

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**

На правах рукописи

АЛЕКСЕЕВА ЛЮДМИЛА ПАВЛОВНА

**ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ, СОЛЕННЫХ ВОД И РАССОЛОВ
ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ**

25.00.07 - гидрогеология

Диссертация
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант
доктор геолого-минералогических наук,
профессор С.Л. Шварцев

Иркутск-2015

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение.....	4
1. Постановка проблемы, состояние её изученности.....	13
2. Основные региональные особенности Западной Якутии.....	25
2.1. Физико-географические условия.....	25
2.2. Геологическое строение и тектоника.....	29
2.3. Распространение и строение многолетнемерзлых толщ.....	35
3. Распространение подземных вод и гидрогеологическая стратификация разреза.....	41
3.1. Оленёкский криоартезианский бассейн.....	43
3.2. Верхневилуйский криоартезианский бассейн.....	51
3.3. Средневилуйский криоартезианский бассейн.....	56
4. Геохимия подземных текстурообразующих льдов.....	60
4.1. Криогенное строение мерзлой толщи и условия залегания подземных льдов	60
4.2. Макрокомпонентный состав подземных льдов.....	69
4.3. Состав микрокомпонентов и РЗЭ подземных льдов.....	78
5. Геохимия и формирование подземных соленых вод и рассолов.....	88
5.1. Химический и газовый состав подземных вод.....	88
5.2. Гидрогеохимическая зональность.....	97
5.3. Равновесие в системе вода (рассол)-порода.....	103
5.4. Изотопы в подземных соленых водах и рассолах.....	113
5.4.1. Распределение стабильных изотопов ^2H и ^{18}O	113
5.4.2. Распределение стабильных изотопов ^{37}Cl и ^{81}Br	118
5.4.3. Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	127
5.5. Формирование состава хлоридных кальциевых рассолов.....	133
6. Рассолы как гидроминеральное сырье.....	137
6.1. Концентрация ценных компонентов (брома, лития, рубидия, стронция) в промышленных подземных водах.....	137
6.2. Прогнозная оценка запасов гидроминерального сырья (по величине водопритока в алмазодобывающий карьер).....	155
6.3. Значение и перспективы использования промышленных рассолов.....	161

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	166
Список использованной литературы.....	169
Основные понятия и термины.....	215
Приложения.....	217
Приложение 1. Химический состав рассолов надсолевого водоносного комплекса (Верхневиллюйский КАБ).....	217
Приложение 2. Химический состав рассолов соленосного водоносного комплекса (Верхневиллюйский КАБ).....	219
Приложение 3. Химический состав рассолов подсолевого водоносного комплекса (Верхневиллюйский КАБ).....	220
Приложение 4. Химический состав соленых вод и рассолов верхнекембрийского водоносного комплекса (Средневиллюйский КАБ).....	223
Приложение 5. Химический состав соленых вод и рассолов верхнекембрийского водоносного комплекса (Оленёкский КАБ).....	225
Приложение 6. Химический состав рассолов венд-среднекембрийских водоносных комплексов (Оленёкский КАБ).....	229

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность. Активная разработка и эксплуатация месторождений алмазов, нефти, газа в Западной Якутии в сложных физико-географических, геологических, геокриологических и гидрогеологических условиях требует всестороннего знания о геологическом пространстве и в целом о природной среде региона. Западная Якутия находится в области самого глубокого на Земле многолетнего промерзания горных пород - мощность криолитозоны достигает 1450 м. Подземные льды, формирующиеся на больших глубинах в горных породах, влияют на основные закономерности строения мёрзлых толщ, структурно-текстурные черты горных пород, особенности локализации подземных вод, их геохимию, гидродинамику, генезис и формирование, взаимосвязи и взаимодействие с вмещающими горными породами, а физико-химическое состояние подземных льдов зеркально отображает сущность процессов преобразования состава подземных вод в криотермических условиях. Изучение гидрогеохимических особенностей этих льдов позволит в итоге восстановить палеогидрогеологическую обстановку в период формирования многолетнемерзлых пород. Водообменные системы криолитозоны включает в себя элементы – горные породы, воду в различных фазовых состояниях, газ, органическое вещество – длительное взаимодействие которых приводит к эволюционному изменению криогидрогеологических систем. Комплексное изучение их составляющих даёт ключ не только к пониманию процессов формирования, развития и преобразования подземной гидросферы при её глубоком охлаждении, что составляет фундаментальную проблему, но и к научному прогнозу, востребованному в практической области.

Крайне важным звеном системы вода-порода являются рассолы хлоридного состава. Их генезис и особенности формирования представляют фундаментальную проблему гидрогеохимии, однако до настоящего времени полной ясности в решении этой проблемы нет. Особенно проблематично происхождение подземных хлоридных соленых вод и рассолов, насыщающих осадочные терригенно-карбонатные толщи и магматические горные породы. Выявление ведущих процессов формирования ионного и изотопного состава рассолов, установление источников и причин накопления в них макро- и микрокомпонентов, а также особенностей их распределения в рассолах разных типов, требуют скорейшего решения.

Подземные солёные воды и рассолы региона, заполняющие геологический разрез, характеризуются максимальной концентрацией ряда микрокомпонентов (брома, лития, стронция, рубидия и др.) и представляют собой самостоятельную промышленную ценность как гидроминеральное сырьё. Всё это определяет исключительный интерес и актуальность изучения геохимических особенностей подземных текстурообразующих льдов и подземных солёных вод и рассолов Западной Якутии.

Цель работы. Выявление геохимических особенностей подземных льдов, хлоридных кальциевых солёных вод и рассолов, обоснование их генезиса и оценка высокоминерализованных подземных вод как гидроминерального сырья.

Основные задачи:

- изучить подземные текстурообразующие льды региона как неотъемлемую составляющую системы вода-порода, особенности формирования их макро- и микрокомпонентного состава;
- выявить закономерности распространения, гидрогеологической зональности и гидрогеохимические особенности хлоридных солёных вод и рассолов в осадочных толщах и интрузивных породах Западной Якутии;
- на основе численного моделирования оценить степень равновесия подземных вод с минералами вмещающих пород и выявить ведущие факторы формирования состава подземных соленых вод и рассолов;
- изучить распределение стабильных изотопов (^2H , ^{18}O , ^{37}Cl и ^{81}Br , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в подземных водах хлоридного состава и выявить достоверные изотопные генетические признаки этих вод;
- исследовать закономерности распределения некоторых ценных компонентов (брома, лития, рубидия, стронция) в рассолах Западной Якутии и обосновать перспективность сырьевой базы для использования гидроминерального сырья (жидкой поликомпонентной руды).

Объектами научного исследования являются подземные льды, подземные солёные воды и рассолы, насыщающие геологический разрез в пределах алмазоносных районов Западной Якутии; процессы формирования состава, генезис и эволюция этих объектов представляют *предмет исследования*.

Фактический материал и личный вклад автора. В диссертации изложены результаты многолетних (1993-2015 гг.) теоретических и прикладных исследований, выполненных лично автором, либо при его непосредственном участии в государственных научных программах (3.1.12.1. «Формирование и геологическая деятельность подземных вод Востока СССР», 4.1.01. «Исследование условий формирования подземных вод и их роли в геологических процессах», 5.1.2., 5.1.3. «Ресурсы, динамика и охрана подземных вод», 28.6. «Экогеохимия природных и техногенных ландшафтов Сибири, гидрогеологический и гидрогеохимический мониторинг», 1.05.03. «Сибирь», ГНТП 1.9.1. «Глобальные изменения природной среды и климата»), междисциплинарных научных проектах СО РАН № 74, 78, 99, 101, междисциплинарном интеграционном проекте «Литий России», ежегодных экспедиционных проектов СО РАН, а также международных проектах PICS-2650 «Mécanismes et balans d'altération en climats froids: étude du système hydrologique du Baïkal» и NSFC «Геохимия хлора и брома в подземных водах Китая и России».

Разработка фундаментальной научной проблемы осуществлялась при финансовой поддержке РФФИ (гранты 94-05-26877; 97-05-74592; 00-05-78072; 01-05-64012; 04-05-64426; 04-05-22000-НЦНИ, 06-05-03038; 08-05-00086; 13-05-01075; 14-05-91155-ГФЕН).

Систематизация обширного фактического гидрогеологического и геокриологического материала, накопленного за долгие годы работы на территории криолитозоны, позволила создать банк гидрогеохимических данных Западной Якутии, включающий около 2000 анализов проб текстурообразующих льдов, пресных, солёных вод и рассолов. В рамках комплексных научных исследований автор выполняла обработку и интерпретацию многолетних режимных гидрогеохимических наблюдений и геокриологических изысканий в пределах кимберлитовых полей Западной Якутии, непосредственно осуществляла физико-химическое моделирование процессов, происходящих в системе вода-порода, направленное на решение проблемы формирования химического состава подземных вод в естественных и нарушенных условиях в пределах криолитозоны, проводила количественную оценку содержания ценных компонентов в рассолах как гидроминеральном сырье. Исследование изотопного состава подземных вод региона осуществлялось при сотрудничестве с французскими коллегами из Страсбургского

университета, канадскими учеными из Университета Ватерлоо и китайскими исследователями из Университета Ухань.

Методы исследования. Диссертационное исследование основано на материалах собственных полевых работ, результатах изучения режима подземных вод и мёрзлых пород, обобщенных данных разведочных работ ОАО АК «АЛРОСА» в пределах кимберлитовых полей, глубокого опорного бурения, а также обширной геологической, гидрогеологической и геохимической опубликованной и фондовой литературе, касающейся Западной Якутии.

В своих исследованиях автор придерживался основополагающего методологического принципа единства природных вод, принципов эволюционного преобразования подземной гидросферы, заложенных Е.В. Пиннекером, а также известных подходов комплексного анализа природных систем на основе современных методов гидрогеологии, гидрогеохимии, геокриологии и физико-химического моделирования.

Специфика объектов исследования наложила отпечаток на методику изучения. Структурные и текстурные особенности подземных льдов изучены в ходе документации керна скважин, пройденных без применения промывочных растворов (с продувкой забоя сжатым воздухом). Суровые климатические условия при отборе проб льда (температура воздуха в зимнее время достигала $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$), необходимость поддержания мерзлого состояния керна для фиксации текстурных особенностей на фото, малые количества отбираемого льда являлись дополнительными факторами, осложняющими получение, сохранение и анализ данных и требующими адаптации существующих методик к реальным условиям исследования.

Макрокомпонентный и микрокомпонентный состав подземных льдов и вод определен лабораторными методами (химическим, атомно-абсорбционным, спектрофотометрическим, хроматографическим и др.) в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования Иркутского научного центра СО РАН (аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.513593) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия). Анализы стабильных изотопов воды (^2H , ^{18}O , ^{37}Cl и ^{81}Br) выполнены в Университете Ватерлоо (Онтарио, Канада) методом Isotope Ratio Mass Spectrometry (IRMS), в Приморском центре локального элементного и изотопного

анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток (аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.518986) и в Китайском Университете Геонаук (г. Ухань) на масс-спектрометрах Thermo Finnigan MAT 253. Изотопные стронциевые отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) определены в Страсбургском университете (Франция) на масс-спектрометре VG Sector и в ИЗК СО РАН (г. Иркутск) на приборе Finnigan MAT 262 с термической ионизацией в одноленточном режиме на рениевых лентах (аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.513593).

Физико-химическое моделирование на основе программного комплекса HydroGeo (М.Б. Букаты) применялось на этапе решения вопросов формирования и эволюции химического состава подземных вод.

Достоверность научных результатов обеспечена созданным банком данных – результатов химического анализа около 2000 проб подземных вод, льдов и пород, полученных высокоточными методами в аккредитованных лабораториях, включая зарубежные; хорошими показателями прецизионности результатов; апробацией основных научных положений на российских и международных форумах и публикацией в рецензируемых журналах; выполнением заданий государственных программ, интеграционных и международных проектов.

Научная новизна работы:

- изучено строение и текстурные особенности мёрзлых толщ, химический состав подземных льдов в осадочных и магматических горных породах;
- впервые определено содержание более 40 микрокомпонентов и редкоземельных элементов в подземных льдах интрузивных (кимберлитах), осадочных и терригенно-карбонатных (известняки, доломиты, песчаники) пород Западной Якутии и обоснован возможный механизм их накопления;
- выявлены ведущие процессы формирования химического состава соленых подземных вод и рассолов на основе расчета равновесий в системе вода-порода;
- впервые на основе изучения стабильных изотопов (^2H , ^{18}O , ^{37}Cl , ^{81}Br , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) определены ведущие генетические признаки подземных льдов и солёных вод и рассолов;
- выполнена прогнозная оценка ресурсов гидроминерального сырья и обоснована перспективность использования дренажных рассолов для извлечения ценных компонентов.

Практическая значимость.

Результаты изучения подземных льдов, солёных вод и рассолов позволили решить конкретные практические задачи алмазодобывающих предприятий в Западной Якутии: оценить ёмкость мёрзлых массивов в связи с захоронением в них дренажных рассолов, поступающих в карьеры; обосновать размещение экспериментальных полигонов для экологически безопасной изоляции рассолов при отработке месторождений; выполнить мониторинг геохимической обстановки в районах интенсивного освоения и оценить качество подземных и поверхностных вод; оценить прогнозные ресурсы дренажных рассолов для целей использования их в качестве гидроминерального сырья.

Защищаемые положения.

1. Западная Якутия объединяет три разнопорядковые криогидрогеологические системы (структуры) – Оленёкский, Верхневилуйский и Средневилуйский криоартезианские бассейны. Их гидрогеологические особенности обусловлены широким развитием палеозойских терригенных, карбонатных и галогенных толщ, трапповых и кимберлитовых полей, наличием регионально выдержанных рассолоносных комплексов и глубоким охлаждением геологического разреза.

2. Глубокое промерзание обводненных осадочных и магматических пород артезианских бассейнов в позднем кайнозое сопровождалось подземным льдообразованием. Специфика геохимии подземных льдов - результат взаимодействия в системе вода-порода. Переход в раствор карбонатных, сульфатных и хлоридных солей происходил до эпохи похолодания, а современный химический состав подземных льдов обусловлен процессами криогенеза.

3. Вертикальную гидрогеохимическую зональность немерзлых толщ криоартезианских бассейнов формируют хлоридные рассолы натриевого, а также смешанного катионного состава. Они приурочены к надсолевым, соленосным и подсолевым водоносным комплексам или заполняют бессолевой разрез бассейнов. Рассолы имеют признаки метеогенных и седиментогенных вод, а также их смешения в ходе геологической эволюции системы вода-порода.

4. Вариации стабильных изотопов (^2H , ^{18}O , $\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^{81}\text{Br}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) являются важнейшим генетическим признаком формирования рассолов в результате либо

растворения галогенных горных пород, либо глубокого преобразования захороненной рапы солеродных бассейнов в условиях различной степени закрытости гидрогеологических систем.

5. Кривоартезианские бассейны входят в состав крупнейшей Сибирской гидроминеральной провинции. Содержание лития, брома, стронция, рубидия в подземных рассолах позволяет рассматривать их как важнейшее промышленное сырье, альтернативное твердым полезным ископаемым. Эксплуатационные запасы дренажных хлоридных кальциевых рассолов алмазодобывающих карьеров являются достаточной базой для организации безотходного производства ценных компонентов.

Апробация. Результаты авторских исследований и основные положения диссертации докладывались и обсуждались на международных и всесоюзных научных форумах: на XI, XII, XIII Всесоюз. совещаниях по подземным водам Востока СССР (Чита, 1985, Иркутск-Южно-Сахалинск, 1988, Иркутск-Томск, 1991); XIV, XV, XVI, XVII, XVIII, XIX, XX Всеросс. совещаниях по подземным водам Востока России (Иркутск, 1994, 2000, 2006, 2012, Тюмень, 1997, 2009, Красноярск, 2003); Первом Всесоюз. съезде инженеров-геологов, гидрогеологов и геокриологов (Киев, 1988); расширенных заседаниях Научного Совета по криологии Земли АН СССР (Москва, 1987, 1988, 1989, 1990); Третьем Междунар. симпозиуме «Горное дело в Арктике» (Санкт-Петербург, 1994); Первой, Второй, Третьей и Четвертой конференциях геокриологов России (Москва, 1996, 2001, 2005, 2011); Четвертом Междунар. междисциплинарном научном симпозиуме «Закономерности строения и эволюции геосфер» (Хабаровск, 1998); Пятых, Шестых, Седьмых Толстихинских чтениях (Санкт-Петербург, 1996, 1997, 1998); Междунар. конференции «Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже III-го тысячелетия» (Томск, 2000); Научно-практической конференции «Современные проблемы гидрогеологии и гидрогеомеханики» (Санкт-Петербург, 2002); Междунар. конференции «Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии» (Томск, 2004); Междунар. конференции «Приоритетные направления в изучении криосферы Земли» (Пушино, Московской обл., 2005); Междунар. конференции «Криогенные ресурсы полярных регионов» (Салехард, 2007); Междунар. конференции «Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения»

(Тюмень, 2008); Всеросс. научно-практического совещания с международным участием «Литий России» (Новосибирск, 2011); Междунар. научно-практической конференции «Проблемы и пути эффективной отработки алмазоносных месторождений» (Мирный, 2011); VIII Междунар. конференции «Недропользование. Горное дело. Новые направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых» (Новосибирск, 2012); Междунар. научной конференции «Гидрогеология сегодня и завтра: наука, образование, практика» (Москва, 2013); II Всеросс. научной конференции «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами» (Владивосток, 2015); Всеросс. конференции «Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Евразии» (Томск, 2015). GSA Annual Meeting «Science at highest level» (Denver, Colorado, USA, 2002); 9th International Conference on Permafrost (Fairbanks, Alaska, USA, 2008); XXXVIII IAH Congress «Groundwater quality sustainability», Krakow, Poland 2010; Sixth, Eight, Eleventh, Fourteenth International Symposia on Water-Rock Interaction (Malvern, England, 1989; Vladivostok, Russia, 1995; Saratoga Springs, NY, USA, 2004; Avignon, France, 2013); International Multidisciplinary Conference on Mineral Waters. Genesis, Exploitation, Protection and Valorisation. MinWat2014 (Karlovy Vary (Carlsbad), Czech Republic, 2014); AIG-11: Applied Isotope Geochemistry Conference in Orléans, France (2015).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 74 работы, в том числе две монографии (в соавторстве) и 22 статьи в рецензируемых российских и зарубежных журналах из перечня ВАК. Статьи написаны в соавторстве со специалистами, которые не имеют возражений против защиты данной работы.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения (233 стр. текста, 65 рисунка, 13 таблиц, 6 приложений). Список литературы включает более 700 источников.

Автор выражает благодарность научному консультанту - доктору геолого-минералогических наук, профессору С.Л. Шварцеву за побуждение к написанию диссертации, внимание к процессу её создания и ценные советы, способствовавшие кристаллизации сути работы. Автор считает своим долгом выразить признательность специалистам и ученым, общение и консультации с которыми на разных этапах исследований оказали формирующее влияние на изложенные в работе идеи и

представления: докторам геол.-мин. наук М.Б. Букаты, Е.В. Пиннекеру, Б.И. Писарскому, кандидатам геол.-мин. наук В.Н. Борисову, Б.М. Шенькману, А.М. Кононову. Организация полевых работ проходила при неизменной поддержке на разных этапах сотрудников АК «АЛРОСА» (ПАО): В.А. Павлова, Г.П. Шмарова, Т.И. Дроздовой. Большой объем аналитических работ выполнили специалисты Л.А. Дурбан, Т.Ф. Данилова. Всем названным лицам автор искренне признателен. Особую благодарность я выражаю доктору геол.-мин. наук С.В. Алексееву - многолетнему коллеге по работе, неустоимому полевику, достойному оппоненту в научных дискуссиях, опытному рецензенту совместных научных статей, постоянному соавтору и непримиримому борцу с невежеством - за точность формулировок и чистоту русского языка.

1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ, СОСТОЯНИЕ ЕЁ ИЗУЧЕННОСТИ

Проблема эволюции системы вода-порода в течение многих десятилетий постоянно привлекает пристальное внимание ученых различного профиля во всем мире. Индивидуальность системы вода-порода обеспечивается наличием ее глубоких связей со всеми компонентами ландшафта (горные породы, почвы, растительность, рельеф, вторичные минеральные продукты, органическое вещество), а также с компонентами окружающей среды - температурой, осадками, их количеством, режимом, составом и т.д. Ее равновесно-неравновесный характер проявляется в разрушении водой горных пород и образовании новых минеральных фаз, органических соединений, геохимических типов воды и т.д. Поскольку история развития и динамика подземной гидросферы тесно связаны и обусловлены общим ходом природного процесса на Земле, исследование механизмов формирования подземных вод должно опираться на всестороннее изучение комплекса процессов, приведших к современной геохимической обстановке.

В основу теоретических построений соискателя положены гипотеза о постоянстве солености и состава океанической воды (средних величин) в геологической истории (которой придерживался В.И. Вернадский) и принцип наличия глубокого противоречия между водой и эндогенными материалами. Это противоречие носит фундаментальный характер и определяет геологически вечное, непрерывное развитие этой системы в течение всего времени существования воды на Земле (Шварцев, 1996). Подземная гидросфера, охватывая все внутриземные формы воды, которая длительно взаимодействует с горными породами, постоянно изменяется и релаксирует к стационарному неравновесному состоянию под влиянием планетарных и региональных физических полей (Смирнов, 1991).

Показательно, что уже более 40 лет (с 1974 г.) Международной Ассоциацией Геохимии проводятся традиционные симпозиумы (Water-Rock Interaction) во многих странах мира, посвященные различным аспектам эволюционного преобразования системы вода-порода. Однако проблеме криогенной трансформации свойств горных пород, природных вод и подземных льдов уделяется недостаточно внимания.

Между тем в областях с холодным резко континентальным климатом в зоне развития многолетнемерзлых пород протекание термодинамических, тепло-

массообменных и физико-химических процессов в системе вода-порода имеет свои особенности, обусловленные фазовыми переходами. Гидрогеологические резервуары под влиянием многолетнего промерзания приобретают специфические черты, имеющие важное палеогеокриологическое значение. Криогенез приводит к смене гидрохимической зональности, определяет особые условия залегания, движения и разгрузки подземных вод, их режим, воспроизводство запасов, особенности формирования химического состава. Роль подземного льдообразования в процессе многолетнего промерзания водонасыщенных горных пород в изменении химического состава подземных вод тесно связана с процессами формирования состава самого льда. При замерзании воды происходит совместная кристаллизация льда и солей, вовлечение растворимых веществ в лёд, образование соединений включения, соосаждения. Состав вовлеченных веществ также подвергается трансформации в процессе разложения и миграции. Следовательно, в подземных льдах зашифрована информация о формировании, развитии и геохимических преобразованиях гидрогеологических резервуаров, о процессах взаимодействия в системе вода-горная порода. Знание закономерностей развития этих сложных физико-химических процессов, их характера и направленности важно для палеогеокриологических и палеогидрогеологических построений, а также для прогнозирования возможных криогенных преобразований подземной гидросферы в настоящем и будущем.

Восточная Сибирь как регион обширного развития многолетнемерзлых пород всегда привлекала внимание как геокриологов, так и гидрогеологов. Огромный вклад в базу знаний о гидрогеологии мерзлой зоны литосферы внесли региональные исследования О.Н. Толстихина, И.К. Зайцева, Е.В. Пиннекера, Н.П. Анисимовой, С.М. Фотиева, Н.А. Вельминой, Н.Н. Романовского, Б.И. Писарского.

Об общих и частных закономерностях подземного льдообразования к настоящему времени опубликован обширный материал, однако степень изученности отдельных генетических типов льда, а также региональных особенностей развития подземных льдов далеко не одинакова. В общем виде процессы льдообразования в породах с жесткими кристаллическими связями анализируются в работах (Шумский, 1955, 1957; Вельмина, 1965; Втюрина, Втюрин, 1970; Втюрин, 1975; Кривоногова, 1976; Иванов, 1998). В Западной Сибири и Российской Арктике подробно изучены строение и генезис залежей пластовых льдов (Данилов, 1990; Анисимова, Крицук,

1983; Шполянская, 1991, 2005; Дубиков, 2002; Фотиев, 2003; Стрелецкая и др., 2006; Шполянская и др., 2007; Крицук, 2010; Слагода и др., 2012; Васильчук, 2012 и др.), химический и изотопный состав льдов (Деревягин и др., 1999, 2003; Васильчук и др., 2006, 2009, 2011; Стрелецкая, Васильев, 2009; Иванова, 2012 и др.).

Сведения об особенностях залегания, строения и химическом составе подземных льдов осадочных и магматических пород Западной Якутии малочисленны. Между тем, подземные льды, формирующиеся на больших глубинах в горных породах, представляют главный элемент строения многолетнемерзлых пород, определяя многообразие криогенных текстур, а физико-химическое состояние подземных льдов зеркально отображает сущность процессов преобразования состава подземных вод в криотермических условиях. Изучение гидрогеохимических особенностей этих льдов позволит в итоге восстановить палеогидрогеологическую обстановку в период формирования многолетнемерзлых пород. Первые данные о подземных льдах были получены в ходе алмазопроизводственных работ, выполненных в центральной части Якутской алмазоносной провинции (Устинова, 1964; Алексеев, Борисов, 1985; Алексеев, Алексеева, 2000; Алексеев, 2000; Алексеев, Пиннекер, 2000; Alexeev, Alexeeva, 2002). Позднее (2004-2014 гг.) при доразведке коренных месторождений алмазов собран уникальный фактический материал, позволивший дополнить и расширить представления о подземном льдообразовании в скальных горных породах (Алексеева и др., 2014).

Всестороннее исследование системы вода-порода включает изучение особенностей химического и микрокомпонентного (в том числе и редкоземельного) состава природных подземных льдов, что помогает установить происхождение и возможные механизмы образования этих льдов, пути и области накопления ценных компонентов в природных растворах и льдах. Исследование редкоземельных элементов (РЗЭ) в составе микрокомпонентов подземных вод и льдов связано как с промышленными потребностями различных отраслей промышленности, так и с возможностями индикаторного использования РЗЭ при решении петрологических, литологических, а в последние десятилетия экологических и гидрогеологических проблем. Гидрогеохимические исследования РЗЭ открыли путь для понимания эволюционных взаимодействий в системе вода-порода, поскольку слабое изменение составов редких элементов в природных процессах способствует сохранению составов

РЗЭ источников исходного вещества. Состав лантаноидов может нести информацию об окислительно-восстановительных условиях среды, о наличии массообмена в системе, об основных комплексообразующих лигандах и других параметрах.

Изучение поведения РЗЭ в водных средах началось с исследования фракционирования РЗЭ в осадочных процессах (Балашов, Лисицын, 1968; Балашов и др., 1974; Балашов, 1976), которое позволило проанализировать механизм миграции и формы переноса РЗЭ пресными и морскими водами. С начала 80-х годов прошлого века были получены многочисленные данные по содержанию РЗЭ в океанских и речных водах, океанских осадках, железо-марганцевых конкрециях, в гидротермальных флюидах (Гурвич и др., 1980; Fleet, 1984; Батурин, 1986; Byrne, Sholkovitz, 1996 и др.). Наиболее полно геохимия РЗЭ в океане изложена в монографии (Дубинин, 2006). Исследование распределения и состава РЗЭ в осадочных образованиях привело к выработке критериев для реконструкции условий седиментации (Шатров, 2004, 2007; Шатров, Войцеховский, 2009, 2010). Такие критерии оценки составов лантаноидов позволяют определить климатические условия, глубоководность и удаленность от береговой линии обстановок седиментации практически всех древних бассейнов.

Геохимии редких элементов в подземных водах посвящена одноименная монография Крайнова С.Р. (1973), в которой в связи с геохимическими поисками месторождений подробно рассматриваются условия формирования и особенности регионального распространения обогащенных редкими элементами вод, формы миграции и особенности водного рассеяния РЗЭ и других элементов вокруг месторождений в пределах горно-складчатых областей. В последнее десятилетие в результате развития аналитических методов резко возросло количество исследований геохимических свойств РЗЭ в подземных и поверхностных водах разных регионов планеты (Lewis et al., 1997; Van Middlesworth and Wood, 1998; Johannesson et al., 1996, 2000; Чудаева, 2002; Чудаев, 2003; Чудаев, Чудаева, 2008; Morton-Bermea et al, 2010). Это связано с тем, что РЗЭ несут информацию о термодинамических условиях, контролирующих процессы взаимодействия вода-порода, накапливаясь на минеральных фазах и мигрируя в природных водах в зависимости от окислительно-восстановительных условий среды и концентрации комплексирующих лигандов. РЗЭ могут использоваться для определения областей питания и смешения различных

подземных вод, для выявления генетических особенностей и эволюционных изменений водных растворов и растворенного вещества.

Однако состав РЗЭ в подземных льдах (особенно в текстурообразующих) изучен очень слабо, а имеющиеся немногочисленные данные получены в последние годы в основном для пластовых льдов (Иванова, 2012). Поэтому новые сведения об их содержании в глубокозалегающих подземных льдах представляют научный и практический интерес. В связи с этим, первая задача, которую ставит перед собой соискатель, это изучение подземных льдов как неотъемлемой составляющей системы вода-порода.

Крайне важный аспект эволюции системы вода-порода – проблема генезиса и особенностей формирования рассолов хлоридного состава – также продолжает широко обсуждаться в научном мире. Познанием процессов формирования химического состава соленых вод и рассолов занимались как крупные российские ученые – Н.С. Курнаков, М.Г. Валяшко, Н.И. Толстихин, И.К. Зайцев, Е.А. Басков, А.М. Овчинников, В.А. Кирюхин, Е.В. Посохов, Е.В. Пиннекер, К.Е. Питьева, С.Р. Крайнов, П.А. Удодов, В.М. Швец, Б.Н. Рыженко, С.Л. Шварцев, В.И. Ферронский и многие другие, так и зарубежные исследователи - D.J. Bottomley, M. Gascoyne, M. Edmunds, R.H. McNutt, K. Nordsrton, S.K. Frapе, P. Fritz и многие др. Однако до настоящего времени полной ясности в вопросах генезиса рассолов нет. Особенно проблематично происхождение хлоридных минерализованных вод, насыщающих осадочные терригенно-карбонатные толщи без включений пород галогенных формаций.

Рассолы Сибирской платформы имеют сложный генезис и геохимическую эволюцию. Формирование концентрированных рассолов хлоридного натриевого состава, приуроченных в основном к соленосным разрезам (западная и южная части платформы), связано с процессами растворения солей из вмещающих галогенных пород. Концентрированные рассолы хлоридного кальциевого или магниевокальциевого состава, распространенные преимущественно в северо-восточной части платформы, – это смесь подземных вод различного генезиса, в которой седиментогенные воды замещены частично древними инфильтрационными водами. По современным воззрениям считается, что основу состава этих рассолов заложила захороненная маточная рапа солеродных бассейнов, которая впоследствии подвергалась различным процессам метаморфизации в системе вода-порода в ходе ее

геохимической эволюции.

Универсальные геохимические процессы формирования химического состава подземных вод – растворение, кристаллизация, окисление-восстановление, диссоциация-комплексобразование, ионный обмен – лежат в основе трансформирования солеродной рапы в современные хлоридные кальциевые соленые воды и рассолы. Степень и эффективность взаимодействия в системе вода-порода зависит от реальных природных геологических, гидрогеологических и геотермических условий, причем время взаимодействия в системе вода-порода является важнейшим фактором, определяющим соленость подземных вод (Шварцев, 2008). Существующие гипотезы происхождения хлоридных минерализованных подземных вод и рассолов объясняют генезис высоких концентраций компонентов и общей солености растворов преобразованием древних морских вод вследствие испарительного концентрирования в солеродных бассейнах. В то же время на основе термодинамического анализа истории развития и формирования современной гидрогеологической обстановки в недрах земной коры исследователи приходят к выводу о происходивших альтернативных испарительному концентрированию геохимических процессах, приводивших к образованию крепких и сверхкрепких рассольных вод в глубоких горизонтах (Крайнов и др., 2004). Это наличие внешнего источника первичных рассолов, сконцентрированных в эвапоритовых бассейнах, перетекание его из смежных седиментационных бассейнов и дальнейшее их геохимическое взаимодействие с вмещающими породами приводит к формированию максимально минерализованных высококальциевых рассолов.

Повышенное содержание основных компонентов рассолов – кальция, магния, калия, а также высокие концентрации микроэлементов – обязано взаимодействию захороняющихся рассолов с карбонатными, сульфатными, алюмосиликатными породами, процессам массопередачи в системе вода-порода. Именно водовмещающие отложения являются источником многих элементов, которые находятся в рассолах в избыточном (по сравнению с исходной рапой) количестве. Часть из них связывается вторичными минералами, а часть концентрируется в рассолах.

Вместе с тем остаются невыясненными вопросы, касающиеся генезиса столь уникального явления как хлоридные кальциевые крепкие и предельно насыщенные рассолы (распространение подобных рассолов в осадочных толщах, формирование

химического состава и высокой минерализации этих рассолов, выявление процесса, играющего ведущую роль в формировании катионного состава минерализованных вод и рассолов в бессолевой толще, установление источников и причин накопления в рассолах брома, стронция и других микроэлементов, а также особенностей их распределения в рассолах разных типов), которые ждут своего решения.

Западная Якутия занимает северо-восточную часть Сибирской платформы, которая является одним из самых древних регионов галогенного осадконакопления, сформировавшихся в начале палеозоя. Мощные толщи каменной соли и сопутствующие им хемогенные образования явились основой широкого развития рассолов различной минерализации – от слабых до предельно насыщенных. Начиная с 60-х годов прошлого столетия исследованию концентрированных рассолов Сибирской платформы, особенностей их формирования и распространения, палеогидрогеологических условий, происхождения и преобразования состава рассолов посвящены работы Е.В. Пиннекера, В.Н. Борисова, Ю.И. Кустова, А.А. Дзюбы, А.С. Анциферова, В.И. Вождова, М.Б. Букаты, С.Л. Шварцева, С.В. Алексеева.

По солевому составу рассолы являются хлоридными натриевыми и хлоридными кальциевыми (между ними – рассолы переходного состава). Вещественный состав рассолов тесно связан с составом вмещающих пород. На преобразование состава рассолов в процессе развития гидрогеологической структуры оказала большое влияние конкретная природная обстановка (температура, давление, интенсивность водообмена и др.), в отрыве от которой нельзя понять генезис рассолов. По генетическому облику на платформе выделяются два типа рассолов – рассолы выщелачивания (инфильтрационные) и сильнометаморфизованные (седиментационные). Первые имеют хлоридный натриевый состав и минерализацию, не превышающую растворимость NaCl; вторые – хлоридные кальциевые с минерализацией до 600 г/дм³.

Вторая задача, на решение которой направлено данное диссертационное исследование, выявление закономерностей распространения, гидрогеологической зональности и гидрогеохимических особенностей хлоридных кальциевых рассолов в осадочных толщах Западной Якутии с целью обоснования их генезиса.

Новый качественный уровень исследований подземных вод и рассолов должен обеспечиваться современными методологическими принципами гидрогеохимии, суть которых заключается в следующем: *генезис основных геохимических типов*

минерализованных вод и рассолов и все направления их геохимической эволюции определяются совокупностью граничных условий (соотношение между взаимодействующими массами пород и подземных вод, парциальное давление CO_2 , температура), задаваемых и формируемых реальными природными геологическими, гидрогеологическими и геотермическими ситуациями и определяющих конечный эффект геохимических процессов в реальных гидрогеохимических системах (Крайнов, Рыженко, 2004).

