микрокомпонентный состав обогащен Sc, Nb в 16-17 раз; Sn в 13; лантаноидов в 5-13; I в 8 раз; Mn, Fe, Co, Br в 2-3 раза (рис. 36).

Линзовидный пластовый лёд в районе с. Гыда по содержанию солей ультрапресный, в составе не выявлено участия морских вод. Текстурирующий лёд в суглинке слабосоленый ($0,70 \text{ г/дм}^3$), в песке опресненный ($0,35 \text{ г/дм}^3$) с засолением континентального типа (см. рис. 18, глава 2). Формирование линзовидно-пластового льда в районе с. Гыда

происходило с вытеснением солей в остаточный (поровый) раствор во вмещающих отложениях.

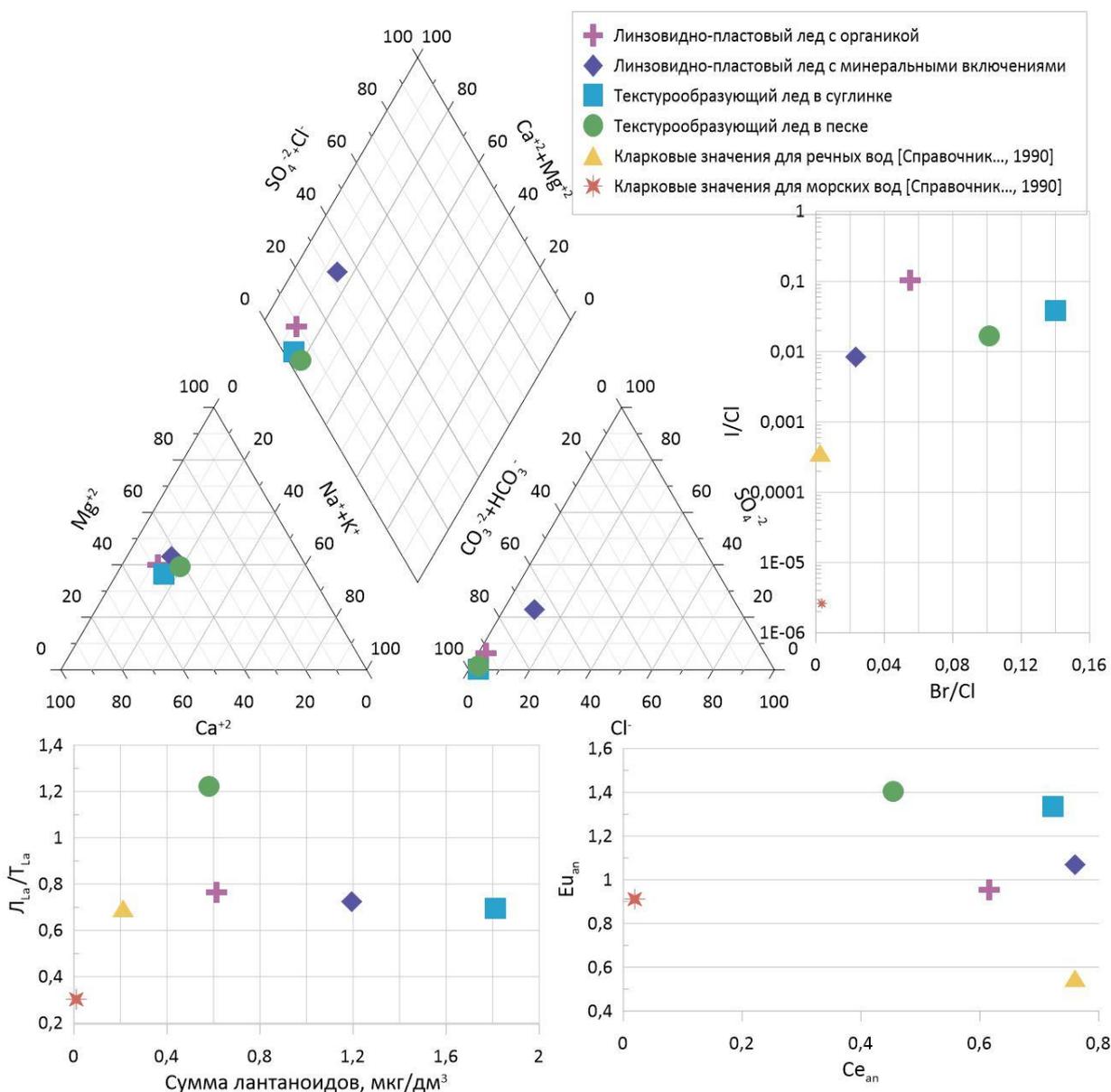


Рис. 35. Химический состав линзовидного пластового льда зоны северной тундры без морского влияния; L_{La}/G_{La} – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Ce_{an} – цериевая аномалия

По соотношению основных ионов линзовидный пластовый лед очень близок с составом текстуровобразующих льдов во вмещающих суглинках и песках. Сумма лантаноидов в линзовидном пластовом и текстуровобразующих льдах выше кларковых значений: во льду с органикой $0,6 \text{ мкг/дм}^3$, во льду с минеральными включениями $1,4 \text{ мкг/дм}^3$, т.е. источником лантаноидов являются глинистые минеральные включения. При этом соотношение L_{La}/G_{La} очень близкое ($0,76$ и $0,73$), схожее соотношение в текстуровобразующем льду

в суглинке, следовательно, источником лантаноидов являются глинистые минеральные включения.

Во льду с органикой Se_{an} ниже (0,62), чем по льду с минеральными включениями (0,76), за счет биогенного перераспределения лантаноидов. Во льду с органикой Eu_{an} близка к единице (0,95); во льду с минеральными включениями Eu_{an} положительная (1,07). В текстурообразующих льдах Eu_{an} положительная (1,33-1,41), что соответствует идее о возникновении положительной европиевой аномалии при сегрегационном льдообразовании.

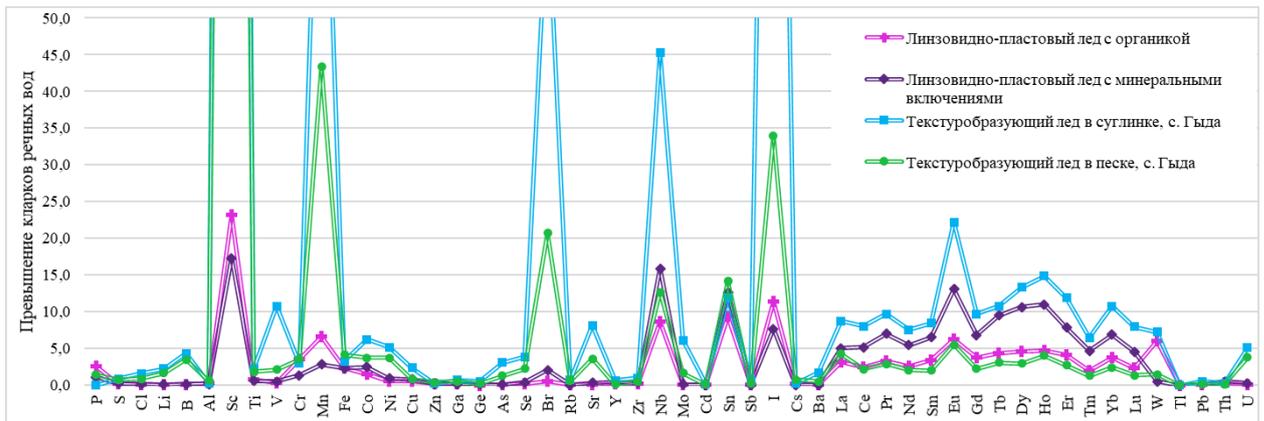


Рис. 36. Превышения содержаний микроэлементов в линзовидном пластовом и текстурообразующих льдах северной тундры над кларками речных вод

Отношения $I/C1$ находятся на диаграмме ближе к кларкам речных вод, чем к кларкам морских вод. Отношения $I/C1$ в линзовидном пластовом льду схожи с текстурообразующими. Отношения $Br/C1$ во льду с органикой и в текстурообразующих льдах выше, чем во льду с минеральными частицами.

В линзовидном пластовом льду выявлены тенденции к накоплению Sc, Mn, Sn, Nb, I, лантаноидов, W. В текстурообразующих льдах - Sc, V, Mn, Br, Sr, Nb, Mo, Sn, I, лантаноидов и U.

3.2. Химический состав пластовых льдов Западного Ямала

Опорный геокриологический разрез в районе полярной станции Марре-Сале, расположенный в пределах III морской равнины Западного Ямала (рис. 37), имеет длительную историю изучения, которая сопровождается дискуссией о генезисе пластовых льдов [Каневский и др., 2005; Крицук, 2010; Слагода и др., 2010; Чижова, Васильчук, 2019].

Нижнюю часть разреза составляет марресальская свита с неровной кровлей, на глубине от 0 до 20 м от поверхности [Каневский и др., 2005; Романенко и др.; 2009], вскрываются прибрежно-морские и дельтовые глинистые отложения с прослоями супесей и песков, редко с обломками коренных пород, залегающие в виде складок (рис. 38).

В центре разреза в песках с прослоями "войлока" из мхов, корней трав, детрита получена радиоуглеродная датировка 42,2±1,7 (MPI-49) тыс. л. н., что позволило отнести эту толщу к каргинскому термохрону позднего неоплейстоцена.

В свите выделены породы с первичным эпикриогенным строением и протаявшие и вторично промерзшие отложения таберального комплекса [Стрелецкая и др., 2013].

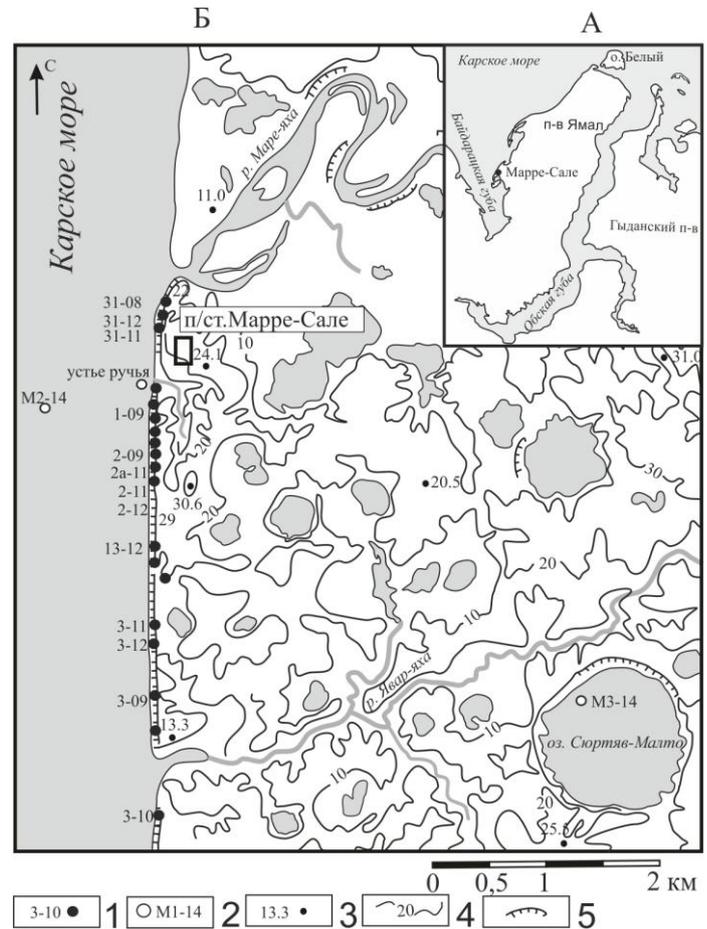


Рис. 37. Схема расположения опорного разреза "Марре-Сале" (А) и расчисток подземных льдов с изученным химическим составом (Б). 1- номер и год расчистки с пробами подземного льда; 2- номер и год проб сезонных льдов; 3 - абсолютные отметки поверхности; 4 - горизонталы поверхности; 5 - береговые уступы

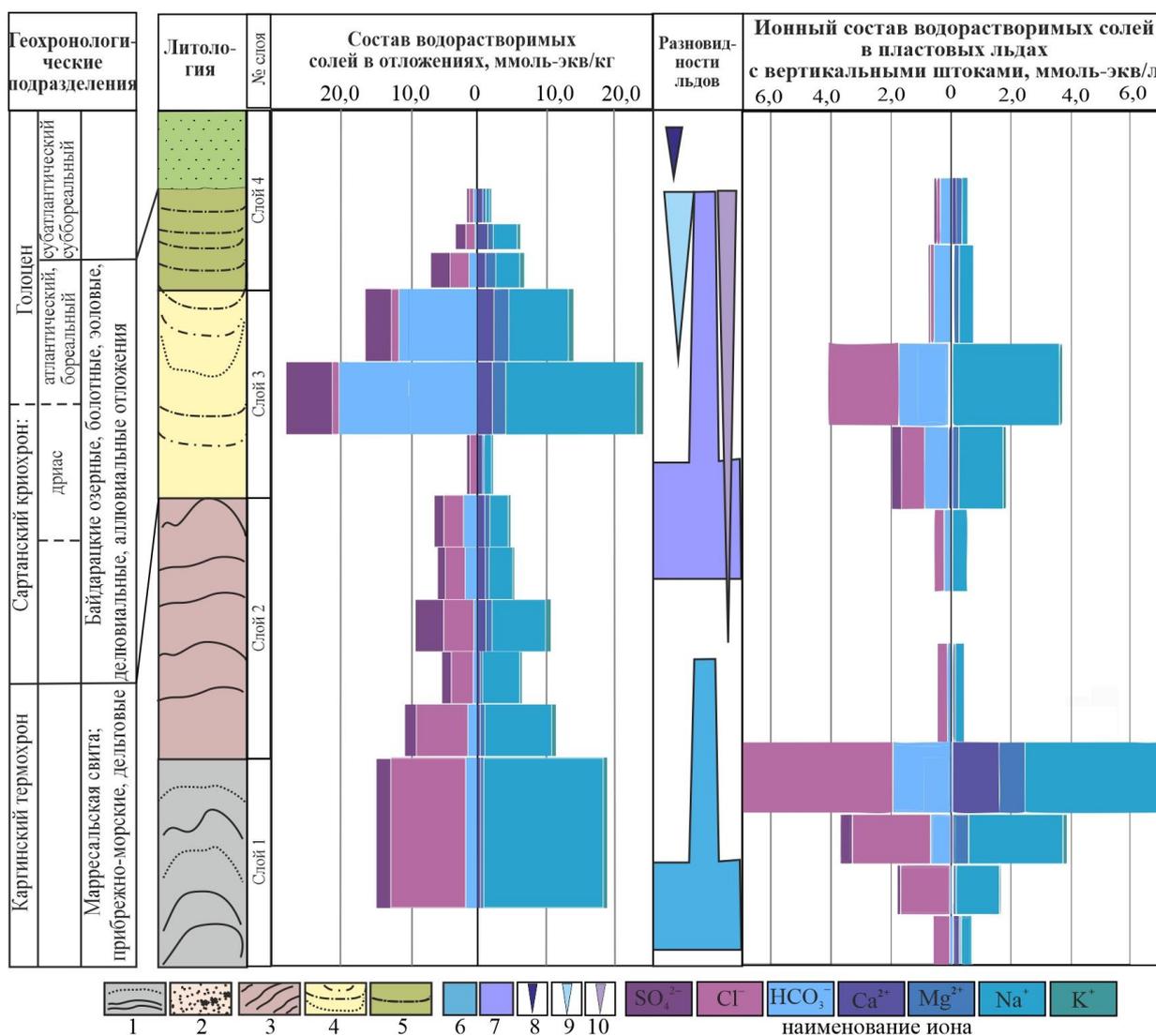


Рис. 38. Схематический разрез Марре-Сале и состав водорастворимых соединений отложений и пластовых льдов с вертикальными штоками. 1 – глины, суглинки с волнисто-складчатой слоистостью за счет прослоев светлых песков и алевритов; 2 – пески тонкие пылеватые с прослойками «войлока» из мхов и гофрированной слоистостью; 3 – таберальный комплекс: глины, суглинки, супеси; 4 – пески, супеси слоистые с прослоями и линзами корешков трав, мхов; 5 – супеси горизонтально-слоистые с атакситовой криотекстурой; 6 – пластовый лед нижней залежи; 7 – пластовый лед верхней залежи; 8 – современные ПЖЛ; 9 – ПЖЛ; 10 – клиновидный лед.

Верхнюю часть разреза составляют синкриогенные «байдарацкие» и «оленьи» озерные, озерно-болотные, аллювиальные, эоловые пески, супеси, суглинки с возрастом автохтонных растительных остатков от 23,8 до 5,2 тыс. л.н. и мощностью от 2 до 15 м. Кровля этих отложений размыта, что маркируют линзы аллохтонных растительных остатков с возрастом от 13,0 до 7,3 тыс. л.н. Покровный горизонт включает склоновые и эоловые пески, озерные супеси, автохтонный торф с возрастом 3,5-0,9 тыс. л. н. (рис. 39) [Опокина и др., 2015].

Разновидности подземных льдов неравномерно распределены по вертикали и латерали разреза. Марресальская свита включает нижнюю залежь и фрагменты верхней залежи льда. Сартанско-голоценовые отложения содержат верхнюю залежь льда с горизонтальными участками, лакколитами и штоками, ПЖЛ, клиновидные тела и кольцевые дайки льда. Нижние части клиньев и даек льда эпигенетически секут таберальный комплекс марресальской свиты, верхнюю залежь льда. Покровные отложения включают мелкие ПЖЛ и элементарные жилки в хасырях, термоэрозионных ложбинах и на заторфованных склонах [Опокина и др., 2015].

На севере опорного разреза в голоценовых отложениях совместно залегают кольцевые дайки вертикально-полосчатого льда с прожилками грунта и вертикально-полосчатый с пузырьками воздуха ПЖЛ. В центре разреза, в синкриогенных сартанско-голоценовых отложениях, совместно залегают ПЖЛ, клиновидные тела вертикально-полосчатого льда, верхняя залежь с лакколитами, штоками, горизонтальными, наклонными и складчатыми участками льда [Слагода и др., 2012]. На юге вскрыта нижняя залежь льда мощностью 2–9 м, залегающая под таберальным комплексом в эпикриогенной глинистой толще с линзовидными криогенными текстурами, параллельными седиментационной слоистости и конфигурации залежи (рис. 39)

Отложения марресальской свиты с первичным эпикриогенным строением (слой 1) имеют хлоридно-натриевый состав водорастворимых соединений и засоленность 0,10% морского типа. Вторично промёрзший таберальный комплекс (слой 2) имеет сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный, сульфатно-хлоридный и хлоридный, кальциево-натриевый и натриевый состав водорастворимых соединений, засоленность отложений 0,04-0,07%, преимущественно морского типа.