В современной гидрогеохимии для решения вопросов формирования и эволюции химического состава природных вод земной коры, а также для количественной оценки закономерностей, наблюдаемых при гидрогеохимических процессах, широко применяется численное физико-химическое моделирование (Карпов и др., 1971, 1997; Букаты, 1997, 1999; Крайнов, 1988, 1997; Шваров, 1976, 1999; Шварцев, 1998; Крайнов, Рыженко, 1997, 2001, 2003; Рыженко, Крайнов, 2000, 2001, 2002; Risacher, Clement, 2001; Чарыкова, Чарыков, 2004 и др.). На сегодняшний день в России и за рубежом известно немало программных комплексов для термодинамических расчетов равновесного состояния систем вода-порода (например, «СЕЛЕКТОР», HydrGeo, HCh, WATERQ4F, GIBBS, PHRQPITZ, SOLMINEQ, EQ3/6, BALANCE, EQL_EVP, SOL, MIF и др.). Большинство из них позволяют количественно описать эволюцию химического состава воды (процессы сгущения вод, осаждения солей, взаимодействие последних с водами, образование вторичных минералов и пр.) в достаточно широком диапазоне положительных температур. Третья задача данного исследования – на основе численного моделирования с помощью программного комплекса HydroGeo охарактеризовать степень равновесия рассолов с минералами вмещающих пород и проанализировать ведущие факторы формирования состава подземных рассолов.

Мощным орудием изучения и помощником в гидрогеологических изысканиях в настоящее время является изотопная гидрогеохимия, которая дает дополнительную информацию для решения многих вопросов о генезисе подземных вод, водообменных процессах, о времени пребывания воды в природных резервуарах и т.п. В основе исследований стабильных изотопов лежит допущение о постоянстве первозданного изотопного состава любого элемента, который впоследствии был существенно изменен под воздействием разнообразных природных и техногенных процессов. Для изотопов водорода и кислорода основным процессом разделения легких и тяжелых молекул

является их фракционирование при фазовых переходах (особенно при испарении и конденсации) в результате различия упругости пара для жидкостей с различными изотопами. В процессе фракционирования пары воды и формирующиеся из них метеорные воды обогащаются легкими изотопами водорода и кислорода, а в морских и океанических водах накапливаются их тяжелые разновидности. Эта особенность позволяет выявлять первоисточники подземных вод – метеогенные, седиментогенные, магматогенные и т. д.

Изотопный состав хлора ($d^{37}\text{Cl}$) в подземных водах и породах гидрогеологи используют для оценки степени взаимодействия подземных вод с вмещающими породами, для определения источников повышенной минерализации подземных растворов или для установления гидравлической связи между отдельными частями геологического разреза (Sie, Frapre, 2002). Содержание изотопов хлора (^{35}Cl и ^{37}Cl) в природных водах мало отличается от их содержания в океанских водах. Фракционирование изотопов хлора в подземных водах с малой скоростью фильтрации связано с процессами диффузии (Kaufmann et al., 1984; Desaulniers et al., 1986). Обоеднение ^{37}Cl поровых вод происходит в результате таких процессов как фильтрация, дегидратация и глинизация (образование глинистых минералов) (Eastoe et al., 2001, 2007; Hesse et al., 2006), осаждение солей (Eggenkamp, 1995, 2014), испарение рассолов (Luo, 2012). Изотопное отношение $^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ конкретного образца измеряется относительно Стандарта среднеокеанических хлоридов (SMOC – Standard Mean Ocean Chloride), значение $d^{37}\text{Cl}$ которого принимается за 0 ‰ (Kaufman et al., 1983). Установлено, что степень обогащения подземных вод изотопом хлора растет с увеличением глубины залегания подземных вод: поверхностные и неглубокозалегающие подземные воды существенно обеднены изотопом ^{37}Cl и отражают большей частью современные метеорные условия.

Как известно, Br имеет два стабильных изотопа ^{79}Br and ^{81}Br примерно в равных количествах (50,686 и 49,314 % соответственно). Геохимия брома очень схожа с геохимией хлора, с этим связаны трудности отделения Br от Cl. Бром более подвержен окислению, чем хлор, и при окислении он превращается в газообразный Br_2 . В процессе испарительного концентрирования бром накапливается в растворе и соосаждается главным образом с калиевыми и магниевыми солями (сильвин, карналлит, бишофит), не образуя чисто бромных минералов, кроме бромаргирита (AgBr). Очень важное

свойство Br отмечено Харпером Д. (Harper, 1985) – отдельные микроорганизмы более способны к переработке органического брома, чем хлорорганики. В начале XXI в. британские исследователи возродили методику определения изотопов брома и хлора 1895 года на новом уровне и впервые предложили ввести Стандарт среднеокеанического брома (SMOB - Standard Mean Ocean Bromide) (Eggenkamp, Coleman, 2000). В ходе исследований установлено, что значения $\delta^{81}\text{Br}$ в подземных водах положительные и варьируются от +0.08 до +1.27‰, что значительно выше, чем значения $\delta^{37}\text{Cl}$, изменяющиеся в пределах -0.27...-4.96‰. Это позволило сделать вывод о различных путях фракционирования изотопов брома и хлора в природных водах. Последующие исследования показали, что в распределении изотопов брома большую роль могут играть процессы диффузии (Eggenkamp, Coleman, 2009). В 2005 г. канадскими учеными (Shouakar-Stash et al., 2005) был разработан метод непрерывного потока - Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometry (CF-IRMS), с помощью которого был определен новый диапазон вариаций стабильных изотопов брома в природных водах осадочных и кристаллических пород (0,00...+1,80 ‰ относительно SMOB). Усовершенствование методики определения изотопов брома израильскими (Gelman et al, 2011) и китайскими учеными (Du et al, 2013) позволили увеличить точность (до 0,06‰) и сократить время определения (до 15 минут). Обобщению накопленных за последние десятилетия данных о геохимии стабильных изотопов хлора и брома посвящена монография Н. Eggenkamp (2014).

Стронциевое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гидрогеологии - это полезный трассер для характеристики происхождения подземных вод, процессов смешения вод, вычисления смешиваемых частей, взаимодействия вода-порода и определения путей миграции подземных вод. Высокая точность измерения изотопов Sr с помощью масс-спектрометра и отсутствие фракционирования Sr в гидрогеологических процессах улучшают пригодность этого трассера. Sr - это элемент с большой массой, и фракционирование в геологических и биологических процессах очень мало по сравнению с фракционированием элементов с малой массой (например, H и ^{18}O). Изотопное стронциевое отношение используется для определения литологических источников (например, силикатных и карбонатных пород), т.к. оно контролируется процессами взаимодействия вода-порода, отражающими определенный тип пород в пределах дренажного бассейна. При длительном взаимодействии рассолов с горными

породами изотопное отношение стронция в водах стремится к отношению в исходной породе. Следовательно, оно отражает только степень взаимодействия в системе вода-порода и его нельзя использовать для определения ни возраста, ни происхождения воды. В геохимии изотопов стронция установлен ряд значений, которые считаются реперными величинами (Брандт и др., 1976). Первое из них - это минимально возможное в природе значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерное для протопланетного стронция – 0,69899 (так называемое BABI). Вероятно, в гипотетической древней ювенильной воде отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ должно быть близко к BABI. Вторая постоянная величина $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -отношения (0,7087-0,7095) характерна для вод морей и океанов (Фор, Пауэл, 1974). Более поздние определения уточнили эту величину, в настоящее время стронциевое отношение в современной морской воде принимается равным 0,70918 (Lackschewitz et al, 2004). Близость величины изотопного отношения стронция какой-либо природной воды к этому значению свидетельствует о ее морском происхождении. В речных водах среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ принято равным 0,7119 (Palmer, Edmond, 1989).

Изотопные исследования состава растворителя концентрированных растворов Сибирской платформы позволяют уточнить представления о происхождении высокоминерализованных вод и оценить степень участия вмещающих пород в формировании высокоминерализованных подземных вод. Итак, четвертая задача исследований – изучение особенностей распределения стабильных изотопов (^2H , ^{18}O , ^{37}Cl и ^{81}Br) и изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ подземных рассолов.

Высококонцентрированные хлоридные магниевые-кальциевые рассолы Западной Якутии представляют огромные ресурсы гидроминерального сырья. Содержания ценных компонентов в водах многократно превышают их кондиционные концентрации, что позволяет рассматривать природные минерализованные растворы как поликомпонентное промышленное сырье. К настоящему времени перечень элементов, представляющих промышленный интерес, расширился, высокоминерализованные подземные воды рассматриваются как источник калия, кальция, магния, бора, хлора, брома, йода, стронция, лития, рубидия, цезия, а сами названия – «хлоридные кальциевые рассолы» и «промышленные воды» – превратились, по сути, в синонимы (Основы гидрогеологии. Использование..., 1983). Требования к минимальным концентрациям в промышленных водах не являются постоянными и обусловлены во многом уровнем развития экономики, техники и

технологии, потребления этих компонентов в различных отраслях хозяйства и конъюнктурой мирового рынка. В настоящее время минимальные концентрации ряда элементов, представляющих промышленный интерес (кондиционное содержание), составляют (мг/дм³): литий – 10-20, рубидий – 3-5, стронций – 300, бром – 150-250, а реальное содержание этих компонентов в рассолах региона во много раз больше. Выбор для исследования четырех элементов (Br, Li, Rb, Sr) обусловлен их важнейшим значением для промышленности, однако их добыча в России либо прекращена (бром, литий, стронций), либо добывается попутно с другими ценными компонентами в недостаточных количествах (рубидий). Это пятая важная проблема - исследование закономерностей формирования и распределения некоторых компонентов (брома, лития, рубидия, стронция) в подземных рассолах в связи с перспективами их использования в качестве гидроминерального сырья для промышленных целей - имеет огромное прикладное значение и освещено в работе.

2. ОСНОВНЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

2.1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Западной Якутией принято называть часть Республики Саха (Якутия), которая включает Мирнинский, Вилюйский, Верхневиллюйский, Сунтарский, Нюрбинский и Оленёкский муниципальные районы, расположенные в бассейнах рр. Вилюй и Оленёк (рис. 2.1).

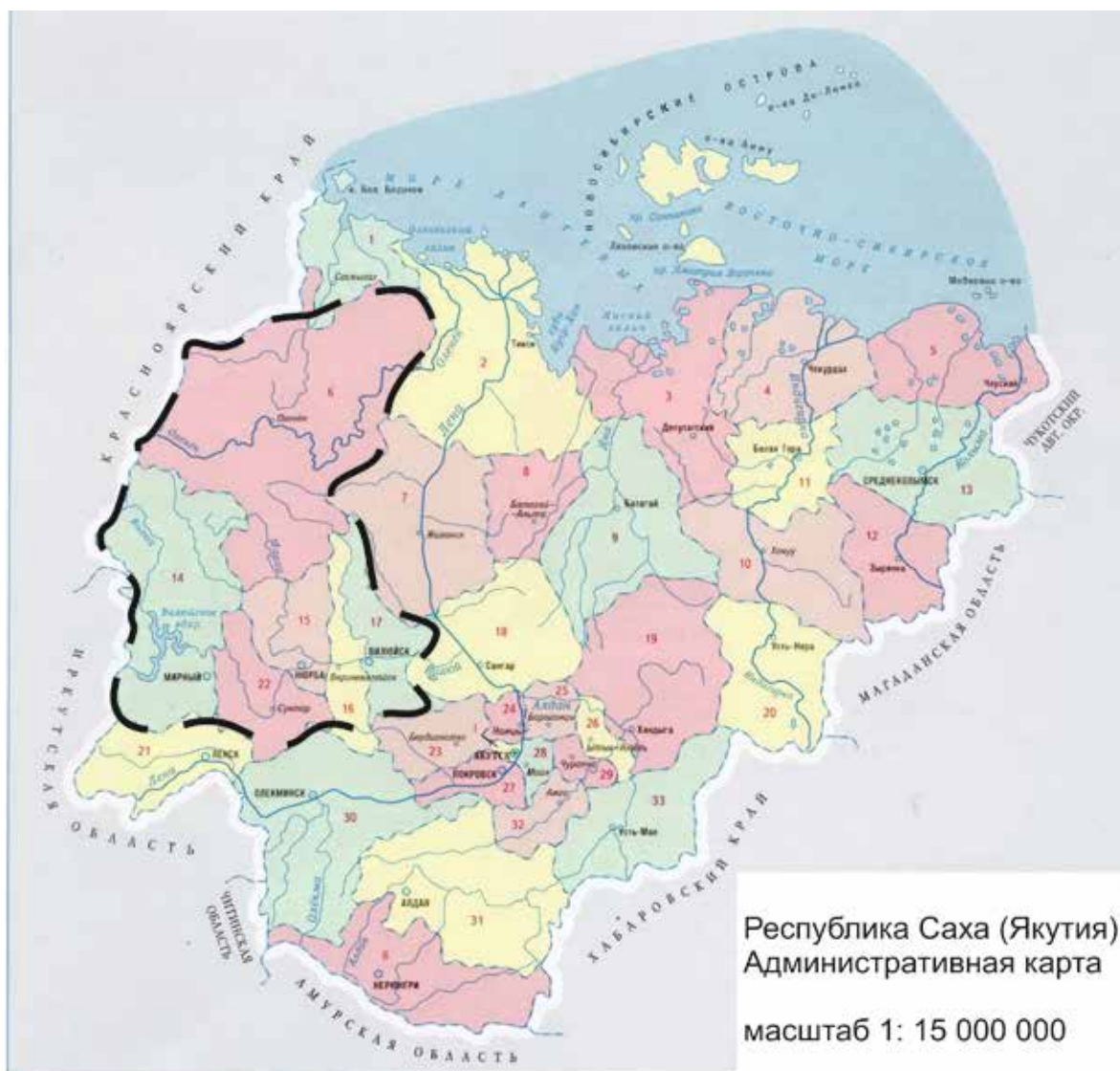


Рис. 2.1. Административная карта Республики Саха (Якутия) (<http://yakutia-map.ru/1265673.html>). Прерывистая линия - граница Западной Якутии. Муниципальные районы: 6 - Оленёкский, 14 - Мирнинский, 15 - Нюрбинский, 16 - Верхневиллюйский, 17 - Вилюйский, 22 – Сунтарский

В геоморфологическом отношении она занимает восточную часть Среднесибирского плоскогорья и северо-западную часть Вилюйской низменности. Для

западной и северо-западной частей этой обширной территории (верховья рек Вилюя, Моркоки, Мархи и их водоразделы с р. Оленёк) типичен рельеф платообразных междолинных пространств и сильно расчлененный холмисто-грядовый рельеф – Вилюйское плато. Абсолютные высоты северной его части составляют 800-900 м и постепенно снижаются в южном направлении до 500-600 м. Реки горного типа протекают в глубоковрезанных каньонообразных долинах с невыработанным продольным профилем и водопадами до 30 м. Превышения водоразделов над днищами долин достигают 300-400 м. Юго-восточная часть региона представляет собой окраину Вилюйской низменности – плоской, сильно заболоченной равнины с множеством термокарстовых озёр, расчленённой сетью речных долин. Абсолютные высоты колеблются здесь от 120 до 400 м. Долины рек широкие, с террасированными склонами (р. Вилюй в нижнем течении, низовья рр. Марха, Тюнг).

Центральная и северо-восточная части Западной Якутии расположены в краевой зоне Среднесибирского плоскогорья и характеризуются полого холмистым расчлененным рельефом с абсолютными высотами от 250 до 400 м и относительно глубоко врезаемыми долинами рек, в которых обычно развиты только низкие террасы. Такой рельеф характерен для бассейна верхнего течения р. Мархи, нижнего течения р. Моркоки, верхнего течения р. Тюнга.

Суровые климатические условия Западной Якутии определяются её положением в северной части Азиатского материка, где температурный режим воздуха формируется при вторжении арктических холодных воздушных масс и дальнейшем их выхолаживании в условиях азиатского антициклона. Основная особенность климата – его резкая континентальность, проявляющаяся в больших колебаниях температуры и довольно малом количестве выпадающих осадков. Важно отметить, что для Среднесибирского плоскогорья характерна мощная инверсия температур, т.е. выхолаживание приземных слоев воздуха (до -50, -60 °C) и возрастание температуры с высотой. Температурные инверсии охватывают слой воздуха до высоты 1,5 км и могут достигать 2-5 °C/100 м. Радиационный и циркуляционный режим воздушных масс приводит к формированию отрицательных среднегодовых температур в приземном слое воздуха, которые составляют здесь -9...-13 °C (рис. 2.2), и амплитуды колебания температур воздуха

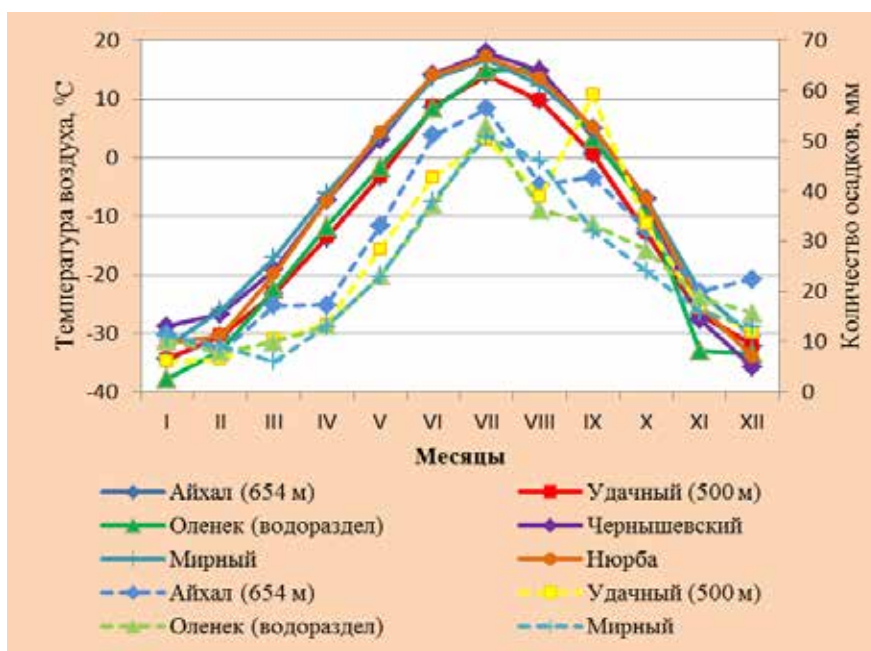


Рис. 2.2. Среднемесячная температура воздуха (сплошные линии) и количество осадков (прерывистые линии) Западной Якутии (Справочник..., 1966; Геокриология СССР..., 1989; NASA, <http://climate.nasa.gov/keyIndicators/#globalTemp>)

достигают 58 °C. (Геокриология СССР, 1989). Режим увлажнения на территории изменяется в зависимости от условий атмосферной циркуляции: зимой азиатский циклон несет воздух с пониженным влагосодержанием, летом развивается циклоническая деятельность и, следовательно, увеличивается влагоперенос. В Западной Якутии на территории, ограниченной р. Леной, годовое количество осадков убывает с севера на юг и с запада на восток и для наиболее типичного высотного интервала рельефа составляет 300-400 мм. Но поскольку осадки здесь преобладают над испарением, район относится к территориям избыточного увлажнения. Основная их часть (до 75%) выпадает в тёплый период года, а в виде снега – только от 25-44 мм/год (Мирный) до 40-70 мм/год (Удачный, Айхал). Снежный покров устанавливается в конце сентября и разрушается в середине мая, максимальная его мощность – до 70 см. Зимний период продолжается до 7-7,5 месяцев и характеризуется устойчивыми высокими давлениями. Циклонических вторжений арктических воздушных масс почти не наблюдается, ветров зимой нет, господствует штилевая погода.

Из-за длительной холодной и малоснежной зимы почти все реки и озера промерзают практически полностью, что способствует формированию наледей, многие из которых достигают огромных размеров. Незначительный маломощный снежный покров и короткий весенний период приводят к быстрому стоку талых вод,

инфильтрации которых препятствуют многолетнемерзлые толщи. В связи с этим талые воды практически не участвуют в питании подземных вод, коэффициент стока для талых вод близок к единице.

При относительно малом количестве осадков поверхностные водотоки региона имеют сравнительно большой сток, это обусловлено незначительными потерями влаги на инфильтрацию и испарение благодаря влиянию многолетнемерзлых пород и продолжительному холодному периоду. С широким развитием мерзлых водоупорных пород связана и небольшая доля подземного стока в общем речном стоке – 6-11% в долинах рек Марха, Оленёк, Вилуй (Гидрогеология..., 1970). Все эти особенности – важная черта водного баланса Западной Якутии.

2.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТНИКА

Западная Якутия в геологическом плане является северо-восточной частью Сибирской платформы, закрытой мощным осадочным чехлом, который включает терригенные и карбонатные отложения рифея, венда, преимущественно карбонатные породы палеозоя, мезозоя и терригенно-осадочные отложения кайнозоя. В основу литолого-фациального описания геологического разреза Западной Якутии положены обширные фондовые материалы производственных организаций и обобщающие опубликованные работы (Геология СССР, 1970; Авдеев и др., 1978; Геология нефти..., 1981; Геология..., 1986; Тектоника..., 2001; Восточная Сибирь..., 2002; Стратиграфия..., 2005 и др.).

Кристаллический фундамент в пределах платформы местами выступает на поверхность (Анабарский щит, Оленёкское поднятие) или вскрывается скважинами на глубине 1100-1200 м (верхнее течение р. Муна), 2500-3000 м (район трубок Удачная и Айхал) и 4220 м (левобережье р. Марха). Длительная история формирования, неоднократные процессы рифтогенеза определили отличительные особенности осадочного чехла восточной части Сибирской платформы – обособление узких линейных зон опускания и четко очерченных поднятий, широкое распространение магматических образований в виде роев даек, интрузий, кимберлитовых трубок и др. и резкую дифференцированность суммарной мощности чехла. На формирование осадочного чехла Сибирской платформы огромное влияние оказали не только процессы рифтогенеза, которые имели место неоднократно, но и дрейф платформы в период с раннего палеозоя до второй половины мезозоя. Согласно палеомагнитным данным (Храмов и др., 1982), Сибирская платформа в рифее и раннем палеозое занимала положение в районе экватора на обратной стороне земного шара, повернутая своим современным южным краем к северу. В это время в сухом и жарком климате в условиях тропического и субтропического моря накапливались эвапоритовые существенно карбонатные отложения. В триасе Сибирская платформа дрейфовала через Северный полюс и во второй половине мезозоя заняла свое современное местоположение. В гумидной зоне недалеко от Северного полюса откладывались терригенные сероцветные осадки позднего палеозоя и мезозоя.

В составе чехла восточной части Сибирской платформы принято выделять несколько структурных ярусов, отличающихся своим объемом и площадью распространения, составом слагающих его отложений и магматических проявлений: рифейский, венд-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, мезозойский и кайнозойский.

Исследуемый регион располагается в пределах юго-восточного склона одной из древнейших (от рифея до девона) и крупнейших тектонических структур Сибирской платформы – Анабаро-Оленёкской антеклизы, которая на юго-западе граничит с Вилюйской синеклизой, а на юге и западе с Тунгусской синеклизой. Основные черты регионального строения осадочного структурного яруса определяются рельефом поверхности кристаллического фундамента. Центральная часть южного склона антеклизы приподнята относительно западных и восточных частей. Рифейский структурный ярус, представленный кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, характеризуется резким изменением мощности (от 1000-2000 м до нескольких сотен метров) и даже отсутствием этих отложений в геологическом разрезе. Чаще всего рифейские отложения заполняют прогибы в теле фундамента и распространены фрагментарно.

Отсутствие среди терригенных отложений карбонатных морских пород свидетельствует о накоплении отложений в пресноводных бассейнах прибрежной аккумулятивной равнины, а появление хемогенных и органогенных доломитов в средне-верхнерифейской толще говорит о резком повышении солености бассейна. Венд-нижнепалеозойский ярус включает отложения от венда до ордовика. Это – основное геологическое образование, которое определяет строение осадочного чехла юго-восточного склона Анабарской антеклизы. Главными структурами этого яруса являются Мунский свод, Верхнемунская впадина, Оленек-Тюнгский вал, Мархинский мегавал, Айхальское поднятие, Нижнеморкокинское поднятие, Ханнинская впадина, Сюгджерская седловина (рис. 2.3); они, как правило, вытянуты в северо-западном направлении. Суммарная мощность осадочной толщи яруса составляет 2,5-3,0 км. Нижняя граница яруса плавно погружается с юга на север, на этом фоне отмечаются поднятия и впадины с относительно небольшими амплитудами. Вендские отложения залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Они представлены мелководными морскими кварцевыми

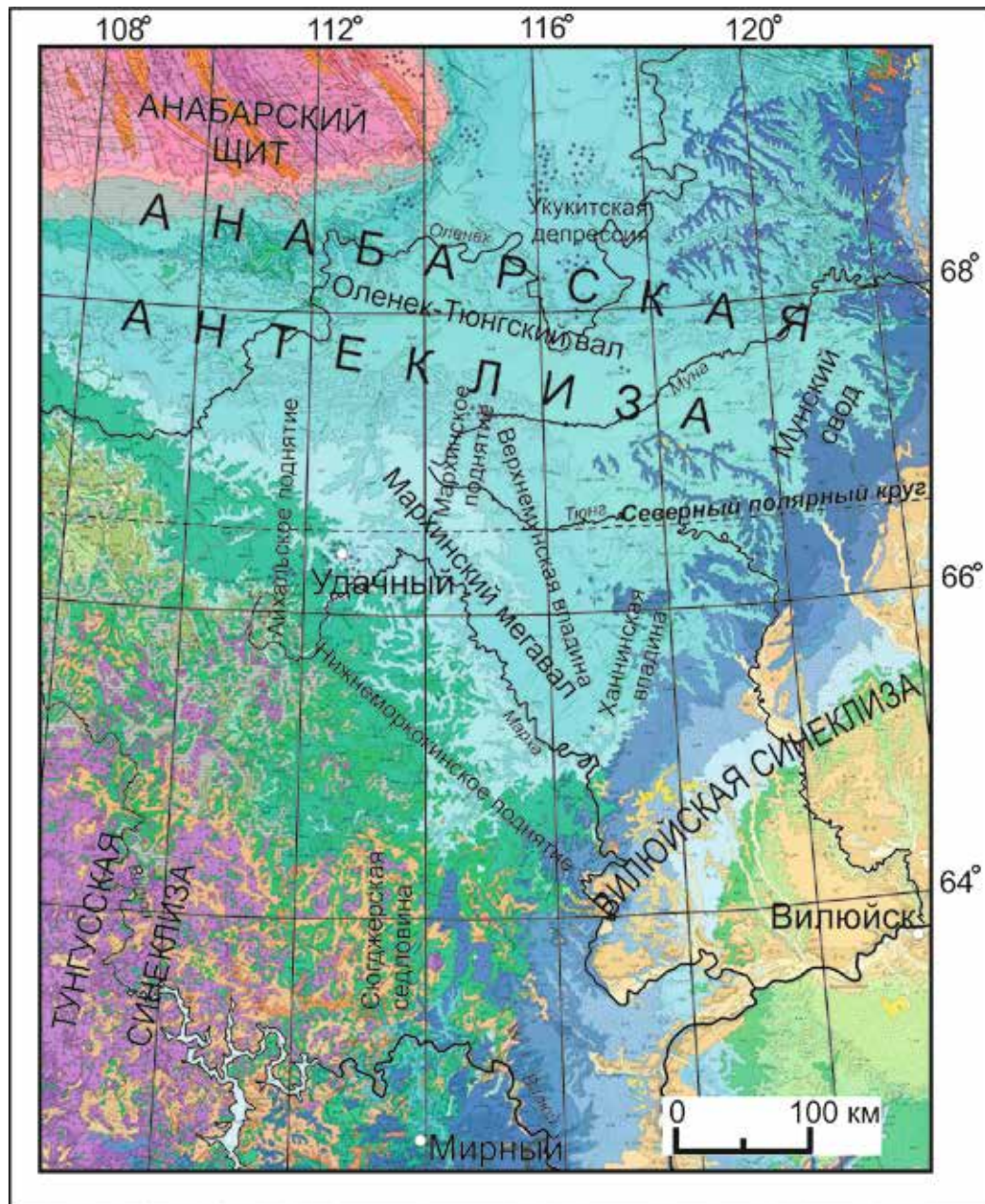


Рис. 2.3. Геологическая карта с главными тектоническими структурами (по Геологической карте..., 1999 и Тектонической карте..., 1973).

песчаниками, перекрытыми доломитами и известняками, которые составляют большую часть разреза. Ранне-среднекембрийская трансгрессия привела к обособлению двух осадочных бассейнов: юго-западного эвапоритового и северо-восточного, имевшего связь с мировым океаном. В первом активно накапливались мощные (до 25 м) толщи каменной соли, ангидриты и доломиты, а во втором – известняки, мергели, доломиты и глинистые сланцы. Эти бассейны разделялись барьерным рифом, который протягивался с юго-востока (от центральной части Алдано-Станового щита) на северо-запад (к западной окраине Анабарского щита) на расстояние около 1000 км (Асташкин,

1982; Мельников и др., 1989). В направлении с юга на север изменяется и кембрийский разрез: происходит увеличение мощности средне- и верхнекембрийских отложений за счет сокращения мощности нижнекембрийской толщи. Фациальные изменения выражаются в выклинивании соленосных толщ нижнего кембрия приблизительно к широте 64° (к границе эвапоритового бассейна) и широком распространении рифогенных отложений среднего кембрия. Верхнекембрийские отложения имеют сходный состав: пестроцветные карбонатные и глинисто-карбонатные, местами сульфатоносные породы. Ордовикские породы на большей части склонов Анабарской антеклизы вообще отсутствуют, на поверхность они выходят только в южной и юго-западной окраине на сочленении с северо-восточным бортом Тунгусской синеклизы, окаймляя трапповое плато. Толща представлена доломитами (известковистыми), доломитизированными известняками, нередко глинистыми, оолитовыми или песчанистыми, с прослоями алевролитов, мергелей. Общая мощность 300-400 м.

Среднепалеозойский структурный ярус охватывает полифациальные отложения силура и девона, имеющие мощность до 400 м (силурийские) и до 220 (девонские) и имеет ограниченное распространение - в тех же районах, что и ордовикские породы, в южной и юго-западной части района исследований (в бассейнах рек Марха и Моркока, в нижнем течении р. Накын, в среднем течении рек Ыгыатта, Вилуйчан). Состав отложений карбонатный, карбонатно-глинистый, встречаются коралловые, ракушняковые карбонаты, битуминозные известняки и граптолитовые сланцы. В карбонатно-сланцевой битуминозной формации количество органического вещества достигает 3-6 % (Геология..., 1986). Девонские отложения состоят из мергелей, доломитов, аргиллитов с галечными включениями, а также органогенно-обломочными известняками, иногда глинистыми и битуминозными. В долине р. Вилуй между устьями рек Харыйалаах и Укугут, в устьевой части р. Таас-Юрях обнажаются вулканогенно-осадочные образования девона — в основном базальты, переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, агломератовыми туффитами. Породы среднего-верхнего карбона и нижней и верхней перми по составу резко отличаются от нижележащей карбонатной толщи. Это терригенные отложения (песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы) с прослоями углей и туфогенных пород. Они выходят на поверхность в долинах рек Вилуй и Оччугуй-Ботубия. Общая мощность верхнепалеозойских отложений составляет 340-650 м.

Мезозойский ярус – это туфогенные и туфолавовые толщи, залегающие на размывтой поверхности пермо-карбона в Тунгусской синеклизе и в юго-восточной части в зоне сочленения с Вилюйской синеклизой. Граница яруса проходит по левобережью р. Ханья, с северо-запада и запада на юго-восток и восток наблюдается погружение кровли толщи при горизонтальном залегании пород. Триасовые и нерасчлененные триасово-юрские туфогенные образования распространены локально, на поверхности отложения фиксируются отдельными пятнами в долинах р. Улахан-Ботуобия, выше устья этой реки на левобережье р. Вилюй, скважинами вскрыты в бассейне р. Оччугуй-Ботуобия. Мощность их не превышает 50 м. Юрские отложения, представленные песчано-конгломератовыми породами или преимущественно песчаными породами, с линзами и прослоями гравелитов, алевролитов, углистых глин, гумусовых и сапропелевых углей, широко распространены в бассейне р. Вилюй. Общая их мощность составляет 150-250 м.

Кайнозойский структурный ярус представлен отложениями четвертичного возраста аллювиального, флювиогляциального, элювиально-делювиального и эолового генезиса. Аллювиальные образования (от раннеплейстоценового до голоценового возраста) слагают надпойменные террасы рек Марха, Далдын, Сытыкан, Вилюй, Ботуобия и их притоков. Мощность песчано-гравийно-галечных отложений изменяется от 5 до 40 м, высота террас над урезом воды достигает 60-80 м. Флювиогляциальные образования мощностью 3-6 м встречаются фрагментарно в долинах рек и нижних частях склонов, представлены галечниками, валунными суглинками и алевроито-глинистым материалом. Элювиально-делювиальные отложения развиты повсеместно, имеют различную мощность (0,5-5 м); состав их в зависимости от подстилающих материнских пород изменяется от суглинков с дресвой и щебнем (на осадочных породах) до крупных глыб с песчаным и глинистым заполнителем (на траппах). Эоловые отложения формируют дюнные всхолмления и скопления обработанной ветром гальки.

Магматические породы представлены образованиями среднепалеозойской (D_3 - C_1) кимберлитовой и среднепалеозойской, позднепалеозойско-раннемезозойской (P_2 - T_1) трапповой формаций. Через центральные и северные районы Сибирской платформы вдоль поднятия фундамента платформы протягивается Западно-Якутский пояс алмазоносных кимберлитов и щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами, в

пределах которого известно около 1000 трубок, штоков, даек и жил. Они группируются в 25 кимберлитовых полей (Брахфогель и др., 1997), которые объединяются в линейные зоны северо-восточного простирания. Район исследования захватывает часть Ботуобинско-Мархинской и Далдыно-Оленёвской зон алмазоносных кимберлитов.

Кимберлитовая формация сформирована в позднедевонский-раннекаменноугольный этап тектономагматической активизации, результатом которой явились кимберлитовые трубки взрыва. Кимберлитовые тела сгруппированы в кусты, цепочки, которые позволили выделить кимберлитовые поля – Мирнинское, Среднемархинское, Алакитское, Далдынское, Верхнемунское и др. (Ковальский, Брахфогель, 1974; Милашев, 1979). В плане кимберлитовые трубки имеют, как правило, вытянутую эллипсовидную форму, иногда изометричную; трубки, состоящие из сопряженных тел, выражены на земной поверхности как искаженная восьмерка (тр. Удачная). Контакт с вмещающими (галогебно-карбонатными и карбонатно-терригенными) породами всегда четкий, часто осложнен тектоническими нарушениями в зоне смятия. Некоторые трубки перекрыты эффузивно-терригенными образованиями (тр. Юбилейная, Сытыканская).

Наряду с кимберлитами широко распространены породы трапповой формации, которые сформировали пластовые и секущие тела – силлы, штоки, жилы и дайки щелочных базальтов и карбонатитов. Среднепалеозойская трапповая формация прослеживается в виде как эффузивных образований – в долинах рек Виллой (от устья р. Укугут до Крестях), Виллойчан, Ыгыатта и др., так и интрузивных тел – от междуречья Пеледуй-Нюя до верховьев р. Тюнг. Мощность даек от первых до 250 м. Состав интрузий – долериты, габбро-долериты. Пермско-триасовые траппы распространены в южной и юго-западной частях района исследований – в долинах рек Виллой, Ирелях, Чуоналыр, Оччугуй-Ботуобия, Юлегир и др. Мощность толщи, состоящей из базальтовых туфов, туфоагломератов, туффитов, изменяется в среднем течении р. Виллой от первых до нескольких десятков метров.

2.3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОЛЩ

Региональные закономерности распространения и строения мёрзлых толщ определяются взаимодействием тектонических, литологических, геоморфологических и гидрогеологических факторов на фоне широтной зональности и высотной поясности. Они зависят от особенностей тепло- и влагообмена поверхностных слоев земной коры с более глубокими горизонтами, от фациальной обстановки формирования мерзлых пород и величины глубинного теплового потока.

Геокриологические условия района исследований определяются его местоположением в северной геокриологической зоне, которая характеризуется сплошным распространением мерзлых пород, большой их мощностью и низкими отрицательными температурами пород (Фотиев и др., 1974). Специфической особенностью геокриологического разреза региона является наличие криопэгов – отрицательнотемпературных подземных соленых вод. Устойчивые крайне суровые климатические условия в сочетании с невысоким внутриземным тепловым потоком предопределили формирование уникальной по мощности (более 1400 м) криолитозоны. В нижних её частях распространен ярус обводненных немерзлых пород с отрицательной температурой, которая опускается ниже -13°C , что не имеет аналогов на Земле.

Для Сибирской платформы характерно преобладание низких значений теплового потока, составляющих в среднем $35\text{--}45\text{ мВт/м}^2$ (Дучков, Балобаев, 2001). Ниже фонового значения (в среднем $20\text{--}30\text{ мВт/м}^2$) тепловой поток отмечается в пределах Анабарского щита и Непско-Ботуобинского свода (Якутская алмазоносная провинция), которые являются наиболее древними и приподнятыми частями Сибирской платформы. А в районах кимберлитовых трубок Удачная, Айхал, Юбилейная на основе данных о теплофизических свойствах пород и геотермическом градиенте вычисленная величина внутриземного теплового потока ещё ниже и составляет $11\text{--}25\text{ мВт/м}^2$ (Девяткин, 1993). Здесь же фиксируются аномально низкие температуры горных пород в верхнем слое земной коры. Этот блок является самым охлажденным блоком земной коры в Азии. На карте глубины залегания нулевой изотермы (рис. 2.4) отчетливо выделяется регион, где слой отрицательных температур превышает 1400 м и современная криолитозона имеет максимальную мощность.

Геокриологическая обстановка региона формировалась на протяжении плейстоцена, голоцена и настоящего времени. В нижнем, среднем и верхнем плейстоцене в условиях резко континентального климата при небольшом снежном покрове глубокое промерзание пород прогрессировало. В периоды максимумов

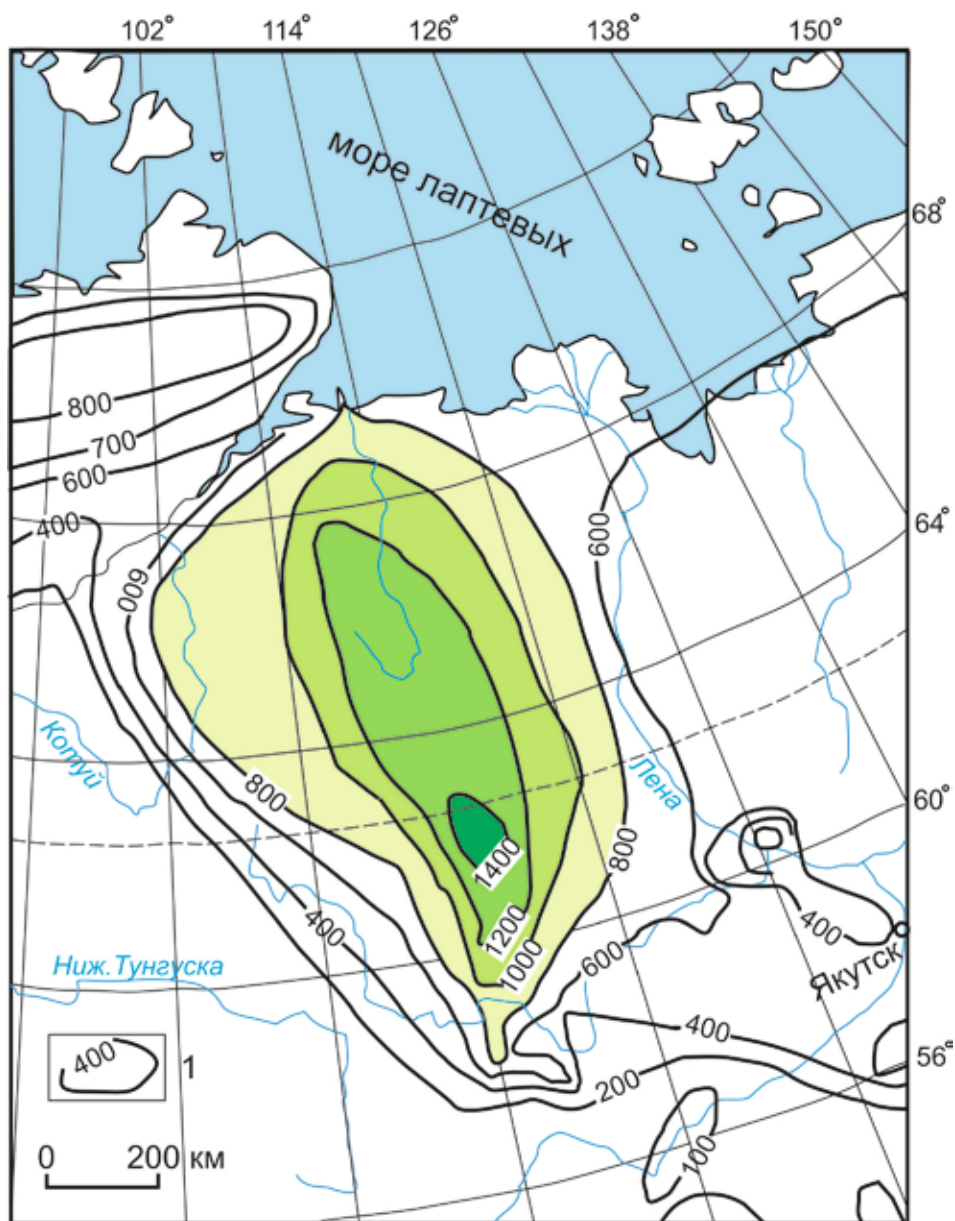


Рис. 2.4. Глубина залегания нулевой изотермы в разрезах Западной Якутии (Дучков, Балобаев, 2001). 1 – изолинии глубины расположения нижней границы слоя отрицательных температур, м.

похолоданий поверхностные условия были более суровыми, температура пород опускалась ниже современной на 8-12 °С (Балобаев, 1991), в периоды потеплений повышалась только в пределах отрицательных значений. Мощность пород с

отрицательной температурой, которая была ниже -5, -7 °С (Баулин и др., 1983), из-за большой длительности периода промерзания и устойчивой направленности похолодания достигала в центральной части региона (67-62°с.ш.) 1500 м и более. Промерзанию подвергались глубокозалегающие толщи, содержащие высокоминерализованные подземные воды. В голоцене в связи с повышением температур воздуха, с общим потеплением климата происходит деградация многолетнемерзлых пород с поверхности, которая в период климатического оптимума достигает максимума. Граница распространения мерзлых толщ смещается к северу и проходит по Полярному кругу (Баулин и др., 1983). Современные геокриологические условия сформировались в результате наступления общего похолодания в позднем голоцене.

В настоящее время многолетнемерзлые породы в пределах региона исследования имеют сплошное развитие (рис. 2.5). Прерывистость распространения мерзлых толщ¹ по площади определяется главным образом наличием таликов гидрогенного типа (Романовский, 1983), которые формируются за счет отепляющего влияния водоемов и водотоков на температурный режим пород. На долю пород с положительной температурой приходится от 5 до 25 % площади.

Сквозные талики развиты локально и приурочены к руслам только крупных рек (Лена, Вилюй), а под средними и мелкими реками, имеющими постоянный сток и не перемерзающими зимой, развиты несквозные талики. Мощность их зависит от водности реки, а также от соотношения толщины льда и глубины реки. Наблюдается общая закономерность уменьшения количества и размеров таликов в северном направлении.

Строение криогенной толщи² в вертикальном разрезе отражает сочетание различных ярусов горных пород: мерзлых, охлажденных или морозных. Криолитозона³

¹ Мерзлая толща (*син. многолетнемерзлая толща*) – часть земной коры, в которой породы имеют отрицательную температуру и содержат лёд (Геокриологический словарь, 2003).

² Криогенная толща – комплекс осадочных, метаморфических и магматических пород, свойства которых сформировались в конкретной мерзлотно-гидрогеологической обстановке под влиянием процессов криогенного метаморфизма. Мощность криогенной толщи соответствует мощности пояса отрицательных температур (Фотиев, 1971).

³ Криолитозона – часть земной коры, в которой породы имеют отрицательную или нулевую температуру вне зависимости от наличия и фазового состояния воды в ней (Романовский, 1983). Термины «криолитозона» и «криогенная толща» – синонимы.

Западной Якутии, как установлено исследованиями последних лет (Климовский, Готовцев, 1994; Алексеев, 2009), содержит такие ярусы в различных соотношениях.

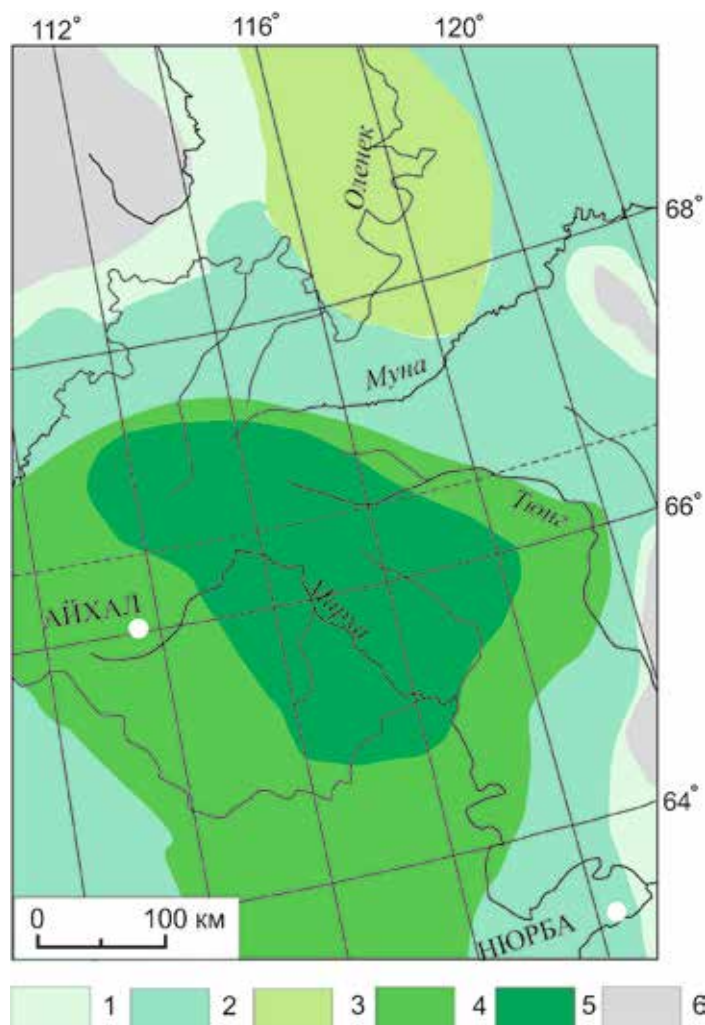


Рис. 2.5. Распространение и мощность пород в Западной Якутии (на основе Геокриологической карты СССР, 1996): преимущественно несплошное мощностью в м: 1 – 0-100; 2 – 0-200; преимущественно сплошное мощностью в м: 3 – 100-300, 4 – 200-500, 5 – 500-1000; 6 - отсутствие криопэгов.

В пределах южной части района исследования – Мало-Ботуобинском районе – геокриологический разрез характеризуется многоярусным строением: в границах яруса мерзлых пород, мощностью 200-400 м, выделяются локальные ярусы охлаждения с отрицательно-температурными водами, а регионально выдержанный ярус охлаждения прослеживается до глубины 340-820 м. Под ним залегает ярус водоупорных и водоносных пород с положительной температурой мощностью более 2000 м.

Севернее – в Оленек-Мархинском районе – криолитозона имеет трёхъярусное строение: многолетнемерзлые породы залегают до глубины 70-600 м; они сменяются

ярусом морозных пород мощностью 30-50 м; под ними находится ярус охлажденных пород, вмещающих криопэги, до глубины 720-1450 м.

В пределах Верхнемунского района общая мощность криогенной толщи достоверно не установлена, поскольку скважины глубиной 500 м не вышли из зоны отрицательных температур. Криолитозона здесь состоит из ярусов многолетнемерзлых (до глубины 285 м), морозных (мощностью 5-50 м) и охлажденных пород, насыщенных высокоминерализованными водами.

Температурный режим криогенной толщи региона изучен достаточно детально в пределах кимберлитовых полей, где с середины прошлого века выполнен большой объем геотермических наблюдений производственными и научными организациями (Климовский, Устинова, 1962; Девяткин, Шамшурин, 1978, 1980; Балобаев, Девяткин, 1982; Балобаев, Павлов, Перлыштейн и др., 1983; Девяткин, Балобаев, 1984; Климовский, Готовцев, 1983, 1994). Геотермические наблюдения проводились как в кимберлитовых трубках (Удачная, Айхал, Юбилейная, Мир, Амакинская, Новинка, Нюрбинская, Ботубинская и др.), так и во вмещающих отложениях (рис. 2.6).

В целом среднегодовая температура пород на подошве слоя годовых теплооборотов изменяется в широком диапазоне отрицательных температур: -2...-4 в районе тр. Мир, -3,5...-4,5 в районе тр. Айхал, -5,0...-5,7 °С в пределах тр. Новинка (Верхнемунское кимберлитовое поле), -8,75 °С в районе тр. Удачная. В 1960-е годы появились первые данные В.Н. Девяткина и В.С. Данилевского о мощности и тепловом состоянии криогенной толщи региона, в соответствии с которыми зона отрицательных температур горных пород достигает 1450 м (Мельников, 1966). Результаты более поздних геотермических наблюдений в глубоких скважинах в районе тр. Удачная показывают, что положение нулевой изотермы фиксируется на глубинах 680-1200 м (Готовцев, 1993). По другим данным предельная мощность криолитозоны оценивается в 1580 м (Калинин, Якупов, 1989). Геотермический градиент в интервале глубин 20-200 м изменяется от -0,5 до +3,0 °С/100 м, а глубже 200 м составляет 0,1-0,5 °С/100 м, что связано с различными теплофизическими свойствами горных пород.

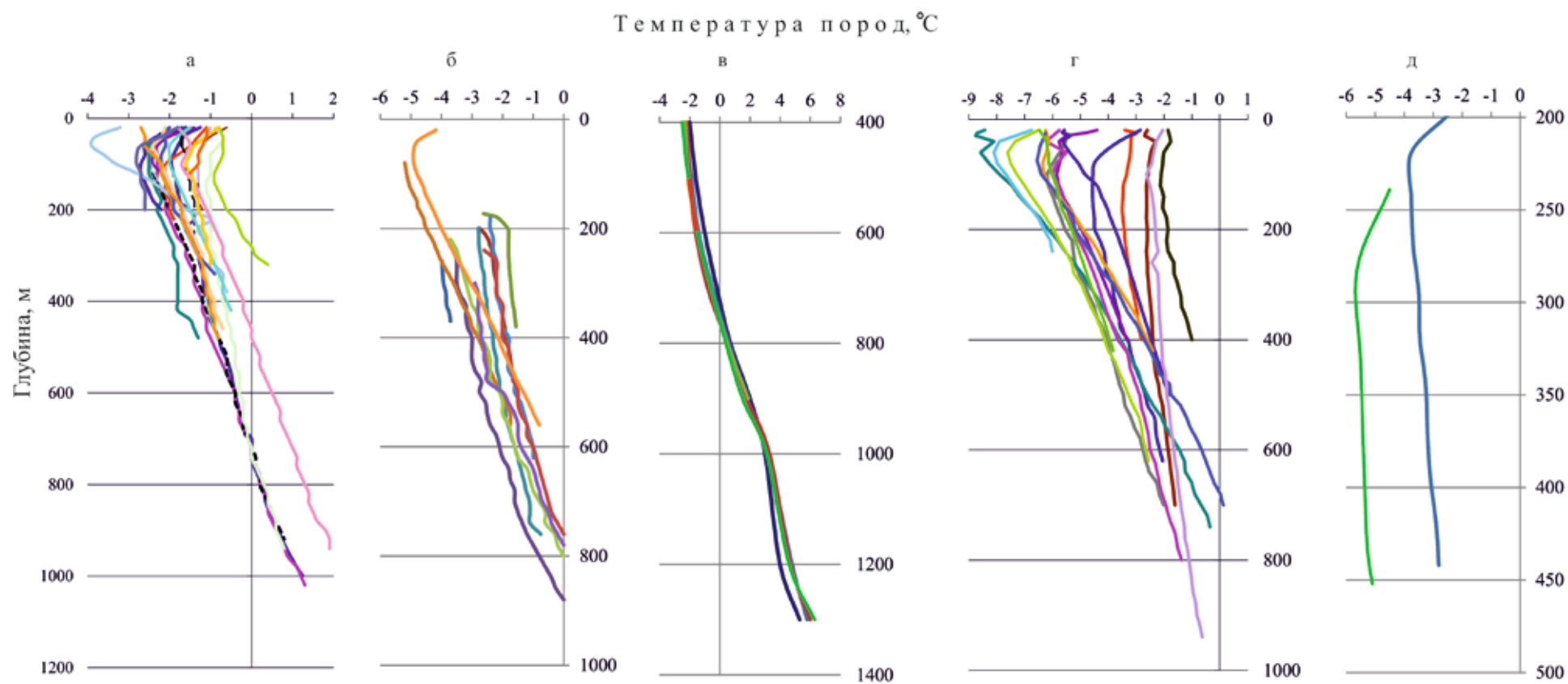


Рис. 2.6. Температура горных пород в: а – Мало-Ботуобинском районе (Девяткин, 1993), б – Среднемархинском районе, в – районе тр. Юбилейной (данные Мирнинской ГРЭ АК «АЛРОСА»), г – районе тр. Удачной (Климовский, Готовцев, 1994), д – районе тр. Новинка (Верхнемунский район) (данные Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА»).

3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРАТИФИКАЦИЯ РАЗРЕЗА

Характерной особенностью подземных вод региона является теснейшая их связь с мерзлотными условиями, поскольку преимущественно сплошное распространение мерзлых пород большой мощности оказывает многообразное и значительное влияние на гидрогеологические условия. Формирование мощной криогенной толщи изменило коренным образом гидрогеологическую обстановку: водоносные и водопроницаемые горные породы перешли в мерзлые и водонепроницаемые, сформировались криогенные водоупоры, изменился характер залегания и гидродинамический режим подземных вод – безнапорные воды стали напорными, в напорных водах возник дополнительный криогенный напор, уменьшилась ёмкость гидрогеологических структур, понизилась температура подземных вод, что в результате привело к образованию более глубокой зоны охлаждения земной коры (криолитозоны). В свою очередь, и подземные воды криолитозоны воздействуют на мерзлые породы: изменяют их теплофизические и водно-фильтрационные свойства, перераспределяют тепловую энергию в толщах горных пород, влияя на распространение промороженных пород по площади и их строение в разрезе, определяют криогенное строение эпигенетических и сингенетических мерзлых пород.

Западная Якутия в соответствии со схемой гидрогеологического районирования Восточно-Сибирской артезианской области, составленной коллективом авторов Института мерзлотоведения СО РАН (1983) и гидрогеологической картой Якутской СССР масштаба 1:2500000 объединяет части трех крупных гидрогеологических структур Якутского, Тунгусского артезианских бассейнов (АБ) и Оленёкского криоартезианского бассейна (КАБ). Из бассейнов более низкого порядка следует назвать Средневилуйский КАБ (в пределах Якутского АБ) и Верхневилуйский КАБ (в пределах Тунгусского АБ) (рис. 3.1). С учётом изменения гидрогеологической обстановки глубоким многолетним промерзанием гидрогеологические резервуары подземных вод правильнее называть криоартезианскими бассейнами и криогидрогеологическими массивами (Мерзлотно-гидрогеологические..., 1984).

Особенности гидрогеологического разреза региона обусловлены тремя основными факторами, имеющими различное влияние на формирование и

распространение подземных вод. Прежде всего, это длительная геологическая история развития с многофазными этапами кимберлитового и траппового магматизма.

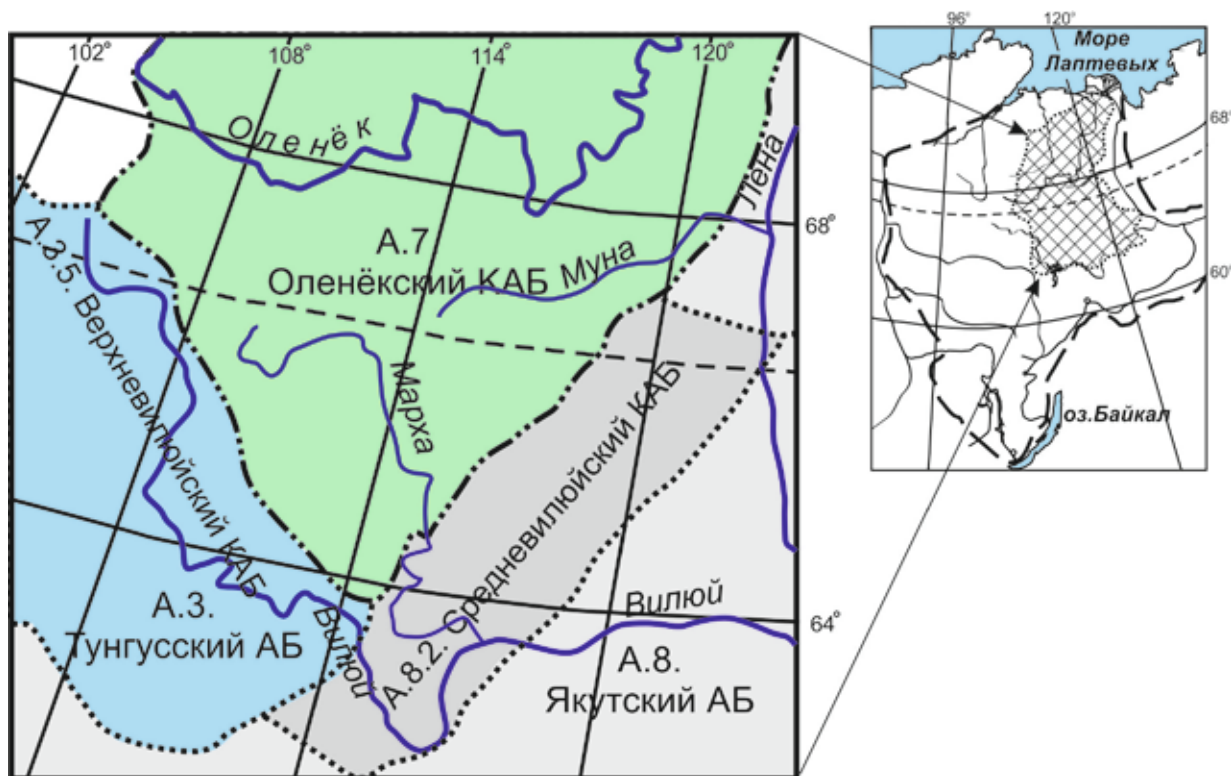


Рис. 3.1. Схема гидрогеологического районирования Восточно-Сибирской артезианской области (фрагмент) (Мерзлотно-гидрогеологические условия..., 1984) и положение Западной Якутии (прерывистая линия – граница Сибирской платформы).

Неоднократная тектоническая активизация привела к широкому развитию дизъюнктивных нарушений, что определило специфику проницаемости осадочных толщ чехла. Следующий значимый фактор – неравномерное развитие рифогенных фаций, обширное распространение преимущественно карбонатных отложений, в том числе гипсоносных или галогенных, причем севернее 64° с.ш. мощные выдержанные пласты каменной соли в разрезе отсутствуют. И, наконец, важнейшим фактором формирования подземной гидросферы региона в настоящее время является наличие толщи многолетнемерзлых пород, которые преобразовали гидрогеологическую обстановку доплиоценового периода коренным образом. Преобразования выразились в первую очередь в том, что подземные воды зоны активного водообмена большей частью заморожены, а в зоне затрудненного водообмена находятся минерализованные воды (от соленых до рассолов) с отрицательной и положительной температурой. Пресные подземные воды приурочены к сезонноталому слою и к гидрогенным несквозным подоозерным и подрусловым таликам.

Наиболее детально подземные воды всех типов изучены в процессе поисково-разведочных и эксплуатационных работ в пределах кимберлитовых полей: Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского, Среднемархинского, Верхнемунского. Приведенная ниже характеристика гидрогеологического разреза Западной Якутии основана на комплексных материалах Айхальской, Мирнинской ГРЭ ПНО «Якуталмаз» (в настоящее время ОАО «АЛРОСА»), Ботуобинской ГРЭ Якутского ТГУ, ПГО «Якутскгеология». Поскольку важной особенностью строения геологического разреза южных частей Верхневилуйского КАБ является широкое распространение мощных пластов ангидритовых и галитовых солей, а также многочисленных интрузий траппов, а для Оленёкского и Средневилуйского криоартезианских бассейнов, напротив, характерно отсутствие слоев каменной соли, уместно охарактеризовать отдельно стратификацию гидрогеологической толщи этих бассейнов.

3.1. ОЛЕНЁКСКИЙ КРИОАРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Для геологического разреза Оленёкского КАБ (центральной и юго-западной частей) характерно наличие погребённых рифогенных структур, сложенных эпифитоновыми известняками и кавернозными доломитами. Среди осадочных толщ нижнего палеозоя преобладают известняки, доломитизированные известняки, глинистые известняки, доломиты, мергели.

По отношению к многолетнемерзлым породам в бассейне развиты над-, меж- и подмерзлотные воды.

Надмерзлотные воды, представленные водами слоя сезонного оттаивания и многолетних таликов, распространены повсеместно в рыхлых аллювиальных, делювиальных и элювиальных четвертичных отложениях. Глубина залегания подземных вод в днищах мелких речных долин составляет 0,3-1,3 м, а на высоких террасах рек Оленёк, Марха, Моркока, Далдын, Сытыкан достигает 2,0 м, а мощность не превышает 2,5 м. Они существуют сезонно – в летне-осенний период, питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Разгрузка происходит в речную сеть или в нижних частях склонов в виде источников, различных по дебиту и сосредоточенности. Протяженность их выходов иногда достигает 300-400 м, а суммарный дебит – до 300 л/с (Романовский и др., 1968). Нижним водоупором для

надмерзлотных вод служат многолетнемерзлые породы. На плоских плато, где отсутствуют уклоны уровня подземных вод и движение замедленно, развивается заболачивание и образуются мари. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные⁴ с практически равным содержанием катионов магния и кальция, ультрапресные и пресные - минерализация вод составляет 0,03-0,5 г/дм³. Самое низкое значение минерализации вод сезонно-талого слоя отмечено в траппах (не более 0,18 г/дм³), в терригенно-карбонатных породах минерализация изменяется от 0,18 до 0,48 г/дм³. В пределах кимберлитовых полей (Верхнемунское кимберлитовое поле) наблюдается повышение минерализации надмерзлотных вод до 0,5-0,7 г/дм³, среди анионов начинает преобладать сульфат-ион.

Воды подрусовых гидрогенных таликов, которые распространены локально под крупными реками (Оленёк, Марха, Далдын, Моркока, Сытыкан) и их многоводными притоками, характеризуются тесной связью с поверхностными водами и имеют подобный химический состав – гидрокарбонатный (иногда хлоридно-гидрокарбонатный) магниевый-кальциевый с минерализацией до 0,5 г/дм³. Их вмещают песчано-гравийно-галечные четвертичные отложения и сильно выветрелые коренные породы, обладающие высокими фильтрационными свойствами. Глубина подрусовых таликов по данным ВЭЗ и бурения может достигать 30 м и более, ширина талой зоны ограничивается шириной русла водотока. Питание водоносных горизонтов происходит речными водами, разгружаются подземные воды в речную сеть. Химический состав подземных вод аллювиальных отложений – сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый и магниевый-кальциевый – в летнее время полностью идентичен составу речных вод. Изменение химического состава и минерализации вод подрусовых и подозерных таликов происходит в зимний период в связи с прекращением поверхностного питания или в случае разгрузки в таликовые зоны межмерзлотных и подмерзлотных вод с повышенной минерализацией.

Подозерные гидрогенные талики в основном несквозные, мощность их различна – от нескольких метров до 165 м (оз. Мутное в районе тр. Юбилейная). Питание вод

⁴ Наименование ионно-солевого состава подземных вод и льдов (в следующей главе) дается в виде двух самостоятельных прилагательных: первое – для анионов, второе – для катионов, на которые приходится более 25 %-экв. (из 100). В сложном прилагательном компоненты располагаются по принципу «оттенок-цвет», т.е. по возрастанию их содержания: преобладающий ион стоит в конце сложного прилагательного и определяет название химического типа воды или льда [*Основы гидрогеологии...*, 1980.]

таликовых зон осуществляется за счет поверхностных вод. В целом, химический состав таликовых вод аналогичен природным поверхностным водам рек, ручьев и озер: гидрокарбонатный либо сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-натриево-магниевый и сульфатный кальциево-магниевый. Минерализация вод чаще до $1,0 \text{ г/дм}^3$, иногда повышенная - $0,99 - 1,8 \text{ г/дм}^3$.

Межмерзлотные подземные воды имеют спорадическое распространение в виде горизонтов ограниченной протяженности. Они вскрываются отдельными скважинами на различной глубине: 260-410 м – в районе тр. Айхал, 450-500 – в районе тр. Юбилейная (нижнеордовикский водоносный комплекс), 50-70 м – на надпойменных террасах рек Сытыкан и Далдын (верхнекембрийский водоносный комплекс). Воды напорные, по химическому составу хлоридные кальциево-магниево-магниево-кальциевые, по минерализации – от солёных до рассолов: $28-58 \text{ г/дм}^3$ – район тр. Юбилейная, 310 г/дм^3 – район тр. Айхал.

Распределение водосодержащих пластов-коллекторов в разрезе и по площади неравномерное, эффективная мощность отдельных пластов небольшая – $1,0-2,0 \text{ м}$, а суммарная эффективная мощность нескольких водосодержащих горизонтов не превышает 30 м . В целом, степень водообильности межмерзлотных водоносных горизонтов низкая, дебиты опробованных интервалов составляют доли единиц - единицы $\text{м}^3/\text{сут}$.

Подмерзлотные воды вскрываются ниже подошвы многолетнемерзлых пород на различной глубине в зависимости от мощности промороженной толщи – от 70 до 1450 м и представляют собой криопэги, температура которых составляет от $-0,5$ до $-6,7 \text{ }^\circ\text{C}$, а глубже - крепкие и весьма крепкие рассолы с положительной температурой. Здесь выделены верхне-, средне-, нижнекембрийский и протерозойский водоносные комплексы, а также обводненные зоны кимберлитовых трубок и траппов (рис. 3.2).

Ниже подошвы ММП залегает первый водоносный комплекс – верхнекембрийский. На северо-востоке (в пределах Верхнемунского района) отложения верхнего кембрия небольшой мощности, не превышающей первые десятки метров, проморожены и практически водоупорны. В юго-западных и южных частях Оленёкского бассейна (район тр. Юбилейной) водоносный комплекс приурочен к карбонатным разностям отложений моркокинской и мархинской свит верхнего

кембрия, характеризующихся частым тонким переслаиванием глинистых и карбонатных пород лагунной фации.

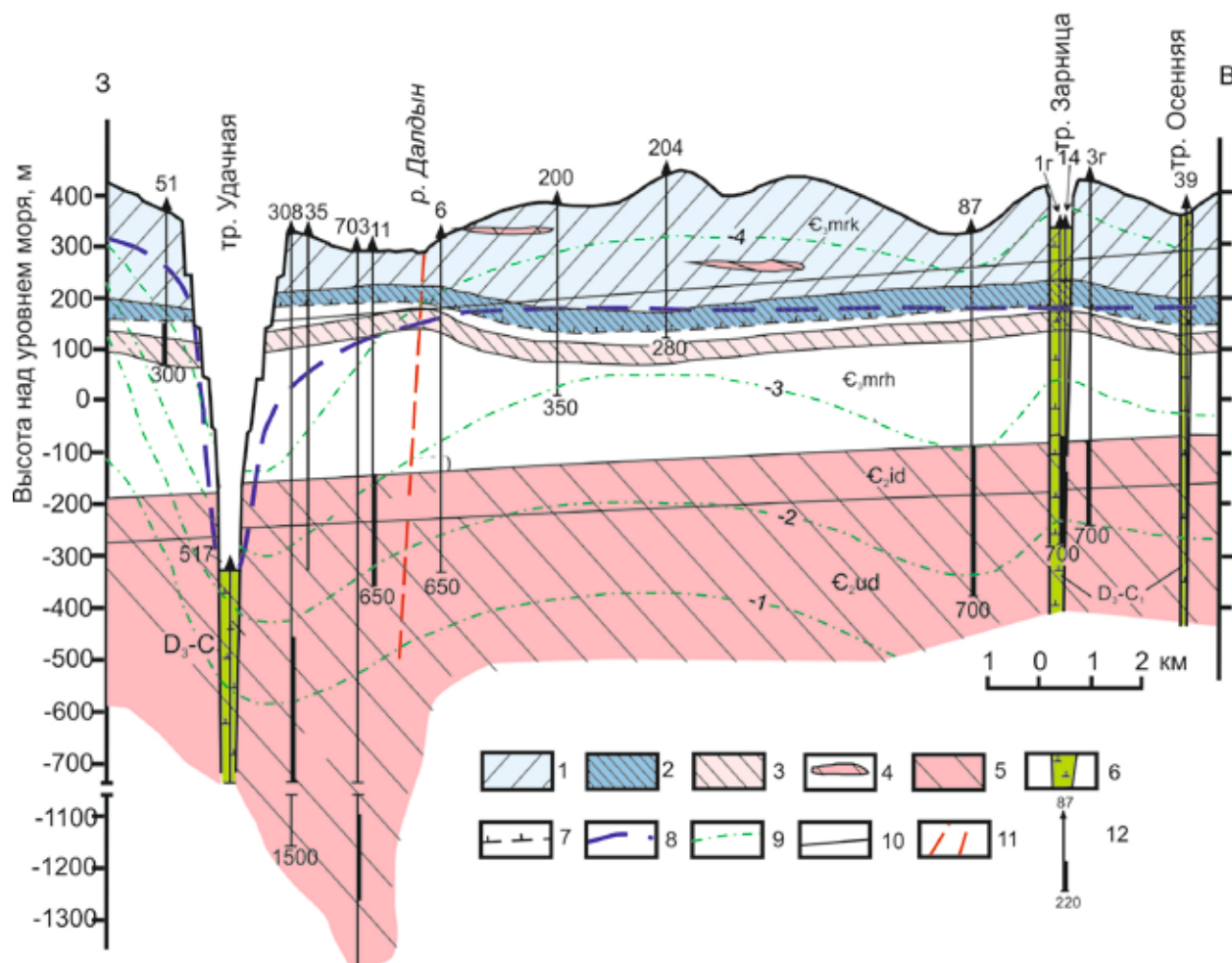


Рис. 3.2. Мерзлотно-гидрогеологический разрез Оленёкского КАБ (по данным Аммакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» и ИЗК СО РАН).