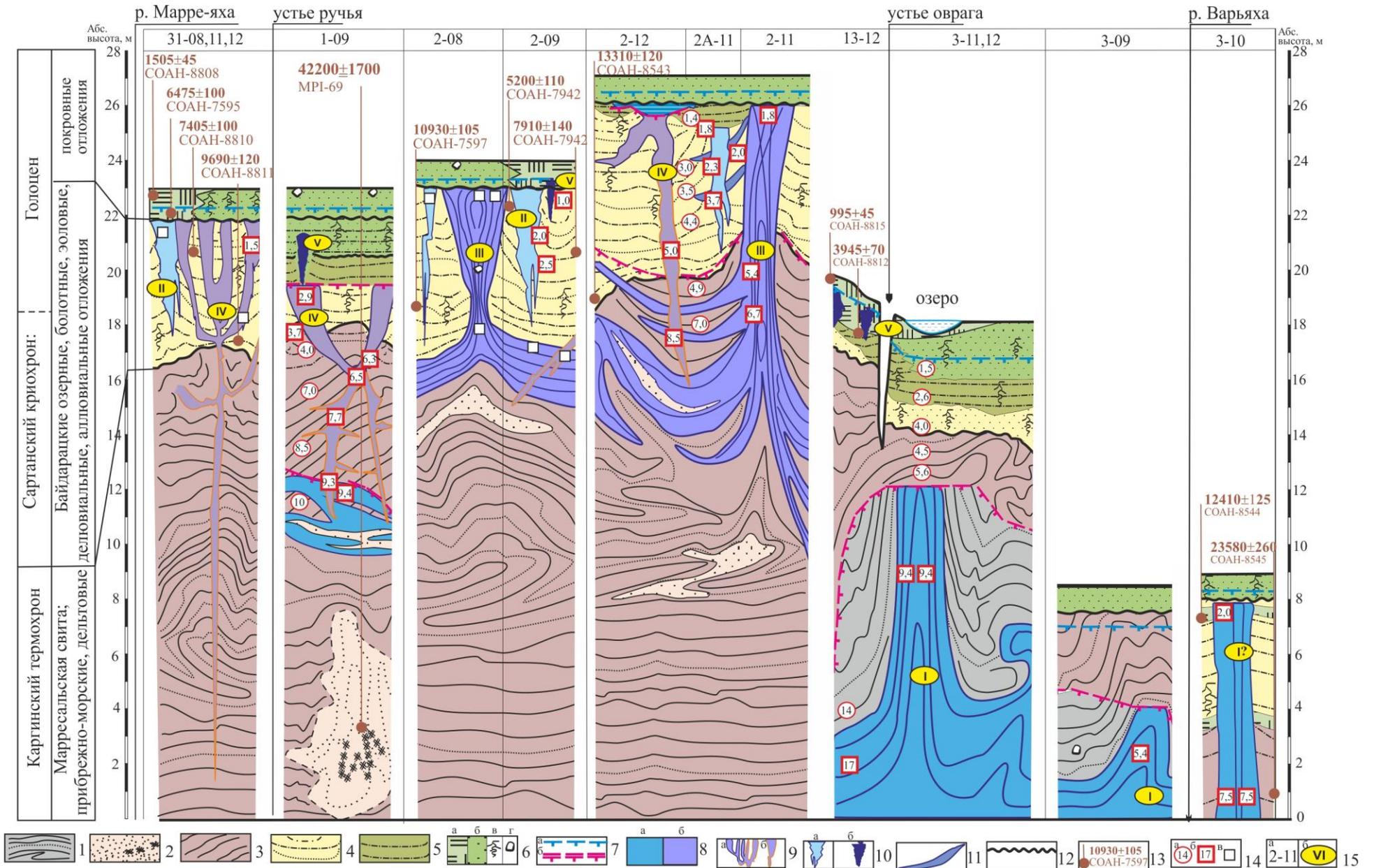


Рис. 39. Строение отложений и разновидности подземных льдов в опорном разрезе Марре-Сале в 2009–2014 гг., расположение проб [Бутаков и др., 2020б]. 1 – глины, суглинки с волнисто–складчатой слоистостью за счет прослоев светлых песков и алевроитов; 2 – пески тонкие пылеватые с прослойками «войлока» из мхов и гофрированной слоистостью; 3 – таберальный комплекс: глины, суглинки, супеси; 4 – пески и супеси слоистые с прослоями и линзами корешков трав, мхов; 5 – супеси горизонтально–слоистые с атакситовой криотекстурой; 6 – покровные отложения: торф автохтонный (а), пески пылеватые (б), нитевидные корешки трав (в), гальки, обломки коренных пород (г); 7 – границы многолетнемёрзлых пород современные (а), реликтовые (б); 8-11 – подземные льды: 8 – пластовые залежи льда: нижняя (а), верхняя (б); 9 – кольцевые дайки (а) и клиновидные тела (б); 10 – ПЖЛ в супесях (а), в торфе (б); 11 – текстурообразующие шпильки льда; 12 – граница размыва; 13 – радиоуглеродные датировки по данным авторов [Опокина и др., 2015]; 14 – места отбора проб на геохимический состав пород (а), микроэлементный анализ льдов (б), гидрохимический анализ льдов (в); 15 – номер и год расчисток с пробами подземного льда (а); последовательность образования льдов (б).

Байдарацкие синкриогенные отложения (слой 3) имеют сульфатно-гидрокарбонатный и сульфатно-хлоридный, натриевый и кальциево-натриевый состав водорастворимых соединений, засоленность континентального типа 0,01-0,21%. Состав водорастворимых соединений голоценовых покровных отложений (слой 4) хлоридно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридный, магниевый-натриево-кальциевый и кальциево-натриевый, магниевый-натриевый. Отложения имеют засоленность 0,01-0,05% (см. рис. 38, прил., табл. 13).

Подвижные формы микроэлементов отложений имеют следующие распределения (табл. 2). В породах марресальской свиты с первичным эпикриогенным строением низкие отношения I/Cl, Fe/Ni, Fe/Co, отмечены отрицательная Se_{an} (0,17) и положительная Eu_{an} (9,8) аномалии.

В отложениях таберального комплекса отношения I/Cl, La к сумме лантаноидов, Fe/Ni, Fe/Co, La/Sm выше, но сохраняется отрицательная Se_{an} (≈ 0) и положительная Eu_{an} (≥ 1) аномалии. Наблюдается корреляция ($R^2 > 0,7$) содержаний P, Sn и суммы лантаноидов. В синкриогенных озерных отложениях по сравнению с таберальным комплексом возрастают значения I/Cl, I/Br, Se_{an} и отмечены значительные колебания Fe/Ni, Fe/Co, наблюдается корреляция содержаний Be, Co, Y и суммы лантаноидов.

Таблица 2. Соотношения микроэлементов в отложениях и подземных льдах

Тип отложений, льдов и вод	Значение	I/Cl	Br/Cl	Fe/Ni	Fe/Co	% La	Ce _{an}	Eu _{an}	La/Sm
Значение кларка континентальной коры [Справочник..., 1990]	сред.	$3,8 \times 10^{-3}$	$1,9 \times 10^{-2}$	751	2252	20	0,91	0,93	5,0
озерные донные отложения Ямала [Кремлева 2015]	сред.	-	-	609	1799	20	1,04	1,34	6,1
первичные эпикриогенные отложения слой 1		$1,5 \times 10^{-5}$	$4,1 \times 10^{-3}$	31	65	50	0,17	9,8	16
текстурообразующий лед слой 2		$3,4 \times 10^{-4}$	$4,4 \times 10^{-3}$	14	55	94	0,01	15	319
эпикриогенные таберальные отложения слой 2	мин.	$1,1 \times 10^{-7}$	$3,7 \times 10^{-3}$	31	74	61	0,01	2,6	22
	макс.	$1,8 \times 10^{-4}$	$6,6 \times 10^{-3}$	57	112	94	0,13	6,4	273
	сред.	$6,5 \times 10^{-5}$	$5,0 \times 10^{-3}$	41	94	78	0,01	4,5	99
синкриогенные отложения слой 3	мин.	$2,1 \times 10^{-5}$	$3,6 \times 10^{-3}$	8,8	10	37	0,08	1,3	8,0
	макс.	$1,2 \times 10^{-4}$	$8,4 \times 10^{-3}$	64	127	71	0,31	6,1	34
	сред.	$5,9 \times 10^{-5}$	$5,3 \times 10^{-3}$	43	86	57	0,17	3,1	22
текстурообразующий лед слой 3	мин.	$3,8 \times 10^{-4}$	$5,1 \times 10^{-3}$	22	94	15	0,95	1,1	3,8
	макс.	$4,4 \times 10^{-4}$	$5,4 \times 10^{-3}$	80	278	19	1,09	1,1	4,7
	сред.	$4,1 \times 10^{-4}$	$5,3 \times 10^{-3}$	51	186	17	1,02	1,1	4,2
синкриогенные озерно-болотные отложения слой 4	мин.	$1,2 \times 10^{-4}$	$7,3 \times 10^{-3}$	63	147	35	0,09	1,6	8,0
	макс.	$2,4 \times 10^{-4}$	$1,0 \times 10^{-2}$	85	243	70	0,34	5,0	37
	сред.	$1,8 \times 10^{-4}$	$8,6 \times 10^{-3}$	76	203	50	0,23	3,2	5,4
Нижняя залежь пластового льда	мин.	$2,1 \times 10^{-4}$	$3,3 \times 10^{-3}$	14	34	18	0,03	0,8	4,1
	макс.	$1,4 \times 10^{-3}$	$4,7 \times 10^{-3}$	173	1000	85	0,85	3,5	113
	сред.	$5,4 \times 10^{-4}$	$4,2 \times 10^{-3}$	57	306	42	0,52	1,5	31
Верхняя залежь пластового льда	мин.	$7,7 \times 10^{-5}$	$2,2 \times 10^{-3}$	15	77	17	0,24	0,7	3,9
	макс.	$2,7 \times 10^{-3}$	$6,7 \times 10^{-3}$	186	900	51	0,98	2,5	19
	сред.	$6,8 \times 10^{-4}$	$4,4 \times 10^{-3}$	51	297	27	0,70	1,1	7,8
Полигонально-жильный лёд	мин.	$2,2 \times 10^{-4}$	$2,6 \times 10^{-3}$	29	133	18	0,41	0,9	4,2
	макс.	$7,6 \times 10^{-4}$	$4,3 \times 10^{-3}$	86	414	33	1,01	1,5	7,9
	сред.	$4,4 \times 10^{-4}$	$3,3 \times 10^{-3}$	65	266	25	0,71	1,1	6,3
Клиновидные льды	мин.	$1,0 \times 10^{-4}$	$2,0 \times 10^{-3}$	10	23	15	0,07	0,8	3
	макс.	$8,1 \times 10^{-4}$	$5,2 \times 10^{-3}$	94	1115	80	1,04	4,1	70
	сред.	$4,4 \times 10^{-4}$	$3,9 \times 10^{-3}$	26	279	42	0,38	1,7	19

В сегрегационных льдах, образующих линзовидные, атакситовые и массивные криотекстуры в мёрзлой толще, минерализация варьирует от 13 до 472 мг/дм³ при среднем значении 159 мг/дм³.

В таберальном комплексе марресальской свиты (слоя 2) ледогрунтовый шпир льда на контакте суглинка и песка имеет минерализацию 472 мг/дм³ и хлоридно-натриевый состав, а шпир в глинах – 166 мг/дм³ и гидрокарбонатно-хлоридный, натриевый состав. Текстурообразующие льды во вторично промерзших глинах марресальской свиты (слоя 2) слабосоленые (166–472 мг/дм³), гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные

натриевые (рис. 40) с повышенным содержанием Sn, Br, I, Cl в 31-40 раз; Mn, B, Na, La, Eu в 10-22 раза; Se в 7; P, Li, Cr, Fe, Mo, Cd в 2-3 раза (прил., табл. 14 и 15; рис. 41). В этих льдах повышена доля La к сумме лантаноидов; выявлены $Se_{an} \approx 0$, положительная Eu_{an} и повышенное соотношение La/Sm, близкое к распределению во вмещающих отложениях.

В текстурообразующих льдах с высокой минерализацией, залегающих в породах таберального комплекса по значениям аномалий лантаноидов и высоким содержаниям B, Mn, Br, I, источником которых являются вмещающими породы прибрежно-морского генезиса, сделан вывод о том, что при промерзании таликов в текстурообразующих льдах сохраняется информация о первичном составе отложений.

Многолетнемерзлые отложения опорного разреза Марре-Сале по содержанию водорастворимых солей отличаются по условиям накопления и промерзания. Отложения марресальской свиты с первичным эпикриогенным строением, по засоленности 0,1 % и содержанию 74 % хлоридов близки к водам неуплотненных донных прибрежно-морских осадков и имеют синхронный тип засоления (засоление происходило одновременно с осадконакоплением) [Брушков, 2007, Ривкин, 2007].

Отложения таберального комплекса свиты по засоленности 0,05 %, содержанию хлоридов – 55 % и сульфатов – 26 % накапливались в прибрежных условиях, были опреснены при протаивании и инфильтрации поверхностных вод в талики [Крицук, 2010]. На перераспределение элементов в талике за счет опреснения могут указывать уменьшение доли Ni, Co, I вниз по разрезу, сохранение отрицательной (морской) Se_{an} , увеличение величины Eu_{an} . Колебания ионного состава и Fe/Ni, Fe/Co, La/Sm могут быть связаны с миграцией элементов из поверхностных вод и условиями промерзания в замкнутом талике.

Текстурообразующий лед в синкриогенных песках и супесях (слой 3) ультрапресный и пресный с минерализацией от 59 до 85 мг/дм³, в среднем 72 мг/дм³, состав хлоридно-гидрокарбонатный калиево-натриевый, с

повышенным содержанием Sc в 141, Nb в 88; Fe, Mo, Co, Sn в 11-14 раз; лантаноиды в 9-22; Ti, Mn, V, Ni в 6-10 раз; Na, B, Al, Cr, Se, Br, I, W в 2-4 раза. Лед имеет $Se_{an} \approx 1$, $Eu_{an} \approx 1$, низкое соотношение La/Sm по сравнению с вмещающими породами. Значения Fe/Ni от 22 до 80 и Fe/Co от 94 до 278 отражают накопление железа в текстурообразующих льдах (см. табл. 2).

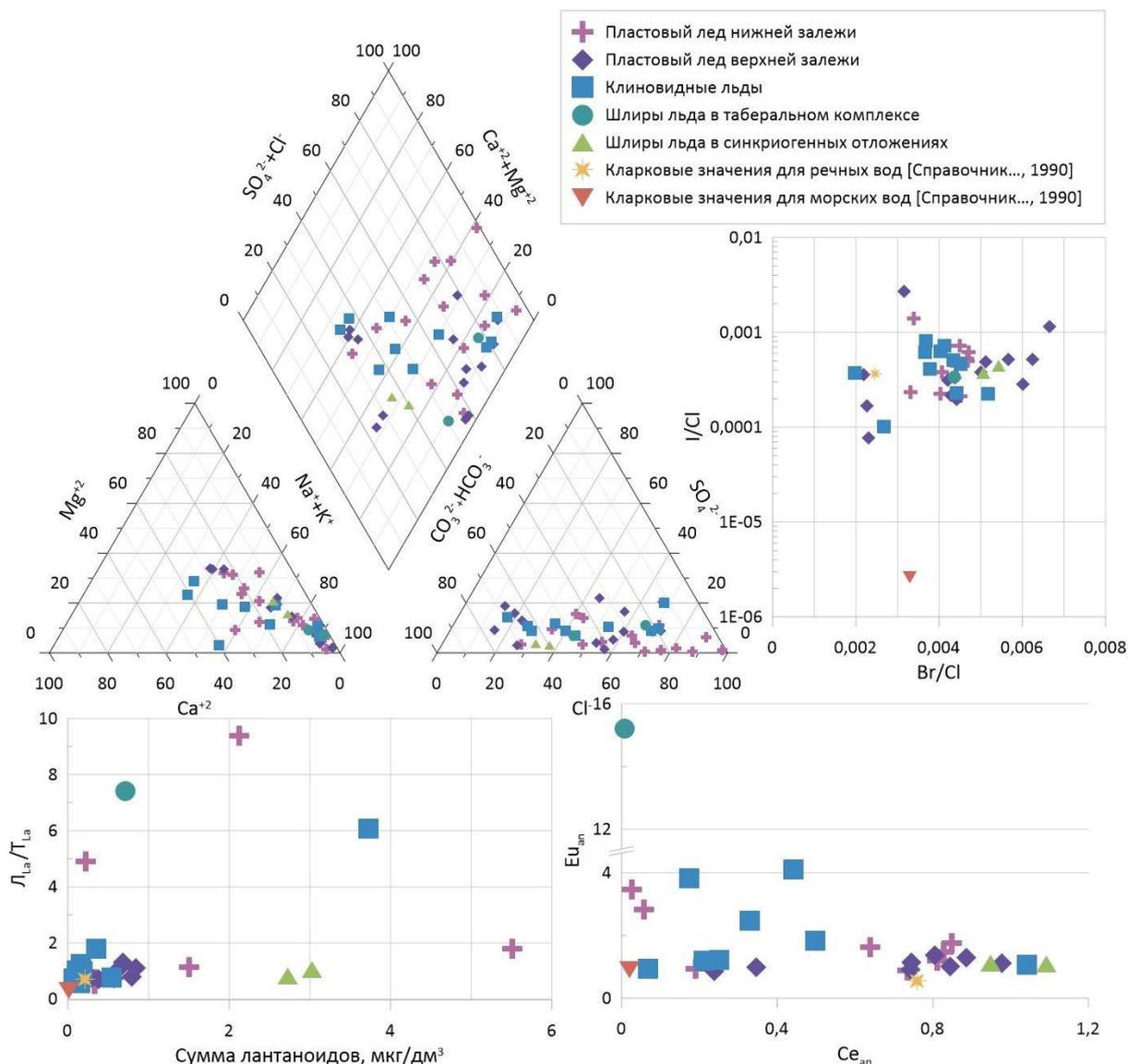


Рис. 40. Химический состав пластовых, клиновидных и текстурообразующих льдов зоны типичной тундры (м. Марре-Сале); L_{La}/T_{La} – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Ce_{an} – цериевая аномалия

В синкриогенных озерных и озерно-болотных отложениях по сравнению с подстилающими возрастает значение Ce_{an} ; отмечено уменьшение Eu_{an} и соотношения La/Sm (см. табл.), что может быть связано с увеличением количества органических остатков в континентальных условиях

осадконакопления. Такие соотношения микроэлементов отличаются от непромерзавших озерных донных отложений Центрального Ямала [Кремлева, 2015]. Текстурирующий сегрегационный лёд наследует состав микроэлементов (повышенные содержания Fe, Ti, V, Nb) и значения аномалий лантаноидов из вмещающих субэдральных и озерных отложений. Лёд формировался за счёт пресных внутригрунтовых вод, обогащенных микроэлементами из отложений.

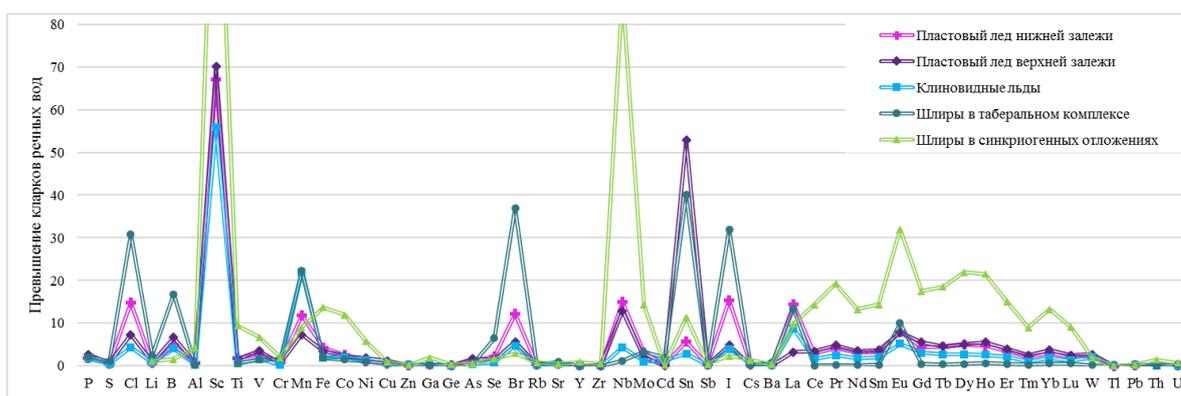


Рис. 41. Преувеличения содержаний микроэлементов в пластовых и текстурирующих льдах типичной тундры в районе м. Марре-Сале над кларками речных вод

Отмеченные в мерзлых отложениях положительные европейские аномалии свидетельствуют о процессах дальнейшего преобразования. В отложениях, вмещающих ледяную жилу (МС-2А-11), происходило преобразование осадочных пород при хорошей аэрации [Иванова, 2012], что было возможно только в их талом состоянии и подтверждает их промерзание в талике [Крицук, 2010]. Отложения обогащены легкими лантаноидами, источником которых могут быть морские и речные воды, обогащенные лантаноидами вследствие терригенного стока – поступления с суши растворенных, коллоидных и взвешенных веществ.

Пластовые льды имеет минерализацию от ультрапресной до слабосоленой. Лёд с высокой минерализацией 455 мг/дм^3 представлен ледогрунтом – суглинком с тонкими (1 см) слоями чистого льда гидрокарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого состава. Пластовый лёд нижней залежи имеет минерализацию от 23 до 455 мг/дм^3 при среднем значении 155 мг/дм^3 , гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный, кальциево-

магниево-натриевый, кальциево-натриевый и натриевый состав (прил., табл. 16), обогащен Sc в 67; Cl в 15; Br, Nb, Mn, I в 12-15; Na, B, Sn, Fe в 4-6; лантаноидами в 2-14; Ti, V, Co, Se, Mo, P, W в 2-4 раза относительно кларков речных вод (прил., табл. 17). Сумма содержаний лантаноидов имеет корреляцию с содержанием P, Sc, V, Co, Ge, Rb, Y, Mo, Cd, Sn, Sb, Tl, Bi, Th. Для льда выявлена отрицательная Se_{an} (0,52) и положительная Eu_{an} (1,54) аномалии (рис. 40). Сверху вниз в залежи льда наблюдается увеличение: минерализации, доли Cl^- от 17 до 38 % и Na^+ от 19 до 40 %, содержания Br от 0,15 до 0,32 мг/дм³; уменьшение: доли HCO_3^- от 28 до 9 %, SO_4^{2-} от 7 до 2 % и Mg^{2+} от 16 до 3 %, содержания Mn от 0,12 до 0,02 мг/дм³, Fe от 0,27 до 0,06 мг/дм³.

Пластовый лёд верхней залежи, залегающей в отложениях таберального комплекса и в синкриогенных озерно-аллювиальных отложениях, имеет минерализацию от 33 до 274 мг/дм³, при среднем значении 94 мг/дм³, гидрокарбонатно-хлоридный, гидрокарбонатный, кальциево-магниево-натриевый и натриевый состав (прил., табл. 18). Состав льда обогащен Sc в 70 раз; Sn в 53 раза; Nb в 13 раз; Cl, B, Mn, Br, I, Na в 5-7 раз; лантаноидами в 3-8 раз; P, Ti, V, Fe, Co, Ni, Mo, W в 2-4 раза (прил., табл. 19), выявлена отрицательная Se_{an} (0,70) и положительная Eu_{an} (1,08) аномалии, которые несколько выше величин аномалий нижней залежи.

Сумма лантаноидов имеет корреляцию с содержанием Be, Fe, Ga, Y, Cs, Bi. Сверху вниз в верхней залежи льда наблюдается: увеличение минерализации, доли Cl^- от 11 до 31% и Na^+ от 17 до 34%; содержания Br от 0,02 до 0,07 мг/дм³, Nb от 6,5 до 26 нг/дм³, I от 1,8 до 25 мкг/дм³; уменьшение доли HCO_3^- от 32 до 16 %, SO_4^{2-} от 7 до 2 %, Ca^{+2} от 12 до 1 %, Mg^{+2} от 17 до 7 %, содержание Mn от 0,11 до 0,02 мг/л.

Нижняя и верхняя пластовые залежи льда сложены инъекционно-сегрегационным и сегрегационным льдом, имели пульсирующий характер льдовыделения и перераспределения компонентов при промерзании [Крицук, 2010; Слагода и др., 2012], с этим связаны вариации соотношений ионов и

микроэлементов в пластовых льдах. Различия в значениях аномалий лантаноидов в нижней и верхней залежах пластового льда связаны с разным источником вод. Пластовый лед нижней залежи имеет более низкие значения цериевой аномалии и более высокие значения европиевой аномалии и обогащен более легкими лантаноидами, относительно пластового льда верхней залежи. Пластовые льды наследуют состав водорастворимых соединений вод таликов и поровых растворов в результате криогенной концентрации и миграции микроэлементов в талике, и имеют сходство с клиновидными льдами и текстурообразующими льдами синкриогенных отложений. Пластовые льды Марре-Сале отличаются неравномерным распределением лантаноидов; низкими концентрациями Ti, V, Fe, но более высокими концентрациями Mn, Nb, I по сравнению со льдом о. Новая Сибирь [Иванова, 2012]. Это, вероятно, связано с большим влиянием моря на четвертичные отложения, поверхностные воды и атмосферные осадки в Карском регионе. Источником повышенных концентраций Ni, V могут быть грунтовые (подпочвенные) газы, а Fe, Ti – минеральные частицы [Пекедова, 2007]. Сходства микроэлементов характерных для глубинных вод, поступавших по разломам [Крицук, 2010] не выявлено, поскольку для мезозойского гидрогеологического бассейна Западной Сибири характерны минерализованные воды (от 3 г/дм³ и более), имеющие еще более высокие содержания Ni, Co, Ti [Матусевич, Ковяткина, 2010].

Концентрации ионов и микроэлементов зависят от скорости и температуры льдообразования. Вытеснение компонентов в поровые растворы сопровождается адсорбцией на поверхности пород или включением между кристаллами льда [Комаров, Волков, 2007]. Наибольшие концентрации Sc выявлены в пластовых льдах и в текстурообразующих льдах синкриогенных отложений; во взвесьях изо льда его превышение не обнаружено т.е. Sc при сегрегационном льдообразовании остается в растворимой форме [Бутак, Слагодина, 2019]. Концентрация P коррелирует с величиной pH, его подвижность наиболее высокая в щелочной среде [Третьякова и др., 2010]. В

отдельных слоях пластового льда обнаружены высокие концентрации Cd и Sb (в 1,8 раз превышен кларк речных вод) и Mo (в 19 раз). Такое насыщение элементами могло происходить при выщелачивании вмещающих суглинков [Кремлева, 2015].

Клиновидные льды пресные и опресненные¹ (23–239 мг/дм³), имеют гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный, магниевый-кальциевый-натриевый, магниевый-натриево-кальциевый и натриевый состав (прил., табл. 20). Лед имеет отрицательную Se_{an} (0,38) и положительную Eu_{an} (1,74) аномалии (рис. 40). Наиболее высокие превышения выявлены для Sc в 56 раз, Mn в 22 раз, La в 9 раз. Сумма лантаноидов имеет корреляцию с содержанием Al, Cr, Fe, Cs, Bi (прил., табл. 21). С увеличением глубины в клиньях льда наблюдается: уменьшение доли Mg^{+2} от 12 до 4 %; увеличение минерализации и содержания I от 3 до 14 мкг/дм³.

В пластовых и клиновидных льдах в районе м. Марре-Сале количество солей сильно варьирует от ультрапресных до слабосолёных. Пластовые льды нижней залежи (от 23 до 455 мг/дм³, ср. знач. 155 мг/дм³) в среднем более минерализованы, чем пластовые льды верхней залежи (от 33 до 274 мг/дм³, ср. знач. 94 мг/дм³). Минерализация текстуробразующих льдов в таберальном комплексе варьирует от пресной до слабосоленой (166-472 мг/дм³), льдов в синкриогенных отложениях пресная (59-85 мг/дм³). Текстуробразующие льды наследуют распределения ионов из вмещающих отложений. Следовательно, минерализация льдов зависит от степени засоленности вмещающих отложений. Клиновидные льды в районе м. Марре-Сале по морфологическим признакам схожи с полигонально-жильным льдом, но имеют повышенную минерализацию (88 мг/дм³).

Пластовые льды нижней залежи зоны типичной тундры на Западном Ямале в районе м. Марре-Сале, залегающие в прибрежно-морских

¹ Классификационное название.

отложениях, имеют широкий диапазон изменения содержаний основных ионов. Состав в разной степени имеет морское влияние, в отличие от пресных пластовых льдов с хлоридно-натриевым составом нижней залежи о. Новая Сибирь [Иванова, 2012].

Соотношение ионов сильно варьирует вследствие сегрегационных процессов перераспределения ионов и разного источника поступления компонентов. По соотношению основных анионов пластовые льды нижней залежи имеют признаки морского влияния в большей степени, чем в пластовых льдах верхней залежи и клиновидных льдах. В пластовых льдах нижней залежи наблюдается корреляция ионов Cl^- , Na^+ , Mg^{+2} ($R^2 \sim 0,91-0,99$); HCO_3^- , K^+ , Ca^{+2} ($R^2 \sim 0,82-0,89$) с суммой ионов. В пластовых льдах верхней залежи наблюдается корреляция ионов Cl^- , Na^+ ($R^2 \sim 0,95-0,99$); HCO_3^- , SO_4^{-2} ($R^2 \sim 0,65-0,75$) с суммой ионов. Следовательно, морские соли имели большое влияние в формировании ионного состава; источником солей были отложения прибрежно-морского генезиса.

В отложениях таберального комплекса наблюдается корреляция ионов Cl^- , Na^+ , K^+ ($R^2 \sim 0,90-0,92$); SO_4^{-2} , Mg^{+2} ($R^2=0,59$) с суммой ионов. В составе анионов значительное влияние имеют ионы озерного происхождения (SO_4^{-2}).

В верхней залежи внизу состав ионов близок к составу растворов из оттаявших прибрежно-морских отложений, а вверху – к составу текстуробазующих льдов и водных вытяжек синкриогенных озерных отложений. В синкриогенных отложениях наблюдается корреляция ионов HCO_3^- , SO_4^{-2} , Na^+ , K^+ ($R^2 \sim 0,99-1,00$); Ca^{+2} , Mg^{+2} ($R^2 \sim 0,83-0,84$) с суммой ионов.

По корреляции ионов наблюдается сходство химического состава пластовых льдов и водорастворимых солей в отложениях, т.е. льды имеют внутригрунтовый генезис. Внизу залежи состав ионов близок к поровым растворам прибрежно-морских отложений, а вверху – к составу ионов вод талика. Верхние части штоков и лакколитов по составу более пресные, чем нижние. В водоносном талике при дальнейшем промерзании происходила

криогенная метаморфизация раствора – увеличивалась концентрация HCO_3^- , SO_4^{-2} и Ca^{+2} .

Клиновидные льды в районе м. Марре-Сале по соотношению основных ионов имеют наибольший диапазон вариаций состава. В этих льдах наблюдается корреляция ионов Cl^- , SO_4^{-2} , Na^+ ($R^2 \sim 0,93-0,95$), Mg^{+2} , K^+ ($R^2 \sim 0,76-0,83$) с суммой ионов.

В пластовых льдах нижней залежи сумма лантаноидов варьирует 0,12-5,51 мкг/дм^3 при среднем 1,05 мкг/дм^3 , что в среднем очень близко к ПЖЛ. Соотношение $L_{\text{La}}/T_{\text{La}}$ варьирует 0,54-9,38 при среднем 2,53.

В таберальном комплексе сумма подвижных форм лантаноидов 50-315 мкг/дм^3 при среднем 159 мкг/кг , соотношение лантаноидов 2,2-19,5 при среднем 7,9. В текстурообразующих льдах слоя 2 сумма лантаноидов 0,71 мкг/дм^3 , соотношение $L_{\text{La}}/T_{\text{La}}$ 7,41. Пластовые льды нижней залежи наследуют соотношение лантаноидов из вмещающих отложений.

В пластовых льдах верхней залежи сумма лантаноидов варьирует 0,18-1,54 мкг/дм^3 при среднем 0,70 мкг/дм^3 (меньше чем в ПЖЛ). Соотношение легких и тяжелых элементов варьирует 0,70-1,30 при среднем 0,90. Вода, сформировавшая пластовый лед верхней залежи, не наследует соотношение лантаноидов из синкриогенных отложений.

В синкриогенных отложениях (слой 3) сумма подвижных форм лантаноидов 47-130 мкг/кг при среднем 98 мкг/кг , что значительно меньше, чем в таберальном комплексе. Соотношение лантаноидов 1,71-3,25 при среднем 2,32. В текстурообразующих льдах слоя 3 сумма лантаноидов 2,72-3,03 мкг/дм^3 , соотношение 0,81-1,03. В клиновидных льдах варьирует 0,07-3,73 мкг/дм^3 при среднем 0,63 мкг/дм^3 . Соотношение легких и тяжелых элементов варьирует 0,55-6,06 при среднем 1,64.

Для пластовых льдов нижней залежи (0,03-0,85, среднее 0,52) и клиновидных льдах (0,07-1,04, среднее 0,38) характерна отрицательная $\text{Ce}_{\text{ан}}$. В отложениях таберального комплекса $\text{Ce}_{\text{ан}}$ отрицательная (0,01-0,13, среднее 0,01), в текстурообразующих льдах 0,01.

Для пластового льда верхней залежи Se_{an} сильно варьирует 0,24-0,98 (среднее 0,70). В текстурообразующих льдах Se_{an} варьирует слабо 0,95-1,09 (среднее 1,02) – эти значения схожи с Se_{an} в речных водах. В синкриогенных отложениях Se_{an} отрицательная (0,08-0,31, среднее 0,17). Для Se_{an} наблюдается наследование аномалии от вмещающих отложений пластовым льдам.

Для пластовых льдов нижней залежи Eu_{an} положительная варьирует от 0,8 до 3,5, среднее 1,5, в отложениях таберального комплекса от 2,6 до 6,4, среднее 4,5, в текстурообразующих $Eu_{an} = 15$. Для пластовых льдов верхней залежи Eu_{an} (0,7-2,5, среднее 1,1) залежи, клиновидных льдах (0,8-4,1, среднее 1,7). В синкриогенных отложениях (1,3-6,1, среднее 3,1), текстурообразующих 1,1. Для Eu_{an} наблюдается закономерное наследование аномалии от вмещающих отложений пластовым льдам.

По соотношениям I/Cl и Br/Cl пластовые, клиновидные и текстурообразующие льды ближе к речным водам, чем к морским.

Для пластовых льдов нижней залежи I/Cl в среднем $5,4 \times 10^{-4}$, в отложениях таберального комплекса $6,5 \times 10^{-5}$, текстурообразующих $4,1 \times 10^{-4}$. Для пластовых льдов верхней залежи I/Cl в среднем $6,8 \times 10^{-4}$, клиновидных льдах $4,4 \times 10^{-4}$, в синкриогенных отложениях $5,9 \times 10^{-5}$, в текстурообразующих льдах $1,8 \times 10^{-4}$. По соотношению I/Cl установлено обогащение I льдов относительно вмещающих отложений.

Для пластовых льдов нижней залежи соотношение Br/Cl в среднем $4,2 \times 10^{-3}$, в отложениях таберального комплекса $5,0 \times 10^{-3}$, текстурообразующих $4,4 \times 10^{-3}$. Для пластовых льдов верхней залежи в среднем $4,4 \times 10^{-3}$, клиновидных льдах $3,9 \times 10^{-3}$, в синкриогенных отложениях $8,6 \times 10^{-3}$, в текстурообразующих льдах $5,3 \times 10^{-3}$.

В пластовых льдах нижней залежи выявлена тенденция к накоплению $Cl, B, Sc, Mn, Br, Nb, Sn, I, La, Eu$. В текстурообразующих льдах в таберального комплекса выявлена тенденция к накоплению $Cl, B, Mn, Br, Sn, I, La, Eu$ – схожее распределение с пластовыми льдами верхней залежи.

В пластовых льдах верхней залежи выявлена тенденция к накоплению Cl, B, Sc, Mn, Br, Nb, Sn, Eu – распределение схожее с пластовыми льдами нижней залежи. В текстуробразующих льдах в синкриогенных отложениях выявлена тенденция к накоплению Sc, Ti, V, Fe, Co, Ni, Nb, Mo, Sn, лантаноидов. В клиновидных льдах выявлена тенденция к накоплению Sc, Mn, Eu - это отличает их от пластовых и текстуробразующих льдов.

3.3. Химический состав шлиров льда в торфянике южной тундры

В пределах хасыреев на Севере Пур-Тазовского междуречья в разрезе В8 (см. рис. 28, глава 2) изучены шлиры льда в торфе льда (рис. 42). Лёд имеет ультрапресный ($4,2 \text{ мг/дм}^3$) сульфатно-хлоридный, кальциевый состав (прил., табл. 11), отрицательную Se_{an} (0,61) и положительную Eu_{an} (1,11), соотношение L_{La}/T_{La} равное 0,99 (рис. 43). Микрокомпонентный состав обогащен Sc в 37; Fe в 35; Nb в 13; Sn в 9; лантаноидами в 2-8; Co, Cr, Mn, I в 2-4 раза (прил., табл. 12, рис. 44).

Шлиры льда в торфянике южной тундры по количеству солей ($4,2 \text{ мг/дм}^3$) схожи с минерализацией в ПЖЛ и в термокарстово-полостном льду. По соотношению ионов шлиры льда имеют идентичный гидрохимический состав с текстуробразующим льдом во вмещающем торфе. Химический состав шлиров льда отличается высоким содержанием сульфатов, поступающих в лед из торфа при инфильтрации дождевой воды.