1 - пресные подземные воды в твердой фазе; 2 - соленоватые подземные воды в твердой фазе; 3 - подмерзлотный водоносный комплекс соленых вод, слабых и крепких рассолов; 4 - линзы крепких и весьма крепких рассолов и водоносные зоны кимберлитов; 5 - подмерзлотный водоносный комплекс крепких рассолов и водоносные зоны кимберлитов; 6 - кимберлитовые трубки 7 - подошва многолетнемерзлых пород; 8 - пьезометрический уровень подземных вод; 9 - изотермы, °C; 10 – литолого-стратиграфические границы; 11 - тектонические нарушения; 12 - гидрогеологическая скважина: сверху - номер скважины, внизу - глубина, м. Свиты: mrk - моркокинская, mrh - мархинская, id - известково-доломитовая, ud - удачинская.

Верхнекембрийские отложения вскрыты в интервале глубин 550-1330 м, общая мощность их составляет 780 м. Литолого-фациальными особенностями отложений определяется характер распространения пластов-коллекторов как в плане, так и по разрезу и приуроченность их к наименее плотным и наиболее пористым и проницаемым прослоям карбонатных пород (известняков, доломитов). Коллекторы

характеризуются гранулярно-каверновой и трещинной пористостью. Общая мощность водоносного комплекса, включающего 3-4 водоносных горизонта, составляет 370-400 м, а суммарная эффективная мощность пластов-коллекторов – около 50 м. Обводненные горизонты вскрываются на глубине от 580 до 975 м (район тр. Юбилейной). Глубина залегания подземных вод зависит главным образом от геоморфологических особенностей территории и возрастает с северо-запада на юго-восток от 90 (в долинах рек) до 700 м (на водоразделах). Подземные воды комплекса обладают напором, величина которого достигает 270 м. В целом породы верхнекембрийского водоносного комплекса характеризуется низкими коллекторскими свойствами, которые ухудшаются с глубиной в связи с уплотнением пород и увеличением их глинистости. Невысокие коэффициенты водопроницаемости (0,02-0,60 м²/сут), характерные для вмещающих отложений, повышаются на порядок в зонах трещиноватости и разломных зонах.

Подземные воды верхнекембрийского комплекса входят в гидрохимическую зону солёных вод, слабых и крепких рассолов и по химическому составу являются хлоридными магниево-кальциевыми, кальциево-магниевыми. Минерализация подземных вод изменяется в широких пределах - от 31 до 252 при среднем значении 92 г/дм³.

Среднекембрийский водоносный комплекс имеет неодинаковое распространение. В Верхнемунском районе он приурочен к однообразной толще алевроито-глинисто-карбонатных осадков силигирской, джахтарской и оленёкской свит и на большей части проморожен до глубины 130-180 м. Но в пределах Мунского кимберлитового поля в немёрзлой зоне разреза обводненные горизонты вскрываются в интервалах глубин 196-300 м и 540-550 м, уровень устанавливается на глубинах 32-230 м. Глинистый состав отложений определил слабую водообильность комплекса – среднесуточный дебит составил 4,0-43 м³.

В Далдыно-Алакитском районе водоносный комплекс приурочен к переслаивающимся карбонатным отложениям известняково-доломитовой толщи среднего кембрия (первый водоносный горизонт) и карбонатным отложениям верхней части удачининской свиты среднего-нижнего кембрия (второй и третий водоносные горизонты) (в соответствии с принятой Айхальской и Мирнинской ГРЭ АК «АЛРОСА» стратификацией), вскрывается на глубине 400-550 м, его эффективная мощность

колеблется от 2 до 360 м. Водосодержащие породы характеризуются неоднородными фильтрационными параметрами (коэффициент водопроводимости изменяется от 1,0 до 60,0 м²/сут), кавернозно-поровым типом коллекторов. Дебиты скважин, вскрывающих обводненные баровые и рифогенные карбонаты, достаточно высоки, но различны - от 30 до 720 м³/сут. Величина напора над кровлей достигает 350 м.

В юго-западной части бассейна – Вилуйско-Мархинском районе - среднекембрийский водоносный комплекс приурочен к отложениям силигирской свиты (переслаивающиеся алевропелиты, доломитистые и глинистые известняки, песчаники и мергели) и вскрывается на глубине 1180 м. Общая мощность комплекса составляет 454 м, несколько водонасыщенных горизонтов по данным ГИС выделяются в верхней части свиты суммарной эффективной мощностью до 20 м.

Подземные воды комплекса представлены хлоридными кальциевыми рассолами с минерализацией до 300-400 г/дм³.

Нижнекембрийский водоносный комплекс вскрыт на глубине свыше 1500 м, состоит из нескольких пластов-коллекторов трещинного типа, суммарной эффективной мощностью до 90 м. Переслаивающиеся слои плотных известняков и доломитов гидравлически связаны друг с другом, пьезометрический уровень комплекса устанавливается на глубине 200-227 м. Водообильность пород комплекса не одинакова по площади. Так, в районе тр. Удачной при откачке из скв. 703 были получены значительные притоки рассола (коэффициент водопроводимости составлял 50-60 м²/сут.); в районе тр. Айхал нижнекембрийские отложения, вскрытые на глубине 1900 м оказались слабопроницаемыми с крайне низкой водообильностью; в пределах Верхнемунского кимберлитового поля в результате опытных откачек из скважин получен среднесуточный дебит рассолов 6,2 м³/сут, что также свидетельствует о низкой водообильности комплекса

Верхнепротерозойский водоносный комплекс приурочен к слаботрещиноватым карбонатным и глинисто-карбонатным породам верхней части старореченской свиты. Водонасыщенные породы вскрываются на глубинах от 1810 до 2300 м, ниже до фундамента по данным ГИС коллекторы отсутствуют.

Все венд-кембрийские водоносные комплексы имеют между собой гидравлическую связь по мощным зонам тектонических нарушений и выдержанным по площади горизонтам трещинно-кавернового типа. Подземные воды этой части разреза

формируют единый гидрогеологический резервуар, геохимически единообразны и находятся в пределах гидрохимической зоны крепких и весьма крепких рассолов. По химическому составу криопэги - хлоридные кальциевые. Минерализация рассолов этих водоносных комплексов изменяется от 198 до 404 г/дм³ при среднем значении 310 г/дм³ и возрастает в зависимости от глубины залегания рассолоносных пород.

Обводненные зоны трапповых интрузий и кимберлитовых трубок. В разрезах рудных тел выделяется или одна обводненная зона (тр. Дальняя, Осенняя, Якутская, Сытыканская), или две (тр. Удачная, Зарница, Айхал), или несколько локальных обводненных зон (тр. Юбилейная), наличие которых обусловлено структурно-литологическими и тектоническими особенностями строения интрузий.

Эти зоны вскрываются на различных глубинах (табл. 3.1), приурочены к зонам трещиноватости или пористо-кавернозных разновидностей кимберлитов различных фаз внедрения. Чаще всего существует гидравлическая связь обводненных зон с водоносными комплексами

Таблица 3.1

Глубина вскрытия обводненных зон в рудных телах

Трубка	Обводненные зоны, глубина вскрытия, м	
	1 зона	2 зона
Удачная	110-130	350-630
Дальняя	354-375	
Зарница	250-269	450-460
Осенняя	160	
Якутская	250	
Айхал	220	520
Юбилейная	с 500 м	

вмещающих пород, поскольку они являются проницаемыми гидрогеологическими «окнами» различных размеров и морфологии. Например, в настоящее время установлена прямая гидравлическая связь для обводненных зон трубки Удачная: первой зоны с верхнекембрийским, а второй – со среднекембрийским водоносными комплексами; для обводненных зон тр. Айхал: первой зоны с ордовикским, второй – с верхнекембрийским водоносными комплексами. В вертикальном разрезе тр. Юбилейной выделяется несколько локальных обводненных зон: в пределах восточного рудного столба обводнены трещиноватые порфировые кимберлиты, которые вскрыты с глубины 500 м и имеют эффективную мощность до 40 м. Водообильность пород различна, значения коэффициентов водопроводимости изменяются от 0,0026 до 0,283 м²/сут. Подземные воды этих зон гидравлически связаны с верхнекембрийским подмерзлотным водоносным комплексом. В пределах центрального рудного столба

обводненная зона вскрывается на глубинах 650-662 м и приурочена к пористо-кавернозным автолитовым кимберлитовым брекчиям. Проницаемые породы залегают до 1340 м, а возможно, и глубже. Полученные при кратковременных опробованиях притоки из обводненной зоны составляют 12,5–18,2 м³/сут, значения коэффициентов водопроводимости – 0,04 – 0,10 м²/сут. О гидравлической связи с водоносными комплексами вмещающих пород можно судить по близким величинам напора подземных вод, который составляет 140-315 м.

Подземные воды, вскрытые в кимберлитовых телах и гидравлически связанные с водоносными комплексами вмещающих горных пород, в целом идентичны по составу и минерализации. Они представляют собой хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией от 140 до 380 г/дм³.

3.2. ВЕРХНЕВИЛЮЙСКИЙ КРИОАРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Северная часть бассейна относится к региону, в геологическом разрезе которого отсутствуют соленосные толщи и гидрогеологическая ситуация идентична таковой в Оленёкском криоартезианском бассейне. Южнее 64° с.ш. в разрезе с глубины 300-460 м появляются галитовые слои, которые приурочены к юрегинской, нелбинской, толбачанской и чарской свитам нижнего кембрия.

По особенностям расположения относительно многолетнемерзлых пород в пределах бассейна традиционно выделяются над-, меж- и подмерзлотные подземные воды.

Надмерзлотные воды (воды слоя сезонного оттаивания, несквозных многолетних таликов) приурочены к рыхлым аллювиальным, элювиальным и склоновым отложениям.

Воды, насыщающие аллювиальные пески, супеси и галечники, вскрываются в пределах пойм и надпойменных террас. Глубина их залегания, как правило, превышает 1,0 м (в днищах мелких долин) и 2,0 м на высоких террасах рек Виллой, Малая и Большая Ботуобия. Минерализация этих вод составляет $0,07-0,33$ г/дм³, по химическому составу они гидрокарбонатные магниевые-кальциевые или кальциево-магниевые. Редко минерализация воды в источниках надмерзлотных вод повышена до 2 г/дм³ (например, в роднике в устьевой части р. Юёссэ-Тарынг-Юрэх (бассейн р. Виллой)).

Элювиальные отложения до глубины 2-8 м, которые включают пески, супеси юры, щебенисто-дресвяно-суглинистые карбонатные породы ордовика и траппы пермо-триаса, содержат воды небольшой минерализации (до $0,37$ г/дм³), но различного состава – от чисто гидрокарбонатных до хлоридно-гидрокарбонатных по анионному составу и со смешанным катионным составом – кальций, магний, натрий в различных пропорциях.

В делювиальных отложениях в интервале глубин 1,5-3 м подземные воды широко распространены в течение летнего периода. По составу они сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые и кальциево-натриевые, а их минерализация изменяется до $0,5$ г/дм³.

Воды многолетних несквозных таликов приурочены к отдельным участкам речных крупных долин (притоков р. Виллой: рр. Сюльдюкар, Тыымпы-Отуулах, руч.

Серго, Дэлбиргэ), которые выполнены мощными толщами рыхлых четвертичных отложений. Питание их происходит за счет речных вод, поэтому подземные воды имеют минерализацию и химический состав, подобный поверхностным водам. Преобладающий состав подземных вод – гидрокарбонатный кальциевый, минерализация составляет 0,5-1,0 г/дм³. В таликовые зоны локально могут разгружаться меж- и подмерзлотные воды, что приводит к смене химического состава и минерализации подземных вод.

Межмерзлотные воды имеют спорадическое распространение, залегают, как правило, в изолированных линзах ограниченного размера, приурочены к ордовикским и верхне-среднекембрийским отложениям. В краевой части Тунгусской синеклизы и на севере Ботуобинского поднятия напорные подземные воды вскрыты в верхнекембрийских трещиноватых мергелях. Воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 32 г/дм³.

В ряде случаев межмерзлотные воды вскрываются на глубине 225 м – в долине р. Малая Ботуобия (нижнекембрийский водоносный комплекс). Состав их сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый при минерализации 24,5 г/дм³. А на глубине 305 м подземные воды имеют минерализацию 28,5 г/дм³, идентичный анионный состав и магниево-натриевый катионный состав.

В районе тр. Мир межмерзлотные трещинно-пластовые воды формируют источники из верхне- и среднекембрийских отложений, запасы которых быстро срабатываются. Воды сульфатные, сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 10-14 г/дм³.

Подмерзлотные воды вскрываются в интервале глубин 300-2500 м. Ниже подошвы многолетнемерзлых пород по отношению к пластам соли выделен ряд водоносных комплексов надсолевых, соленосных и подсолевых отложений (рис. 3.3).

Надсолевой средне-нижнекембрийский водоносный комплекс.....имеет региональное распространение, приурочен к отложениям метегерской и ичерской свит, которые представлены известковистыми доломитами, загипсованными пористыми кавернозными, чередующимися с трещиноватыми известняками. Существенное значение имеют гипс-ангидритовые образования. Они залегают в водоупорной кровле (мирнинская и метегерская свита среднего кембрия) водоносного комплекса

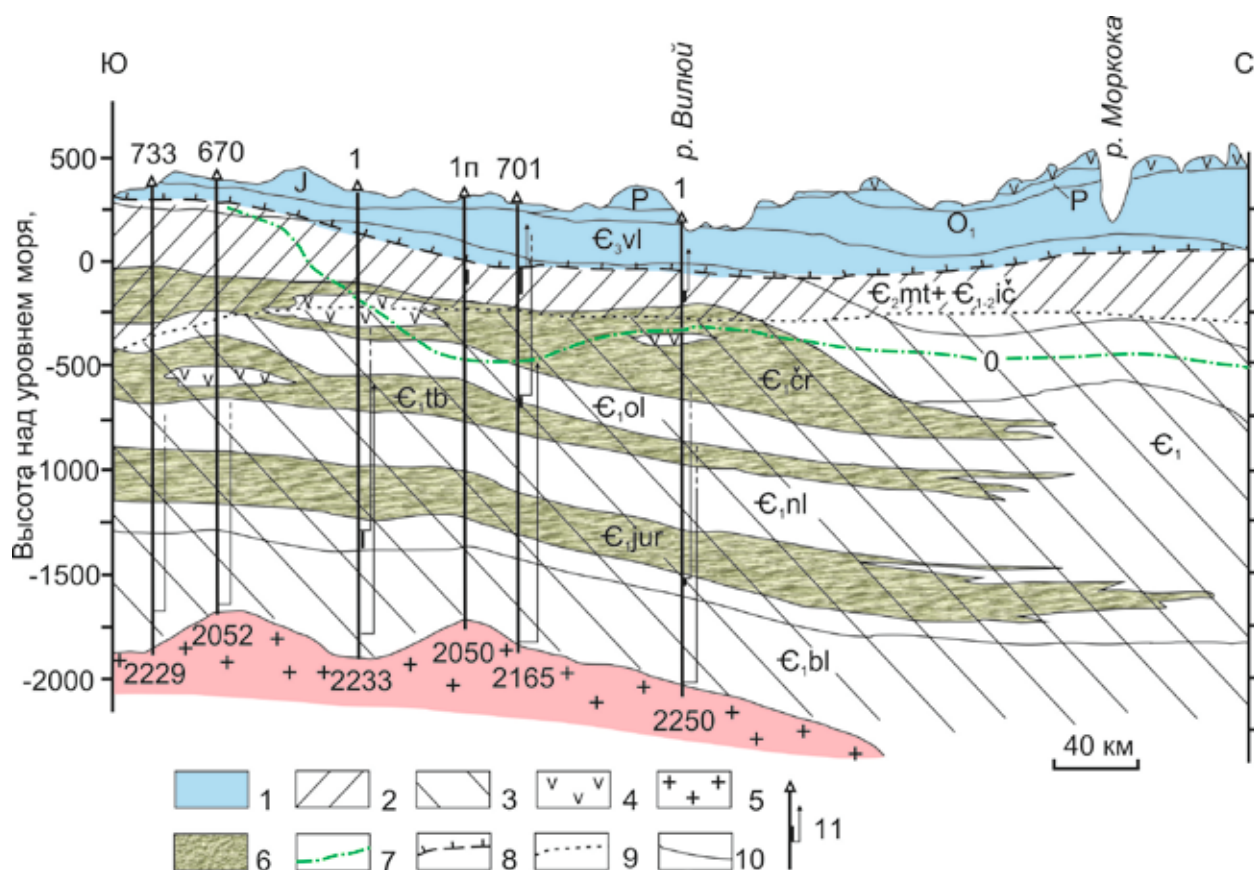


Рис. 3.3. Мерзлотно-гидрогеологический разрез юго-восточной части Верхневилуйского КАБ (составил В.Н. Борисов по материалам Ботуобинской ГРЭ ПГО «Якутскгеология» и ПГО «Ленанефтегазгеология»).

1 - пресные подземные воды в твердой фазе; 2 - подмерзлотный водоносный комплекс CI Na солёных вод и рассолов (надсолевой); 3 - подмерзлотные водоносные комплексы CI Mg-Na-Ca крепких и весьма крепких рассолов (соленосный и подсолевой); 4 – трапповые интрузии; 5 - кристаллический фундамент платформы; 6 - соленосные отложения; 7 - нулевая изотерма; 8 - подошва многолетнемёрзлых пород; 9 - граница между гидрохимическими зонами; 10 - литолого-стратиграфические границы; 11 - скважина: вверху - номер, внизу - глубина, м, стрелка справа - напор подземных вод. Свиты: vl – верхоленская, mt – метегерская, ич – ичерская, чг – чарская, ол – олёкминская, tb – толбачанская, nl – нелбинская, jur – юрегинская, bl - билирская.

в виде линзовидных прослоев или выполняют все трещины в плотных разностях пород. Загипсованность пород кровли составляет 10-60 % общей мощности. В подошве комплекса залегают сульфатно-карбонатные породы ичерской свиты и карбонатно-галогенные отложения чарской свиты нижнего кембрия.

Мощность водоносного комплекса изменчива по площади и составляет 120-216 м. Однако суммарная эффективная мощность нескольких пластов-коллекторов не превышает 10-30 м, иногда увеличиваясь до 60 м. Характерной особенностью комплекса является пологое погружение кровли на северо-запад и северо-восток и

крутое ступенчатое - в восточном направлении, поэтому происходит сокращение суммарной эффективной мощности в этом направлении до 13 и даже 4 м. Подземные воды надсолевого комплекса напорные. Величина напора в естественных условиях изменяется от первых метров на юге до 220 м и более на севере. В районе трубки Мир напоры над кровлей водоносного комплекса составляли 158-216 м, а уровень подземных вод устанавливался на глубине, превышающей сто метров.

По химическому составу рассолы метегеро-ичерского водоносного комплекса хлоридные натриевые с минерализацией 28-300 г/дм³, которая изменяется с глубиной. В кровельной части комплекса она не превышает 50 г/дм³. В средней части минерализация увеличивается до 100-150, а в нижней – может достигать 300 г/дм³.

Особенностью газового состава подземных вод комплекса является наличие в них сероводорода. Среднее его содержание изменяется от 22 до 105 мг/дм³, а в районе трубки Мир составляет 90-120 мг/дм³.

Соленосный водоносный комплекс приурочен к слабопроницаемым межсолевым карбонатным породам нижнего кембрия, образующим маломощные пласты-коллекторы. Наиболее полно изучены подземные воды, приуроченные к отложениям олекминской и толбачанской свит, которые представлены массивными доломитовыми и кавернозными известняками и доломитами. Эффективная мощность пластов-коллекторов незначительная, изменяется от первых десятков см до первых метров. На Мирнинской, Верхне-Вилючанской и Средне-Ботубинской площадях рядом гидрогеологических скважин на глубине более 600-800 м вскрыты рассолы в коллекторах, общая мощность которых составила 40 м. Напор подземных вод над кровлей горизонта достигал 750-800 м, однако водообильность коллекторов низкая. Дебит скважин изменялся от 0,06 до 0,65 м³/сут. при понижении до 1000 м. По химическому составу рассолы – хлоридные кальциевые, по минерализации – весьма крепкие (350-400 г/дм³).

Подсолевой водоносный комплекс приурочен главным образом к терригенным (реже к карбонатным разностям) венд-нижнекембрийским отложениям, залегающим на глубине более 1500 м. Комплекс состоит из нескольких выдержанных по простиранию водоносных горизонтов - осинского, ботубинского и вилючанского - мощностью 10-50 м. Ботубинский горизонт имеет региональное распространение.

Подземные воды комплекса являются крепкими рассолами хлоридного кальциевого или натриево-кальциевого состава с минерализацией 350-450 г/дм³.

3.3. СРЕДНЕВИЛЮЙСКИЙ КРИОАРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Гидрогеологические условия бассейна определяются положением его на стыке Якутского артезианского и Оленёкского криоартезианского бассейнов (к последнему он примыкает с юго-востока), а также отсутствием соленосных отложений со сплошным развитием многолетнемерзлых пород. Осадочный чехол бассейна составляют юрские песчаники, алевролиты и аргиллиты, триасовая кора выветривания (алевролиты, аргиллиты, брекчии и конгломераты), терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные отложения нижнего ордовика, кембрия и венда, изверженные породы среднепалеозойского возраста.

Надмерзлотные подземные воды приурочены к аллювиальным, озерно-болотным, элювиальным и делювиальным отложениям. Воды слоя сезонного оттаивания, мощность которого изменяется от 0,2 до 2,25 м, распространены практически повсеместно, но сезонно – с мая по середины сентября.

Водоносные горизонты в аллювиальных и элювиальных отложениях развиты на широких плоских и слабовыпуклых водоразделах рр. Накын, Ханья, Марха. Отложения представлены суглинками, супесями, песками с галькой и гравием, гравелистыми разностями, гравийно-галечными грунтами с супесчаным заполнителем. Питание надмерзлотных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и поступления талой воды при протаивания мерзлых льдистых отложений. Разгрузка вод осуществляется в речную сеть. По химическому составу воды идентичны атмосферным осадкам и поверхностным водам. Подземные воды пресные и ультрапресные с минерализацией 0,05-0,3 г/дм³, по составу преимущественно гидрокарбонатные (иногда присутствует хлор) кальциевые, натриевые. В пределах развития кимберлитовых полей в водах отмечается повышение минерализации до 0,5-0,7 г/дм³, в анионной части появляются сульфаты.

Широкое развитие старичных озер и термокарстовых западин в долинах р. Накын и Дяхтар-Юрях обусловило формирование надмерзлотных вод в озерно-болотно-аллювиальных отложениях, представленных заторфованными суглинками, супесями, супесчаными илами, торфами. Мощность отложений достигает 6 м. Однако, из-за высокой льдистости глубина протаивания небольшая (до 0,3 м), и водообильность горизонта небольшая.

Воды подрусловых и подозерных таликов имеют ограниченное развитие, поскольку несквозные таликовые зоны под руслами рек распространены довольно редко. В целом, поскольку воды таликов гидравлически связаны с поверхностными водами, их можно охарактеризовать как гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией до 0,5-1 г/дм³.

Межмерзлотные подземные воды имеют спорадическое распространение, они были вскрыты несколькими структурно-поисковыми, разведочными и гидрогеологическими скважинами вблизи трубок Нюрбинская и Ботубинская в пределах Северного и Южного разломов, в юрских и верхнекембрийских отложениях. В районе Северного разлома межмерзлотные воды встречены в обводненной разломной зоне рудного тела в интервалах глубин 20-132 м и 134-167 м, они приурочены к трещиноватым среднепалеозойским долеритам. В районе тр. Нюрбинская воды верхнекембрийского водоносного комплекса, приуроченные к карбонатно-глинистым отложениям моркокинской свиты, вскрыты на глубине 170-200 м, в районе тр. Ботубинская - на глубине 90-160 м. Эффективная мощность комплекса до 12,7 м, водопроницаемость отложений очень низкая, изменяется от 0,001 до 0,20 м²/сут.

По химическому составу подземные воды хлоридные кальциево-магниевые с минерализацией 54-135 г/дм³.

Подмерзлотные подземные воды вскрываются ниже подошвы многолетнемерзлых пород с глубины 422-433 м и формируют ордовикский, верхнекембрийский, среднекембрийский, венд-нижнекембрийский и вендский водоносные комплексы (рис. 3.4).

Ордовикский водоносный комплекс вскрыт в левом борту р. Конончан на глубине 250 м в нижней части олдондинской свиты нижнего ордовика. Водовмещающими породами являются доломиты, доломитистые известняки, нередко глинистые, песчанистые, оолитовые. Фильтрационные свойства комплекса низкие, воды напорные (напор над кровлей составил 100 м). Химический состав подземных вод – хлоридный магниевый-кальциевый, минерализация до 252 г/дм³.

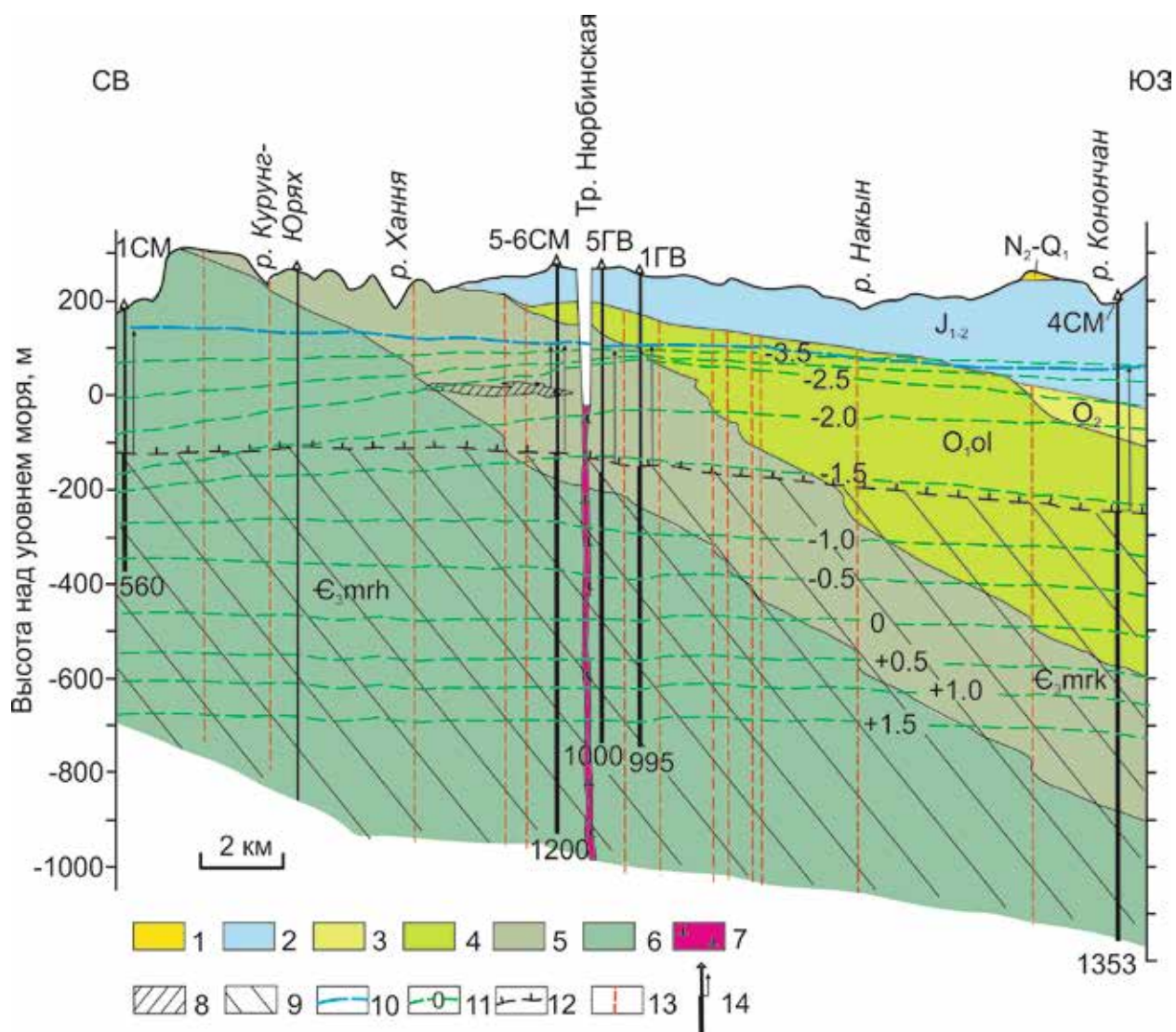


Рис. 3.4. Мерзлотно-гидрогеологический разрез юго-западной части Средневилуйского КАБ (по материалам Ботуобинской и Мирнинской ГРЭ АК «АЛРОСА»).

1 - неоген-нижнечетвертичные рыхлые отложения; 2 - нижне-среднеюрские песчаники, аргиллиты, алевролиты; 3 - среднеордовикские песчаные известняки, аргиллиты; 4 - нижнеордовикские доломиты, известняки (олдондинская свита); 5 - верхнекембрийские массивные известняки, доломиты (моркокинская свита); 6 - верхнекембрийские известняки, доломиты, глинистые известняки, мергели (мархинская свита); 7 - среднепалеозойские кимберлиты; 8 - межмерзлотный водоносный комплекс крепких рассолов; 9 - подмерзлотный водоносный комплекс крепких и весьма крепких рассолов; 10 - пьезометрический уровень подземных вод; 11 - изотермы, °С; 12 – подошва многолетнемёрзлых пород; 13 - тектонические нарушения; 14 - гидрогеологическая скважина: вверху - номер, внизу - глубина, м, стрелка справа - напор подземных вод.

Верхнекембрийский водоносный комплекс приурочен к моркокинской и мархинской свитам, которые сложены переслаивающимся глинистыми и карбонатными породами – известняками, доломитами, мергелями. Высокая глинистость разреза обусловила низкие фильтрационные свойства водоносного

комплекса. Однако в толще выделяются несколько пластов-коллекторов мощностью от 0,2 до 10,6 м, представленных пористыми, кавернозными известняками, оолитовыми доломитами. Суммарная эффективная мощность водосодержащих пластов составляет 55 м. Воды комплекса напорные, напор над кровлей достигает 250 м. По химическому составу относятся к крепким рассолам хлоридного кальциевого состава и минерализацией до 224-323 г/дм³.

Среднекембрийский, венд-нижнекембрийский и вендский водоносные комплексы вскрыты глубокими нефтяными скважинами на глубине 1180 (среднекембрийский), 2260 (венд-нижнекембрийский) и 3165 м (вендский). Воды комплексов практически не изучены, пласты-коллекторы определялись по поглощению промывочной жидкости, эффективная мощность водонасыщенных пластов достигала 12,4 м. С интервала 2994-2350 м был получен приток пластовой воды плотностью 1,3 г/см³ хлоридного кальциевого состава с минерализацией 404 г/дм³.

4. ГЕОХИМИЯ ПОДЗЕМНЫХ ТЕКСТУРООБРАЗУЮЩИХ ЛЬДОВ

4.1. КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ МЕРЗЛОЙ ТОЛЩИ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

Среди огромного разнообразия природных льдов Земли особый интерес представляют подземные льды как индикаторы географической, геокриологической и гидрогеологической обстановки прошлого (Втюрин, Втюрина, 1984). Отдельную группу представляют текстурообразующие льды – самые распространенные в природе. Исследование криогенного строения мерзлой толщи позволяет выявить особенности гидродинамического режима в период промерзания пород, определить способ и направление фронта промерзания, установить распределение льдистости по глубине и общее содержание льда в массиве. Изучение состава подземного конституционного льда приведет к определению источников его формирования, взаимосвязи с подземными или поверхностными водами, и, в конечном счете, позволит судить о палеогидрогеологических и палеогеокриологических условиях региона.

Изучение подземных льдов в исследуемом регионе имело не только фундаментальное направление, но, прежде всего, было инициировано при решении конкретных научно-прикладных задач в ходе освоения месторождений алмазов Западной Якутии (например, при оценке возможности существования дополнительной емкости в многолетнемерзлых породах для изоляции в них высокоминерализованных вод, дренируемых алмазодобывающими карьерами). Изучение криогенного строения мерзлой толщи, особенностей распределения в разрезе и геохимических свойств подземных льдов проводилось в пределах трех алмазоносных районов: Верхнемунского, Далдыно-Алакитского и Среднемархинского (рис. 4.1), как в осадочных отложениях, так и в кимберлитовых телах.

История развития, особенности распространения мерзлых пород, строение мерзлой толщи и криогенное строение пород в долинах рек Вилюй, Малая Ботуобия, Марха, Далдын, а также на водораздельных пространствах исследовалась достаточно детально (Войтковский, Вотяков, 1958; Ефимов, 1959, 1964; Белопухова, 1961; Катасонов, 1961; Климовский, Устинова, 1962; Кондратьева, 1967; Чижов, 1967; Вотяков, 1975; Беяков, Москвина, Спесивцев, 1980; Алексеев, 1987; Девяткин, Балобаев, 1994; Геокриология СССР..., 1989; Климовский, Готовцев, 1994; Алексеев,

2000; Мельников, Спесивцев, 2000; Алексеев, 2009). Результаты исследования автора существенно дополнили банк данных о подземных льдах и расширили представления о подземном льдообразовании в скальных горных породах.