Значение суммы лантаноидов ($0,78 \text{ мкг/дм}^3$) очень близкие к значению в текстуробразующем льду в торфе, но больше кларковых значений речных вод и больше содержаний в ПЖЛ и в термокарстово-полостном льду. Лёд имеет отрицательную Se_{an} , не связанную с морским влиянием, и положительную Eu_{an} вследствие сегрегационного льдообразования. Очень близкие значения аномалия выявлены во вмещающем торфе.



Рис. 42. Шлыры в торфе инфильтрационно-сегрегационного льда в полигональных торфяниках южной тундры (фото Тихонравовой Я.В.)

По соотношениям I/Cl и Br/Cl льды ближе к кларковым значениям речных вод, чем морских. Текстурообразующий лед во вмещающем ПЖЛ торфе сильно отличается вследствие разложения органического вещества.

Шлыры льда отличаются от ПЖЛ и термокарстово-полостного льда накоплением Sc, Fe, Nb, лантаноидов (рис. 44). Шлыры льда по содержаниям Sc, Fe, Nb, Sn, лантаноидов схожи с содержанием этих элементов в текстурообразующем льду в торфе (рис. 45).

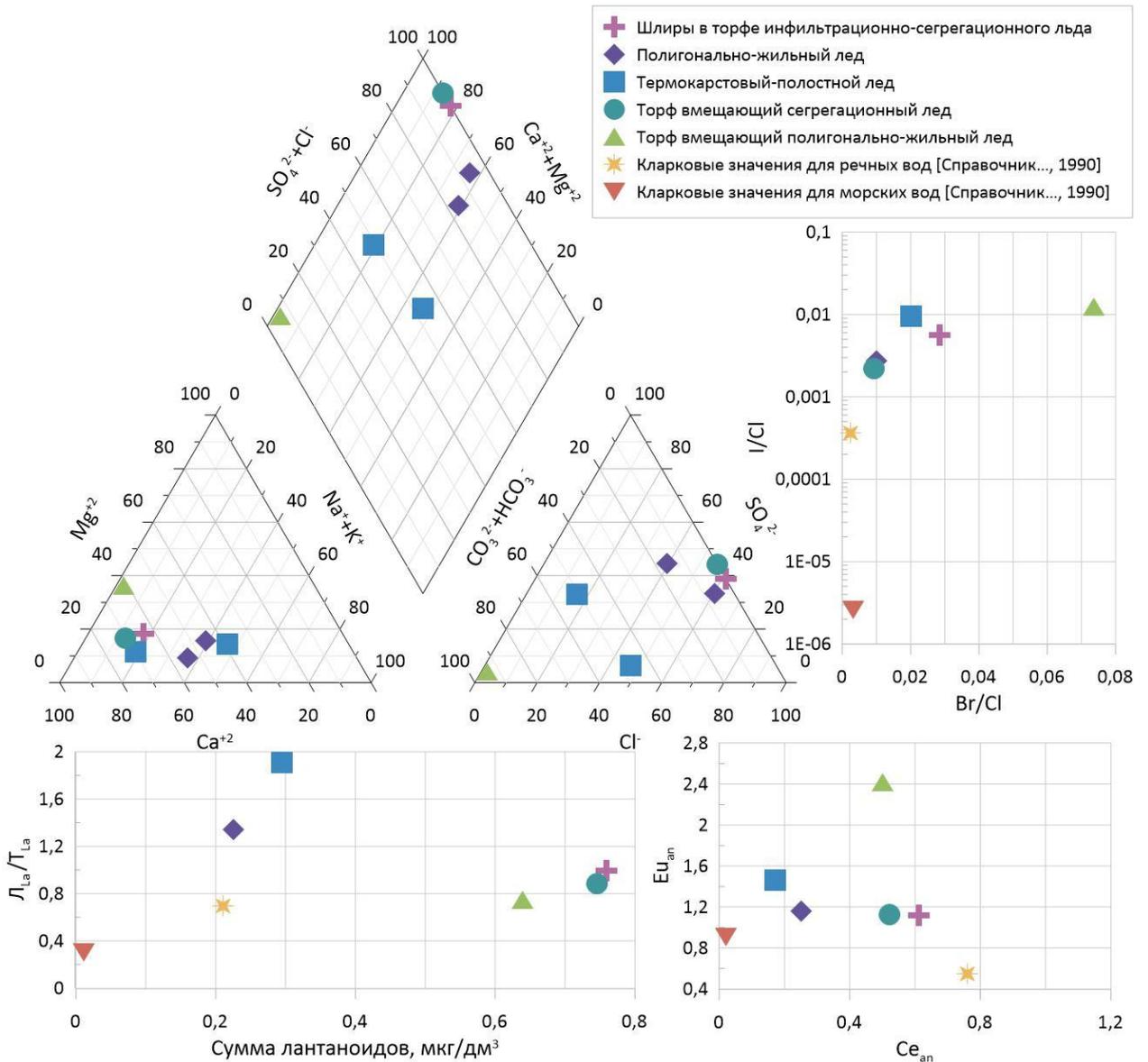


Рис. 43. Химический состав шлиров льда, ПЖЛ, термокарстово-полостного и текстурообразующего льда в торфянике зоны южной тундры (с. Газ-Сале); L_{La}/T_{La} – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Ce_{an} – цериевая аномалия

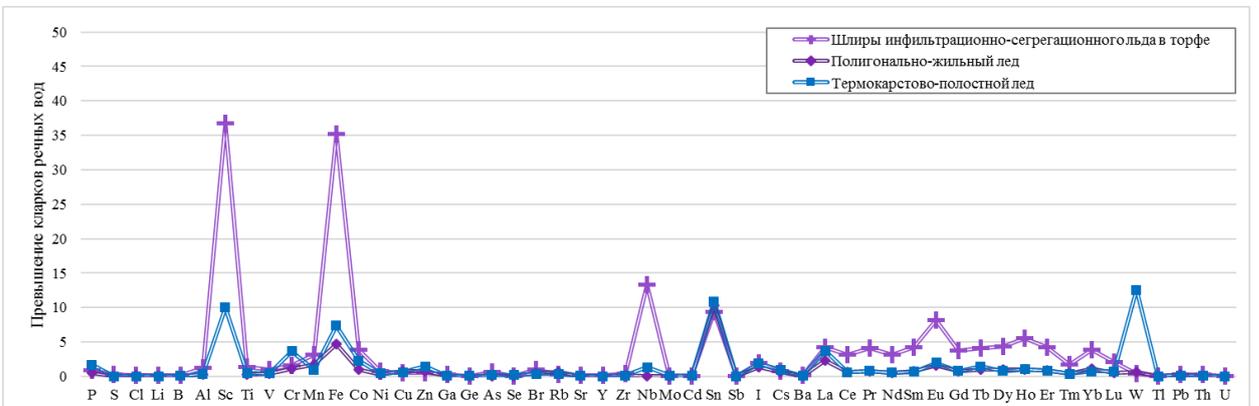


Рис. 44. Превышения содержаний микроэлементов в шлирах льда, ПЖЛ и термокарстово-полостном льду южной тундры (с. Газ-Сале) над кларками речных вод

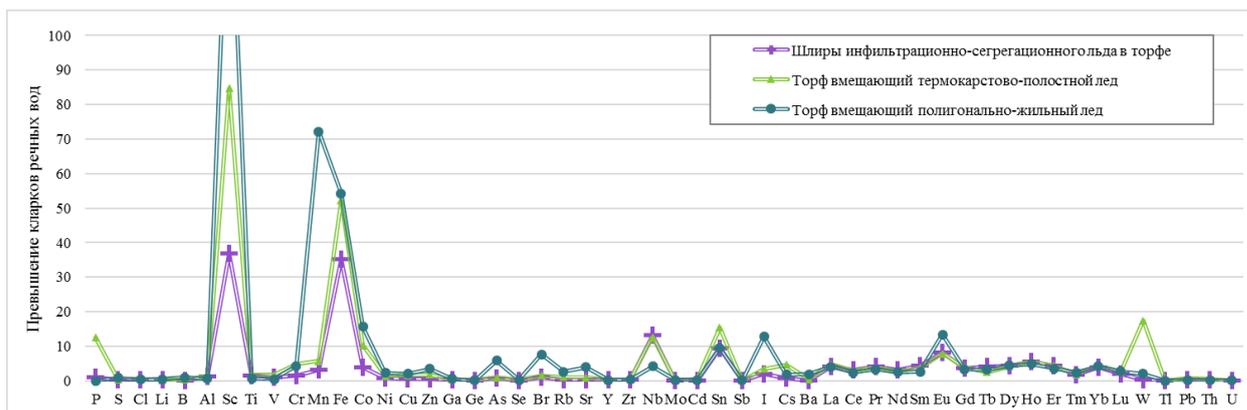


Рис. 45. Превышения содержаний микроэлементов в шлирах льда и текстурообразующем льду в торфе южной тундры (с. Газ-Сале) над кларками речных вод

3.4. Основные результаты анализа пластовых залежей льда

Химический состав пластовых льдов имеет большой диапазон вариаций минерализации от 4 до 455 мг/дм³ (от ультрапресного до слабосоленого), содержаний ионов и микроэлементов. Захороненные пластовые залежи в данной работе не выявлены (рис. 46).

В линзовидном пластовом льду на Севере Гыдана установлена повышенная концентрации ионов и микроэлементов на контакте лед – порода. Преобладающие ионы в линзовидном пластовом и текстурообразующих льдах совпадают. Следовательно, формирование линзовидного пластового льда сопровождалось миграцией вод к фронтам промерзания и концентрацией ионов в текстурообразующих льдах при эпигенетическом промерзании.

В пластовых льдах в районе м. Марре-Сале установлены большие вариациями концентраций ионов и микроэлементов по вертикали и латерали, выявлены отрицательная Ca_{eq} , положительная Eu_{an} аномалии, что обусловлено условиями льдообразования. Формирование пластового льда большой мощности сопровождалось миграцией вод подозерных таликов к фронту промерзания при эпигенетическом промерзании донных осадков.

В вертикальных штоках пластовых льдов в районе м. Марре-Сале выявлено перераспределение ионов и микроэлементов по вертикали и их связь с химическим составом вмещающих отложений. Формирование химического состава вертикальных штоков пластового льда происходило при промерзании таликов, смешанных инфильтрационных озерных вод и засоленных растворов

из оттаявших прибрежно-морских отложений, о чем свидетельствуют перераспределение ионов и микроэлементов по вертикали, отрицательная Se_{an} , положительная Eu_{an} .

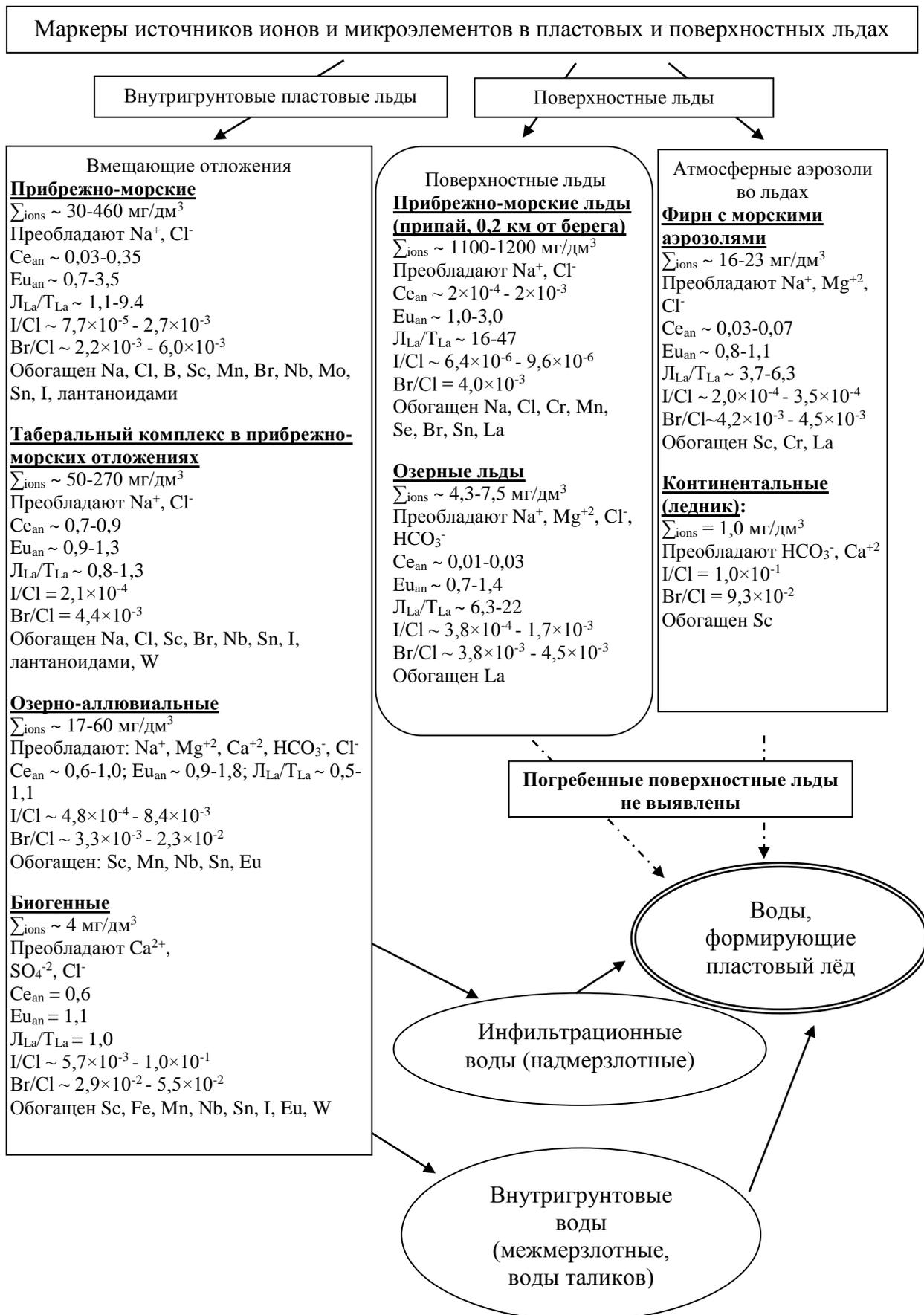


Рис. 46. Основные маркеры источников поступления ионов и микроэлементов в пластовых и поверхностных льдах и показатели химического состава льдов, сформированных преимущественно за счет одного источника поступления элементов: Σ_{ions} – сумма ионов, La/Ta – соотношение легких и тяжелых лантаноидов; Eu_{an} – европиевая аномалия, Ce_{an} – цериевая аномалия; указаны микроэлементы, превышающие кларки речных вод более чем в 5 раз

В составе шпиров льда, залегающих в органическом горизонте, выявлено преобразование ионного и микроэлементного состава в результате взаимодействия с вмещающим торфом.

Выводы по главе 3

Сравнительный анализ условий залегания, ионного и микроэлементного состава выявил, что основными источниками химического состава пластовых льдов, изученных на ключевых участках Карского моря, являлись вмещающие отложения

Выше изложенное обосновывает второе защищаемое положение:

Пластовые льды Западного Ямала и Севера Гыдана отличаются большими вариациями концентраций ионов и микроэлементов по вертикали и латерали, что обусловлено условиями льдообразования. По содержанию и корреляциям ионов и аномалиям лантаноидов наблюдается сходство состава пластовых льдов и водорастворимых солей в отложениях, что подтверждает их внутригрунтовый генезис. Особенности химического состава унаследованы пластовыми льдами от вмещающих отложений при их формировании, что отражено в повышенной концентрации ионов и микроэлементов на контакте лед – порода за счет миграции влаги.

Заключение

Закономерности формирования геохимического состава необходимы для определения генезиса подземных льдов. Предложена методика интерпретации данных ионного и микроэлементного состава льда и воды; водорастворимых, подвижных, валовых форм элементов в породах. Программы обработки геохимических данных на основе статистических параметров и парного корреляционно-регрессивного анализа, выявил аномалии, распределение ионов, микроэлементов в льдах разного генезиса.

Прибрежно-морской и озерный льды наследуют соотношение ионов исходной воды. На химический состав фирнизированного снега, покрывающего озерный лед на Западном Ямале, влияли морские аэрозоли, обогащая состав ионами натрия и хлора, а также микроэлементами.

В голоценовых и неоплейстоценовых ПЖЛ севера Западной Сибири установлены различия в накоплении микроэлементов в зависимости от источников поступления компонентов. Химический состав ПЖЛ отличается от текстурообразующих льдов в первую очередь более низкими концентрациями химических элементов.

На микроэлементный состав льдов, в т.ч. лантаноидов влияет органическое вещество, сорбирующее многие микроэлементы. Незначительная глубина сезонного оттаивания мерзлых грунтов при образовании ПЖЛ препятствует разбавлению микроэлементов поверхностными водами на термодинамическом геохимическом барьере, что и создает условия для их концентрирования во льдах.

На химический состав ПЖЛ ключевых участков Карского региона, имели влияние морские или континентальные аэрозоли и надмерзлотные воды. Отрицательная цериевая аномалия является результатом влияния: морских аэрозолей в составе атмосферных осадков в районах, расположенных вблизи Карского моря; надмерзлотных вод, выщелачивающих морские отложения; биогенного перераспределения лантаноидов в торфе. В голоценовых ПЖЛ, формирующихся в полигональных торфяниках, по

соотношениям I/Cl и Br/Cl, отрицательной цериевой аномалии выявлено биогенное концентрирование и перераспределение микроэлементов. Положительная европиевая аномалия в ПЖЛ является показателем попадания частиц грунта в морозобойную трещину с надмерзлотными или поверхностными водами.

Пластовые льды Западного Ямала и севера Гыдана от ультрапресного до слабосоленого состава обогащены относительно кларков речных вод микроэлементами в результате их перехода из вмещающих отложений при внутригрунтовом льдообразовании. Выявлена зависимость химического состава пластовых льдов и водорастворимых соединений в отложениях.

В линзовидном пластовом льду на Севере Гыдана установлена повышенная концентрации ионов и микроэлементов на контакте льда с вмещающими отложениями. При этом преобладающие ионы в линзовидном пластовом льду и текстурообразующих льдах совпадают. Формирование линзовидного пластового льда сопровождалось вытеснением солей в текстурообразующие льды во вмещающих отложениях, при этом преобладающие ионы не изменялись.

Пластовые льды Западного Ямала наследуют ионный и микроэлементный состав, а также отрицательная цериевая и положительная европиевая аномалии из вмещающих отложений. Пластовые льды отличаются большими вариациями концентраций ионов и микроэлементов по вертикали и латерали, что обусловлено условиями льдообразования. Вариациями концентраций ионов и микроэлементов обусловлены миграцией воды к фронту промерзания при эпигенетическом промерзании водонасыщенных отложений. В вертикальных штоках пластовых льдов Западного Ямала выявлено перераспределение ионов и микроэлементов по вертикали. Установлена связь химического состава вертикальных штоков пластового льда и вмещающих отложений. Пластовые льды отличаются в сто раз более высокими концентрации ионов и микроэлементов, чем ледниковый лед Полярного Урала, но имеют более низкие концентрации ионов натрия и хлора,

чем прибрежно-морские льды, что указывает на внутригрунтовый генезис пластовых льдов.

Из анализа спектров распределений микроэлементов в изученных типах подземных льдов установлены маркеры источников поступления ионов и микроэлементов в полигонально-жильные и пластовые льды.

Изложенное в 2, 3 главах и заключении обосновывает третье защищаемое положение:

Установлены различия в распределении ионов и микроэлементов в разных типах льда: полигонально-жильных, пластовых, прибрежно-морских, озерного и ледникового льдах. Пластовые льды Западного Ямала отличаются значительно более высокими концентрациями ионов и микроэлементов, чем ледниковый лед Полярного Урала, что подтверждает их внутригрунтовый генезис.

Список литературы

1. Алексеева Л.П., Алексеев С.В. Геохимия подземных льдов, соленых вод и рассолов Западной Якутии. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2019. – 214 с.
2. Анисимова Н.П. Методы гидрогеохимии в мерзлотоведении. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО РАН, 2004. – 77 с.
3. Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. – 152 с.
4. Анисимова Н.П. Формирование подземных вод таликов на примере Центральной Якутии. М.: Наука, 1971. – 195 с.
5. Анисимова Н.П., Роговская Л.Г. Изменение химического состава озерного льда во времени // Озера криолитозоны Сибири Новосибирск: Наука, 1974. С 128–137.
6. Бабкин Е.М., Хомутов А.В., Дворников Ю.А., Хайруллин Р.Р., Бабкина Е.А. Изменение рельефа торфяника с вытаявающим полигонально-жильным льдом в северной части Пур-Тазовского междуречья // Проблемы региональной экологии, 2018, №4. С. 115–119.
7. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли / М.: Наука, 1985. – 224 с.
8. Брушков А.В. Засоленные многолетнемерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства // Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах. М., Эпоха, 2007. с. 4–33.
9. Буданцева Н.А., Васильчук Ю.К. Геохимический состав голоценовых повторно-жильных льдов Южного и Центрального Ямала // Арктика и Антарктика, 2017, № 1. с. 1–22.
10. Бутаков В.И., Слагода Е.А. Связь химического состава с условиями формирования линзовидного пластового льда в аллювиальных отложениях на севере п-ва Гыдан // Материалы всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». Иркутск: ИЗК СО РАН. 2021. С. 55–57.

11. Бутаков В.И., Тихонравова Я.В. Гидрохимия поверхностных вод и подземных льдов полуострова Гыдан // Сборник тезисов докладов XX науч.-практич. конф. молодых ученых и специалистов «Проблемы развития газовой промышленности». Тюмень. 2018. С. 17–18.
12. Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Слагода Е.А. Закономерности формирования геохимического состава подземных льдов и отложений на севере полуострова Гыдан // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ, 2018б. № 5 (131). С. 30–40.
13. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В. Микроэлементный состав и кристаллическая структура сезонных льдов в районе м. Марре-Сале // Материалы всероссийской конференции с международным участием «Устойчивость природных и технических систем в криолитозоне». Якутск: ИМЗ СО РАН. 2020. С. 69–72.
14. 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.org/10.21782/KZ1560-7496-2020-5(29-44)
15. Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В., Опокина О. Л., Томберг И.В., Жученко Н.А. Гидрохимический состав и редкоземельные элементы в полигонально-жильных льдах ключевых районов криолитозоны Карского региона // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2020, т. 331, № 2. С. 78-91. doi: 10.18799/24131830/2020/2/2483.
16. Бутаков В.И., Слагода Е.А. Криогенное концентрирование и миграционная способность элементов при формировании подземных льдов // Материалы международной научно-практической конференции. «Арктика: современные подходы к производственной и экологической безопасности в нефтегазовом секторе». Тюмень: ТИУ. 2020. 2 т. С. 47–50.
17. Бутаков В.И. Техногенное загрязнение полигонально-жильных и сезонных льдов севера Западной Сибири // Материалы Национальной научно-

- практической конференции «Нефть и газ: технологии и инновации». Тюмень: ТИУ. 2019. т. 2. С. 12–14.
18. Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. О находках сильноминерализованных повторно-жильных льдов // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1984. – № 8. – С. 129–134.
19. Васильчук Ю.К. Гомогенные и гетерогенные пластовые ледяные залежи в многолетнемерзлых породах // Криосфера Земли. 2011. Т. 15. №1. С. 40–51.
20. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук Д.Ю. — Тяжелые металлы и микроэлементы в позднеплейстоценовых повторно-жильных льдах Северной Якутии // Арктика и Антарктика. – 2017. – № 1. – С. 23 - 34. DOI: 10.7256/2453-8922.2017.1.22232
21. Васильчук Дж.Ю., Васильчук Ю.К. Микроэлементы в позднеплейстоценовых ледяных жилах Батагайки // Сборник докладов расширенного заседания научного совета по криологии Земли РАН "Актуальные проблемы геофизиологии" с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов. МГУ имени М.В. Ломоносова, 15-16 мая 2018 г. Том 1. М.: "КДУ" Университетская книга. 2018. С. 253–259.
22. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Минерализация повторно-жильных льдов как индикатор смены ландшафтов. Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2016;(6):96-103.
23. Васильчук Ю.К. Геохимический состав подземных льдов севера Российской Арктики // Арктика и Антарктика, 2016, № 2, с. 99–115.
24. Васильчук Ю. К., Котляков В. М. Основы изотопной геофизиологии и гляциологии: учеб. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. – 616 с.
25. Васильчук Ю.К. Пластовые ледяные залежи в пределах Бованенковского ГКМ, Центральный Ямал // Инженерная геология, ПНИИС, М., 2010, № 3, с. 50–67
26. Волкова В.П., Романовский Н.Н. О химическом составе подземных льдов в четвертичных отложениях южной части Яно-Индибирской низменности // Проблемы криолитологии: Вып 4, МГУ, М., 1974, с. 199–208.

27. Втюрин Б.И. Залежеобразующие подземные льды в низовьях Енисея. Труды ПНИИИС, т. XVIII, Москва, 1972. – С. 175-182.
28. Втюрин Б.И., Втюрина Е.А. Генетическая классификация подземных льдов. В сб.: Мерзлотные исследования. Изд.МГУ. Вып. IX, 1969, с.165-167.
29. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. – 215 с.
30. Геокриология СССР. Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 454 с.
31. Геокриологические условия Западно-Сибирской газоносной провинции / Под ред. Е.С. Мельникова. – Новосибирск: Наука, 1983. – 199 с.
32. Гигиенические нормативы ГН 2.1.5.1315-03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования. – 2003. (Постановление Главного государственного санитарного врача РФ от 30 апреля 2003 г. N 78 "О введении в действие ГН 2.1.5.1315-03").
33. Гигиенические нормативы ГН 2.1.7.2041-06. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве (Постановление Главного государственного санитарного врача РФ от 23 января 2006 года N 1 "О введении в действие гигиенических нормативов ГН 2.1.7.2041-06").
34. Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием)// Тр. Соляной лаб. АН СССР М., Изд-во АН СССР, 1937, вып. 15, ч. 1, с. 5- 24.
35. Голобокова Л.П., Полькин В.В., Кабанов Д.М., Терпугова С.А., Чернов Д.Г., Чипанина Е.В., Ходжер Т.В., Нецветаева О.Г., Панченко М.В., Сакерин С.М. Исследования атмосферного аэрозоля в арктических районах России // Лед и снег. – 2013. – Т. 53. – № 2. – С. 129-136.
36. Голобокова Л.П., Маринайте И.И., Филиппова У.Г., Чипанина Е.В., Доля-Лопатина И.Н., Ходжер Т.В. Исследование аэрозолей в приповерхностной атмосфере района р. Енисей и шельфа Карского моря в августе - сентябре 2009 г. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 06. С. 513-517.

37. Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). Карта плиоцен-четвертичных образований, масштаб: 1:1 000 000 / Редакторы: Г.И. Колотушкина Н.Ю. Смирнова. СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2000.
33. Гречищев С.Е. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М., Недра, 1980, – 382 с.
38. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М., ГЕОС, 2002, 246 с.
39. Дубиков Г.И. Геокриологический словарь / Под ред. В.В. Баулина и В.Э. Мурзаевой. М., ГЕОС, 2003, 140 с.
40. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане // Литология и полез. ископаемые, 2004, № 4, с. 339–358.
41. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / отв. ред. И.И. Волков. М., Наука, 2006, 360 с.
42. Дубиков Г.И., Корейша М.М. Ископаемые инъекционные льды на пол1983уострове Ямал // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1964. № 5. С. 58–65.
43. Дэвис Дж.С. Статистический анализ в геологии, М.: Недра, 1990, 319 с.
44. Дэвис Дж.С. Гидрогеология. Том 2. М.: МИР, 1970, 253 с.
45. Иванов А.В. Теория криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов. М., ВИНТИ, 1987, 234 с.
46. Иванова В.В. Геохимические особенности спектров редкоземельных элементов в отложениях Восточной Сибири как новый индикатор изменения климата позднего плейстоцена в зоне перигляциального литогенеза: диссертация ... доктора геолога-минералогических наук: 25.00.09 / Варвара Викторовна Иванова, Санкт-Петербург, 2019, 492 с.
47. Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 1, с. 56–70.
48. 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.
49. Карта «Природных комплексов севера Западной Сибири» масштаба 1:1000000. М. 1991
50. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2500 / Сост. ФГУП «ВСЕГЕИ»; ред. О. В. Петров, А. Ф. Морозов. – 2014.
51. Кирюхин В.А., Коротков А.И., Павлов А.Н. Общая гидрогеология. – Л.: Недра, 1988. – 359 с.
52. Комаров И.А., Волков Н.Г. Методика прогноза температурного режима и водно-ионного состава засоленных пород и криопэгов / Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах / Отв. ред. академик В.П. Мельников, М., Эпоха, 2007, с. 146–183.
53. Колесников Е.М., Колесникова Н.В. Признаки кометного вещества на месте тунгусского падения 1908 г // Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы. 2010., т. 44. № 2, с. 123–134.
54. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М., Научный мир, 2010, 352 с.
55. Корзун А.В. Закономерности формирования геохимического состава наземных и подземных льдов Севера Евразии: диссертация ... кандидата географических наук: 04.00.07 / Корзун Алексей Викторович, Москва, 1985, 233 с.
56. Котляков В.М., Гордиенко Г.Г. Изотопная и геохимическая гляциология. Л., Гидрометеиздат, 1982, 288 с.
57. Кремлева, Т.А. Геохимические факторы устойчивости водных систем к антропогенным нагрузкам: диссертация ... доктора химических наук: 25.00.09 / Кремлева Татьяна Анатольевна, Москва, 2015, 260 с.
58. Курчатова А.В., Рогов В.В. Формирование геохимических аномалий при миграции углеводородов в криолитозоне Западной Сибири // Лёд и Снег. – 2018. – Т. 58. – № 2. – С. 199-212.

59. Манасыпов Р. М., С. Н. Кирпотин, О. С. Покровский, Л. С. Широкова. Особенности элементного состава озерных вод и макрофитов термокарстовых экосистем субарктики Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. Биология, 2012, № 3 (19), с. 186–198.
60. Матусевич В.М., Ковяткина Л.А. Нефтегазовая гидрогеология Западно-Сибирского мегабассейна: учеб. пособие / Тюмень: ТюмГНГУ, 2010. ч. 2, 108 с.
61. Методы геокриологических исследований / под. ред. Э.Д. Ершова. – М.: МГУ им. М.В. Ломоносова, 2004. – 511 с.
62. Нерсесова З.А. Влияние обменных катионов на миграцию воды и пучение грунтов при промерзании. / Исследования по физике и механике мерзлых грунтов. М., АН СССР, вып. 4, 1961, с. 22–52.
63. Опокина О.Л., Слагода Е.А, Курчатова А.Н. Стратиграфия разреза «Марре–Сале» (Западный Ямал) с учётом новых данных радиоуглеродного анализа // Лед и снег, 2015, т. 55, № 4, с. 87–94.
64. Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене – голоцене: диссертация ... кандидата геол.-минерал. наук: 25.00.08 / Облогов Глеб Евгеньевич, Тюмень, 2016, 184 с.
65. Опокина О.Л., Слагода Е.А., Томберг И.В., Суслова М.Ю., Фирсова А.Д., Ходжер Т.В., Жученко Н.А. Колебания уровня моря и их отражение в составе и строении полигонально-жильных льдов в низовьях Енисея // Лёд и Снег. – 2014. – № 2 (126). – С. 82–90.
66. Ошкин И.Ю. Микробные агенты окисления метана в холодных сипах осадков северных рек. Автореф. дисс... канд. биолог. наук. М., 2017. 24 с.
67. Охотин В. В. Грунтоведение. – СПб.: Центр генетического грунтоведения, 2008. – 256 с
68. Пекедова Е.М. Биогеохимические особенности территории Ямала и их влияние на здоровье населения / Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах. М., Эпоха, 2007, с. 90–123.

69. Попов А. И. Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М.: Изд-во МГУ, 1967.
70. Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринавичюс К.С., Федоров-Давыдов Д.Г., Холодов А.Л., Щербакова В.А., Гиличинский Д.А. Метан в вечномёрзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. 2006. № 3. С.23–41.
71. Ривкин Ф.М., Иванова Н.В., Кузнецова И.Л. Засоленные мерзлые грунты и криопэги полуострова Ямал и прибрежной зоны шельфа Карского моря/ Проблемы строительства на засоленных мерзлых грунтах. М., Эпоха, 2007, с. 34–43.
72. Рогов В. В. Основы криогенеза (учебно-методическое пособие) / Сибирское отделение Российской академии наук, Тюменский науч. центр, Московский гос. ун-т им. М. В. Ломоносова. – Новосибирск: Гео, 2009. – 203 с.
73. Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Шилова О.С. Стратиграфия рыхлых отложений в формировании рельефа Западного Ямала в позднем плейстоцене–голоцене // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск, СО РАН, 2009. с. 505–508.
74. Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны / Под ред. В. А. Всеволожского, М., МГУ, 1983, 232 с.
75. Рудмин М.А., Мазуров А.К., Рубан А.С., Усольцев Д.Г. Условия формирования пирротина и грейгита в породах Бакчарского месторождения, Западная Сибирь // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 4. – С. 94–107.
76. Савельев Б. А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. Изд. МГУ, 1963. 541 с.
77. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. М., МГУ, 1980, 280 с.

78. Семенец Е.С., Свистов П.Ф., Талаш А.С. Химический состав атмосферных осадков. Российского Заполярья // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 3. – С. 27–36.
79. Слагода Е.А., Ермак А.А. Дешифрирование экзогенных процессов типичных тундр полуострова Ямал на примере территории района среднего течения р. Юрибей // Вестн. Тюм. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле, 2014, № 4. – С. 28–38.
80. Слагода Е.А., Мельников В.П., Опокина О.Л. Повторно–инъекционные штоки льда в отложениях Западного Ямала // Доклады академии наук, 2010, т. 432, № 2, с. 264–266.
81. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и разновидности подземных льдов в верхнелепистоцен–голоценовых отложениях Западного Ямала (мыс Марре–Сале) // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, №2, с. 9–22.
82. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Курчатова А.Н., Нарушко М.В. Первые результаты и перспективы комплексных исследований мерзлых толщ морских равнин в районе оз. Сохонто, Центральный Ямал // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. Салехард. 2015. № 2 (87). – С. 95-100.
83. Слагода Е.А., Нарушко М.В., Преис Ю.И., Опокина О.Л., Курчатова А.Н. Реконструкция развития термокарста в районе озера Сохонто (Центральный Ямал) в позднем лепистоцене-голоцене по криолитологическим и ботаническим данным // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 20. – № 4. – С. 59–68.
84. Слагода Е.А., Симонова Г.В., Тихонравова Я.В., Кузнецова А.О., Попов К.А., Орехов П.Т. Радиоуглеродное датирование многолетнемерзлых отложений острова Белый, Карское море // Криосфера Земли. – 2018. – Т. 22. – № 4. – С. 3–14.
85. Слагода Е.А., Тихонравова Я.В., Бутаков В.И., Опокина О.Л. Проблемы полевых исследований пластовых льдов в разрезах многолетнемерзлой толщи

- м. Марре-Сале Западного Ямала (итоги 2008-2019 гг.) // Тезисы докладов всероссийской научной конференции «Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях». Сочи. 2019. С. 61–62.
86. Соломатин В.И. Геокриология: подземные льды: учеб. Пособие для бакалавриата и магистратуры / В.И. Соломатин. 2 изд., испр. и доп. – М.: Изд-во Юрайт, 2017. – 346 с.
87. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / под ред. А.П. Соловова, М.: Недра, 1990, 335 с.
88. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Слагода Е.А., Опокина О.Л., Облогов Г.Е. Полигонально-жильные льды на острове Сибирякова (Карское море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2012а, № 3, с. 57–63.
89. Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена - голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2012б. – № 72. – С. 28–59.
90. 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 (122). с. 83–92.
91. Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О. Криогеохимическая взаимосвязь пластовых льдов, криопэггов и вмещающих их отложений Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2002. т. VI. № 3. с. 15–24.
92. Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Галеева Э.И., Курчатова В.В. Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лёд и Снег, 2017, т. 57, № 4. С. 553-564.
93. Тихонравова Я.В. Особенности строения полигонально-жильных льдов севера Гыданского полуострова и Пур-Тазовского междуречья: диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.08 / Тихонравова Яна Витальевна, Тюмень, 2019, 126 с.

94. 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.
95. Тихонравова Я.В., Лупачёв А.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Кузнецова А.О., Бутаков В.И., Симонова Г.В., Таратунина Н.А., Муллануров Д.Р. Строение и формирование ледогрунтовых жил второй озёрно-аллювиальной террасы на севере Гыдана в позднем неоплейстоцене–голоцене // Лёд и Снег. – 2019. – т. 59. – № 4, с. 557–570.
96. Толстихин Н.И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Госгеолиздат, М. - Л., 1941.
97. Томберг И.В., Фирсова А.Д., Сороковикова Л.М., Сезько Н.П., Погодаева Т.В., Ходжер Т.В. Химический состав вод и фитопланктон Гыданской губы (Карское море) // Криосфера Земли. – 2011. – Т. XV, № 4. – С. 103–106.
98. Третьякова Е.И. Ильина Е.Г. Бурлуцкая Е.В. Фосфор в донных отложениях водных экосистем // Известия Алтайского государственного университета, 2010. № 3–2 (67), с. 182-185.
99. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Кашперюк П.И. О температурах многолетнемёрзлых пород Гыданского полуострова // Природные условия Западной Сибири. Вып. 7, 1979. – С. 102-111.
100. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические условия Гыданского полуострова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 212 с
101. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1987. – 219 с.
102. Трофимов В. Т., Васильчук Ю. К. Синкриогенные повторно–жильные и пластовые льды в плейстоценовых отложениях севера Западной Сибири // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический, 1983, т. 58, № 4, с. 113–121.