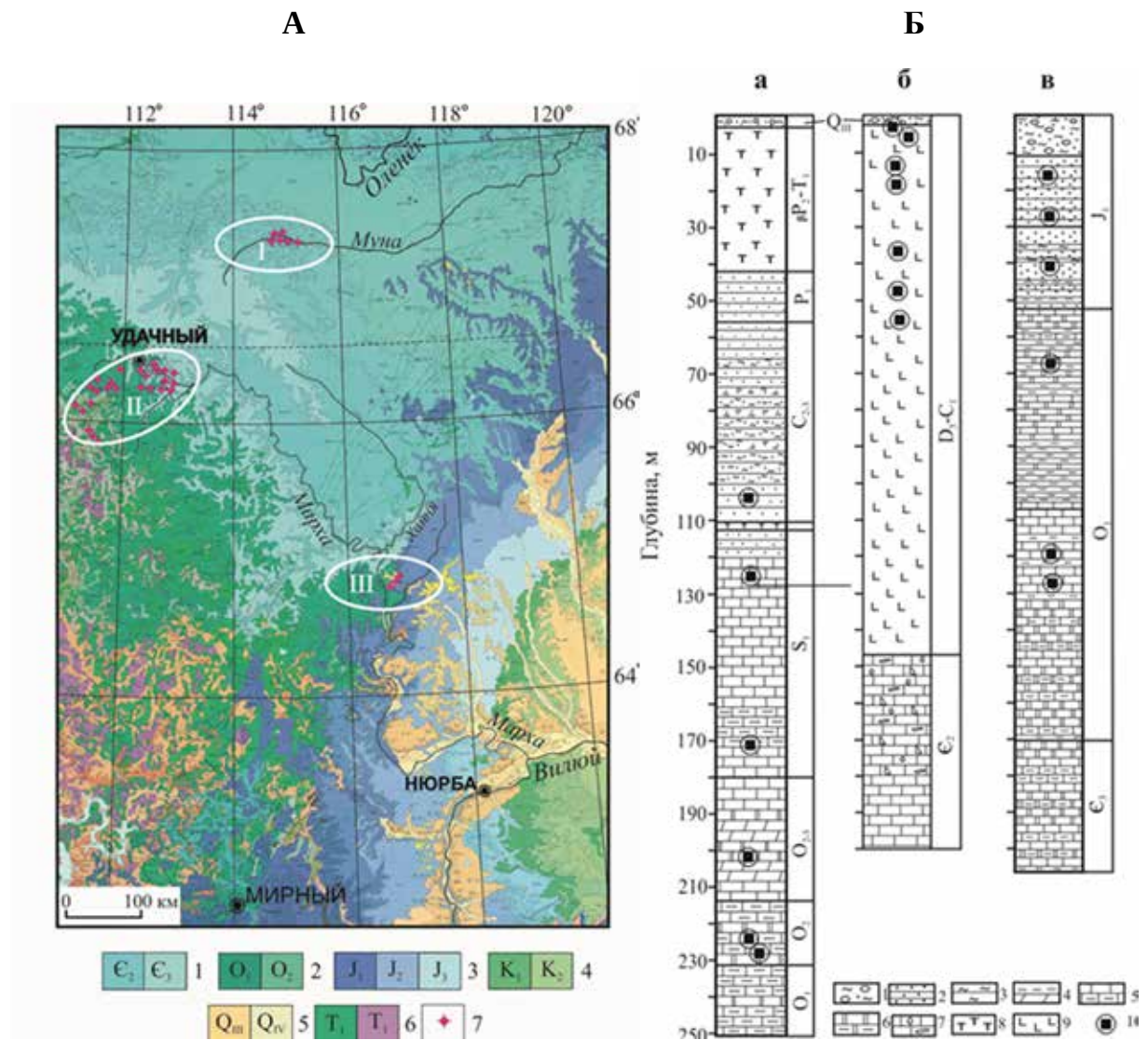


Рис. 4.1. А - местоположение алмазоносных районов в Западной Якутии: I – Верхнемунский, II – Далдыно-Алакитский, III – Среднемархинский (красные кружки – кимберлитовые трубки). 1-5 – осадочные отложения: 1 – кембрийские, 2 – ордовикские, 3 – юрские, 4 – меловые, 5 – четвертичные; 6-7 – магматические породы: 6 – траппы, 7 – кимберлиты. Б - литологические колонки скважин, пробуренных в мерзлой толще в пределах алмазоносных районов: а – Далдыно-Алакитском, б – Верхнемунском, в – Среднемархинском. 1 – суглинки с включением дресвы, щебня карбонатных пород и кимберлитов, 2 – песчаники, 3 – прослои аргиллитов и алевролитов, 4 – глинистые алевролиты и мергели, 5 – известняки и глинистые известняки, 6 – доломиты и глинистые доломиты, 7 – известняки с кимберлитовой брекчией, 8 – долериты, 9 – кимберлиты, 10 – место отбора пробы подземного льда.

Верхнемунский алмазоносный район.

Криогенное строение кимберлитов изучено по керну наклонной скважины, которая под углом 80° вскрывает кимберлитовое тело и вмещающие карбонатные отложения среднего кембрия. Залегающая с поверхности двухметровая толща четвертичных элювиально-делювиальных отложений представлена дресвой и щебнем выветрелых кимберлитов, сцементированных торфянистым суглинком. Мерзлые породы разбиты горизонтальными и наклонными трещинами разной протяженности и ширины и кавернами различного размера. Криогенная текстура пород - шлировая сетчато-слоистая, микрошлировая, горизонтально и косо-слоистая, а также корковая и базальная.



Рис. 4.2. Криогенные текстуры кимберлитов трубки Новинка (черный цвет – лед, зубцы – корки кальцита) (рис. А.М. Кононова)

Залегающие ниже кимберлиты в силу неоднородного литологического состава имеют различные криогенные текстуры. Наибольшей льдонасыщенностью отличается верхняя зона кимберлитовых тел мощностью 20-60 м. До глубины 40 м кимберлит разбит крупными субвертикальными трещинами шириной от 0,5 до 10 см. Трещины заполнены чистым льдом, с пузырьками овальной и вытянутой формы в верхней части и без пузырьков в нижней части. Часто стенки трещин и каверн покрыты корками кальцита, местами со следами ожелезнения. Встречаются зоны дробления мощностью до 40 см. Трещины заполнены либо чистым льдом, либо обломками кимберлита, сцементированными льдом. В наиболее льдистых горизонтах (2-4, 12-14, 18-21 и 39-40 м) объёмная льдистость пород изменяется от 10 до 90 % (в отдельных блоках). Криогенные текстуры трещинные и трещинно-жильные (рис. 4.2 а). Глубже до 58 м происходит существенное изменение характера трещиноватости. Трещины

становятся субгоризонтальными или слабонаклонными, ширина их раскрытия не превышает 3-4 см. Многие трещины полностью заполнены кальцитом, в котором

отмечаются прожилки льда. Объемная льдистость не превышает 10 %. Криогенные текстуры пород пластово-трещинные и трещинные, неполновыраженные (рис. 4.2 б).

Ниже по разрезу практически все трещины в плотном кимберлите имеют небольшую величину раскрытия и залечены кальцитом (рис. 4.2 в). На глубине 148 м вскрыт контакт с вмещающими карбонатными верхнекембрийскими отложениями, содержащими брекчии кимберлитов. Породы не содержат видимых ледяных включений и относятся к морозным.

Далдыно-Алакитский алмазоносный район

Данные о криогенном строении горных пород в районе получены при изучении мерзлого керна четырех скважин, пробуренных северо-восточнее и юго-восточнее алмазодобывающего карьера трубки Юбилейная.

Геологический разрез района (до глубины 250 м) сложен терригенно-карбонатными породами ордовика, нижнего силура, нижнего карбона и нижней перми, представленными углистыми алевролитами, мергелями, известняками, доломитами, песчаниками. Они прорваны и перекрыты долеритами пермо-трисового возраста.

Мощность рыхлых четвертичных делювиальных образований составляет 3-3,5 м. Ожелезненные суглинки и долериты разбиты системой разноориентированных трещин шириной от 0,2 до 2,0 см. Пустоты между обломками заполнены льдом со значительным количеством минеральных включений. По расположению шлиров льда выделены сетчато-слоистые и сетчатые типы криогенных текстур, по ориентировке шлиров льда - беспорядочно-сетчатые.

Под чехлом рыхлых отложений до глубины 40 м вскрыты долериты, которые до глубины 80 м подстилаются нижнекарбоновыми мелкозернистыми песчаниками и углистыми алевролитами со слабо выраженной слоистостью. Плотные, массивные породы разбиты тонкими трещинами напластования шириной 0,1-0,2 см без видимых включений льда.

Глубже наблюдается переслаивание известняков и глинистых известняков с мергелями нижнего силура, которые прорваны интрузивными образованиями. В этой части разреза преобладают литогенетические трещины напластования шириной 0,2-0,5, иногда до 1 см.



Рис.4.3. Трещинные, трещинно-жильные криотекстуры нижнесилурийских известняков (глубина 103 м).

Субвертикальные и наклонные трещины отрыва обнаружены во всех литологических разностях, их ширина изменяется от 0,2 до 2 см. Криогенные текстуры здесь – пластово-трещинные и трещинные. По условиям заполнения их льдом они относятся к полновыраженным и неполновыраженным. В зонах дробления по взаиморасположению и ориентировке выделяются беспорядочно-сетчатые трещинно-жильные криотекстуры (рис. 4.3). До глубины 200 м общая морфология трещин в нижнесилурийских, верхне- и среднеордовикских породах не меняется, с

глубиной растёт или убывает только густота.



Рис. 4.4. Трещинные криотекстуры ордовикских известняков (глубина 185 м).

Основной фон также формируют трещины напластования в сочетании с трещинами отрыва. Ширина трещин напластования изменяется от 0,2 до 0,5 см. Пленки льда фиксируются на контакте различных литологических разностей. Трещины отрыва, как правило, субвертикальные (углы падения 72-85°) и крутые (углы падения 45-72°). Их ширина составляет 0,1-2,0 см. Мерзлые породы имеют пластово-трещинные, трещинные и трещинно-жильные криогенные текстуры.

До глубины 250 м нижнеордовикские плотные доломиты переслаиваются с известняками, мергелями и глинистыми доломитами. Породы разбиты субгоризонтальными трещинами напластования шириной 0,1-0,2 см. Трещины отрыва в отдельных пачках доломитов характеризуются неровными, шероховатыми стенками и редко достигают большой длины. Углы падения изменяются от 85 до 90°, а ширина не превышает 0,2-1,0 см. Серые доломиты зачастую кавернозные. Каверны заполнены льдом, иногда - карбонатным материалом. Диаметр каверн составляет 1-2 см. Форма



Рис. 4.5. Трещинно-жильная криотекстура юрских песчаников с прослоем льда толщиной 10 см (глубина 5 м).

полостей близка к овальной или удлинённой. Породам свойственны пластово-трещинные, трещинные, трещинно-карстовые и карстовые полновыраженные криогенные текстуры. Прослои известняков разбиты как трещинами напластования, так и трещинами отрыва. На сколах фиксируются пленки льда. Мерзлые породы имеют пластово-трещинные, трещинные полно- и неполновыраженные криогенные текстуры (рис. 4.4).

Весовая влажность горных пород с поверхности до глубины 90 м возрастает от 8 до 15,5 %, а затем снижается, составляя 3,7 % на глубине 120 м. Минимальное (0,6 %) значение установлено на глубине 250 м.

Средне-Мархинский алмазоносный район.

Новые данные о криогенном строении осадочных пород получены при исследовании мерзлого керна скважин, пробуренных в 5 км к северо-востоку от трубки Нюрбинская, в зоне сочленения Аномального и Ботуобинского разломов.

В геологическом строении района (до глубины 205 м) принимают участие терригенно-карбонатные, карбонатные породы верхнего кембрия и нижнего ордовика, представленные алевролитами, мергелями, известняками, доломитами. Они перекрыты толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов нижней юры.

С поверхности на коренных осадочных толщах залегают четвертичные элювиальные образования. Мощность рыхлых отложений составляет 3-4 м, а объемная льдистость - 30-40%. Ожелезненные суглинки и пески разбиты системой разноориентированных трещин шириной от 0,2 до 2,0 см. Пустоты между обломками заполнены льдом со значительным количеством минеральных включений. По расположению шлиров льда выделены сетчато-слоистые и сетчатые типы криогенных текстур. По ориентировке шлиров льда - беспорядочно-сетчатые. В ряде случаев породы имеют корковые и контактные криогенные текстуры. Их весовая влажность составляет 20-30 %.

Под чехлом рыхлых отложений до глубины 52-56 м залегают разрушенные коренные породы. Наиболее льдистый горизонт выделен в юрских песчаниках в интервале глубин 5-6 м. Породы разбиты вертикальными, наклонными и горизонтальными трещинами, ширина которых достигает 10-12 см (рис. 4.5). Лед в трещинах чистый, прозрачный. В его массе заключены обломки пород. Криогенные текстуры – расширенные трещинные, трещинно-жильные, пластово-трещинные. Объемная льдистость пород составляет 30-40, а весовая влажность 18-23 %.

В целом нижнеюрские отложения отличаются преобладанием литогенетических трещин напластования шириной 0,2-0,5, иногда до 2 см. В отдельных пачках зафиксированы тектонические трещины отрыва, которые характеризуются неровными, шероховатыми стенками и редко достигают большой длины. Их углы падения изменяются от 45 до 90°, а ширина не превышает 0,2-0,8 см. Породам свойственны трещинные и пластово-трещинные полновыраженные криогенные текстуры. Весовая влажность составляет 7-18 %.

Подстилающие отложения нижнего ордовика характеризуются переслаиванием серо-зеленых алевролитов, серых известняков и доломитов. В этой части разреза общая морфология трещин в породах не меняется, ширина трещин напластования составляет 0,1-0,5 см. Вертикальные и наклонные трещины отрыва фиксируются во всех литологических разностях и встречаются гораздо чаще. Их ширина изменяется от 0,2 до 4,0 см. Пористые и кавернозные известняки залегают ниже 129 м. Каверны заполнены льдом, иногда частично кристаллами кальцита. Их размеры варьируются от 0,2-0,3 до 1,0-3,0 см в диаметре. Нижнеордовикские мерзлые породы имеют трещинные, пластово-трещинные, пластово-трещинно-поровые, пластово-трещинно-карстовые и карстовые криогенные текстуры (рис. 4.6). По степени заполнения их льдом они относятся к полновыраженным и неполновыраженным. Весовая влажность пород составляет 0,7-9,7 %.

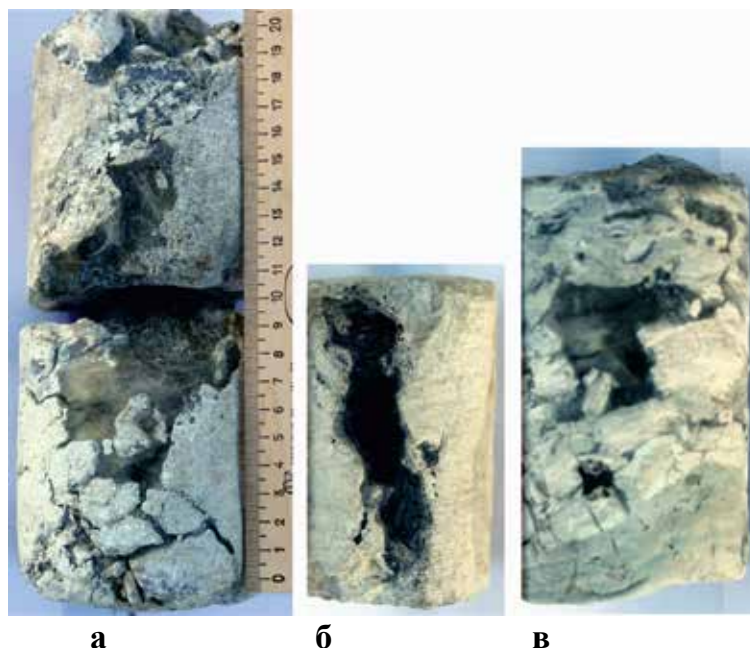


Рис. 4.6. Криотекстуры нижнеордовикских терригенно-карбонатных отложений: а, б – трещинные; в – карстовые (глубина: а - 81, б - 121, в – 128,5 м).

Верхнекембрийские массивные и плотные породы залегают ниже 170 м, представлены алевролитами, кремнистыми известняками и известковистыми доломитами. Их влажность изменяется от 1,5 до 8,9 %. Основной фон формируют трещины напластования в сочетании с редкими трещинами отрыва. Ширина трещин напластования изменяется от 0,2 до 0,5 см. Шлиры льда фиксируются на контакте различных литологических разностей. В известняках и алевролитах их ширина составляет 0,1-0,3 см, а в доломитах не превышает 0,1 см. На стенках таких трещин отмечены только пленки льда. В целом криогенные текстуры мерзлых пород верхнего кембрия – пластово-трещинные, трещинные, по степени заполнения льдом – неполновыраженные. В зонах дробления по взаиморасположению и ориентировке в пространстве выделяются беспорядочно-сетчатые криотекстуры.

Таким образом, эпигенетическое промерзание осадочного чехла, пронизанного многочисленными интрузивными породами, в Западной Якутии, определило многообразие унаследованных криогенных текстур в породах различного литологического состава и сложения. В целом в исследуемых районах выделяются два типа текстурообразующих льдов – подземные льды интрузивных пород (кимберлитовых тел) и подземные льды терригенно-осадочных и терригенно-карбонатных толщ (вмещающих пород). Криогенное строение кимберлитовых тел обусловлено преимущественно экзогенной трещиноватостью. Трещины обладают

различной степенью раскрытости и бессистемной ориентировкой, а криогенные текстуры в основном – трещинные, трещинно-жильные и базальные. Строение эпикриогенных осадочных толщ более разнообразное. В них преобладают контактные, корковые, трещинные, пластово-трещинные, трещинно-пластовые, незакономерно-сетчатые полновыраженные текстуры.

4.2. МАКРОКОМПОНЕНТНЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

Подземные тукстурообразующие льды Западной Якутии имеют в основном гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый состав (табл. 4.1). Однако по разрезу может отмечаться большее разнообразие в катионном составе (иногда преобладает магний или натрий), а среди анионов только в одном случае обнаружено содержание хлор-иона, превышающее содержание SO_4^{2-} и даже HCO_3^- .

Таблица 4.1

Макрокомпоненты в подземных льдах Западной Якутии

Пробы льда	Глубина, м	pH	Компонент, мг/дм ³								Минера лизация мг/дм ³
			K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	
Верхнемунский алмазоносный район											
M1	2-2,5	7,4	2,0	2,0	24,7	4,8	5,7	0,2	<2	136,7	176,1
M2	3,8-4,3	7,1	3,6	2,7	26,5	8,8	10,3	0,2	3,0	145,2	200,4
M3	12-14	7,2	1,6	1,0	5,5	6,4	3,6	<0,1	<2	45,2	63,2
M4	18,5-20	7,0	4,6	14,5	21,3	13,0	27,3	0,1	4,0	133,0	217,9
M5	38-39,7	7,0	3,3	3,1	9,6	13,2	7,1	<0,1	<2	90,3	126,7
M6	55-56,5	7,1	11,6	18,1	15,2	29,1	75,2	0,9	<2	94,0	244,0
A1	42-52	9,4	19,0	28,6	0,7	5,6	18,4	0,2	2,0	61,0	143,2
Далдыно-Алакитский алмазоносный район											
D12	103-123	7,7	3,3	10,5	15,4	37,1	9,2	0,1	43,0	180,6	299,2
D14	221-228	8,2	15,7	1,5	10,2	17,3	5,7	<0,1	18,0	122,0	190,4
D4	205	7,4	8,3	5,9	18,2	46,1	44,3	–	77,0	91,5	291,3
D5	217	7,8	3,3	5,1	15,2	72,5	28,4	–	182,5	70,8	377,8
Среднемархинский алмазоносный район											
H2	14-17,5	7,5	4,7	24,3	10,3	30,1	21,6	<0,1	30,5	146,5	267,9
H3	26,5	7,7	5,6	38,5	15,2	40,1	63,1	–	64,6	119,6	346,7
H4	41-43	<8,0	11,2	100,8	50,5	112,2	310,2	–	211,9	83,0	879,8
H5	59-77	7,8	18,6	74,1	42,6	145,3	221,6	–	257,6	141,6	901,3
H6	118-119	<8,0	23,3	131,9	90,0	172,3	615,1	–	207,8	100,1	1340,5
H7	129-130	<8,0	43,2	310,0	255,4	430,9	1763,1	21,5	237,5	63,5	3133,9
H8	79	7,6	6,3	14,3	9,4	17,0	37,2	–	10,0	61,0	155,2
H9	81	7,1	3,2	9,0	4,3	12,0	14,2	–	10,0	61,0	113,7

Примечание: места отбора проб льда показаны на рис. 4.1.

Верхнемунский алмазоносный район. Для исследования геохимических свойств подземных текстурообразующих льдов кимберлитов отобраны пробы льда из тела кимберлитовой трубки Новинка (пробы M1-M6 и A1) (табл. 4.1, рис. 4.7). Химический состав подземного льда до глубины 55 м практически чисто гидрокарбонатный при

почти полном отсутствии сульфатов и небольшом содержании хлоридов (6-25%-экв.). Среди катионов доминирует Mg, а содержание кальция и натрия до глубины 40 м приблизительно равны. Глубже среди анионов появляется хлор-ион (до 57 %-экв.), а среди катионов выходит на первое место натрий (до 60 %-экв.), но на глубине 55 м содержания всех трех катионов (Na, Ca, Mg) уравниваются, состав становится натриево-магниевым-кальциевым. Минерализация льда изменяется от 126 до 243 мг/дм³.

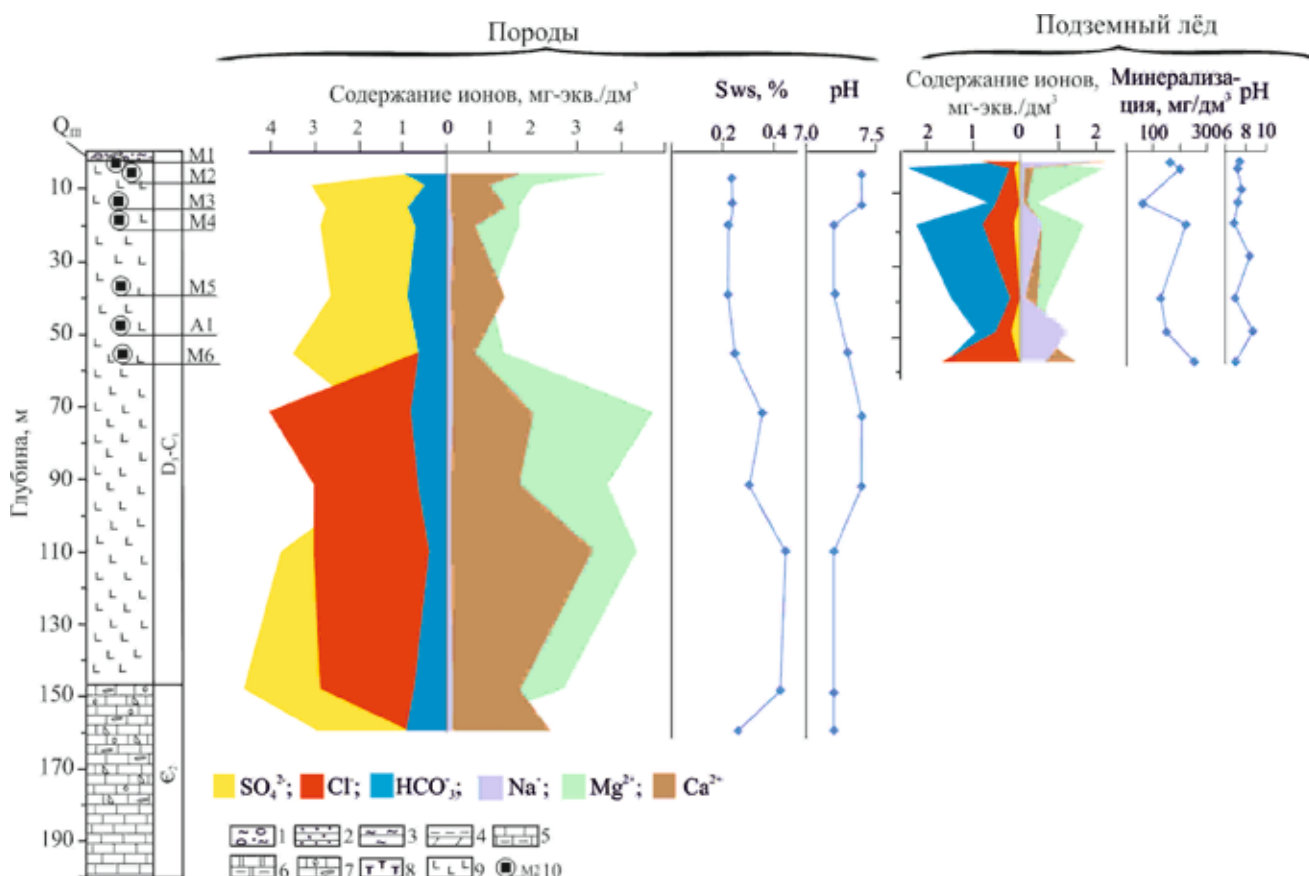


Fig. 4.7. Литологическое строение разреза и химический состав водной вытяжки из горных пород (Sws, % - общее содержание водорастворимых солей в породах) и состав подземных льдов Верхнемунского алмазоносного района. 1 – суглинки с включением дресвы, щебня карбонатных пород и кимберлитов, 2 – песчаники, 3 – прослои аргиллитов и алевролитов, 4 – глинистые алевролиты и мергели, 5 – известняки и глинистые известняки, 6 – доломиты и глинистые доломиты, 7 – известняки с кимберлитовой брекчией, 8 – долериты, 9 – кимберлиты, 10 – место отбора и название пробы подземного льда (табл. 4.1).

При анализе химического состава водных вытяжек из кимберлитов отмечается также преобладание Mg в катионном составе растворов до глубины 150 м, что коррелирует с составом подземных льдов. Анионный состав, напротив, отличен от состава льдов и является до глубины 65 м гидрокарбонатно-сульфатным, ниже

переходит в сульфатно-хлоридный и с глубины 109 м – в хлоридно-сульфатный. Общее содержание водорастворимых солей невысокое (0,20-0,45 %), среди карбонатов по всему разрезу доминирует MgCO_3 . Реакция среды стабильно около нейтральная (рН 7,2-7,3).

Далдыно-Алакитский алмазоносный район.

В результате исследований, выполненных в пределах района, авторами ранее выделены три геохимических типа подземных льдов: гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-хлоридный и хлоридный (Алексеев, Алексеева, 2000; Алексеев, Пиннекер, 2000). Катионный состав смешанный - кальциево-магниевый или магниево-кальциевый. До глубины 130-150 м минерализация подземных льдов в пределах кимберлитовых трубок Зарница, Якутская, а также во вмещающих терригенно-карбонатных породах верхнего кембрия не превышает 0,1-0,4 г/дм³. С глубины 160-180 м она увеличивается до 1,0, а в интервале 180-220 м достигает 6,5-12 г/дм³.

Новые данные получены при бурении скважин в терригенно-осадочных породах карбона, карбонатах нижнего силура и ордовика в районе кимберлитовой трубки Юбилейная (пробы D4, D5, D12, D14). Установлено, что подземные льды имеют сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав. Содержание хлоридов не превышает 9 мг/дм³ или 6 %-экв. (см. табл. 4.1). Минерализация льда составляет 190-378 мг/дм³ и хорошо согласуется с выявленным ранее трендом (рис. 4.8).

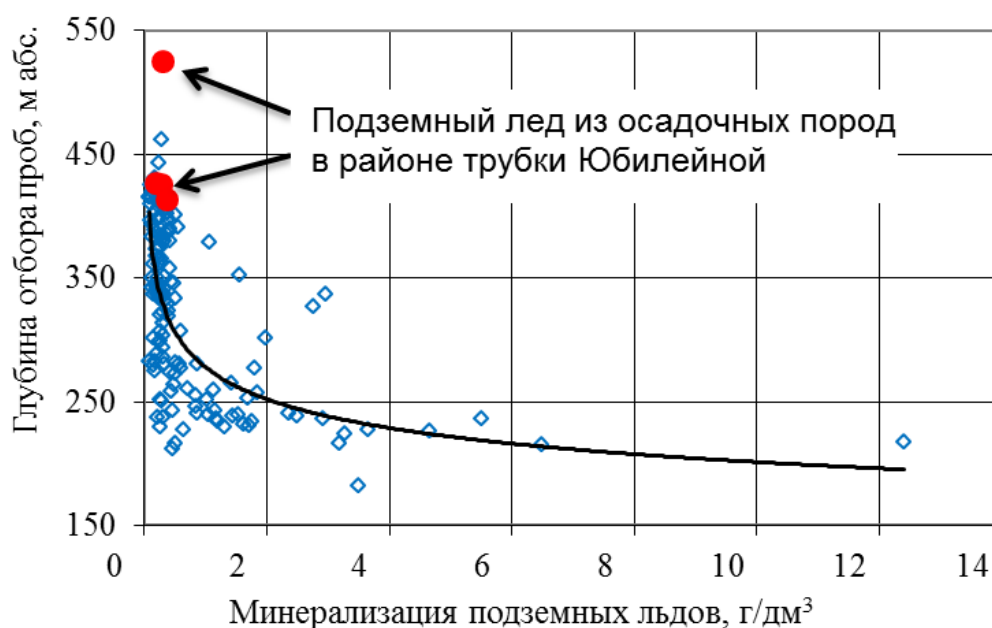


Рис. 4.8. Изменение минерализации подземных льдов с глубиной в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе.

Геохимические особенности состава подземных льдов унаследованы от обстановки, существовавшей к началу эпохи похолодания, что подтверждается результатами водных вытяжек (рис. 4.9). Засоленность вмещающих пород отражает первичную засоленность, связанную с условиями осадконакопления, и является основой формирования состава подземных льдов при промерзании отложений. Химический состав водной вытяжки (сульфатный натриевый) и реакция среды (около нейтральная – pH 7,2-7,4) выдержаны по глубине. Средняя влажность пород составляет 7,5 %, уменьшаясь до 0,6 % на глубине 150 и 250 м в слоях наиболее плотных доломитов и известняков. Доля карбонатных солей в геологическом разрезе изменяется в пределах 45-97 %, кроме верхней 100-метровой толщи песчаников, аргиллитов и алевролитов пермского и каменноугольного возраста, где их всего 5-17 %.

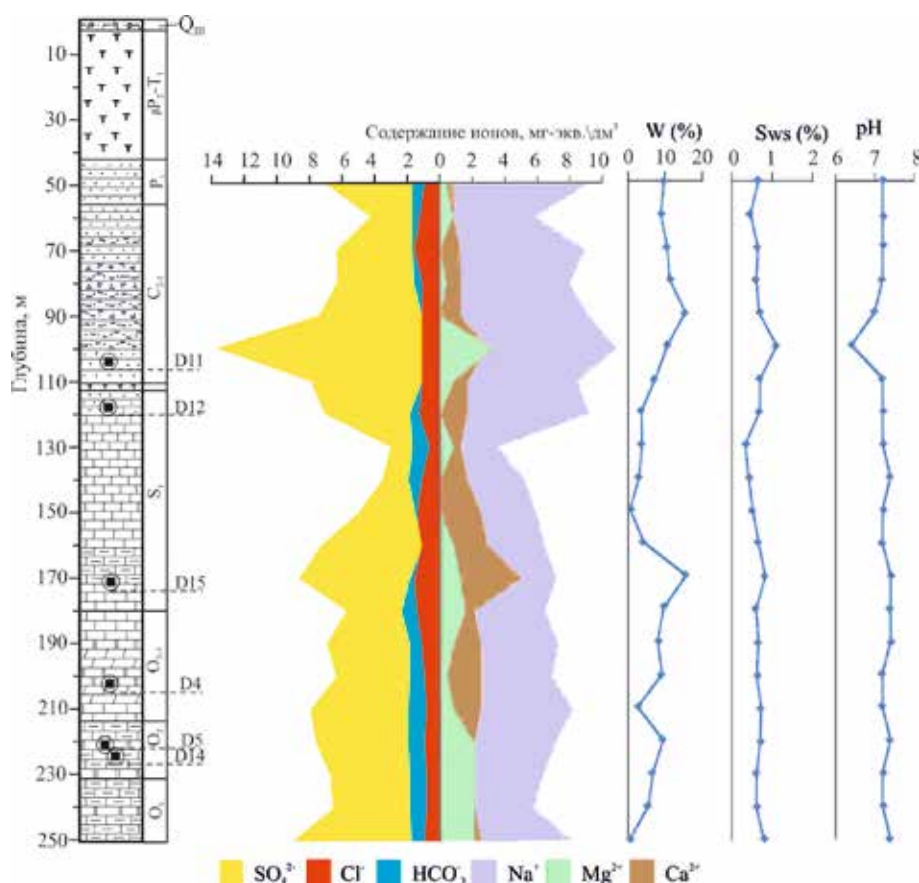


Рис.4.9. Литологическое строение разреза и химический состав водной вытяжки из горных пород Далдыно-Алакитского алмазоносного района (W – влажность весовая, Sws - общее содержание водорастворимых солей в породах). Остальные условные обозначения на рис. 4.7.

Накопление карбонатов в растворе обязано процессам криогенного концентрирования при промерзании водонасыщенных пород и отжатию более концентрированного рассола вниз при продвижении фронта промерзания. Закономерного увеличения степени засоленности пород с глубиной не установлено, общее содержание водорастворимых солей в среднем составляет 0,65 %. На фоне постоянного характера распределения на глубине 100 м в песчаниках среднего-верхнего карбона наблюдается повышение засоленности до 1,11 %, что может быть связано с более глинистым составом отложений, при промерзании которых происходит движение незамерзшей воды в промерзающую часть породы и накопление в ней солей (Брушков, 1997).

Среднемархинский алмазоносный район

Гидрохимические особенности подземных текстурообразующих льдов терригенно-осадочных нижнеюрских отложений охарактеризованы пробами Н2, Н3 и Н4 и терригенно-карбонатных пород нижнего ордовика – пробами Н5, Н6 и Н7, отобранными до глубины 130 м, а также пробами Н8 и Н9, отобранными из кимберлитовой трубки Ботуобинская с глубины 80 м (рис. 4.10, табл. 4.1). Минерализация льда увеличивается по разрезу сверху вниз от пресной до солоноватой, химический состав также изменяется, реакция постоянная – слабощелочная.

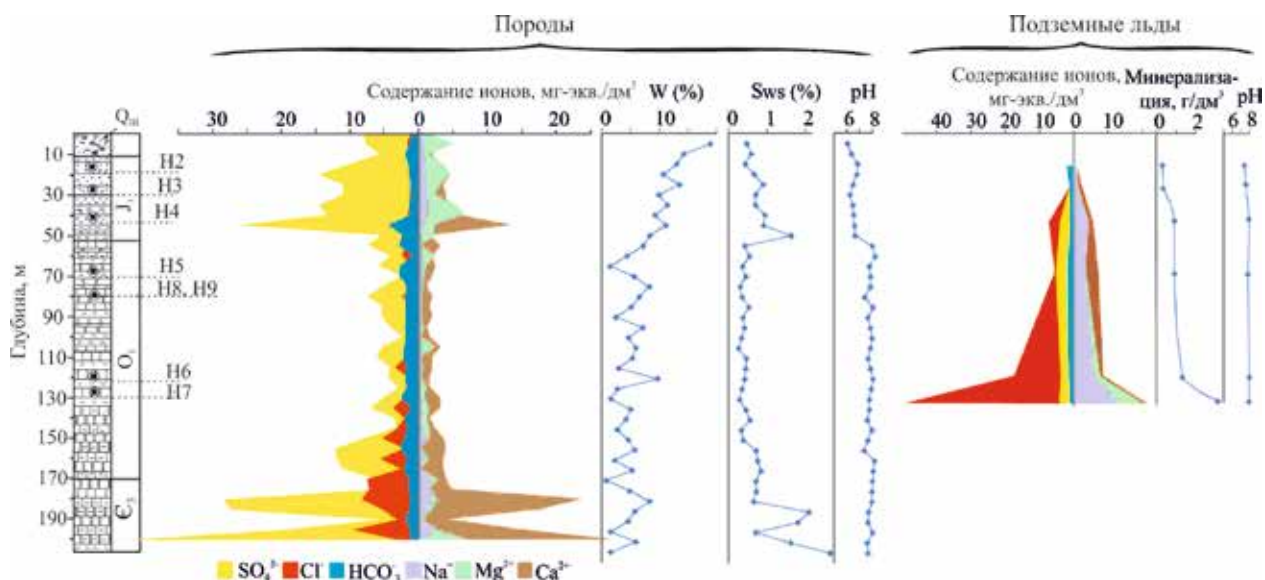


Рис. 4.10. Литологическое строение разреза и химический состав водной вытяжки из горных пород (W – влажность весовая, Sws, % - общее содержание водорастворимых солей в породах) и состав подземных льдов Среднемархинского алмазоносного района. Остальные условные обозначения на рис. 4.7.

В интервале глубин 14,0-17,5 м состав подземных льдов сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Минерализация льдов составляет 268 мг/дм³, содержание хлора – 21,6 мг/дм³ (17 %-экв.), брома – <0,1 мг/дм³.