103. Фотиев С.М. Арктические торфяники Ямало-Гыданской провинции Западной Сибири // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 5. – С. 3-15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(3-15).
104. Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно–солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли, 1999, т. III, № 2, с. 40–65
105. Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты) / науч. ред. В. П. Мельников, Новосибирск : Гео, 2009, 277 с.
106. Фотиев С.М. Химический состав и генезис воды, сформировавшей повторно-инъекционные пластовые льды на площади Бованенковского месторождения // Криосфера Земли. – 2012. – №3 с. 3-28.
107. Хименков А.Н., Брушков А.В. Введение в структурную криологию, М., Наука, 2006, 279 с.
108. Хименков А. Н., Брушков А. В. Океанический криолитогенез, М., Москва, 2003, 335 с.
109. Хименков А. Н. Формирование пластовых залежей подземных льдов в прибрежно – морских осадках // Мерзлые породы и криогенные процессы. М., Наука, 1991, с. 89–94.
110. Ходжер, Т.В. Исследование состава атмосферных выпадений и их воздействия на экосистемы байкальской природной территории : автореферат дис. ... доктора географических наук : 25.00.30 / Ходжер, Тамара Викторовна, Москва, 2005. - 44 с.
111. Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Тихонравова Я.В., Хайруллин Р.Р., Дворников Ю.А., Бабкина Е.А., Каверин Д.А., Губарьков А.А., Слагода Е.А., Садуртдинов М.Р., Судакова М.С., Королёва Е.С., Кузнецова А.О., Факашук Н.Ю., Сощенко Д.Д. Комплексные исследования криолитозоны северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья // Научный вестник ЯНАО, 2019, т. 102, № 1. – С. 54-64.
112. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. – 198 с.

113. Хотинский Н.А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. – С. 12–17.
114. Шатров В.А., Войцеховский Г.В., Белявцева Е.Е. Литологические и геохимические особенности пород Нельгесинской свиты (Адычанский стратиграфический район, Республика Саха–Якутия) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. Геология, 2004, № 2, с. 79–88.
115. Шатров В.А. Лантаноиды как индикаторы обстановок осадкообразования (на основе анализа опорных разрезов протерозоя и фанерозоя Восточно-Европейской платформы) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва. 2007. – 36 с
116. Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Kononov A.M. Trace elements and rare earth elements in ground ice in kimberlites and sedimentary rocks of Western Yakutia // Cold Regions Science and Technology. – 2016. – Т. 123. – С. 140–148.
117. Elderfield H. The oceanic chemistry of the rare earth elements // Phil. Trans. R. Soc. London A. – 1988. – V. 325. – P. 105–126.
118. Fee J.A., Gaudette H.E., Lyons W.B., Long D.T. Rare earth element distribution in the Lake Tyrrell groundwaters, Victoria, Australia // Chem. Geol. – 1992. – V. 96. – P. 67–93.
119. Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1984. – V. 48. – № 12. – P. 2469–2482.
120. Gosselin D.G., Smith M.R., Lepel E.A., Laul J.C. Rare earth elements in chloride-rich groundwater, Palo Duro Basin, Texas, USA // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1992. – V. 56. – P. 1495–1505.
121. Goecke, F., Jerez, C. G., Zachleder, V., Figueroa, F. L., Bišová, K., Řezanka, T., & Vítová, M. Use of lanthanides to alleviate the effects of metal ion-deficiency in *Desmodesmus quadricauda* (Sphaeropleales, Chlorophyta) [Электронный

- ресурсы] // *Frontiers in Microbiology*. – 2015. – V. 6. – Режим доступа: <https://www.ncbi.nlm.nih.gov/pmc/articles/PMC4309186/>.
122. Harlov D. E., Andersson U.B., Forster H.-J., Nystrom J.O., Dulski P., Broman C. Apatite–monazite relations in the Kiirunavaara magnetite–apatite ore, northern Sweden // *Chemical Geology*. – 2002. – V. 191. – P. 47–72.
123. Johannesson K.H., Stetzenbach K.J., Hodge V.F. Rare earth elements as geochemical tracers of regional groundwater mixing // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1997. – V. 61. – № 17. – P. 3605–3618.
124. Kato Y., Ohta I., Tsunematsu T. et al. Rare earth element variations in Mid-Archean banded iron formations: implications for the chemistry of ocean and continent and plate tectonics // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1998. – V. 62. – № 21/22. – P. 3475–3497.
125. Kucera, J., Cempirek J., Dolnicek Z., Muchez, Ph., Prochaska W. "Rare Earth Elements and Yttrium Geochemistry of Dolomite from Post-Variscan Vein-type Mineralization of the Nizky Jesenik and Upper Silesian Basins, Czech Republic // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2009. – 103. – № 2. – P. 69-79
126. Kuznetsova A., Afonin A., TikhonravovaYa., Narushko M., Slagoda E. Dynamic of biotopes of Late Pleistocene and Holocene from northern tundra of Gydan of Western Siberia // the 5th European Conference on Permafrost (EUCOP 2018) – Book of Abstracts, 23th June - 1st July 2018. – P. 289-290.
127. Laukert, G., Frank, M., Bauch, D., Hathorne, E.C., Rabe, B., von Appen, W.-J., Wegner, C., Zieringer, M., Kassens, H. Ocean circulation and freshwater pathways in the Arctic Mediterranean based on a combined Nd isotope, REE and oxygen isotope section across Fram Strait // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2017. – V. 202. – P. 285–309.
128. Mazurek M., Paluszkiewicz R., Rachlewicz G., Zwoliński Z. Variability of Water Chemistry in Tundra Lakes, Petuniabukta Coast, Central Spitsbergen, Svalbard // *The Scientific World Journal*. – 2012. – Article ID 596516. – 13 p.

129. Piper D. Z., Bau M. Normalized rare earth elements in water, sediments, and wine: identifying sources and environmental redox conditions // *American Journal of Analytical Chemistry*. – 2013. – V. 4. – P. 69–83.

130. Petrosino, P., Sadeghi, M., Albanese, S., Andersson, M., Lima, A., De Vivo, B. REE contents in solid sample media and stream water from different geological contexts: Comparison between Italy and Sweden. *Journal of Geochemical Exploration*. – 2013. – V. 133. – P. 176-201.

131. Turetta C., Zangrando R., Barbaro E., Gabrieli J., Scalabrin E., Zennaro P., Gambaro A., Toscano G., Barbante C. Water-soluble trace, rare earth elements and organic compounds in Arctic aerosol // *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*. – 2016. – V. 27. – P. 95–103.

132. Vasil'chuk Y.K., Kurchatova A.N., Budantseva N.A., Rogov V.V., Chizhova Ju.N. Variations of stable oxygen and hydrogen isotopes in the ice core of the pingo (southern part of gydan peninsula // *Doklady Earth Sciences*. — 2019. — Vol. 488, no. 1. — P. 1137–1141.

Приложение

Таблицы геохимического состава подземных льдов

Таблица 1. Значения кларков и микроэлементный состав сезонных льдов и поверхностных вод Ямала

Образец		Элемент													
		P	S	Cl	Li	Be	B	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co
		мг/дм ³			мкг/дм ³										
Озерный лед, верхняя часть, оз. Сюртав-Малто.	мин.	0,05	1,5	7,1	0,42	0,002	10,1	28,0	<0,032	0,92	0,37	0,7	6,8	38,9	0,10
	макс.	0,08	5,5	9,4	0,58	0,007	17,4	42,7	0,12	1,90	0,73	65,8	8,4	66,8	0,16
	средн.	0,06	2,7	7,9	0,51	0,004	14,3	32,5	0,12	1,32	0,50	17,0	7,5	48,0	0,13
Озерный лед, нижняя часть, оз. Сюртав-Малто	мин.	0,03	0,9	0,8	0,06	0,001	2,8	18,1	<0,032	0,59	0,16	0,3	3,8	19,5	0,06
	макс.	0,08	2,1	2,4	0,15	0,004	6,0	23,0	<0,032	0,82	0,27	0,5	4,9	30,3	0,09
	средн.	0,05	1,5	1,5	0,11	0,002	4,4	21,1	<0,032	0,68	0,20	0,4	4,5	24,8	0,08
Морской лед в 0,2 км от берега	мин.	0,59	47,7	579	6,0	0,007	161	<14,4	<0,032	3,6	4,2	12,5	52,4	96,9	0,22
	макс.	0,78	48,9	645	6,7	0,007	185	<14,4	<0,032	4,1	4,5	13,7	66,4	101,0	0,24
	средн.	0,68	48,3	612	6,3	0,007	173	<14,4	<0,032	3,9	4,4	13,1	59,4	99,0	0,23
Морской лед в 0,9 км от берега,	мин.	0,50	60,5	1200	12,1	<0,001	311	<14,4	<0,032	4,6	8,2	27,1	23,8	181,0	0,16
	макс.	0,73	94,9	1930	19,70	0,005	522	16,2	<0,032	7,9	12,8	45,6	51,2	285,0	0,29
	средн.	0,60	78,1	1530	15,2	0,004	403	15,8	<0,032	6,4	10,2	36,1	33,9	217,6	0,23
Кларк морских вод*	средн.	0,06	898	19190	180	0,005	4400	1	0,0008	1	2	0,25	0,1	5	0,03
Кларк речных вод*	средн.	0,04	3,8	5,5	3	-	20	160	0,004	3	1	1	10	40	0,3
Образец		Элемент													
		Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
		мкг/дм ³													
Озерный лед, верхняя часть, оз. Сюртав-Малто	мин.	1,2	4,6	2,0	0,010	0,003	0,17	0,14	31,3	0,31	4,71	0,023	0,028	0,001	0,22
	макс.	2,1	7,0	4,7	0,020	0,028	0,33	0,38	40,6	0,34	9,02	0,040	0,056	0,004	0,45
	средн.	1,5	6,1	3,7	0,013	0,012	0,24	0,23	34,5	0,32	7,14	0,031	0,046	0,003	0,34
Озерный лед, нижняя часть, оз. Сюртав-Малто	мин.	0,7	3,7	5,6	0,004	0,001	0,05	<0,11	2,9	0,14	1,50	0,006	0,026	0,001	0,26
	макс.	1,1	9,1	13,0	0,010	0,002	0,12	<0,11	11,0	0,22	2,82	0,012	0,058	0,002	0,74
	средн.	0,9	5,4	8,9	0,007	0,002	0,08	<0,11	6,3	0,18	2,36	0,008	0,043	0,002	0,48
Морской лед в 0,2 км от берега	мин.	2,7	12,0	19,8	0,007	0,006	0,98	2,6	2340	3,95	231	0,006	0,072	0,003	0,59
	макс.	3,3	12,9	28,8	0,017	0,012	1,16	4,5	2600	4,57	257	0,008	0,079	0,004	0,68
	средн.	3,0	12,5	24,3	0,012	0,009	1,07	3,5	2470	4,26	244	0,007	0,076	0,004	0,64
Морской лед в 0,9 км от берега	мин.	5,2	11,2	17,9	0,013	0,011	2,26	6,5	4830	7,3	462	0,009	0,072	0,004	1,05
	макс.	78,3	24,3	38,6	0,028	0,048	3,78	11,4	7400	12,0	741	0,016	0,120	0,012	1,60
	средн.	20,8	16,5	30,3	0,022	0,027	3,01	8,51	5928	9,4	585	0,012	0,098	0,007	1,28
Кларк морских вод*	средн.	0,5	0,25	1	0,02	0,05	2	0,1	67000	120	7900	0,013	0,026	0,005	10
Кларк речных вод*	средн.	2,5	7	20	0,10	0,07	2	0,2	20	2	50	0,7	2,6	0,001	1
Образец		Элемент											Элемент		
		Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
		мкг/дм ³											нг/дм ³		
Озерный лед, верхняя часть, оз. Сюртав-Малто	мин.	0,04	0,04	0,044	1,49	0,001	0,7	0,47	0,045	0,006	0,024	5,1	1,6	7,4	1,3
	макс.	0,08	0,18	0,094	2,51	0,005	1,2	1,10	0,086	0,010	0,036	13,9	2,7	16,8	2,2
	средн.	0,06	0,09	0,066	1,98	0,003	0,9	0,78	0,060	0,008	0,032	8,2	2,0	10,5	1,6
Озерный лед, нижняя часть, оз. Сюртав-Малто	мин.	0,06	0,05	0,018	0,87	< 0,001	0,5	0,26	0,009	0,002	0,006	1,3	0,4	1,5	<0,2
	макс.	0,20	0,14	0,037	2,10	0,002	0,7	1,15	0,046	0,013	0,030	4,7	0,7	4,6	0,9
	средн.	0,13	0,09	0,027	1,42	0,002	0,6	0,64	0,021	0,005	0,014	2,9	0,6	2,9	0,5
Морской лед в 0,2 км от берега	мин.	0,23	0,25	0,05	4,35	<1,2	3,7	4,2	0,003	0,002	0,008	10,3	2,9	6,4	0,3
	макс.	0,31	0,28	0,11	5,82	0,008	5,2	9,5	0,013	0,004	0,019	21,1	5,7	6,6	1,4
	средн.	0,27	0,27	0,08	5,09	0,008	4,4	6,8	0,008	0,003	0,014	15,7	4,3	6,5	0,9
Морской лед в 0,9 км от берега	мин.	0,72	0,08	0,015	4,17	<0,001	2,5	3,9	0,003	0,002	0,011	2,8	0,8	1,6	0,4
	макс.	2,78	0,42	0,110	7,89	0,035	5,0	31,5	0,026	0,005	0,031	10,9	3,8	8,7	2,9
	средн.	1,92	0,21	0,046	5,41	0,015	3,5	10,0	0,014	0,004	0,020	7,3	2,2	4,9	1,7
Кларк морских вод*	средн.	0,07	0,01	0,003	50	0,30	18,0	0,003	0,00012	0,00064	0,0025	0,5	0,1	0,7	0,1
Кларк речных вод*	средн.	0,2	0,04	1	2	0,03	30	0,05	0,08	0,007	0,04	8,0	1,0	8,0	1,0
Элемент	Образец	Элемент													
		Du	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
		нг/дм ³													
Озерный лед, верхняя часть, оз. Сюртав-Малто, 2014 г.	мин.	5,3	1,2	3,3	0,3	2,9	0,2	1,4	0,4	11,7	0,8	51	<0,6	3,8	4,7
	макс.	8,5	2,7	5,6	1,1	5,2	0,9	5,1	1,2	28,7	1,6	91	4,2	10,2	13,0
	средн.	6,8	1,7	4,0	0,7	4,0	0,6	2,6	0,6	18,2	1,3	72,1	2,6	7,1	8,7
Озерный лед, нижняя часть, оз. Сюртав-Малто	мин.	0,7	0,3	0,7	0,1	0,7	0,1	1,5	< 0,3	8,2	0,4	58	<0,6	1,3	4,9
	макс.	2,7	0,9	1,6	0,4	2,3	0,3	2,4	0,4	24,7	1,0	100	5,6	4,0	7,5
	средн.	2,0	0,5	1,3	0,2	1,6	0,2	1,9	0,4	17,7	0,8	70,3	3,7	2,9	5,7

Продолжение таблицы

Образец		Элемент													
		Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
		нг/дм ³													
Морской лед в 0,2 км от берега	мин.	4,09	<0,12	1,0	0,7	3,0	1,0	7,8	1,5	14,6	1,3	<17,8	<0,6	15,0	11,4
	макс.	4,21	1,4	6,2	2,0	5,9	1,1	12,0	2,2	18,3	3,3	103		19,4	15,9
	средн.	4,15		3,6	1,3	4,4	1,0	9,9	1,9	16,5	2,3			17,2	13,7
Морской лед в 0,9 км от берега	мин.	<0,6	0,8	2,2	0,7	2,1	0,4	4,3	1,2	24,4	2,2	25,4	<0,6	14,5	39,2
	макс.	4,5	2,7	5,4	2,2	10,5	1,9	13,2	1,6	46,6	7,0	421,0	9,9	19,2	135,0
	средн.	3,4	1,7	4,0	1,2	4,8	0,9	9,4	1,4	33,9	4,7	178,1		16,8	78,2
Кларк морских вод*	средн.	0,8	0,2	0,7	0,2	0,8	0,2	-	-	100,0	10,0	30,0	30,0	0,1	3000
Кларк речных вод*	средн.	5,0	1,0	4,0	1,0	4,0	1,0	-	-	30,0	1000	1000	-	100	500

* - [Справочник..., 1990]

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 2. Катионно-анионный состав сезонных льдов и поверхностных вод Ямала

Образцы	Значение	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Σ ионов
		мг/дм ³							
Озерный лед, верхняя часть, оз. Сюртав-Малто, 2014 г.	мин.	1,04	7,10	0,97	0,62	0,45	4,28	0,52	16,1
	макс.	3,89	9,25	3,15	1,21	3,27	5,73	0,79	22,9
	средн.	2,42	8,04	1,88	0,95	1,76	4,94	0,67	20,7
Озерный лед, нижняя часть, оз. Сюртав-Малто, 2014 г.	мин.	1,40	0,93	0,34	0,36	0,40	0,50	0,11	4,3
	макс.	1,91	2,32	0,47	0,53	1,01	1,51	0,23	7,5
	средн.	1,65	1,50	0,41	0,43	0,66	0,91	0,17	5,7
Морской лед в 0,2 км от берега, 2014 г.	мин.	1,0	605,2	131,6	12,3	36,5	312,0	11,2	1110
	макс.	1,0	684,0	132,9	13,5	40,7	340,0	13,2	1225
	средн.	1,0	644,6	132,3	12,9	38,6	326,0	12,2	1168
Морской лед в 0,9 км от берега, 2014 г.	мин.	0,5	1252	180,4	23,2	72,6	576,0	23,2	2129
	макс.	1,0	2067	317,6	36,8	114,0	922,0	41,6	3498
	средн.	0,8	1617	254,3	29,4	91,1	734,6	31,5	2759
Оз. Сохонто	-	0,240	0,086	0,048	0,127	0,135	0,113	0,006	27,1
Озеро у лагеря	-	0,296	0,261	0,080	0,106	0,175	0,287	0,029	43,2
Ручей в овраге	-	0,390	0,301	0,055	0,121	0,165	0,517	0,001	53,5
Ледник Романтиков	-	0,013	0,000	0,000	0,003	0,001	0,003	0,001	1,03

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 3. Катионно-анионный состав ПЖЛ островов Белый и Сибирякова и Западного Таймыра

Образец	Описание	Σ ионов, мг/дм ³	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
			ммоль-экв/дм ³						
Бел-2-1,6-2,7	ПЖЛ	34	0,068	0,252	0,011	0,337	0,317	0,078	0,120
Бел-2-0,8-1,6	ПЖЛ	43	0,119	0,230	0,009	0,123	0,611	0,050	0,156
Сиб-2-09-2,5	ПЖЛ	40	0,070	0,383	0,020	0,091	0,560	0,038	0,108
Сиб-5-09-2,0	ПЖЛ	38	0,088	0,400	0,018	0,140	0,605	0,023	0,025
Д-1-09-1,0	ПЖЛ, прозрачный, высокая поверхность	48	0,339	0,109	0,013	0,165	0,124	0,044	0,480
Д-1-09-2,5	ПЖЛ желтоваты, высокая поверхность	49	0,284	0,194	0,028	0,148	0,172	0,071	0,440
Д-2-09-1,5	ПЖЛ, прозрачный, низкая поверхность	25	0,030	0,178	0,011	0,035	0,432	0,006	0,068
Д-3-09-3,0	ПЖЛ желтоватый, низкая поверхность	46	0,162	0,339	0,014	0,198	0,624	0,027	0,138
Кареп-436-2,0	ПЖЛ	68	0,119	0,274	0,103	0,148	0,730	0,134	0,340

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 4. Микроэлементный состав ПЖЛ островов Белый и Сибирякова и Западного Таймыра

Элемент	P	S	Cl	Li	Be	B	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co
Образец	мг/дм ³			мкг/дм ³										
Бел-2-1,62-2,7	<0,06	0,39	7,7	1	0,046	19,0	52,0	-	1,90	0,79	2,10	32,0	460,0	1,00
Бел-2-0,8-1,62	<0,06	0,37	14,0	0,88	0,018	27,0	30,0	-	1,50	0,90	1,60	39,0	400,0	0,90
Сиб-2-09-2,5	<0,06	<0,3	13,0	<0,035	0,0012	9,40	17,0	-	0,54	0,21	0,20	120,0	32,0	0,46
Сиб-5-09-2,0	<0,06	<0,3	15,0	<0,035	0,0016	5,40	15,0	-	0,53	0,65	0,37	26,0	140,0	0,43
Д-1-09-1,0-выс	<0,06	<0,3	2,6	0,13	<0,001	3,10	19,0	-	0,81	0,47	-	45,0	56,0	0,28
Д-1-09-2,5-выс	<0,06	0,33	3,9	0,18	<0,001	5,60	11,0	-	0,42	0,69	0,09	40,0	42,0	0,70
Д-2-09-1,5-низ	<0,06	<0,3	6,1	<0,035	<0,001	2,50	1,3	-	0,15	0,23	-	24,0	22,0	0,13
Д-3-09-3,0-низ	<0,06	0,39	15,0	0,21	<0,001	4,10	14,0	-	0,69	0,37	0,20	140	73,0	0,57
Кареп-436-2,0	2,6	0,77	16,0	0,07	0,036	10	100	-	23	8,4	2,0	190	1900	2,10
Элемент	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
Образец	мкг/дм ³													
Бел-2-1,62-2,7	5,10	5,80	3,60	0,058	0,022	0,44	0,320	37	0,21	8,3	0,800	1,90	0,009	0,08
Бел-2-0,8-1,62	4,30	3,90	9,00	0,028	0,018	0,72	0,290	67	0,30	15,0	0,510	1,10	0,006	0,40
Сиб-2-09-2,5	1,80	0,88	0,59	0,013	<0,002	0,11	0,140	48	0,35	7,4	0,094	0,06	0,001	24,0
Сиб-5-09-2,0	1,30	1,30	2,50	0,009	<0,002	0,25	0,190	73	0,19	9,8	0,058	0,09	0,002	91,0
Д-1-09-1,0-выс	1,30	2,5	0,72	0,016	<0,002	0,15	0,110	5,3	0,12	18,0	0,047	0,13	0,002	0,140
Д-1-09-2,5-выс	2,30	3,10	<0,2	0,017	0,003	0,79	0,140	15	0,14	20,0	0,140	0,18	0,004	37
Д-2-09-1,5-низ	0,31	2,50	1,60	0,002	<0,002	0,05	0,072	23	0,20	2,7	0,014	0,01	<0,001	0,031
Д-3-09-3,0-низ	1,80	1,40	0,64	0,013	<0,002	0,15	0,230	73	0,07	12,0	0,061	0,12	0,003	0,039
Кареп-436-2,0	5,70	4,50	6,50	0,096	0,056	4,30	0,22	43,0	1,90	11	0,85	1,5	0,02	35
Элемент	Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
Образец	мкг/дм ³											н/дм ³		
Бел-2-1,62-2,7	0,240	0,05	0,06	3,50	0,0095	3,50	0,620	1,200	0,18	0,88	230,0	54,0	300,0	36,0
Бел-2-0,8-1,62	0,300	0,12	0,07	5,10	0,0039	5,90	0,340	0,610	0,09	0,45	120,0	28,0	160,0	20,0
Сиб-2-09-2,5	0,120	0,03	0,02	2,30	0,0015	1,50	0,058	0,089	0,02	0,08	19,0	4,20	25,0	3,10
Сиб-5-09-2,0	0,380	0,09	0,03	4,30	0,0039	1,30	0,058	0,076	0,01	0,05	14,0	3,60	18,0	2,40
Д-1-09-1,0-выс	0,090	0,04	0,02	0,87	<0,001	2,80	0,026	0,051	0,01	0,04	12,0	3,20	25,0	2,00
Д-1-09-2,5-выс	0,280	0,05	0,02	1,70	0,0011	5,10	0,058	0,140	0,02	0,12	33,0	9,50	41,0	5,80
Д-2-09-1,5-низ	0,078	0,02	0,01	0,88	<0,001	0,78	0,012	0,018	0,003	0,01	3,20	1,00	4,10	0,67
Д-3-09-3,0-низ	0,088	0,02	0,01	6,70	<0,001	4,80	0,029	0,074	0,01	0,06	15,0	4,70	19,0	2,60
Кареп-436-2,0	0,46	0,05	0,05	3,8	0,0032	9,6	0,56	1,3	0,19	0,88	210	55,0	320	37
Элемент	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Образец	н/дм ³													
Бел-2-1,62-2,7	200,0	41,0	120	19,0	130,0	19,0	57,0	1,10	1,50	10,0	100,0	2,80	150,0	81,0
Бел-2-0,8-1,62	120,0	24,0	72,0	10,0	75,0	11,0	32,0	0,42	2,70	2,90	200,0	2,40	78,0	44,0
Сиб-2-09-2,5	19,0	4,00	12,0	1,80	11,0	1,80	2,50	0,15	58,0	2,30	<50	0,42	3,80	7,40
Сиб-5-09-2,0	13,0	2,70	8,30	1,30	8,50	1,50	2,50	0,14	480,0	1,00	73,0	1,00	5,40	15,0
Д-1-09-1,0-выс	10,0	2,20	6,60	0,91	4,90	0,96	3,30	0,14	3,70	0,57	<50	0,62	6,30	130
Д-1-09-2,5-выс	32,0	6,70	20,0	3,00	19,00	2,80	5,60	0,32	240,0	1,00	<50	0,29	18,00	84,0
Элемент	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Образец	н/дм ³													
Д-2-09-1,5-низ	3,90	0,72	2,30	0,35	1,40	0,33	0,46	<0,03	3,90	0,60	<50	0,79	0,99	2,40
Д-3-09-3,0-низ	13,0	2,80	8,60	1,30	7,90	1,30	2,60	0,25	21,0	0,57	<50	0,60	7,70	11,0
Кареп-436-2,0	210,0	43,0	130	19,0	130	21,0	53,0	0,8	170,0	4,1	510	1,5	50,0	110

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 5. Состав легкорастворимых соединений в отложениях на севере п-ва Гыдан

Образец	∑ ионов, мг/дм ³	Катионно-анионный состав					NO ₃ ⁻ , ммоль-экв/100г	Fe ⁺² , Fe ⁺³ , мг/кг	Гумус, мгО/кг
		HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Ca ⁺² +Mg ⁺²	Na ⁺ +K ⁺			
V3-0,25	75	0,062	0,092	0,002	0,050	0,106	< 0,002	4,4	53
V3-0,45	92	0,074	0,105	0,013	0,050	0,142	< 0,002	3,6	31
V3-0,65	105	0,111	0,098	0,010	0,075	0,145	< 0,002	4,5	41
V3-1,00	162	0,173	0,114	0,032	0,200	0,119	0,027	8,3	41
V4-0,45	62	0,059	0,069	0,000	0,040	0,089	0,002	4,9	107
V4-0,70	89	0,114	0,056	0,012	0,080	0,102	0,002	2,9	56
V4-1,15	85	0,099	0,073	0,006	0,062	0,116	0,022	4,0	56
V4-1,45	154	0,218	0,079	0,005	0,242	0,060	0,138	16	81
V4-1,74	100	0,114	0,086	0,005	0,072	0,134	0,007	7,6	167
V4-1,80	152	0,208	0,076	0,022	0,184	0,122	0,099	47	132
V5-0,35	73	0,104	0,059	0,011	0,056	0,118	0,002	2,3	46
V5-0,70	209	0,282	0,103	0,018	0,352	0,051	0,014	26	198
V5-3,00	171	0,198	0,077	0,073	0,200	0,148	0,073	6,6	41
V5-4,2*	88	0,134	0,064	0,019	0,058	0,159	0,057	5,5	41
V5-8,5**	228	0,287	0,083	0,061	0,372	0,056	0,114	133	200

Химический анализ проведен в ООО «Тюменьпромизыскания»

* – Осадок породы оставшейся при фильтрации образца льда из ледогрунтовой части жилы

** – Образец современных осадков термообразтонной ниши омываемой р. Гыда.

Таблица 6. Катионно-анионный состав подземных льдов на севере п-ва Гыдан

Образец	Описание	∑ ионов	Мутность	Ca ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
		мг/дм ³	мг/дм ³						
V3-18-4,0*	Текстуорообразующий лед в суглинках	701	-	4,551	1,476	3,473	0,268	0,025	8,539
V3-18-4,3*	Текстуорообразующий лед в песках	348	-	1,891	0,886	1,802	0,115	0,061	4,272
V3-2,0**	Лед трещин отседания	52,3	26,1	0,110	0,448	0,120	0,074	0,089	0,515
V3-3,0**	Ледогрунтовая часть жилы	164	100	0,600	0,935	0,660	0,228	0,432	1,535
V4-1,9**	ПЖЛ	37,0	25,6	0,140	0,185	0,220	0,106	0,217	0,216
V5-1,5**	Лед трещин отседания	46,4	3,23	0,210	0,210	0,200	0,096	0,027	0,495
V5-2,5**	ПЖЛ	65,1	4,44	0,290	0,344	0,258	0,163	0,155	0,574
V5-4,2**	Ледогрунтовая часть жилы	94,1	43,3	0,416	0,186	0,758	0,279	0,245	0,832
V5-7,0**	ПЖЛ	76,2	11,4	0,350	0,329	0,330	0,139	0,028	0,842
V5-8,0**	Лед термо-абразионной ниши	148	27,4	0,450	0,589	1,000	0,344	0,160	1,535
V4-1,9*	ПЖЛ	9,30	-	0,053	0,064	0,026	0,059	0,015	0,054
V5-2,5*	Ледогрунтовая часть жилы	44,9	-	0,197	0,171	0,222	0,073	0,021	0,475
V5-6,0*	ПЖЛ	59,7	-	0,327	0,205	0,264	0,100	0,130	0,567
V3-18-4,06-4,16*	Линзовидно-пластовый лед	17,2	-	0,104	0,025	0,086	0,006	0,014	0,203
V3-18-4,16-4,29*	Линзовидно-пластовый лед	35,9	-	0,184	0,064	0,189	0,051	0,117	0,341

*- химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

** - химический анализ выполнен в ООО «Тюменьпромизыскания»

Таблица 7. Микроэлементный состав в водорастворимой форме подземных льдов на севере п-ва Гыдан

Элемент	P	S	Cl	Li	Be	B	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co
Образец	мг/дм ³			мкг/дм ³										
V3-18-4,0	< 0,001	3,4	8,8	6,77	0,006	86,6	45,2	1,59	6,80	10,8	2,99	953	130	1,87
V3-18-4,3	0,1	2,9	4,9	5,05	0,004	70,3	94,8	1,23	5,44	2,11	3,58	434	167	1,13
V4 1,9 м	0,13	1,14	1,65	0,24	0,0036	1,95	38,0	0,036	1,83	0,90	1,38	40,5	171	1,10
B5 2,5 м	0,11	1,36	3,27	0,60	0,0018	3,53	43,9	0,129	2,65	2,41	1,46	45,1	116	0,39
B5 6,0 м	0,12	2,80	3,81	1,03	0,0078	6,13	119	0,193	4,52	1,01	16,9	97,6	203	1,06
V3-18-4,16	0,04	0,90	1,04	0,322	0,0030	3,72	30,6	0,069	1,82	0,503	1,39	28,4	92,4	0,743
V3-18-4,06	0,10	0,95	0,40	0,241	0,0019	2,62	43,5	0,093	2,35	0,272	3,53	66,6	92,2	0,471
Элемент	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
Образец	мкг/дм ³													
V3-18-4,0	13,0	16,7	4,57	0,070	0,038	6,20	0,776	1330	1,47	409	0,458	2,61	0,045	6,11
V3-18-4,3	9,39	5,81	7,76	0,054	0,015	2,58	0,451	414	1,16	181	0,084	1,41	0,013	1,66
V4 1,9 м	2,21	11,8	29,1	0,0081	0,0069	0,14	0,042	13,9	1,30	2,45	0,053	0,24	<0,001	0,427
B5 2,5 м	3,07	3,93	4,96	0,0239	0,0069	1,30	0,044	25,7	0,171	19,9	0,231	0,98	0,018	0,310
B5 6,0 м	4,78	13,2	7,96	0,0492	0,0081	0,26	0,083	25,4	0,483	26,6	0,290	0,95	0,009	0,241
V3-18-4,16	2,35	5,6	3,99	0,0151	0,0073	0,17	0,0797	42	0,065	17,3	0,282	0,89	0,016	0,127
V3-18-4,06	1,41	3,51	3,05	0,0182	<0,001	0,05	0,0457	12,1	0,156	7,08	0,13	0,38	0,009	0,042
Элемент	Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
Образец	н/дм ³													
V3-18-4,0	0,040	0,48	0,60	369	0,007	52,4	0,437	0,641	0,068	0,302	67,7	22,2	77,8	10,8
V3-18-4,3	0,024	0,57	0,24	68	0,023	15,9	0,214	0,176	0,020	0,084	16,2	5,5	18,1	3,1
V4 1,9 м	0,015	0,46	0,05	26,2	0,0024	0,91	0,174	0,085	0,011	0,042	8,6	2,8	11,7	2,2
B5 2,5 м	0,009	0,33	0,05	16,4	0,0035	2,80	0,223	0,343	0,043	0,183	48,5	12,1	51,5	7,8
B5 6,0 м	0,012	0,33	0,06	9,47	0,0133	5,05	0,263	0,436	0,054	0,254	61,6	14,4	67,6	9,4
V3-18-4,16	0,0104	0,51	0,04	15,3	0,0023	2,24	0,252	0,414	0,049	0,218	52,4	13,1	54,8	9,5
V3-18-4,06	0,0082	0,37	0,03	22,8	0,0046	3,48	0,159	0,196	0,023	0,104	27,2	6,3	30,5	4,4
Элемент	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Образец	н/дм ³													
V3-18-4,0	66,6	14,9	47,5	6,5	43,0	8,0	60,8	3,3	217	7,4	550	3,4	29,3	2550
V3-18-4,3	14,8	4,0	10,9	1,3	9,7	1,4	30,6	1,5	44,7	3,8	163	3,3	17,5	1910
V4 1,9 м	9,0	1,8	5,8	0,9	4,8	1,4	4,9	0,9	336	4,0	919	2,3	10,8	11,0
B5 2,5 м	41,3	8,9	28,0	4,0	25,8	4,1	20,9	0,6	29,0	0,3	131	1,9	43,6	156
B5 6,0 м	50,1	10,5	31,3	3,8	31,5	4,4	25,2	0,7	38,9	2,8	798	2,1	61,4	245
V3-18-4,16	53,4	11,0	31,4	4,7	27,7	4,6	22,9	1,0	16,1	0,5	93,0	1,7	51,0	137,0
V3-18-4,06	22,8	4,7	16,3	2,0	15,0	2,3	6,5	1,1	181,0	1,7	71,9	0,6	36,5	27,5

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 8. Состав водорастворимых соединений расплава льда на севере п-ва Гыдан

Образец	Описание	Перманганатная окисляемость, мгО/дм ³	NH ₄ ⁺ , мг/дм ³	NO ₂ ⁻ , мг/дм ³	NO ₃ ⁻ , мг/дм ³	Fe ⁺² и Fe ⁺³ , мг/дм ³
V3-2,0**	Лед трещин отседания	16,9	< 0,1	0,17	0,19	12,5
V3-3,0**	Ледогрунтовая часть жилы	37,2	< 0,1	0,23	1,29	3,68
V4-1,9**	ПЖЛ	22,3	< 0,1	< 0,003	0,39	4,86
V5-1,5**	Лед трещин отседания	19,8	1,50	0,01	0,13	0,28
V5-2,5**	ПЖЛ	11,3	0,20	0,01	< 0,1	0,79
V5-4,2**	Ледогрунтовая часть жилы	28,4	0,88	0,05	0,21	1,73
V5-7,0**	ПЖЛ	13,1	1,33	0,01	0,11	0,28
V5-8,0**	Лед термо-абразионной ниши	48,2	< 0,1	< 0,003	1,32	6,46
V4-1,9*	ПЖЛ	-	0,43	0,011	0,51	-
V5-2,5*	Ледогрунтовая часть жилы	-	0,88	0,008	0,21	-
V5-6,0*	ПЖЛ	-	1,19	0,019	0,34	-

* - химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

** - химический анализ выполнен в ООО «Тюменьпромизыскания»

Таблица 9. Катионно-анионный состав ПЖЛ, льда трещин отседания и термокарстово-пещерных льдов Ямала