Глубже происходит закономерный рост минерализации жидкой фазы и смена химического состава текстурообразующих льдов. На глубине 26,5 м в анионном составе пробы начинает преобладать хлор-ион над сульфат-ионом, тип льда становится хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый. Минерализация льда составляет 0,35 г/дм³, содержание сульфат-иона – 26 %-экв. С глубины 41,5 м в составе подземных льдов преобладают хлориды и сульфаты кальция, натрия и магния, причем сульфат-ион имеет подчиненное значение. Минерализация увеличивается до 880-900 мг/дм³. Содержание гидрокарбонат-иона незначительное – 9-17 %-экв. На глубине 118 м анионный состав проб становится только хлоридным, катионный – магниевым-кальциевым. Содержание сульфат-иона уменьшается до 9 %-экв. К глубине 130 м заметно возрастает концентрация брома (21,5 мг/дм³), а минерализация достигает 3133 мг/дм³.

Итак, в подземных льдах с глубиной происходит значительное уменьшение содержания гидрокарбонатов кальция и магния, стадийное увеличение сначала сульфатов натрия, магния и кальция, а затем хлоридов этих катионов. Подобная закономерность обусловлена криогенным концентрированием подземных вод при их промерзании. Согласно палеогеокриологическим реконструкциям в период минимума сартанской холодной эпохи (18 тыс. лет назад) температура мерзлых пород в Якутии была ниже современной на 10-13 °С. События позднеплейстоценового криохрона привели к дифференциации солей между фазами в период формирования подземных льдов. Ряд солей достигал состояния эвтектики.

Осаждение карбонатов кальция и магния было связано с изменением состояния карбонатной системы и сдвигом равновесий в сторону монокарбонатов. Кристаллизация гексагидрита ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) могла происходить в результате существенного снижения их растворимости при отрицательной температуре геологического разреза. Хлориды магния и кальция накапливались в результате отжатия более концентрированного раствора при продвижении фронта промерзания вниз от поверхности.

С учетом того, что наиболее вероятный источник обогащения подземных льдов сульфатами и хлором – вмещающие породы, были проанализированы водные вытяжки из пород (рис. 4.11).

В верхней 50-тиметровой толще нижнеюрских отложений общее содержание водорастворимых солей в горных породах с глубиной возрастает от 0,47 до 1,6 %. Это связано с тем, что в юрский период в пределах Виллойской синеклизы существовали мелководные моря. В условиях засушливого климата в нижней юре происходило испарительное концентрирование морских вод и засоление осадков. Состав водной вытяжки сульфатный магниевый-кальциевый и кальциевый-магниевый, реакция среды близка к нейтральной. Общее содержание карбонатных солей не превышает 22 %, среди них преобладает FeCO_3 .

В отложениях нижнего ордовика содержание водорастворимых солей существенно снижается. В пределах большей части разреза засоленность пород составляет 0,25-0,69 %. Состав водной вытяжки преимущественно сульфатный кальциевый, значения $\text{pH}=7,5-8,3$. Снижение содержания водорастворимых солей в породах связано с тем, что в ордовике происходило расширение площади морских бассейнов и уменьшение солености воды. Сумма карбонатов, среди которых явно преобладает CaCO_3 в различных литологических разностях, изменяется от 11 до 92 %.

В верхнекембрийских отложениях (с глубины 170 м) содержание водорастворимых солей вновь резко возрастает до 1,5-2,6 %. Поскольку в конце среднего и начале позднего кембрия началась обширная регрессия моря, а также климатическая дифференциация, накопление осадков и их последующее существенное засоление происходили в условиях мелководных лагун. Состав водной вытяжки преимущественно хлоридно-сульфатный кальциевый. Содержание хлор-иона достигает 20 %-экв. Значения $\text{pH}=7,3-7,8$. Количество карбонатных солей составляет в среднем 27 % (MgCO_3) и 56 (CaCO_3) % при постоянном преобладании карбоната кальция.

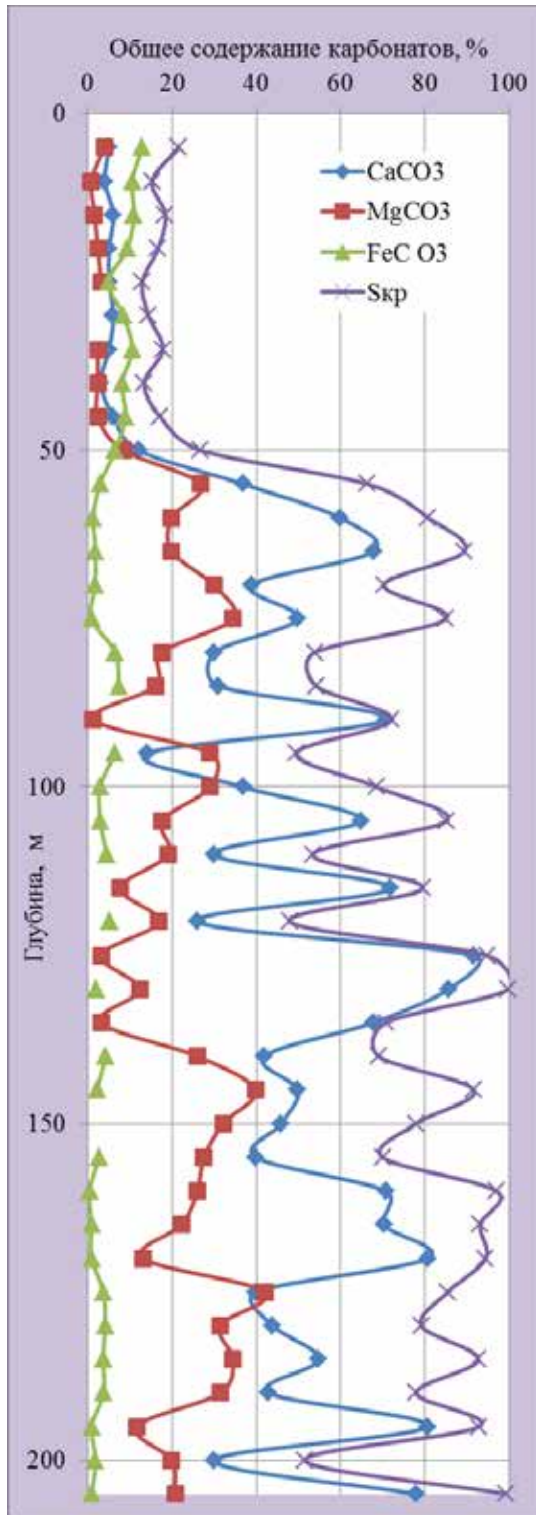


Рис. 4.11. Зависимость содержания карбонатных солей и общего содержания карбонатов (Скр) в породах от глубины.

Анализ водных вытяжек показал, что характер засоленности горных пород геологического разреза по глубине достаточно сложен. Наименьшее содержание водорастворимых солей отмечено для нижнеордовикских толщ, вскрытых на глубине 55-150 м. К подошве нижнеюрских отложений (45-50 м) приурочен всплеск повышенного значения сухого остатка (1,3-1,6%) сульфатного кальциевого состава, а максимальные его величины (2,2 и 2,6 %) зафиксированы в верхнекембрийских породах на глубинах 190 и 205 м. В целом, по разрезу в составе водорастворимых солей преобладают сульфаты кальция, а среди карбонатных солей в толще ниже 50 м превалирует CaCO_3 .

Таким образом, глубокое промерзание платформенного чехла привело к формированию в терригенно-осадочных и терригенно-карбонатных толщах подземных текстурообразующих льдов различных геохимических типов. Сопоставление химического состава подземных льдов и состава водорастворимых солей в геологическом разрезе приводит к следующим выводам. При промерзании терригенно-осадочных отложений нижней юры, насыщенных сульфатными Mg-Ca и Ca-Mg подземными водами, происходило формирование подземных льдов сульфатно-

гидрокарбонатного типа. Обеднённость легкорастворимыми солями ордовикских терригенно-карбонатных толщ свидетельствует о большей промытости пород инфильтрационными водами до эпохи похолодания.

В кимберлитах с поверхности до глубины около 50 м подземный лед имеет преимущественно гидрокарбонатный анионный состав с небольшой долей хлоридов, среди катионов преобладает Mg. С глубиной происходит увеличение содержания хлора и кальция. В терригенно-осадочных породах с поверхности и до глубины 130 м в сульфатно-хлоридном составе льдов постепенно нарастает содержание хлоридов до полного преобладания Cl, катионы Mg и Ca присутствуют практически в равных количествах. Это связано с большей растворимостью CaCl_2 (745 г/кг) по сравнению с CaSO_4 (2,06 г/кг). В процессе взаимодействия с вмещающими породами хлорид кальция быстрее переходил в раствор, из которого образовался подземный лед, что и отражено на эпюрах солевого состава горных пород и подземного льда.

4.3. СОСТАВ МИКРОКОМПОНЕНТОВ И РЗЭ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ

Геохимическая характеристика подземных льдов предполагает выявление особенностей на уровне как макрокомпонентного, так и микрокомпонентного (табл. 4.2) состава. Эти особенности отражают условия формирования льда в конкретной геологической среде при конкретном температурном режиме кристаллизации. Для оценки содержания *микрокомпонентов* и выявления закономерностей их распределения авторами впервые количественно определено более 40 элементов в глубокозалегающих подземных льдах интрузивных (кимберлитах) и осадочных и терригенно-карбонатных (известняки, доломиты, песчаники) породах Западной Якутии. Концентрации индивидуальных РЗЭ в подземных льдах различных отложений и в поверхностных водах – водах р. Сытыкан (приток р. Далдын), которая протекает в том же ландшафтно-климатическом регионе – представлены в табл. 4.2. Значения концентрации каждого микрокомпонента в подземных льдах на различной глубине усреднены и построены кривые распределения среднего содержания микрокомпонентов в составе подземных льдов кимберлитов (2 кривые), осадочных отложений (2 кривые) и речных вод (1 кривая) (рис. 4.12).

Анализ кривых показал, что в целом для подземных льдов кимберлитов характерны более низкие по сравнению со льдами осадочных отложений содержания микрокомпонентов. Исключение составляют Р, Ti, Cu, Zn, Y, Zr, Pb и Th, средние концентрации которых превышают таковые во вмещающих породах в 2-45 раз.

Закономерности распределения микрокомпонентов в подземных льдах осадочных отложений в основном коррелируют с их распределением во льдах кимберлитов. Наиболее заметные отклонения в сторону превышения содержания наблюдаются для Br, Sr, Mo, Cd, Sb, W, Re и U, а меньшие концентрации характерны для Cr, Nb, Hf и Th. Значительное обогащение подземных льдов осадочных отложений Далдыно-Алакитского района отмечается только для Al, Ti, Fe (более чем в 10 раз), Sn (почти в 50 раз). Во льдах вмещающих пород Среднемархинского районов фиксируются повышенные концентрации Co, Ni, Ge, As, Sb, Sr, U, а содержание Br здесь наиболее высокое в Западной Якутии.

Таблица 4.2. Среднее содержание микрокомпонентов (мкг/дм³) в подземных текстурообразующих льдах Западной Якутии и речных вода (прочерк – нет данных)

Микро-компо-ненты	Верхне-мунский алмазоносный район (кимберлиты)	Далдыно-Алаkitский алмазоносный район (песчаники, известняки)	Среднемархинский алмазоносный район		Речные воды р. Сытыкан
			песчаники, известняки, доломиты	кимберлиты	
Li	6,89	49,35	129,12	17,95	11,7
B	221,08	665,93	882,36	163,35	63
Al	34,45	168,6	9,48	237,15	9,3
Si	791,43	733,84	1611,73	654,05	865
P	48,80	11,65	7,38	39,4	9,8
S	3327,9	–	75352	–	5099
Sc	0,02	0,03	0,09	–	0,64
Ti	2,92	5,26	0,46	15,95	0,42
V	1,3	1,13	3,31	1,2	0,37
Cr	2,83	0,49	0,19	–	0,75
Mn	7,82	18,54	104,62	100,55	2,49
Fe	104,33	75,55	3,31	19,45	4,72
Co	0,23	0,73	10,4	2,7	0,07
Ni	7,57	5,08	45,57	–	1,24
Cu	3,66	1,71	2,22	6,78	3,1
Zn	5,05	5,73	7,94	16,2	9,9
Ga	0,02	0,2	0,1	0,16	0,004
Ge	0,008	0,03	0,14	–	0,49
As	0,58	0,86	11,47	–	0,44
Se	0,18	0,18	1,38	–	–
Br	437,3	306,83	9914,72	–	172
Rb	4,44	14,16	23,59	10,17	1,14
Sr	391,1	678,1	3446,43	351,2	195
Y	0,04	0,04	0,03	0,65	0,03
Zr	0,13	0,21	0,04	1,6	0,18
Nb	0,02	0,01	0,002	–	0,001
Mo	0,69	45,38	56,85	1,73	0,39
Ag	0,01	0,01	–	–	–
Cd	0,02	0,45	0,02	0,07	–
Sn	–	1,1	0,02	–	0,02
Sb	0,14	1,42	0,14	0,64	0,29
Cs	0,009	0,09	62,29	0,14	0,003
Ba	46,53	37,01	0,001	6,57	65
Hf	0,003	0,01	0,73	–	0,005
Ta	0,0005	0,0008	–	–	–
W	0,22	1,46	0,14	–	0,06
Re	0,0012	0,02	0,05	–	0,001
Au	0,015	–	–	–	–
Tl	0,048	0,03	0,12	0,06	–
Pb	1,80	0,04	0,05	0,88	0,04
Bi	0,034	–	0,02	0,01	0,0004
Th	0,028	0,01	0,02	0,22	0,001
U	0,06	0,75	5,28	0,18	0,48

Для подземных льдов кимберлитов Среднемархинского и Верхнемунского алмазоносных районов характерно синхронное изменение содержания большинства микрокомпонентов. Различие в содержании некоторых из них указывает на специфику условий накопления микрокомпонентов в ходе взаимодействия в системе вода-порода. Так, подземные льды трубки Ботуобинской обогащены Al, Mn, Co, Y и Zr более чем в 10 раз, а Zn, Mo, Cd, Sb, Th и U – более чем в 3 раза относительно льдов трубки Новинка, но на порядок обеднены Fe и Bi. По-видимому, это связано с петрохимическими особенностями кимберлитов этих трубок.

Кимберлиты трубки Новинка относятся к формационному петротипу кимберлитов, в которых фиксируются умеренно повышенное содержание высокочargedных редких и радиоактивных элементов. Кимберлиты трубки Ботуобинской относятся к геохимическому типу кимберлитов, который определяется отрицательной аномалией высокочargedных редких и радиоактивных элементов, а также пониженной концентрацией титана и более низкими величинами отношений Ce/Y, Nb/Zr и Th/U (Лапин и др., 2007).

При сравнении с речными водами области криолитозоны (бассейн р. Сытыкан) в подземных льдах установлено повышенное содержание всех микрокомпонентов, кроме Sc, Cr и Hf (концентрация которых в речных водах ниже предела определения). Особенно велико обогащение подземных льдов Li, B, Ti, Mn, Fe, Ni, Br, Rb, Sr, Mo, Sb, W, Pb, Bi и Th.

Содержание *редкоземельных элементов* в подземных льдах Западной Якутии в целом изменяется от десятитысячных долей мкг/л для тяжелых РЗЭ до 0,57 мкг/л для легких РЗЭ (табл. 4.3). Для подземных льдов кимберлитов характерны повышенные в 1,5-5 раз концентрации РЗЭ по сравнению с подземными льдами осадочных отложений, причем большее обогащение наблюдается легкими элементами (La-Sm).

По сравнению с речными водами подземные льды кимберлитов обогащены редкими землями 1,5-10 раз, а подземные льды осадочных отложений имеют сопоставимые с речными водами концентрации РЗЭ. Исключение составляет церий, для которого в речных водах наблюдается отрицательная аномалия, что может быть связано с геохимическими особенностями этого элемента: церий в степени окисления Ce^{4+} близок по своему поведению к торию, гафнию, цирконию и титану (Дубинин, 2006), содержание которых в водах р. Сытыкан ничтожно мало (см. табл. 2).

Общей закономерностью для подземных льдов и поверхностных вод района является высокое содержание европия и ярко выраженная положительная его аномалия на кривой распределения РЗЭ (рис. 4.13).

Относительно океанских вод содержание легких РЗЭ в подземных льдах кимберлитов и осадочных отложений в среднем на два порядка, а тяжелых РЗЭ – на порядок больше, и характерная для поверхностных вод океана отрицательная аномалия церия не проявляется.

При сравнении содержаний РЗЭ в подземных льдах с концентрациями РЗЭ в осадочных породах и кимберлитах выявляется не только громадная разница в абсолютных содержаниях (в сотни и даже десятки тысяч раз), но и совершенно непохожие формы спектра лантаноидов. Для осадочных отложений характерен пологий, субгоризонтальный профиль распределения редких элементов, а в кимберлитах наблюдается существенное преобладание легких РЗЭ, концентрации которых достигают 86 (La) и 170 (Ce) мкг/кг. Для подземных льдов в кимберлитах концентрация легких и тяжелых РЗЭ почти одинакова, а для подземных льдов в осадочных отложениях наблюдается даже небольшое превышение содержания тяжелых лантаноидов над легкими.

В целом геохимические особенности подземных льдов унаследованы от обстановки, существовавшей к началу эпохи похолодания. Об этом свидетельствует обогащенность проб сульфатными и хлоридными солями. Источниками поступления сульфат- и хлор-ионов в подземные воды существовавшей зоны активного водообмена являлись вмещающие горные породы, что подтверждено результатами анализа водных вытяжек.

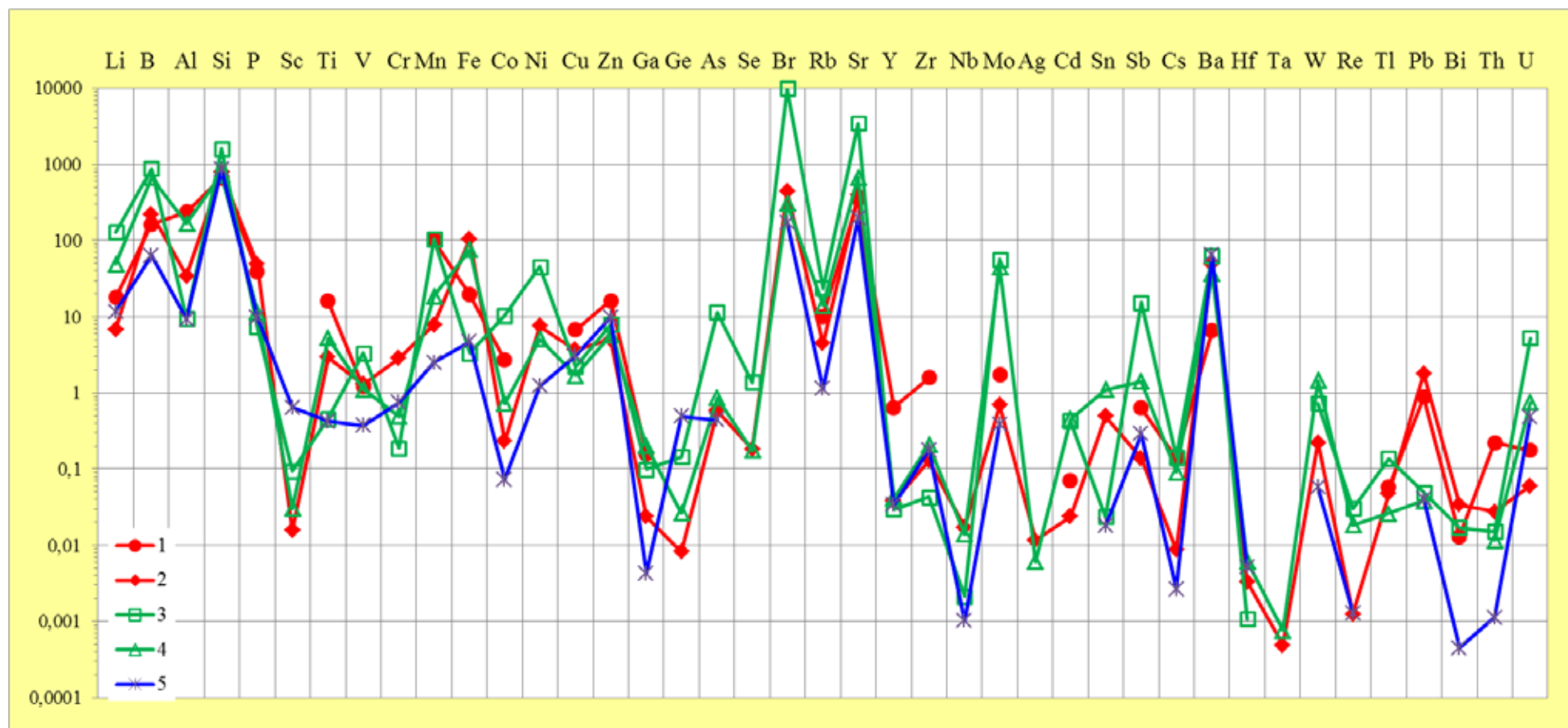


Рис. 4.12. Среднее содержание микрокомпонентов в подземных льдах кимберлитов и осадочных пород Западной Якутии ($\mu\text{кг}/\text{дм}^3$). В кимберлитах: 1 - Среднемархинский алмазоносный район, трубка Ботуобинская; 2 - Верхнемунский алмазоносный район, трубка Новинка; в осадочных породах: 3 - Среднемархинский алмазоносный район, междуречье Накына и Ханни; 4 - Далдыно-Алаkitский алмазоносный район, верховья р. Мархи и левобережье р. Далдын; 5 – вода р. Сытыкан.

Таблица 4.3.

Содержание РЗЭ (мкг/дм³) в подземных текстурообразующих льдах

алмазоносных районов Западной Якутии, речных и океанских водах (н/п – ниже предела обнаружения)

Глубина, м	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Верхнемунский алмазоносный район: магматические породы (кимберлиты)														
2,25	0,16	0,38	0,038	0,16	0,032	0,01	0,038	0,0059	0,036	0,0065	0,017	0,0026	0,016	0,0023
4	0,049	0,08	0,0076	0,028	0,0052	0,0045	0,0052	0,0007	0,0038	0,0007	0,0017	0,0003	0,0016	0,0003
13	0,026	0,039	0,0045	0,013	0,0022	0,0011	0,0026	0,0004	0,0022	0,0004	0,0008	н/п	0,0009	н/п
19,3	0,062	0,1	0,011	0,042	0,0055	0,0043	0,0073	0,001	0,0044	0,0007	0,0018	0,0003	0,0018	0,0003
38,7	0,039	0,056	0,0059	0,021	0,0038	0,011	0,0042	0,0006	0,0034	0,0005	0,0015	0,0002	0,0016	н/п
47	0,04	0,064	0,0054	0,017	0,003	0,0033	0,0033	0,0005	0,0025	0,0005	0,0007	0,0002	0,0012	0,0002
55,75	0,047	0,079	0,0078	0,024	0,0048	0,011	0,0051	0,0003	0,0036	0,0005	0,0017	0,0003	0,0016	0,0003
Далдыно-Алакитский алмазоносный район: осадочные породы (песчаники, известняки)														
11 3	н/п	н/п	0,0004	0,0077	н/п	0,0013	0,0003	0,0012	0,0028	0,0012	0,0044	0,0007	0,0044	0,0009
167	0,028	0,063	0,0057	0,027	0,0068	0,0017	0,0011	0,0069	0,0068	0,0013	0,004	0,0007	0,0039	0,0009
171	0,039	0,1	0,011	0,05	0,011	0,0037	0,0021	0,012	0,01	0,0018	0,0055	0,0006	0,0044	0,0008
224,5	0,05	0,11	0,015	0,059	0,015	0,012	0,0022	0,016	0,013	0,0021	0,0048	0,0008	0,0038	0,0007
205	0,025	0,059	0,007	0,039	0,007	0,003	0,0059	0,0014	0,008	0,0017	0,004	0,0014	0,0052	0,0009
217	0,003	0,004	0,0006	0,004	0,0015	0,0037	0,0014	0,0000	0,0002	0,0001	0,0014	0,0000	0,0007	0,0000
Среднемархинский алмазоносный район:														
осадочные породы (песчаники)														
15,75	0,0079	0,011	0,0015	0,0064	0,003	0,012	0,0013	0,0006	0,0023	0,0011	0,0016	0,0006	0,0014	0,0004
26,5	0,0061	0,0047	0,0006	н/п	н/п	0,011	н/п	н/п	0,0011	0,0007	0,0009	0,0004	0,0008	0,0004
42,5	0,0091	0,0078	0,0009	0,0045	0,0011	0,0059	0,0009	н/п	0,0009	н/п	0,0011	0,0002	0,0008	н/п
осадочные породы (известняки, доломиты)														
68	0,011	0,0032	н/п	0,0031	н/п	0,0045	0,0007	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п	н/п
118,5	0,019	0,019	0,0018	0,01	0,0011	0,0058	0,0019	0,0003	0,0016	0,0003	0,001	0,0003	0,0011	0,0003
130	0,015	0,0089	0,0012	0,014	0,0013	0,0064	0,0015	0,0002	0,0014	0,0005	0,0026	0,0005	0,0019	0,001
кимберлиты														
79	0,261	0,57	0,075	0,304	0,064	0,017	0,069	0,011	0,066	0,012	0,035	0,004	0,023	0,004
Речные воды (р. Сытыкан)														
	0,008	0,0082	0,0017	0,011	0,0032	0,0052	0,0034	0,0005	0,0034	0,0012	0,0034	0,0005	0,0041	0,0005
Океанские воды (Zhang, Nozaki, 1996)														
	0,0007	0,0002	0,0001	0,0007	0,0002	0,00006	0,0003	0,00005	0,0003	0,00009	0,0003	0,00004	0,0002	0,00003

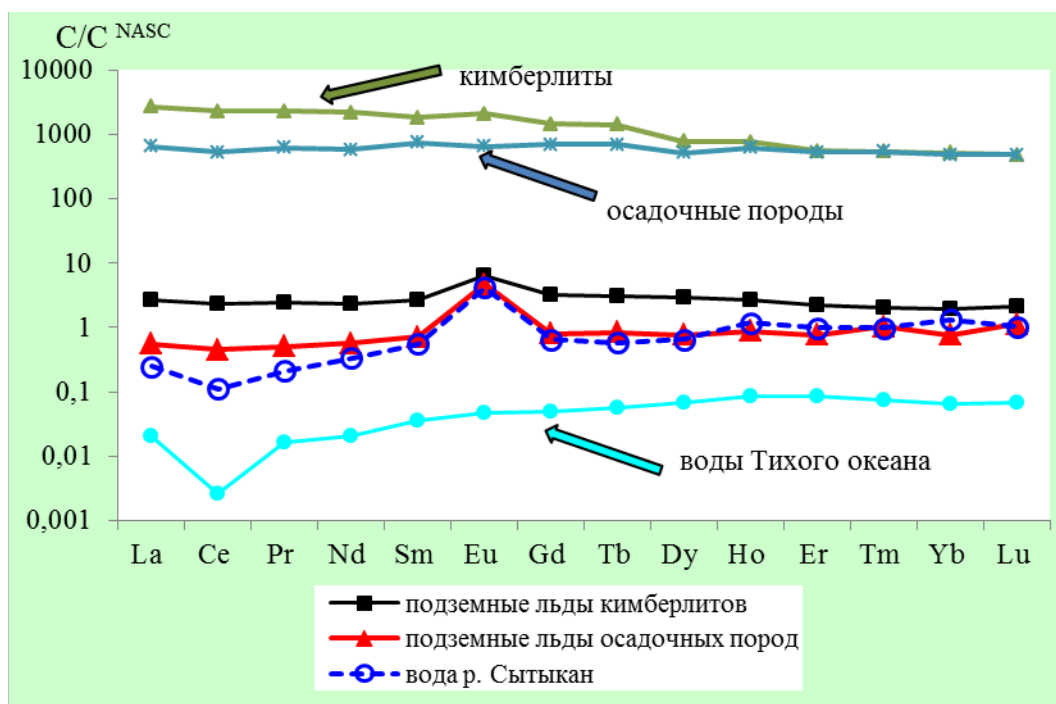


Рис. 4.13. Среднее содержание РЗЭ (нормализованное на NASC – Северо-Американский сланец) в подземных льдах Западной Якутии. Данные по содержанию РЗЭ в кимберлитах и осадочных породах (Балашов, 1976), в океанских водах (Zhang, Nozaki, 1996).

Наличие в породах этих химических соединений связано с условиями образования осадочных толщ и кимберлитовых трубок. В палеозое и раннем мезозое на Сибирской платформе моря занимали огромные пространства (Геология, гидрогеология., 1986). В ходе испарительного концентрирования в солеродных бассейнах происходила садка известняков, доломитов, мергелей, отлагался терригенный материал (песчаники, алевролиты и т. п.). По условиям образования отложения были в значительной степени засолены. В них накапливались соединения, обладающие потенциальной способностью перехода в раствор. Это не только растворимые соединения (карбонаты кальция и магния, гипс и ангидрит, рассеянный галит и т.д.), но и растворы, пропитывающие породу, и обменные катионы, находящиеся в поглощенном состоянии. Также и кимберлитовая магма при ее внедрении в осадочный разрез была насыщена сульфатными, хлоридными солями, широким спектром микрокомпонентов. Их привнос в подземные воды обеспечили процессы выщелачивания и растворения. Процессы многолетнего промерзания платформенного чехла в позднем кайнозое обусловили формирование подземных льдов в горных породах и перестройку гидрогеохимического разреза зоны активного

водообмена. Причем их результаты наиболее отчетливо проявились в гидрокарбонатных водах. Глубокое охлаждение горных пород в криохроны сопровождалось концентрированием подземных вод, осаждением карбонатных и сульфатных солей, ростом концентрации легкорастворимых соединений в составе подземных льдов.

Обогащение или обеднение подземных льдов микрокомпонентами непосредственно связано с первичным составом подземных вод, насыщающих горные породы. Повышенная глинистость осадочного разреза Далдыно-Алакитского района способствовала накоплению в подземных водах алюминия, титана, железа. Высокие концентрации микрокомпонентов в подземных льдах осадочных отложений Среднемархинского района связаны, вероятнее всего, с наличием прослоев бурого угля в юрской толще. При взаимодействии подземных вод с юрскими углистыми терригенно-осадочными отложениями происходило выщелачивание микроэлементов, которые присутствуют в углях в виде минеральных примесей (глинистых минералов, солей щелочных металлов и железа, иногда повышенных содержаний германия, урана, вольфрама и др.).

Особенности распределения РЗЭ в подземных льдах не наследуют таковые ни в кимберлитах, ни в осадочных породах. Профиль распределения редкоземельных элементов, состав которых нормализован на состав Северо-Американского сланца (NASC) (Gromet et al., 1984), в подземных льдах отличается ярко выраженной положительной европиевой аномалией (рис. 4.14).

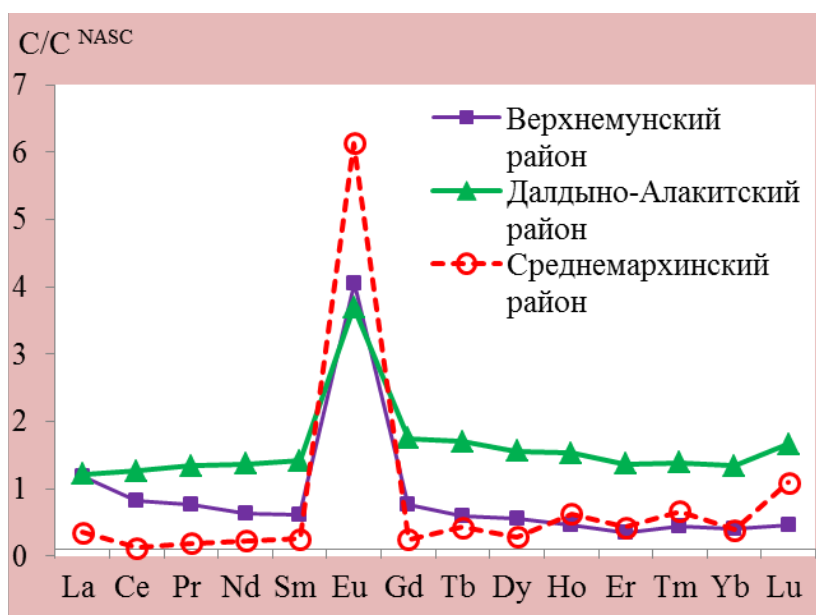


Рис. 4.14. Европиевая аномалия в подземных текстурообразующих льдах Западной Якутии

Средняя величина $Eu_{an} = Eu/Eu^{NASC} / (1/2 \times Sm/Sm^{NASC} + 1/2 \times Gd/Gd^{NASC})$, рассчитанная для подземных льдов довольно значительная: 2,1 – в кимберлитах, 6,2 – в осадочных отложениях, а для речных вод – максимальная – 6,9.

Подобный профиль распределения РЗЭ с четкой европиевой аномалией характерен для гидротермальных флюидов (Дубинин, 2006; Haas et al., 1995). Следовательно, высокая положительная европиевая аномалия может быть косвенным признаком высокотемпературной среды в период формирования жидкой фазы, хотя не исключено, что обогащение европием происходило в процессе диагенеза морских осадков в условиях хорошей аэрации. Однако, учитывая огромные масштабы щелочно-ультраосновного (кимберлитового) и щелочного (траппового) магматизма в период палеозойско-мезозойской активизации Сибирской платформы, можно предполагать, что накопление РЗЭ и европия в растворах связано именно с переработкой пород как основного, так и ультраосновного составов в ходе гидротермального процесса. При этом прогрев водосодержащих осадочных пород в тепловом поле интрузивных тел составлял 200-800°C (Феоктистов, 1978; Летников и др., 1978). Европий в гидротермальном флюиде при температуре 300-400 °C находится в степени окисления 2+, он может замещать кальций в структуре плагиоклаза и других кальцийсодержащих минералах и вместе с кальцием переходить в раствор (Дубинин, 2006). Кроме того, поскольку для щелочных базальтов характерно повышенное содержание европия в составе РЗЭ (Балашов, 1976), аномалия Eu в подземных льдах может быть обусловлена поступлением этого элемента в жидкую фазу в процессе взаимодействия с внедряющимися траппами.

Поведение лёгких и тяжелых РЗЭ в подземных льдах, которое характеризуется отношением La/Yb, выражается небольшим увеличением доли лёгких элементов на глубине до 100 м, значение La/Yb изменяется в пределах 1,10-3,36. В остальной части изученного разреза в подземных льдах не наблюдается дефицита тяжелых РЗЭ что, вероятно, объясняется понижением устойчивости их комплексных соединений при снижении температуры среды после завершения периода траппового и кимберлитового магматизма.

Распределение РЗЭ в подземных водах, являющихся источником образования подземных льдов, отражает обстановки формирования осадочных отложений. Тип

литогенеза характеризует отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ (где $\Sigma\text{Ce}=\Sigma(\text{La-Gd})$, $\Sigma\text{Y}=\Sigma(\text{Tb-Lu,Y})$), а его значение 2,5-4 выступает границей аридного и гумидного климатов: $<2,5$ – аридные, >4 – гумидные климатические условия (Шатров, 2007). Для исследуемых осадочных пород отношение $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ в среднем составляет 1,3, что говорит об аридном климате в период их образования, показателем которого являются обильная карбонатность и засоленность осадков. Отношения, характеризующие фациальные условия, в подземных льдах осадочных отложений La/Sm (4,3), Ce/Sm (8,0), Yb/Sm (0,5), Y/Sm (8,4) близки по распространенности РЗЭ в шельфовых водах (Балашов, 1976) и свидетельствуют о прибрежных, мелководных условиях образования осадочных карбонатных и терригенно-карбонатных толщ.

5. ГЕОХИМИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ СОЛЕННЫХ ВОД И РАССОЛОВ

5.1. ХИМИЧЕСКИЙ И ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Ведущую роль в формировании и распространении хлоридных соленых вод и рассолов в Западной Якутии играют пласты каменной соли, точнее их наличие или отсутствие в геологическом разрезе. Исходя из литологических особенностей водовмещающей толщи, целесообразно отдельно охарактеризовать подземные воды юго-западного (соленосного) и северо-восточного (несоленосного) регионов, согласно описанию водоносных комплексов в гл. 3.

В работе используется около 500 результатов анализов проб соленых вод и рассолов, выборка из которых приведена в приложениях 1-6.

Соленосные регионы (Верхневиллюйский КАБ).

Надсолевые водоносные комплексы вмещают карбонатные отложения метегерской и ичерской свит раннего и среднего кембрия. Они представлены хлоридными натриевыми рассолами выщелачивания. Минерализация подземных вод пестрая: от 30 до 165 г/дм³, т.е. достигает концентрации крепких рассолов (рис. 5.1, прил.1).

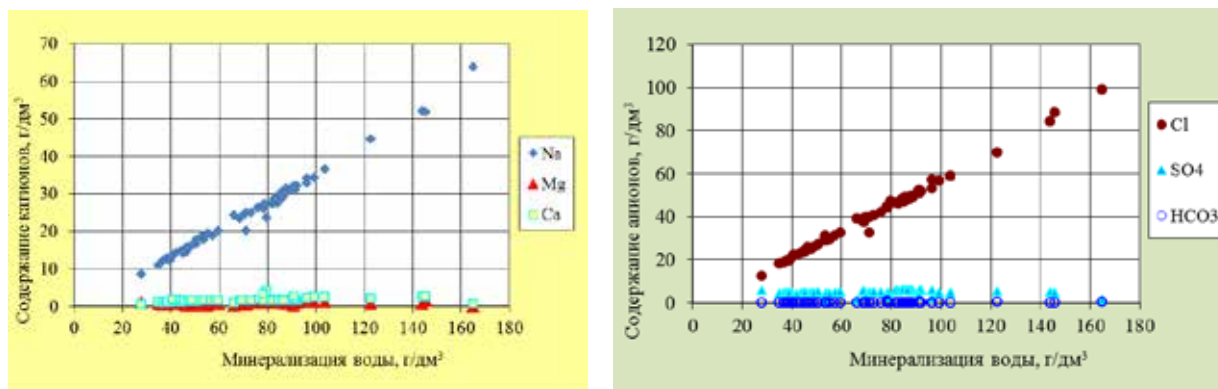


Рис. 5.1. Зависимость содержания катионов и анионов от минерализации подземных вод надсолевого водоносного комплекса (74 анализа).

Величина pH составляет 7-8. Хлор превалирует среди анионов – до 98 %-экв., и среди катионов ведущим является натрий (85-90 %-экв.), содержание магния и кальция примерно одинаково и незначительно – 2-8 %-экв. Концентрации микрокомпонентов в рассолах комплекса невысокие, что характерно для рассолов выщелачивания: брома – 0,01-0,21, лития – 0,001, стронция – 0,04 г/дм³. С ростом величины минерализации

подземных вод содержание натрия и хлора увеличивается, а минерализация вод растет с глубиной (рис. 5.2 а).

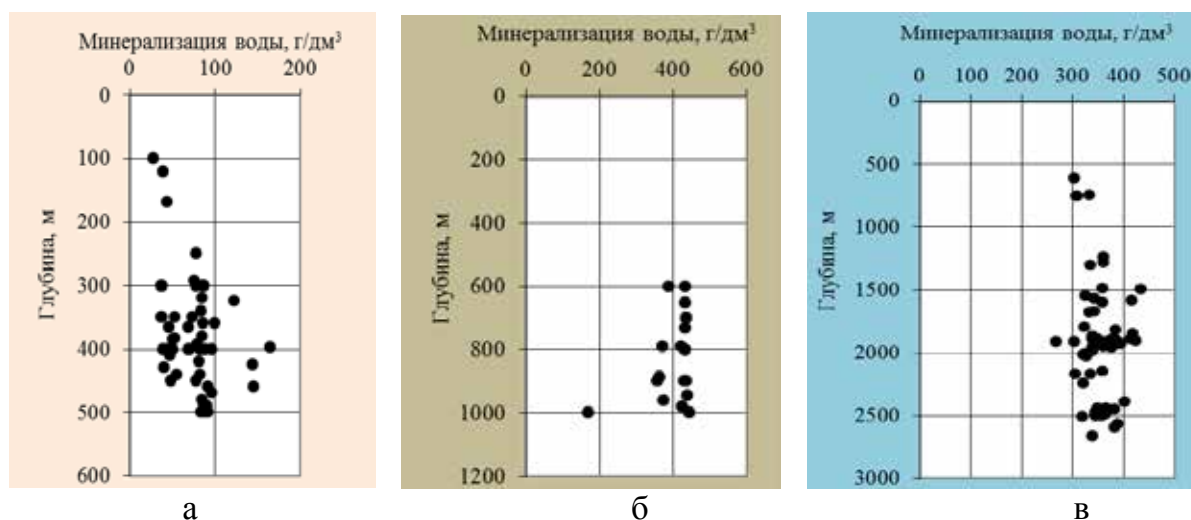


Рис. 5.2. Зависимость минерализации подземных вод от глубины залегания: а – надсолевого, б – соленосного, в – подсолевого водоносных комплексов.

Генетические коэффициенты ($Cl/Bg = 1060$ и $rNa/rCl = 0,95-1,0$) указывают на инфильтрационное происхождение этих рассолов, т.е. состав жидкой фазы формировался в процессе растворения галогенных минералов метеорными водами.

Специфика газового состава рассолов надсолевых отложений метегеро-ичерской свиты определяется наличием сероводорода в этом типе вод. Так, содержание сероводорода в районе трубки Мир составляет $90-120 \text{ мг/дм}^3$, а в целом в хлоридных натриевых рассолах содержание сероводорода изменяется от $0,3$ до 130 мг/дм^3 . Однако распространение сероводородных вод не является повсеместным и в сходных гидрогеологических условиях и однотипных подземных водах сероводород может отсутствовать. Кроме сероводорода в метегеро-ичерском водоносном комплексе присутствуют метан и азот в растворенном состоянии.

Рассолы *соленосного* водоносного комплекса приурочены к слабопроницаемым межсолевым карбонатным породам чарской, олекминской, толбачанской и эльганской свит нижнего кембрия, образующими маломощные пласты-коллекторы. По химическому составу рассолы - хлоридные кальциевые с минерализацией от 170 до более 440 г/дм^3 , что отчетливо видно на графиках зависимости содержаний компонентов от минерализации вод (рис. 5.3, прил. 2).

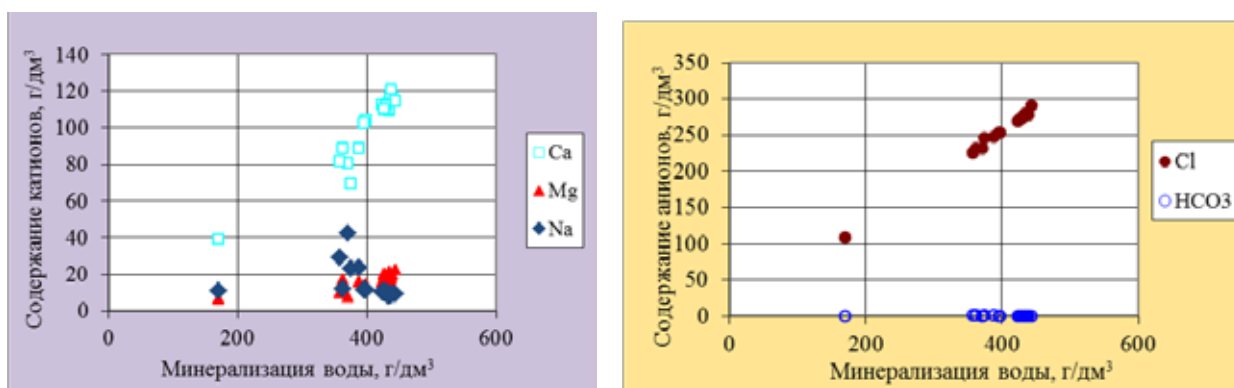


Рис. 5.3. Зависимость содержания катионов и анионов от минерализации подземных вод соленосного водоносного комплекса (21 анализ).

Среди катионов доминирует кальций (до 75 %-экв.), магний и натрий присутствуют в существенно меньших количествах, причем в соотношении $Mg \geq Na$. Содержание магния может значительно увеличиваться – до 23 %-экв. Хлор-ион – основной анион в составе рассолов – до 99 %-экв. Содержание микрокомпонентов гораздо выше, чем в надсолевых водоносных комплексах, причем оно заметно увеличивается с ростом минерализации подземных вод, что также характерно для всех крепких седиментационных рассолов района. Бром постоянно присутствует с концентрацией 1,9-6,8 г/дм³ (около 1,0 %-экв), что является наивысшим содержанием из всех рассолоносных комплексов Мало-Ботубинского района. Концентрация лития достигает 90,5 мг/дм³, а стронция – 2500 мг/дм³.

Геохимические соотношения, являющиеся генетическими признаками этих рассолов, ярко характеризуют их седиментационное происхождение: для рассолов соленосной формации свойственны очень низкие величины соотношений $Cl/Br = 38-56$ и $гNa/гCl = 0,04-0,28$ по сравнению с морской водой (>300 и $0,85$ соответственно).

Подсолевой водоносный комплекс (осинский, ботубинский и вилучанский горизонты). Крепкие и весьма крепкие рассолы комплекса геохимически едины. Минерализация подземных вод изменяется незначительно, в пределах 260-430 г/дм³. Анионный состав традиционно и безусловно хлоридный, сульфат- и гидрокарбонат-ионы либо совсем отсутствуют, либо среднее содержание не превышает десятых долей г/дм³. Катионы представлены всегда четырьмя элементами с типичным соотношением между ними $Ca > Na > Mg \gg K$ (рис. 5.4, прил. 3).

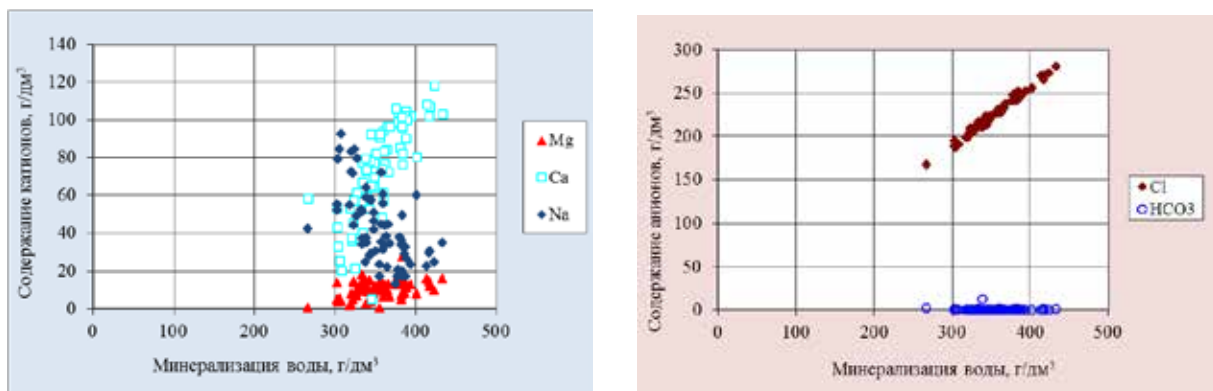


Рис. 5.4. Зависимость содержания катионов и анионов от минерализации подземных вод подсолевого водоносного комплекса (70 анализов).

Содержание кальция достигает 70 %-экв., натрия – 63 %-экв., а магний всегда имеет подчиненное значение, составляя 6-11 %-экв. Это соотношение можно назвать фоновым для основной рассолоносной формации венда-нижнего кембрия. Абсолютное содержание катионов при одинаковой минерализации рассолов может изменяться в 1,5-2 раза. Кроме того, для подземных вод с минерализацией более 350 г/дм³ четко соблюдается закономерность уменьшения доли натрия и увеличения содержания кальция с ростом соленасыщенности растворов.

Характеристические коэффициенты (Cl/Br 40-80, гNa/rCl 0,1-0,7) устойчивы при всех значениях минерализации, что отличает их от рассолов выщелачивания надсолевых водоносных комплексов и однозначно указывает на седиментационный генезис рассолов подсолевой формации.

Общая газонасыщенность рассолов соленосного и подсолевого комплексов изменяется в широких пределах: от первых единиц до более 1000 см³/дм³ (например, в водах ботубинского горизонта она составляет 133-660 см³/дм³). С глубиной газонасыщенность подземных вод возрастает. Состав водорастворенных газов – преимущественно метановый, содержание метана - до 70-80 % (по данным Мирнинской ГРЭ АК «АЛРОСА»).

В **несоленосных регионах** (Оленёкский и Средневилуйский КАБ) формирование *водоносных комплексов в рифей-палеозойских отложениях* происходило в условиях моря преимущественно с нормальной (доломиты, известняки, терригенные образования) и иногда с повышенной (гипсы, ангидриты) соленостью. Несмотря на отсутствие каменной соли в разрезе, рассолы, как уже отмечалось, широко распространены.

Подмерзлотный – *верхнекембрийский* – водоносный комплекс содержит хлоридные магниево-кальциевые и кальциево-магниевые солёные воды и рассолы (прил. 4, 5). Минерализация подземных вод изменяется от 31 до 200 г/дм³, в среднем составляя 85 г/дм³ (рис. 5.5). Лишь в одной пробе, отобранной при вскрытии водоносного комплекса в зоне Октябрьского разлома (район тр. Удачной) с глубины 218 м, минерализация воды превысила 250 г/дм³. Однако такое значение не характерно для верхнекембрийского комплекса и, вероятно, связано с подтоком рассолов из нижних водоносных комплексов по трещиноватым породам в зоне регионального Октябрьского разлома.

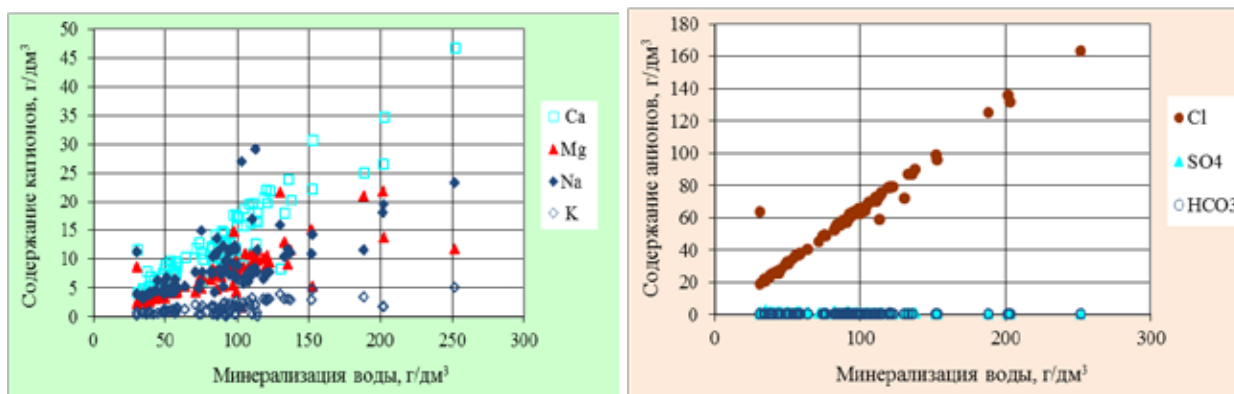


Рис. 5.5. Зависимость содержания катионов и анионов от минерализации подземных вод верхнекембрийского водоносного комплекса (70 анализов).

Среди катионов в большинстве случаев преобладает кальций (до 56 %-экв), причем в 34 % проб соотношение гCa/гMg меньше единицы, что говорит о большем содержании магния, чем кальция, в катионном составе подземных вод. Доля натрия достаточно высокая (11-30 %-экв.), иногда больше содержания магния, что отражается в названии типа рассолов – они становятся натриево-кальциевыми. Анионный состав однозначно хлоридный, содержание сульфат- и гидрокарбонат-иона незначительное и в среднем составляет 0,98, 0,13 г/дм³ соответственно. Концентрации микрокомпонентов довольно высоки: бром – до 2,5, литий – до 0,12, стронций – до 0,9 г/дм³. Значения хлор-бромного Cl/Br (41-84) и натрий-хлорного гNa/гCl (0,1-0,4) отношений сосредоточены в узких границах, которые гораздо ниже аналогичных отношений в морской воде, а также в соленых водах надсолевого водоносного комплекса Верхневиллюйского КАБ, приведенных для сравнения (рис. 5.6).

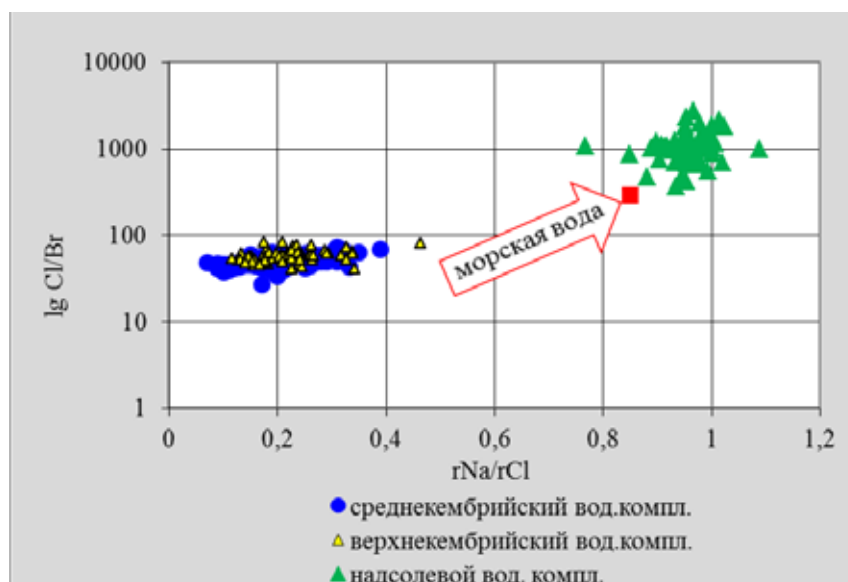


Рис.5.6. Зависимость между коэффициентами Cl/Br и $r\text{Na/rCl}$ для инфильтрационных рассолов (надсолевого водоносного комплекса) и седиментогенных рассолов (верхне- и среднекембрийский водоносный комплексы).

Венд-среднекембрийские водоносные комплексы представляют единый гидрогеологический резервуар, содержат крепкие и весьма крепкие рассолы хлоридного кальциевого (натриево-кальциевого, магниевно-натриево-кальциевого) состава (рис. 5.7, прил. 6).

Ведущим анионом является хлор, среди катионов доминирует кальций. Содержание натрия, магния и калия находится в соотношении $\text{Na} > \text{Mg} \geq \text{K}$, причем максимальные абсолютные значения этих катионов не превышают 25 %-экв.

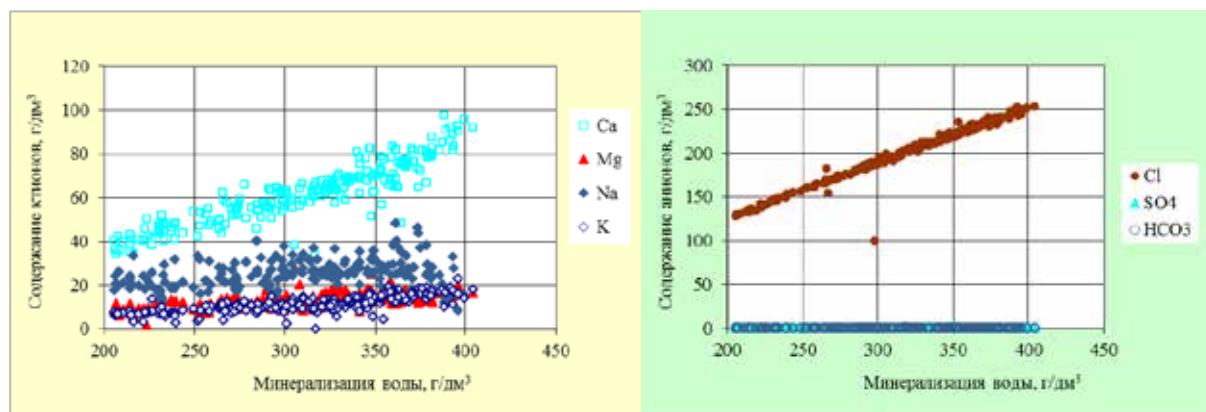


Рис. 5.7. Зависимость содержания катионов и анионов от минерализации подземных вод венд-среднекембрийских водоносных комплексов (220 анализов).

Минерализация подземных вод этих водоносных комплексов изменяется от 198 до 404 г/дм³ при среднем значении 310 г/дм³ и возрастает в зависимости от глубины залегания рассолоносных пород (рис. 5.8).



Рис. 5.8. Изменение минерализации солёных вод и рассолов с глубиной залегания.

Для рассолов характерна хорошая корреляция практически всех компонентов состава (Na, Mg, Ca, Cl, Br, Li, Sr) с минерализацией с коэффициентами корреляции 0,8-0,9, а также тесная парная взаимосвязь между некоторыми элементами, например, Br и Ca, Cl и Ca (К 0,97), Ca и Mg (К 0,93), Cl и Na (К 0,93), Cl и Mg (К 0,95) и т.д. Содержание микрокомпонентов (брома, лития, стронция) в подземных рассолах - наиболее высокое из всех подмерзлотных рассолов Оленёкского бассейна: брома – до 6,7, лития – до 0,415, стронция – до 2,2 г/дм³.

Хлор-бромное отношение Cl/Br (27-73) имеет немного больший разброс по сравнению с рассолами верхнекембрийского комплекса. Однако на графике зависимости между генетическими коэффициентами (см. рис. 5.6) формируется единое поле, характерное для метаморфизованных рассолов и сильно отличающееся от рассолов выщелачивания, в которых значения отношений Cl/Br и rNa/rCl превышают таковые в морской воде в 3-9 раз.

Газонасыщенность подмерзлотных подземных вод Оленёкского и Средневилюйского КАБ изменяется в широких пределах от десятых долей м³/м³ до более 1 м³/м³. Так, газонасыщенность хлоридных кальциевых рассолов среднекембрийского водоносного комплекса 1,2 м³/м³, нижнекембрийского горизонта

несколько ниже – $0,9 \text{ м}^3/\text{м}^3$, а обводненных зон кимберлитовых трубок – до $0,2 \text{ м}^3/\text{м}^3$. Состав водорастворенных газов изменяется от преимущественно азотного до преимущественно углеводородного (например, в скв. 703, 706 в интервале 1723-1953 м содержание углеводородов составило 96,5 %).

Анализ пробы воды, отобранной из самоизливающей скважины 517 в карьере тр. Удачной с горизонта -170 м, показал хлоридный кальциево-магниевый состав рассола с минерализацией 397 г/дм^3 , pH 4,6 и преимущественно азотным составом растворенных газов (табл. 5.1). Содержание азота в газовой смеси составляет более 80 %, углекислый газ присутствует в количествах от около 3 % объема. На этой глубине в газовом составе отсутствуют углеводороды, метан (>10%) обнаружен только в рассолах, залегающих на 20 м глубже. Общая газонасыщенность составила $55,5 \text{ см}^3/\text{дм}^3$.

Таблица 5.1

Газовый состав рассолов среднекембрийского водоносного комплекса, % об.

Растворенный газ	Горизонт -150 м	Горизонт -170 м
O ₂	13,07	7,25
N ₂	83,24	80,15
CH ₄	н/обн.	10,69
Ar	0,8	0,55
CO ₂	2,89	1,1
He	0,136	0,076
H ₂	н/обн.	н/обн.
Газонасыщенность	$55,5 \text{ см}^3/\text{дм}^3$	$25,5 \text{ см}^3/\text{дм}^3$

Согласно опубликованным данным (Геология, гидрогеология..., 1986), метаново-азотные и азотно-метановые газы распространены не повсеместно. Содержание азота в них составляет от 20 до 60 %, а углеводородных газов – до 48 %. Зона развития метановых водорастворённых газов в верхнекембрийском водоносном комплексе в пределах Оленёкского КАБ имеет наибольшее распространение, содержание метана изменяется от 66 до 88 %. В венд-средне-нижнекембрийских водоносных комплексах водорастворённые газы представлены преимущественно метаном (до 88 %), и в небольших количествах углеводородными газами (до 3 %), азотом (7-12 %), углекислым газом и водородом.

В целом газонасыщенность вод и состав водорастворённых газов изменяется в широком диапазоне как по площади, так и в вертикальном разрезе. Газонасыщенность

вниз по разрезу возрастает. Особенности распространения метаново-азотных и азотно-метановых газов подчиняются вертикальной газогидрохимической зональности: состав газов с глубиной изменяется от азотного, азотно-метанового в верхней части разреза до метанового в венд-средне-нижнекембрийских водоносных комплексах.

5.2. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Основные региональные гидрогеологические и гидрогеохимические закономерности Западной Якутии изучены довольно хорошо в ходе разведочно-эксплуатационных работ в основных алмазонасных регионах как производственными организациями (ПГО «Якутскгеология», «Ленанефтегазгеология», Айхальской, Мирнинской, Ботуобинской ГРЭ ПНО «Якуталмаз» (АК «АЛРОСА»)), так и научными коллективами (ВСЕГИНГЕО, МГУ, ИМЗ СО РАН, СПб Горный университет, СПб Отделение института геоэкологии РАН, ИЗК СО РАН).

Формирование гидрогеохимического разреза региона обусловлено комплексом факторов. Из них главенствующую роль имели: преобладание карбонатных осадочных пород; наличие или отсутствие платов каменной соли; многофазовые этапы кимберлитового и траппового магматизма; неоднократная тектоническая активизация; широкое развитие разрывных нарушений, приведшее к значительной проницаемости осадочного чехла; криогенез системы подземные воды - горные породы (Геология, гидрогеология..., 1986; Алексеев, Пиннекер, 1997; Пиннекер и др., 1998). Обобщенная характеристика основных гидрогеохимических зон Западной Якутии представлена в табл. 5.2.

В несоленосных регионах вертикальное строение промороженной зоны активного водообмена представлено двумя гидрохимическими зонами (Алексеев, Пиннекер, 1997; Алексеев, Алексеева, 2000): *I* - пресных подземных вод в твердой фазе с минерализацией до 1000 мг/дм³; *II* - солоноватых подземных вод в твердой фазе с минерализацией 1000-12000 мг/дм³.

Мощность *зоны I* изменяется от 30 (в днищах долин) до 180 м (на водоразделах). До глубины 30-150 м состав подземных вод как в пределах трубок Удачная, Зарница, Юбилейная, Новинка, так и во вмещающих толщах гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый и магниевый-кальциевый (Устинова, 1964; Алексеев, Борисов, 1985; Алексеева и др., 2014). Минерализация вод не превышает 100-400 мг/дм³. С глубины 160-180 м состав меняется на гидрокарбонатно-хлоридный, а минерализация увеличивается до 1000 мг/дм³. Содержание сульфат-иона составляет 15-25 мг/дм³, появляется бром (1-2 мг/дм³). В пределах трубки Попугаевой до глубины 120 м подземные воды имеют

Таблица 5.2. Геохимические особенности подземных вод основных гидрохимических зон (прочерк – нет данных).

Гидрохимическая зона	Мощность зоны, м	Состав подземных вод	Минерализация подземных вод, г/дм ³	pH	rCa/rMg	rNa/rCl	Cl/Br	Ca/Sr
Соленосный регион (Верхневиллюйский КАБ)								
Пресные подземные воды (в твердой фазе)	30-130	HCO ₃ , SO ₄ -HCO ₃ , Cl-HCO ₃ Ca-Mg, Mg-Ca	0,3-0,8	6,5-7,5	1,1-1,7	0,6-2,9	–	85-170
Солоноватые подземные воды (в твердой фазе)	50-150	SO ₄ , SO ₄ -Cl Na-Ca, Ca-Na	1,0-14,0	6,0-7,5	–	–	–	–
Соленые воды, слабые и крепкие рассолы	40-230	Cl Na	28-300	7,0-8,0	1,0-2,0	0,95-1,0	700-2000	40-120
Крепкие и весьма крепкие рассолы	100-1000 и более	Cl Ca, Mg-Ca, Na-Ca	170-445	3,0-5,0	2,0-10,0	0,1-0,3	40-80	40-80
Несоленосные регионы (Оленёкский и Средневиллюйский КАБ)								
Пресные подземные воды (в твердой фазе)	30-230	HCO ₃ , SO ₄ -HCO ₃ , Cl-HCO ₃ Ca-Mg, Mg-Ca	0,1-0,4	6,5-7,5	0,12-7,0	0,12-3,3	7-170	125-4666
Солоноватые подземные воды (в твердой фазе)	30-40	Cl Ca-Mg, Mg-Ca	1,0-12,4	6,0-7,5	0,2-1,8	0,08-0,62	39-380	108-1562
Соленые воды, слабые и крепкие рассолы	50-60	Cl Mg-Ca, Ca-Mg	31-252	5,0-7,0	0,7-2,1	0,1-0,4	40-80	16-185
Крепкие и весьма крепкие рассолы	2000	Cl Ca (Na-Ca, Mg-Na-Ca)	220-405	1,0-5,0	4,9-5,9	0,1-0,5	34-66	33-142

сульфатно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав, а их минерализация изменяется от 160 до 390 мг/дм³.

Мощность *зоны II* составляет 30-40 м. Химический состав вод преимущественно хлоридный кальциево-магниевый и магниевый-кальциевый. Содержание сульфат-иона изменяется от 30 до 1135, брома – от 5 до 56 мг/дм³. При общей идентичности состава подземных вод в твердой фазе, содержащихся в кимберлитовых трубках и во вмещающих породах, наблюдаются и некоторые различия. Так, в трубке Удачная в составе вод преобладают сульфаты кальция, а в трубке Нюрбинская с глубины 130 м среди анионов начинают доминировать хлориды, резко возрастает содержание брома (до 21,5 мг/дм³), а минерализация льда составляет более 3000 мг/дм³.

В соленосных регионах в зоне активного водообмена также выделяются две гидрохимические зоны: *I* - пресных подземных вод в твердой фазе с минерализацией менее 1000 мг/дм³; *II* - солоноватых подземных вод в твердой и жидкой фазах с минерализацией 1000-14 000 мг/дм³ (см. табл. 5.2).

Мощность *зоны I* изменяется от 30-40 (в днищах долин) до 130 м (на водоразделах). Состав подземных вод гидрокарбонатный, сульфатно-гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый и магниевый-кальциевый. Минерализация не выходит за пределы 300-800 мг/дм³ (Ломоносов, 1962; Геокриология СССР., 1989). В межмерзлотных линзах, содержащих сульфатно-хлоридные натриево-кальциевые криопэги, их минерализация достигает 13000 мг/дм³.

Зона II имеет примерную мощность 50-150 м. Здесь распространены солоноватые сульфатные натриево-кальциевые и кальциево-натриевые воды в виде текстурообразующих льдов. Их минерализация достигает 1000-5000 мг/дм³. В жидкой фазе подземные воды встречаются в межмерзлотных линзах и представляют собой криопэги с температурой -1,2...-1,0 °С. Их состав – сульфатно-хлоридный кальциево-натриевый, магниевый-натриевый и минерализация 2700 мг/дм³ (в днище долины р. Малая Ботуобия) и до 6000-10000 мг/дм³ (в пойме р. Вилуй) (Волкова, 1971). При отработке карьеров трубок Мир и Интернациональная в верхне-среднекембрийских отложениях скважинами

вскрыты отдельные линзы межмерзлотных вод с сульфатным и сульфатно-хлоридным составом и минерализацией от 2000 до 14000 мг/дм³.

Под сплошной зоной подземных вод в твердой фазе залегают соленые воды и рассолы, которые также разделяются на две гидрохимические зоны: *III* - соленых вод, слабых и крепких рассолов с минерализацией 40-250 г/ дм³ и *IV* - крепких и весьма крепких рассолов с максимальной минерализацией (до 445 г/ дм³).

В несоленосных регионах в состав *III* зоны входят подземные воды верхнекембрийского водоносного комплекса, а *IV* зона объединяет подземные воды средне-, нижнекембрийского и верхнепротерозойского водоносных комплексов.

Зона соленых вод, слабых и крепких рассолов весьма незначительна по мощности (10-20 м). Минерализация подземных вод изменяется от 31 до 252 г/дм³. Химический состав подземных вод хлоридный магниевый-кальциевый, причем среди катионов во многих случаях преобладает магний (до 48%-экв). Это отчетливо видно и по величине $\text{гCa/гMg} = 0,7-2,1$. Содержание сульфат-иона в среднем составляет 0,98, а гидрокарбонат - иона – 0,13 г/дм³. Отношения $\text{Cl/Br} = 40-80$, а также $\text{гNa/гCl} = 0,1-0,4$ устойчивы при всех значениях минерализации. Содержание микрокомпонентов относительно невысокое, значимые концентрации и постоянная встречаемость прослеживается только для брома (до 2,5 г/дм³), лития (до 300 мг/дм³) и стронция (до 900 мг/дм³).

Зона крепких и весьма крепких (метаморфизованных) рассолов имеет мощность более 2000 м. К ней относятся рассолы водоносных комплексов от среднего кембрия до венда как в соленосных, так и в бессолевых разрезах, а также обводненных зон кимберлитов и трапповых интрузий. Минерализация рассолов изменяется от 220 до 405 г/дм³ и возрастает в зависимости от глубины залегания подземных вод. Рассолы этой зоны геохимически едины. Анионы на 98% представлены хлором, среднее содержание сульфат- и гидрокарбонат-иона составляет 0,34 и 0,33 г/дм³ соответственно. Концентрация брома возрастает до 6,8 г/дм³. Катионы представлены всегда четырьмя элементами с типичным соотношением между $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ \geq \text{Mg}^{2+} >> \text{K}^+$. Их средние содержания (%-экв): $\text{Ca}^{2+} - 50-70$, $\text{Na}^+ - 15-30$, $\text{Mg}^{2+} - 15-25$, $\text{K}^+ - 3-5$. Хлор-бромное отношение имеет

небольшой разброс 34-66, величина натрий-хлорного отношения колеблется в пределах 0,1-0,5.

В соленосных регионах подземные воды *III зоны* приурочены к породам надсолевого (метегеро-ичерского) водоносного комплекса, а рассолы *IV зоны* – к солевому и подсолевому комплексам.

Для *зоны соленых вод и слабых рассолов* характерен хлоридный натриевый состав и минерализация от 27 до 165 г/дм³. Значение натрий-хлорного (0,95-1,0) и хлор-бромного (700-2000) коэффициентов свидетельствует о привносе хлора в воды при растворении инфильтрационными водами галогенных формаций, т.е. об инфильтрационном генезисе этих подземных вод. Концентрации микрокомпонентов в соленых водах и слабых рассолах минимальны, часто близки к пределу чувствительности анализа.