Образцы	Глубина от поверхности, м	Описание	Значение	∑	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻		
				ионов	ммоль-экв/дм ³								
				мг/дм ³									
МС-2-09	0,8-1,0	Элементарная жилка в торфе	-	72,2	0,174	0,226	0,024	0,115	0,483	0,067	0,671		
МС-2-09	2,5	ПЖЛ	мин.	21,9	0,066	0,210	0,026	0,039	0,240	0,026	0,068		
			макс.	32,2	0,076	0,215	0,042	0,063	0,266	0,034	0,208		
			средн.	27,1	0,071	0,212	0,034	0,051	0,253	0,030	0,138		
МС-2А-11	1,8-3,7	ПЖЛ прозрачные и с редкими песчинками	мин.	20,9	0,031	0,178	0,030	0,062	0,217	0,021	0,004		
			макс.	87,8	0,047	1,213	0,079	0,132	1,002	0,185	0,162		
			средн.	48,7	0,041	0,632	0,057	0,089	0,583	0,089	0,084		
Сох-1с-14	2,8-5,0	ПЖЛ с минеральными включениями	мин.	81,1	0,31	0,53	0,06	0,19	0,15	0,32	0,53		
			макс.	140	0,74	0,83	0,08	0,39	0,92	0,70	0,90		
			средн.	113	0,51	0,68	0,08	0,30	0,41	0,50	0,70		
Сох-2а-14	1,5-1,6	Лед трещин отседания	-	27,6	0,110	0,037	0,014	0,073	0,049	0,097	0,274		
Ю-4, Ю-5	2,0-3,9	ПЖЛ с минеральными включениями	мин.	7,98	0,012	0,057	0,019	0,018	0,074	0,010	0,015		
			макс.	10,3	0,024	0,088	0,028	0,041	0,110	0,041	0,039		
			средн.	9,35	0,017	0,070	0,025	0,027	0,097	0,017	0,030		
Ю-2	5,0	Термокарстово-пещерный лед	мин.	25,2	0,162	0,026	0,024	0,120	0,090	0,003	0,256		
			макс.	27,7	0,172	0,028	0,029	0,132	0,100	0,004	0,281		
			средн.	26,4	0,167	0,027	0,027	0,126	0,095	0,003	0,269		

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 10. Микроэлементный состав ПЖЛ, льда трещин отседания и термокарстово-пещерных льдов Ямала

Элемент	Значение	P	S	Cl	Li	Be	B	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	
		мг/дм ³														
Образец		мкг/дм ³														
МС-2-09-0,8	-	0,06	0,65	11,0	2,0	0,057	65	93		5,1	41	2,1	120	500	1,2	
МС-2-09-2,5	мин.				0,15	0,012	8,1	45,00	-	0,66	0,49	0,39	41,0	110	0,53	
	макс.				0,23	0,023	9,0	76,00		1,00	0,70	0,63	59,0	150	0,64	
	средн.				0,19	0,018	8,6	60,50		0,83	0,60	0,51	50,0	130	0,59	
МС-2А-11-1,8-3,7	мин.				0,36	0,005	12	33,0	0,16	0,92	0,81	0,80	45,0	89	0,58	
	макс.				2,20	0,011	110	300,0	0,27	9,50	1,40	2,30	85,0	250	0,76	
	средн.				1,19	0,009	52	187,7	0,22	6,17	1,10	1,34	69,6	193	0,67	
Сох-1с-14-2,8-5,0	мин.	0,01	4,8	8,7	1,46	0,003	25	10,10	0,12	0,69	1,12	0,45	32,2	27,0	0,52	
	макс.	0,08	8,8	31	1,90	0,004	38	39,20	0,12	2,66	4,30	0,89	147	150	1,46	
	средн.	0,05	6,8	20	1,71	0,003	29	25,35	0,12	1,55	2,48	0,73	84,0	73,5	0,87	
Сох-2а-14-1,5-1,6	-	-	-	-	0,35	<0,4	6,72	72,4	<0,3	0,94	1,35	1,1	73,6	154	1,05	
Ю-4, Ю-5-2,0-3,9	мин.				0,32	0,008	1,8	58	0,15	1,30	2,80	0,40	14,0	120	0,54	
	макс.				0,55	0,025	6,1	450	0,34	7,40	5,50	1,40	63,0	300	3,50	
	средн.				0,45	0,014	3,5	223	0,21	3,17	3,83	0,77	36,8	212	1,68	
Ю-2-5,0	мин.				0,72	0,001	1,9	8,80	0,14	0,57	1,10	0,44	57,0	69,0	0,39	
	макс.				0,77	0,002	3,5	12,00	0,17	1,00	1,60	0,46	72,0	77,0	0,64	
	средн.				0,75	0,001	2,7	10,40	0,16	0,79	1,35	0,45	64,5	73,0	0,52	
Элемент	Значение	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	
Образец		мкг/дм ³														
МС-2-09-0,8	-	21	4,2	3	0,11	0,16	1,6	0,51	150	1,1	18	2,2	1,7	0,023	1,6	
МС-2-09-2,5	мин.	1,60	1,2	2,1	0,02	0,007	0,3	0,20	22,0	0,62	7,80	0,22	0,21	0,003	0,04	
	макс.	2,50	1,8	3,1	0,02	0,007	0,3	0,21	25,0	1,10	9,00	0,28	0,32	0,004	0,10	
	средн.	2,05	1,5	2,6	0,02	0,007	0,3	0,21	23,5	0,86	8,40	0,25	0,27	0,003	0,07	
МС-2А-11-1,8-3,7	мин.	2,80	2,6	2,0	0,01	0,007	0,3	0,18	33,0	0,50	7,70	0,08	0,12	0,003	0,15	
	макс.	3,10	9,8	9,6	0,08	0,010	0,8	0,29	130	0,59	18,0	0,26	0,38	0,022	0,31	
	средн.	3,00	5,0	4,5	0,05	0,008	0,5	0,25	76,3	0,55	12,2	0,17	0,27	0,015	0,21	
Сох-1с-14-2,8-5,0	мин.	3,52	3,1	1,2	0,01	0,004	0,5	0,15	37,8	0,31	40,8	0,09	0,04	0,00	0,77	
	макс.	5,57	7,3	7,2	0,03	0,031	3,7	0,41	175	0,42	91,3	0,33	0,26	0,01	2,62	
	средн.	4,74	5,1	3,7	0,02	0,016	1,8	0,24	83,9	0,36	61,9	0,21	0,14	0,01	1,56	
Сох-2а-14-1,5-1,6	-	6,11	18	40	0,011	0,040	0,9	0,059	18,6	1,01	15,6	0,06	0,36	0,003	0,25	
Ю-4, Ю-5-2,0-3,9	мин.	1,30	1,0	2,0	0,013	0,003	0,3	0,24	9,0	0,54	1,80	0,12	0,14	0,005	0,09	
	макс.	3,90	4,1	9,8	0,087	0,015	1,1	0,37	14,0	1,30	5,70	0,53	0,97	0,026	0,27	
	средн.	2,73	2,4	4,0	0,039	0,007	0,6	0,28	12,2	0,83	3,45	0,28	0,39	0,012	0,14	
Ю-2-5,0	мин.	1,30	1,5	2,5	0,012	0,004	0,7	0,25	8,80	0,21	14,0	0,09	0,05	0,006	0,21	
	макс.	1,90	1,9	2,6	0,019	0,005	0,8	0,26	18,0	0,27	16,0	0,12	0,16	0,010	0,46	
	средн.	1,60	1,7	2,6	0,016	0,005	0,7	0,26	13,4	0,24	15,0	0,10	0,10	0,008	0,34	

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Продолжение таблицы

Элемент	Значение	Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
		н/дм ³													
Образец		мкг/дм ³													
МС-2-09-0,8	-	1,3	0,08 6	0,56	29	0,05	7,9	3,1	3,1	0,44	2,2	560, 0	140 ,0	760, 0	94,0
МС-2-09-2,5	мин.	0,49	0,06	0,10	2,10	0,002	3,7	0,54	0,46	0,07	0,30	74,0	18,0	95,0	11,0
	макс.	0,53	0,07	0,11	2,50	0,003	4,5	0,59	0,46	0,07	0,30	75,0	18,0	95,0	11,0
	средн.	0,51	0,07	0,11	2,30	0,002	4,1	0,57	0,46	0,07	0,30	74,5	18,0	95,0	11,0
МС-2А-11-1,8-3,7	мин.	0,007	0,11	0,03	4,60	0,003	8,50	0,12	0,19	0,02	0,08	16,0	6,1	20,0	2,5
	макс.	0,008	2,90	0,08	27,00	0,019	14,0	0,21	0,44	0,05	0,22	50,0	15,0	60,0	7,3
	средн.	0,007	1,20	0,06	12,23	0,012	11,2	0,16	0,33	0,04	0,15	33,0	10,2	41,0	5,1
Сох-1с-14-2,8-5,0	мин.	0,012	0,02	0,09	4,71	0,001	12,6	0,35	0,16	0,02	0,09	23,2	8,1	23,4	3,1
	макс.	0,063	0,11	0,27	9,72	0,005	19,9	0,72	0,29	0,03	0,16	35,5	11,1	43,4	6,1
	средн.	0,039	0,08	0,20	7,02	0,003	15,3	0,54	0,23	0,03	0,12	29,4	9,6	33,4	4,6
Сох-2а-14-1,5-1,6	-	<0,03 5	0,50	<0, 1	3,3	0,005	6,33	-	-	-	-	-	-	-	-
Ю-4, Ю-5-2,0-3,9	мин.	0,01	0,02	0,01	0,23	0,002	3,10	0,09	0,20	0,02	0,09	20,0	5,7	25,0	3,1
	макс.	0,02	0,24	0,04	0,52	0,013	8,30	0,47	1,10	0,12	0,49	100	25,0	120,	16,0
	средн.	0,01	0,13	0,02	0,37	0,005	4,43	0,22	0,52	0,06	0,24	50,8	12,8	0 61,7	7,7
Ю-2-5,0	мин.	0,005	0,10	0,02	1,20	0,001	3,00	0,07	0,12	0,01	0,07	12,0	4,8	19,0	2,4
	макс.	0,006	0,12	0,02	2,10	0,001	4,10	0,08	0,16	0,02	0,08	20,0	6,2	26,0	2,9
	средн.	0,006	0,11	0,02	1,65	0,001	3,55	0,08	0,14	0,02	0,07	16,0	5,5	22,5	2,7
Элемент	Значение	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Образец		н/дм ³													
МС-2-09-0,8	-	510	110	320	47,0	330, 0	49, 0	56,0	1,2	32,0	21,0	320, 0	7,5	100, 0	93,0
МС-2-09-2,5	мин.	55,0	10,0	30,0	4,1	30,0	5,0	6,3	0,2	1,3	2,3	< 50	0,3	49,0	25,0
	макс.	62,0	13,0	39,0	5,9	41,0	6,7	8,9	0,4	1,3	3,0		0,3	54,0	40,0
	средн.	58,5	11,5	34,5	5,0	35,5	5,9	7,6	0,3	1,3	2,7		0,3	51,5	32,5
МС-2А-11-1,8-3,7	мин.	13,0	2,9	6,9	1,00	5,40	1,2	1,20	0,40	4,30	1,70	92	1,9	8,00	8,20
	макс.	43,0	8,4	23	3,70	18,0	3,1	8,00	1,70	7,20	2,60	260	14,	34,0	24,0
	средн.	28,3	5,6	15	2,53	12,1	2,2	5,37	1,13	6,03	2,17	150	6,1	23,0	18,1
Сох-1с-14-2,8-5,0	мин.	19,7	3,8	12,3	1,6	9,8	1,6	2,3	0,3	9,3	<0,1	78,3	<1, 4	5,7	278
	макс.														
	средн.	36,3	5,9	14,8	2,5	14,9	1,9	5,7	1,4	64,1	10,0	192	2,0	54,2	832
Сох-2а-14-1,5-1,6	мин.							9,9	0,7	15,5	0,4	51,1	<1	18,8	79,3
	макс.														
	средн.														
Ю-4, Ю-5-2,0-3,9	мин.	20,0	3,7	11,0	1,6	10,0	1,7	2,7	0,3	2,2	1,3	41,0	0,7	21,0	8,6
	макс.	84,0	16,0	43,0	6,6	34,0	5,9	20,0	1,6	6,8	6,3	110	2,1	90,0	54,0
	средн.	43,5	8,5	23,8	3,6	20,7	3,3	8,7	0,7	3,9	2,8	64,7	1,2	46,5	23,8
Ю-2-5,0	мин.	14,0	3,0	8,4	1,2	7,7	1,1	1,9	0,5	6,9	<0,6	< 30	<0, 7	8,7	28,0
	макс.														
	средн.	18,0	3,8	11,0	1,3	11,0	1,5	5,4	0,6	8,6		38,0		11,0	32,0
		16,0	3,4	9,7	1,3	9,4	1,3	3,7	0,5	7,8				9,9	30,0

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 11. Катионно-анионный состав ПЖЛ, поверхностных вод и текстурообразующих льдов в торфе на севере Пур-Тазовского междуречья

Образец	Глубина от поверхности, м	Описание	∑ ионов	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
			мг/дм ³		ммоль-экв/дм ³					
В8-17*	2,0	ПЖЛ с редкими включениями органики из торфа	13,7	0,092	0,052	0,027	0,032	0,081	0,091	0,033
В8-17**	2,0		4,45	0,058	0,024	0,015	0,010	0,029	0,016	0,003
В8-17*	0,7	Шлиры инфильтрационно-сегрегационного льда	9,85	0,054	0,051	0,014	0,020	0,066	0,009	0,066
В8-17**	0,6	Термокарстовый-полостной лед	4,54	0,074	0,013	0,007	0,012	0,011	0,022	0,034
В8-17*	0,0	Вода в полигональной ванне	10,9	0,093	0,029	0,006	0,039	0,074	0,057	0,038
В8-17*	2,2-2,3	Дно полигонального понижения	19,0	0,154	0,035	0,016	0,083	0,085	0,157	0,047
В8-17*	2,0	Вода из озера	12,7	0,106	0,028	0,005	0,045	0,072	0,018	0,094
В8-17**	0,6	Торф вмещающий сегрегационный лед	17,9	0,407	0,059	0,015	0,095	0,090	0,071	< 0,01
В8-18**	1,4-1,6	Торф вмещающий ПЖЛ	229	1,8513	0,0509	0,020 3	1,0864	0,059	0,121	2,762
В8-17**	0,7	Шлиры в торфе инфильтрационно-сегрегационного льда	4,19	0,094	0,019	0,007	0,027	0,019	0,012	< 0,001

* - химический анализ выполнен в Тюменском индустриальном университете

** - химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 12. Микроэлементный состав ПЖЛ и текстуробразующих льдов в торфе на севере Пур-Тазовского междуречья

Элемент	P	S	Cl	Li	Be	B	Al	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	
Образец	мг/дм ³			мкг/дм ³											
В8-17-2,0-пжл	0,02	<0,8	1,1	0,10	0,002	0,7	51,2	<0,02	0,75	0,42	1,15	16,7	190	0,3	
В8-17-0,6-тп	0,7	<0,8	0,3	0,15	0,005	1,0	60,6	0,04	1,49	0,42	3,65	9,7	295	0,7	
В8-17-0,6-т	0,50	1,86	3,31	0,69	0,029	7,51	253	0,34	5,30	1,68	4,82	57,7	2090	3,09	
В8-18-1,4-т	<0,006	3,33	2,02	1,25	0,018	19,1	97,4	0,63	1,95	0,48	4,28	722	2170	4,71	
В8-17-0,7-ис	0,04	1,05	0,96	0,542	0,010	2,5	196	0,15	4,22	0,99	1,59	32,1	1410	1,17	
Элемент	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	
Образец	мкг/дм ³														
В8-17-2,0-пжл	0,8	5,5	14,3	0,010	0,003	0,2	<0,001	10,4	1,3	3,3	0,03	0,32	<0,001	0,08	
В8-17-0,6-тп	1,1	4,5	29,5	0,008	0,005	0,4	0,046	7,8	0,7	5,3	0,03	0,39	0,001	0,13	
В8-17-0,6-т	3,46	11,6	35	0,040	0,013	1,77	0,070	29,8	2,15	48,9	0,15	0,83	0,013	0,16	
В8-18-1,4-т	5,56	14,1	70	0,053	0,008	11,6	0,047	153	5,17	194	0,15	0,89	0,004	0,22	
В8-17-0,7-ис	2,06	3,84	11,6	0,030	0,005	1,38	0,006	19,7	0,46	9,47	0,14	0,91	0,013	0,073	
Элемент	Cd	Sn	Sb	I	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	
Образец	мкг/дм ³										н/дм ³				
В8-17-2,0-пжл	0,04	0,41	0,06	2,8	0,02	1,0	0,12	0,050	5,7	22,6	5,9	1,6	6,2	9,8	
В8-17-0,6-тп	0,02	0,44	0,04	3,7	0,03	2,8	0,19	0,051	5,4	22,9	5,62	2,0	6,5	1,5	
В8-17-0,6-т	0,083	0,62	0,11	6,99	0,14	13,8	0,24	0,23	0,027	0,11	29,9	7,9	31,3	2,5	
В8-18-1,4-т	0,049	0,38	0,07	25,5	0,05	56,1	0,20	0,19	0,023	0,10	21,2	13,4	27,1	3,3	
В8-17-0,7-ис	0,019	0,38	0,05	3,9	0,02	4,9	0,21	0,25	0,029	0,13	34,1	8,12	30	4,12	
Элемент	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U	
Образец	н/дм ³														
В8-17-2,0-пжл	4,8	1,0	35	0,4	4,3	0,5	5,4	0,3	19,5	3,3	242	1,3	4,5	7,9	
В8-17-0,6-тп	4,1	1,0	34	0,4	2,9	0,7	8,1	0,7	378	2,4	158	1,7	8,3	6,6	
В8-17-0,6-т	21,0	5,5	17,7	1,9	17,0	2,6	20,2	1,2	522	7,6	709	4,2	44,7	29	
В8-18-1,4-т	21,9	4,9	14,4	2,4	16,7	2,8	23,0	1,1	61,6	20,7	128	1,0	4,7	29	
В8-17-0,7-ис	21,8	5,5	17	1,76	15,7	2,03	18,9	1,38	11,8	5,98	268	3,34	25,8	15,6	

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН

Таблица 13. Состав водорастворимых соединений отложений в районе м. Марре-Сале

№ слоя	Шифр разреза	Глубина от поверхности, м	Катионно-анионный состав						
			HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺
ммоль-экв/100г									
Слой 4	МС-2А-2011	1,4	0,050	0,064	0,039	0,081	0,045	0,052	0,030
	МС-3-2011	1,5-1,4	0,031	0,133	0,152	0,155	0,078	0,350	0,050
	МС-3-2011	2,6-2,8	0,117	0,276	0,283	0,123	0,148	0,348	0,069
Слой 3	МС-2А-2011	3,0	1,140	0,109	0,385	0,244	0,218	0,865	0,079
	МС-2А-2011	3,5	2,012	0,098	0,675	0,221	0,197	1,892	0,110
	МС-3-2011	4,0	0,005	0,103	0,048	0,077	0,021	0,107	0,028
Слой 2	МС-2-2011	4,4	0,200	0,286	0,140	0,111	0,074	0,267	0,038
	МС-3-2011	4,5	0,176	0,287	0,114	0,119	0,054	0,345	0,025
	МС-2А-2011	4,9	0,051	0,439	0,414	0,125	0,091	0,776	0,081
	МС-3-2011	5,6	0,059	0,318	0,142	0,044	0,034	0,541	0,033
	МС-2А-2011	7,0	0,139	0,749	0,169	0,045	0,065	0,970	0,067
Слой 1	МС-3-2011	14,0	0,170	1,090	0,214	0,047	0,046	1,740	0,062

Химический анализ выполнен в Лимнологическом институте СО РАН