Крепкие и весьма крепкие (метаморфизованные) рассолы IV зоны геохимически едины (хлоридные). Однако рассолы, залегающие в соленосной толще, отличаются по ряду геохимических особенностей от рассолов, приуроченных к подсолевому комплексу. Прежде всего, по преимущественному катионному составу: первые – магниево-кальциевые, вторые – натриево-кальциевые. Во-вторых, по минерализации: среднее её значение для рассолов соленосной толщи (404 г/дм³) несколько выше, чем рассолов подсолевого комплекса (356 г/дм³). И в-третьих, по величине pH: в рассолах соленосной формации она составляет 5-6, а среднее значение в подсолевом комплексе 4,8. Это различие, вероятно, связано со степенью метаморфизации подземных вод в процессе гидрогеохимической эволюции, поскольку увеличение содержания кальция при эквивалентном уменьшении доли натрия с ростом минерализации растворов и является прямым следствием процессов метаморфизации состава вод. Сульфаты и гидрокарбонаты среди анионов либо совсем отсутствуют, либо их содержание не превышает десятых долей г/дм³. Бром присутствует постоянно, часто достигая значительной концентрации – 6,8 г/дм³. Соотношение катионов подчиняется закономерности $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^{+} > \text{Mg}^{2+} \gg \text{K}^{+}$, причем при одинаковой минерализации абсолютное содержание катионов может изменяться в 1,5-2 раза.

Значение рН (3,0-5,0), в целом, для хлоридных кальциевых рассолов всегда ниже, чем для хлоридных натриевых, для которых характерна нейтральная или слабощелочная среда (рН = 7,0-8,0).

Таким образом, для соленосных регионов Западной Якутии характерен двухзональный гидрогеохимический разрез, для несоленосных – однозональный. Хлоридные натриевые рассолы (рассолы выщелачивания) приурочены к верхним частям двухзонального разреза, причем положение северной границы их распространения принимается близкой к границе распространения каменной соли в разрезе нижнекембрийских отложений. Хлоридные кальциевые (метаморфизованные рассолы) залегают ниже рассолов выщелачивания и преобладают в объеме всех подземных вод, а в несоленосных регионах занимают осадочный чехол полностью, формируя однозональный гидрохимический разрез.

5.3. РАВНОВЕСИЕ В СИСТЕМЕ ВОДА (РАССОЛ)–ПОРОДА

Проблема генезиса крепких хлоридных кальциевых рассолов требует понимания причин взаимосвязи минерализации (солености) подземных вод и содержания составляющих компонентов раствора и, следовательно, определения степени насыщения подземных вод относительно водовмещающих пород, выяснения равновесно-неравновесного состояния системы, в которой происходят процессы взаимодействия подземных вод и пород и метаморфизации состава растворов. Состав и степень минерализации подземных вод зависит от многих факторов и процессов (геоморфологических и ландшафтных особенностей, состава вмещающих пород, гидродинамических и геокриологических условий, интенсивности биологических процессов и процессов криогенеза и др.). Для подземных вод повышенной минерализации – соленых вод и рассолов – особую роль играет интенсивность водообмена, т.е. время соприкосновения воды с горными породами, глубина и длительность миграции (Шварцев, 1998, 2005). Причем взаимодействие рассола с минералами вмещающих пород, происходящее в условиях физико-химического равновесия непрерывно длительное время, приводит к глубокой метаморфизации химического состава рассолов. Ранее при изучении подземных рассолов Тунгусского артезианского бассейна, геологический разрез которого характеризуется региональным распространением соленосных отложений, а рассолоносные гидрогеологические формации тесно связаны с галогенными пластами, установлено, что равновесность рассолов с эвапоритовыми минералами предопределена их присутствием в рассолоносных толщах и контактом с водовмещающими породами в условиях затрудненного и весьма затрудненного водообмена (Букаты, 1999). Равновесие в геохимической системе, претерпевающей глубокую метаморфизацию, поддерживается на протяжении всей геологической истории. С некоторыми из породообразующих эвапоритовых и биогенных минералов в составе соленосно-карбонатных пород (кальцитом, доломитом, гипсом) равновесны почти все рассолы, с другими (стронцианитом, сильвином) только подземные воды определенной минерализации (слабые и крепкие рассолы или крепкие и предельно насыщенные).

Исследование физико-химического равновесия и степени насыщения подземных вод Западной Якутии относительно карбонатных, сульфатных и

хлоридных минералов, распространенных в геологическом разрезе региона, выполнено на основе численного моделирования с помощью программного комплекса HydroGeo, который разработан на кафедре гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеоэкологии Национального исследовательского Томского политехнического университета совместно с Томским Филиалом ИНГГ СО РАН (Букаты, 1997, 1999, 2002). Он решает широкий круг геохимических задач на основе использования метода констант равновесия вне зависимости от минерализации и состава природного раствора. Особенно это актуально применительно к соленым водам и рассолам нефтегазоносных толщ. Модуль «Гидрогеохимия» программного комплекса HydroGeo позволяет выполнить наиболее распространенные типы гидрогеохимических расчетов, связанных с ионно-солевым составом подземных вод и гидрогеохимическими процессами в системе вода-порода. Важно подчеркнуть, что алгоритм, в отличие от большинства других, не содержит принципиальных ограничений по солености и ионной силе растворов. Кроме того, с помощью вспомогательной процедуры может осуществляться выбор/перевыбор минимально необходимого списка участвующих в расчете компонентов раствора и минералов из всех имеющихся в базе термодинамических данных. Наличие такой настройки обеспечивает универсальность процедуры в отношении различных гидрогеохимических систем, включая систему рассол-порода.

Расчет равновесий подземных соленых вод и рассолов с основными минералами водовмещающих пород выполнен с использованием результатов химического анализа подземных вод Оленекского КАБ, вскрытых в осадочных горных породах и кимберлитовых трубках (прил. 4, 5). При настройке модели для физико-химического моделирования степени равновесия рассол-порода в систему были включены основные ионы (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Sr^{2+} , Li^+ , Rb^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Br^-), ассоциаты (H_2CO_3 , Na_2SO_4 , $(\text{NaSO}_4)^-$, NaBr , NaCl , MgSO_4 , $\text{Mg}(\text{SO}_4)_2^{2-}$, MgBr_2 , MgCl^+ , MgCl_2 , $(\text{KSO}_4)^-$, K_2SO_4 , KBr , KCl , $(\text{Ca}(\text{SO}_4)_2)^{2-}$, CaSO_4 , CaBr_2 , CaCl^+ , CaCl_2 , HBr , SrCl^+ , SrCl_2) и породообразующие минералы, типичные для геологического разреза бассейнов (кальцит, доломит, магнезит, стронцианит, ангидрит, гипс, целестин, галит). Расчет активностей компонентов, выполненный для стандартных (лабораторных) и пластовых (реальных) условий, не показал существенного

различия степени и характера насыщения подземных вод относительно основных пороодообразующих минералов.

Значительная часть рассолов *гидрохимической зоны III* (см. раздел 5.2) по отношению к карбонатным минералам (кальциту, доломиту, магнезиту и стронцианиту) находится в состоянии, близком к равновесному, о чем свидетельствует сгущение точек на диаграммах вблизи линии насыщения (рис. 5.9). Наименьшая степень насыщения характерна для слабых рассолов хлоридного Mg-Ca или Ca-Mg состава с минерализацией 54-57 г/дм³. Равновесное (или близкое к равновесному) состояние подземных вод обусловлено, вероятно, процессами взаимодействия в системе вода-порода: растворения и переноса вещества в результате конвекции (при больших скоростях водообмена) или молекулярной диффузии (при малых скоростях движения воды или отсутствии движения) в открытой системе. С течением времени эти процессы приводили к последовательному изменению химического состава рассолов и его глубокой метаморфизации. Рассолы второй гидрохимической зоны формируют на диаграммах область, значительно смещенную влево от линии насыщения карбонатными минералами – в поле недонасыщения. Этими минералами насыщена только некоторая часть кислых рассолов с минерализацией от 323 до 404 г/дм³ и pH от 3,7 до 4,8.

Относительно сульфатных минералов (ангидрита и целестина) подземные рассолы бассейна резко недонасыщены. Это предопределяется чрезвычайно малым (иногда нулевым) содержанием сульфат-иона, а также отсутствием сероводорода в составе крепких хлоридных кальциевых рассолов бассейна.

С хлоридами (галитом, сильвином, карналлитом, тахигидритом, бишофитом) равновесия подземных вод бассейна не наблюдается, что закономерно, поскольку содержание натрия в рассолах, насыщающих преимущественно карбонатные отложения, невысокое - в среднем составляет 10-15 %-экв. Хлоридные кальциевые рассолы *гидрохимической зоны IV* более резко недонасыщены хлоридами по сравнению с водами *гидрохимической зоны III*.

На основе физико-химического моделирования было изучено взаимодействие рассолов с подземными текстурообразующими льдами в пластовых условиях: $t = -3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 2,5\text{ МПа}$. Такое взаимодействие может

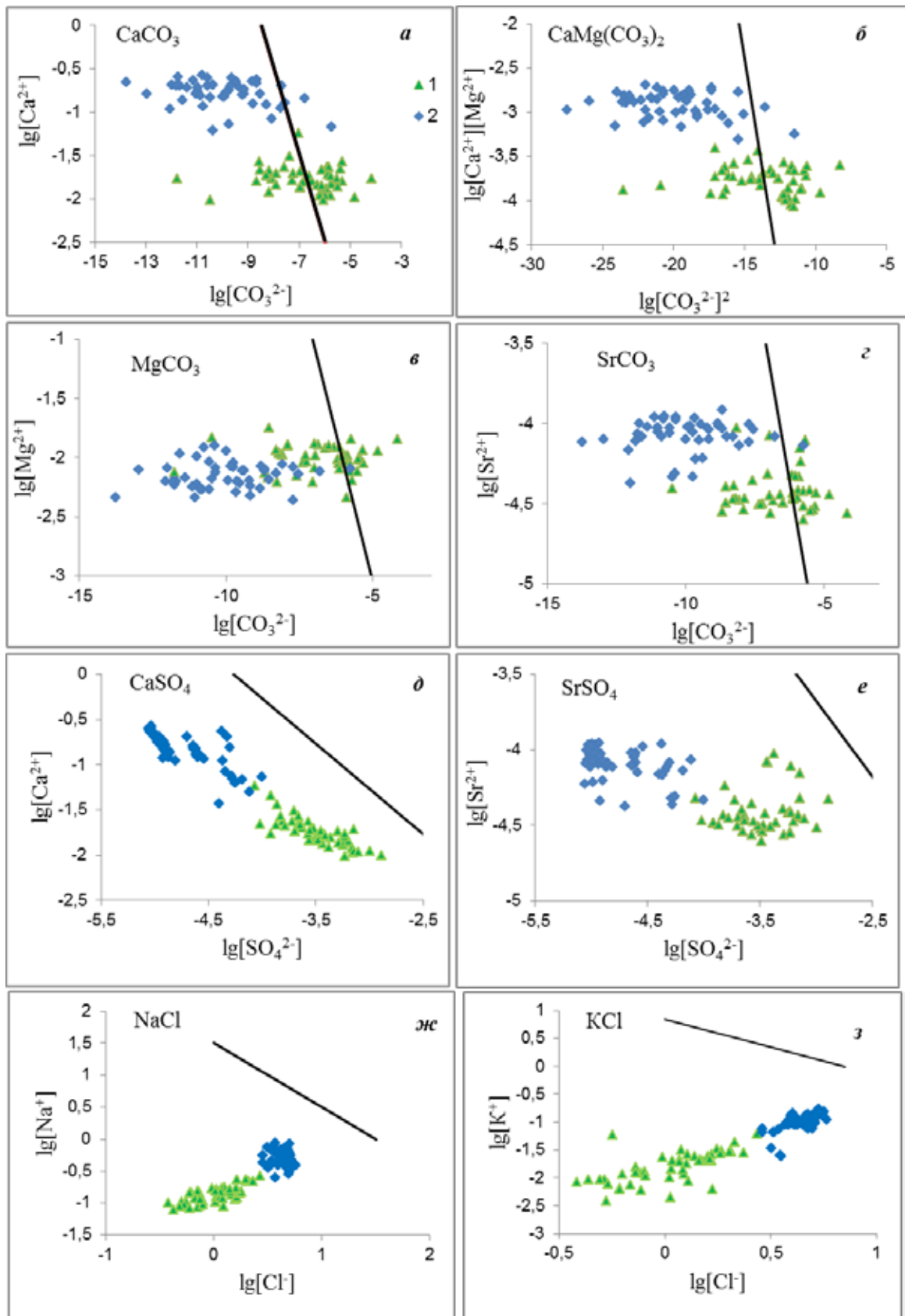


Рис. 5.9. Степень насыщения подземных вод Оленекского КАБ относительно карбонатных (*a* – кальцита, *б* – доломита, *в* – магнезита, *г* – стронцианита), сульфатных (*д* – ангидрита, *е* – целестина) и хлоридных (*ж* – галита, *з* – сильвина) минералов. Рассолы: 1 – гидрохимической зоны III, 2 – гидрохимической зоны IV. Линии насыщения построены с использованием констант равновесия (Jackson et al., 1987; Крайнов и др., 2004; Геологическая..., 2005).

реализоваться в приконтактной зоне подмерзлотных рассолов и многолетнемерзлых пород, поэтому для расчетов использовались анализы двух репрезентативных проб текстурообразующего льда (проба 1 – минерализация 1721,3 мг/дм³ и проба 2 – минерализация 4666,8 мг/дм³), отобранных в долине р. Далдын из приподошвенной части многолетнемерзлых осадочных толщ, и проба хлоридного кальциевого рассола с минерализацией 317 г/дм³. Исходный химический состав подземного рассола и подземного льда представлен в табл. 5.3.

Таблица 5.3

Исходный химический состав растворов

			Рассол	Подземный лед	
Место отбора			Карьер тр. Удачная	Долина р. Далдын	
Глубина отбора, м			385	54 (проба 1)	58 (проба 2)
pH			5,85	7,2	6,8
Удельный вес			1,229	1,000	1,000
Ионный состав	г/дм ³	K ⁺	13,09	0,0067	0,156
		Na ⁺	20,1	0,007	0,400
		Mg ²⁺	12,56	0,106	0,377
		Ca ²⁺	67,22	0,251	0,591
		Cl ⁻	199,59	0,443	2,482
		Br ⁻	3,96	0,006	0,039
		SO ₄ ²⁻	0,17	0,677	0,530
		HCO ₃ ⁻	0,36	0,098	0,092
	мг/дм ³	Li ⁺	173,87	0,44	2,29
		Rb ⁺	17,36	0,049	0,171
		Cs ⁺	<0,029		
		Sr ²⁺	1186,3	5	10,42
Сумма ионов, г/дм ³			317,05	1,72	4,67

Моделирование включало в себя смешение рассола и жидкой фазы, полученной при плавлении льда, и проверку степени насыщения получаемых растворов по отношению к минералам вмещающих пород (кальциту, доломиту, гипсу). Расчеты выполнены для следующих пропорций взаимодействующих растворов в смеси: 90:10, 80:20, 70:30, 60:40, 50:50, 40:60, 30:70, 20:80 и 10:90 %. Для оценки степени насыщения раствора относительно каждого минерала

использовались соответствующие параметры насыщенности $L = \ln (K/P)$, где K – константа равновесия осаждения минерала из раствора, P – произведение активности веществ, участвующих в этой реакции. Отрицательные значения L свидетельствуют о недонасыщении, положительные о пересыщении, а близкие к нулю – о равновесии раствора и соответствующего минерала (Букаты, 1999). Результаты моделирования представлены в таблицах 5.4 и 5.5 и на рис. 5.10 и 5.11.

Таблица 5.4

Формулы состава вод, полученных при взаимодействии рассола (А)
и подземного льда (проба 1) (В)

Смесь (А:В=90:10)	287.572 $\frac{\text{Cl}^- 98.93 \text{ Br}^- 0.87 (\text{HCO}_3)^- 0.11}{\text{Ca}^{2+} 58.96 \text{ Mg}^{2+} 18.18 \text{ Na}^+ 16.06 \text{ K}^+ 5.88 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=80:20)	255.814 $\frac{\text{Cl}^- 98.89 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.12 (\text{HCO}_3)^- 0.11}{\text{Ca}^{2+} 58.95 \text{ Mg}^{2+} 18.18 \text{ Na}^+ 16.07 \text{ K}^+ 5.88 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=70:30)	255.814 $\frac{\text{Cl}^- 98.89 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.12 (\text{HCO}_3)^- 0.11}{\text{Ca}^{2+} 58.95 \text{ Mg}^{2+} 18.18 \text{ Na}^+ 16.07 \text{ K}^+ 5.88 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=60:40)	192.297 $\frac{\text{Cl}^- 98.78 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.23 (\text{HCO}_3)^- 0.12}{\text{Ca}^{2+} 58.92 \text{ Mg}^{2+} 18.21 \text{ Na}^+ 16.08 \text{ K}^+ 5.87 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=50:50)	160.539 $\frac{\text{Cl}^- 98.69 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.31 (\text{HCO}_3)^- 0.13}{\text{Ca}^{2+} 58.89 \text{ Mg}^{2+} 18.23 \text{ Na}^+ 16.10 \text{ K}^+ 5.86 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=40:60)	128.780 $\frac{\text{Cl}^- 98.56 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.43 (\text{HCO}_3)^- 0.14}{\text{Ca}^{2+} 58.86 \text{ Mg}^{2+} 18.26 \text{ Na}^+ 16.12 \text{ K}^+ 5.85 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=30:70)	97.022 $\frac{\text{Cl}^- 98.33 \text{ Br}^- 0.86 (\text{SO}_4)^{2-} 0.63 (\text{HCO}_3)^- 0.17}{\text{Ca}^{2+} 58.80 \text{ Mg}^{2+} 18.31 \text{ Na}^+ 16.15 \text{ K}^+ 5.82 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=20:80)	65.264 $\frac{\text{Cl}^- 97.90 (\text{SO}_4)^{2-} 1.03 \text{ Br}^- 0.86 (\text{HCO}_3)^- 0.21}{\text{Ca}^{2+} 58.68 \text{ Mg}^{2+} 18.42 \text{ Na}^+ 16.21 \text{ K}^+ 5.78 \text{ Sr}^{2+} 0.47 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=10:90)	33.505 $\frac{\text{Cl}^- 96.62 (\text{SO}_4)^{2-} 2.19 \text{ Br}^- 0.85 (\text{HCO}_3)^- 0.34}{\text{Ca}^{2+} 58.33 \text{ Mg}^{2+} 18.72 \text{ Na}^+ 16.38 \text{ K}^+ 5.66 \text{ Sr}^{2+} 0.47 \text{ Li}^+ 0.43}$

Таблица 5.5

Формулы состава вод, полученных при взаимодействии рассола (А)
и подземного льда (проба 2) (В)

Смесь (А:В=90:10)	287.866	$\frac{\text{Cl}^- 98.94 \text{ Br}^- 0.87 (\text{HCO}_3)^- 0.11}{\text{Ca}^{2+} 58.93 \text{ Mg}^{2+} 18.20 \text{ Na}^+ 16.07 \text{ K}^+ 5.88 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=80:20)	256.402	$\frac{\text{Cl}^- 98.91 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.11 (\text{HCO}_3)^- 0.11}{\text{Ca}^{2+} 58.88 \text{ Mg}^{2+} 18.24 \text{ Na}^+ 16.08 \text{ K}^+ 5.88 \text{ Sr}^{2+} 0.48 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=70:30)	224.940	$\frac{\text{Cl}^- 98.87 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.14 (\text{HCO}_3)^- 0.11}{\text{Ca}^{2+} 58.82 \text{ Mg}^{2+} 18.29 \text{ Na}^+ 16.09 \text{ K}^+ 5.88 \text{ Sr}^{2+} 0.47 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=60:40)	193.475	$\frac{\text{Cl}^- 98.82 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.19 (\text{HCO}_3)^- 0.12}{\text{Ca}^{2+} 58.74 \text{ Mg}^{2+} 18.35 \text{ Na}^+ 16.11 \text{ K}^+ 5.87 \text{ Sr}^{2+} 0.47 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=50:50)	162.011	$\frac{\text{Cl}^- 98.75 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.25 (\text{HCO}_3)^- 0.13}{\text{Ca}^{2+} 58.63 \text{ Mg}^{2+} 18.44 \text{ Na}^+ 16.14 \text{ K}^+ 5.87 \text{ Sr}^{2+} 0.47 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=40:60)	130.548	$\frac{\text{Cl}^- 98.65 \text{ Br}^- 0.87 (\text{SO}_4)^{2-} 0.35 (\text{HCO}_3)^- 0.14}{\text{Ca}^{2+} 58.46 \text{ Mg}^{2+} 18.58 \text{ Na}^+ 16.18 \text{ K}^+ 5.86 \text{ Sr}^{2+} 0.47 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=30:70)	99.084	$\frac{\text{Cl}^- 98.48 \text{ Br}^- 0.86 (\text{SO}_4)^{2-} 0.50 (\text{HCO}_3)^- 0.16}{\text{Ca}^{2+} 58.20 \text{ Mg}^{2+} 18.80 \text{ Na}^+ 16.24 \text{ K}^+ 5.85 \text{ Sr}^{2+} 0.47 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=20:80)	67.620	$\frac{\text{Cl}^- 98.15 \text{ Br}^- 0.86 (\text{SO}_4)^{2-} 0.79 (\text{HCO}_3)^- 0.20}{\text{Ca}^{2+} 57.67 \text{ Mg}^{2+} 19.23 \text{ Na}^+ 16.37 \text{ K}^+ 5.83 \text{ Sr}^{2+} 0.47 \text{ Li}^+ 0.44}$
Смесь (А:В=10:90)	36.156	$\frac{\text{Cl}^- 97.26 (\text{SO}_4)^{2-} 1.60 \text{ Br}^- 0.84 (\text{HCO}_3)^- 0.30}{\text{Ca}^{2+} 56.25 \text{ Mg}^{2+} 20.40 \text{ Na}^+ 16.70 \text{ K}^+ 5.76 \text{ Sr}^{2+} 0.45 \text{ Li}^+ 0.44}$

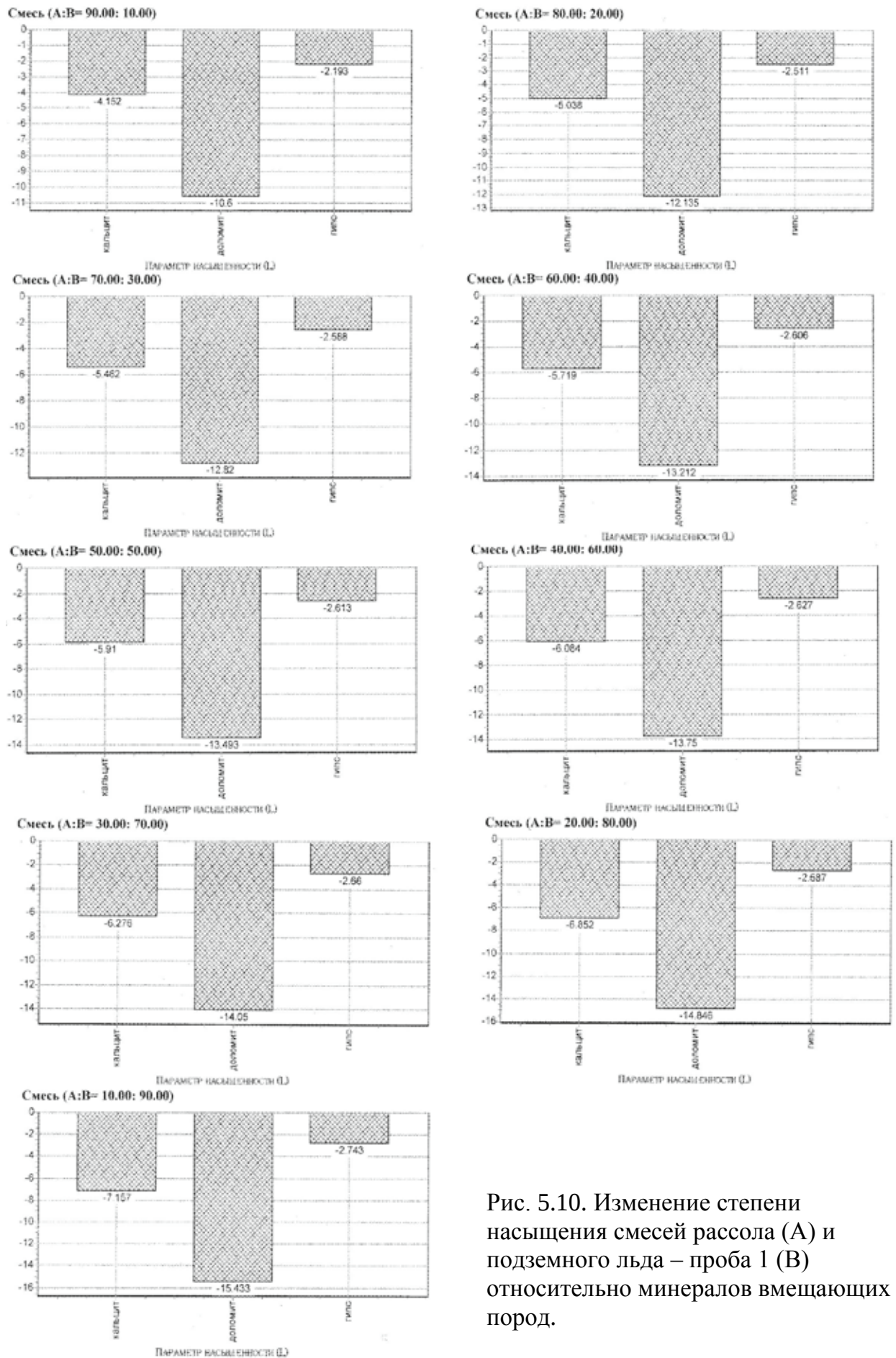


Рис. 5.10. Изменение степени насыщения смесей рассола (А) и подземного льда – проба 1 (В) относительно минералов вмещающих пород.

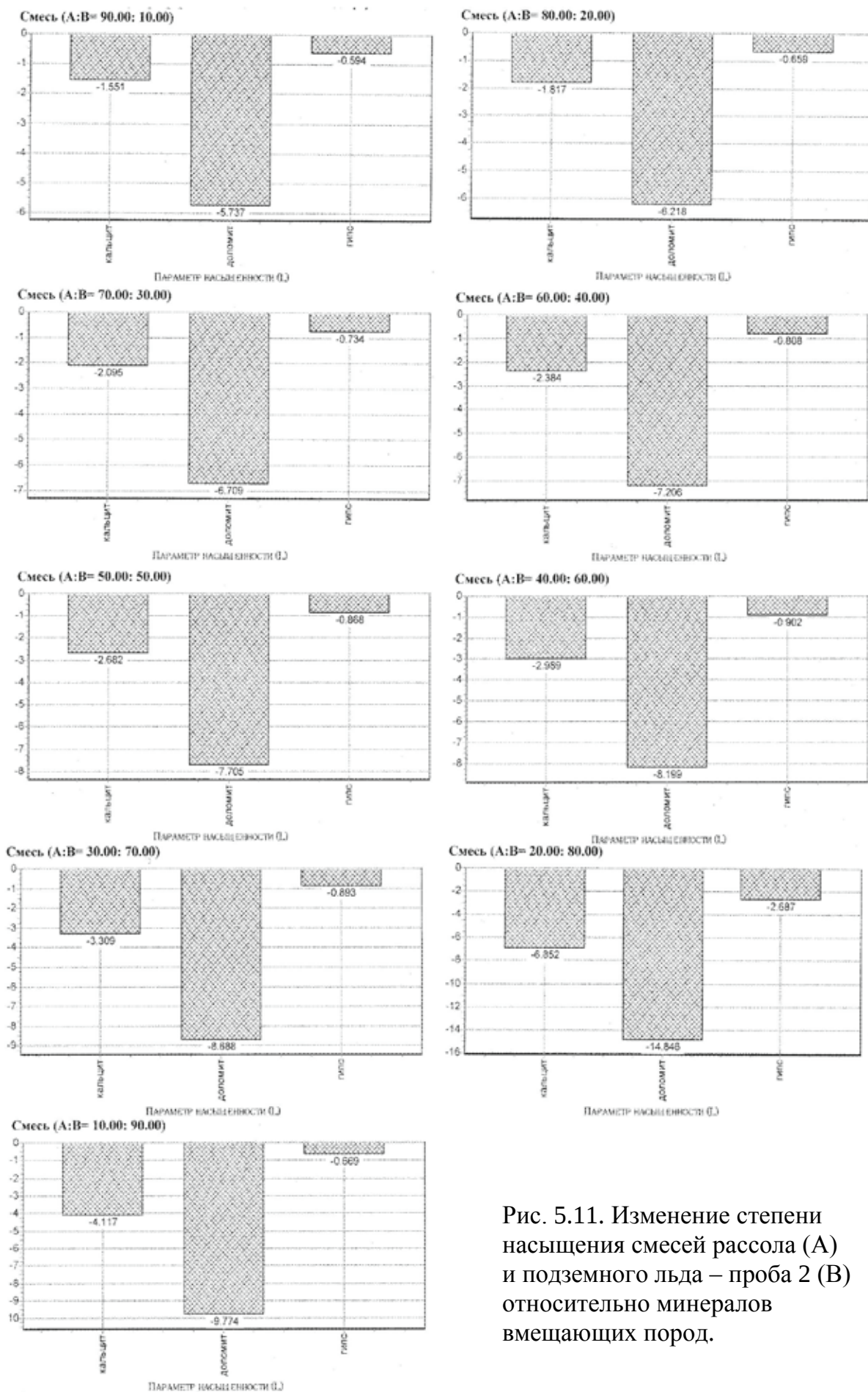


Рис. 5.11. Изменение степени насыщения смесей рассола (А) и подземного льда – проба 2 (В) относительно минералов вмещающих пород.

Установлено, что все полученные смеси остаются в различной мере недонасыщенными по отношению к рассматриваемым минералам, причем степень недонасыщения увеличивается с возрастанием минерализации смешанных вод, т.е. объема рассола в смеси. В пластовых условиях взаимодействие контактирующих рассолов с подземными льдами приводит к плавлению льда и разбавлению растворов. При этом изменение химического состава вод не происходит, а также отсутствуют предпосылки вторичного минералообразования и ухудшения фильтрационно-емкостных свойств массива пород.

5.4. ИЗОТОПЫ В ПОДЗЕМНЫХ СОЛЕННЫХ ВОДАХ И РАССОЛАХ

5.4.1. Распределение стабильных изотопов ^2H и ^{18}O

При исследовании изотопного состава химических элементов, участвующих в природных процессах, принят тезис о том, что первозданный изотопный состав любого химического элемента является природной константой (Ранкама, 1956). Впоследствии под воздействием разнообразных природных физико-химических процессов изотопный состав любого элемента претерпевает изменения в течение геологической истории Мира. Теоретически и экспериментально установлены закономерности фракционирования стабильных изотопов кислорода и водорода при фазовых переходах воды в результате различия упругости пара для жидкостей с различными изотопами, а также при взаимодействии воды с газами и породами в системе вода-газ-порода. В результате испарения с поверхности океана пары воды и формирующиеся из них метеорные воды обогащаются легкими изотопами водорода и кислорода, в то время как в морских и океанических водах накапливаются их тяжелые разновидности. В подземной литосфере Земли основными процессами, контролирующими формирование изотопного состава подземных вод, являются смешение вод различного генезиса и изотопный обмен. Содержание дейтерия в подземных водах имеет тенденцию к обеднению относительно океанической воды, обусловленную инфильтрацией поверхностных метеорных вод, дегидратацией, поступлением кристаллизационной воды, обменом с гидроксидсодержащими минералами, микробиологической деструкцией органического вещества. Содержание ^{18}O возрастает в результате обмена в системе вода-кислородсодержащие породы и снижается вследствие обмена воды с углекислотой (Никаноров, Тарасов, 1987). Содержания дейтерия и кислорода-18 во всех объектах определяют относительно Стандарта среднеокеанической воды (SMOW – Standard Mean Ocean Water), который предложен Г. Крейгом на основании признания однородности изотопного состава кислорода и водорода основного резервуара гидросферы – Мирового океана.

Исследования изотопного состава подземных вод, выполненные в пределах Сибирской платформы (Пиннекер и др., 1987; Алексеев и др., 2007; Shouakar-Stash et al, 2007), позволили установить особенности распределения *стабильных изотопов водорода и кислорода*. По значениям $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ все подземные соленые воды и рассолы

разделены на 2 группы: 1) хлоридные натриевые с пониженным содержанием тяжелых изотопов, что свойственно поверхностным водам, 2) хлоридные кальциевые, обогащенные кислородом-18 (от -16.76 до +1.73 ‰) и дейтерием (от -194.9 до -30.62 ‰). Показано, что дифференциация геохимических типов вод обусловлена связью изотопного состава рассолов с их минерализацией. Существенное утяжеление изотопного состава хлоридных рассолов происходит при минерализации подземных вод более 300 г/дм³ (рис. 5.10).

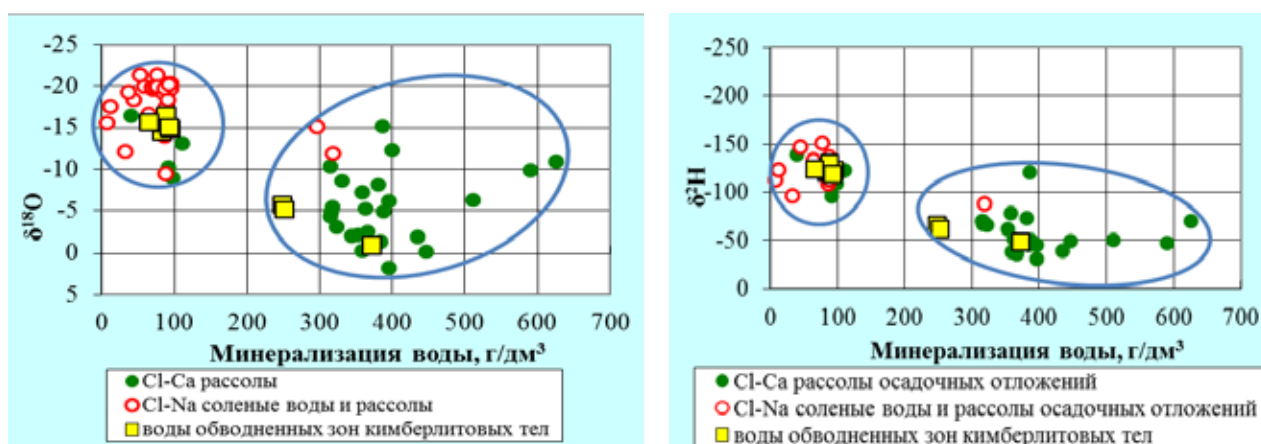


Рис. 5.10. Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от минерализации подземных вод Сибирской платформы (хлоридные кальциевые солёные воды и рассолы Оленёкского КАБ чётко приурочены ко второй группе подземных вод, а хлоридные натриевые рассолы – к первой группе).

Утяжеление изотопного состава рассолов происходит и с глубиной их залегания (рис. 5.11). В неглубокозалегающих пластах пород (менее 500 м) рассолы сильно обеднены изотопом кислорода-18 и дейтерием. Рассолы из глубокозалегающих пород, напротив, обогащены тяжелым изотопом кислорода (значение $\delta^{18}\text{O}$ возрастает до +1,73 ‰ на глубинах 1500-3400 м) и дейтерием ($\delta^2\text{H} = -30,62\text{‰}$ на глубине 2780 м).

Отношения $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ для соленых вод и слабых рассолов выщелачивания составляют 7-9, для крепких и весьма крепких рассолов (хлоридных кальциевых метаморфизованных) это отношение увеличивается до 22 и даже до 29. Тренды изотопного состава рассолов Сибирской платформы лежат несколько ниже и под углом к GMWL, т.е. хлоридные натриевые и кальциевые рассолы обеднены дейтерием и обогащены кислородом-18 по сравнению с метеорными и поверхностными водами (рис. 5.12).

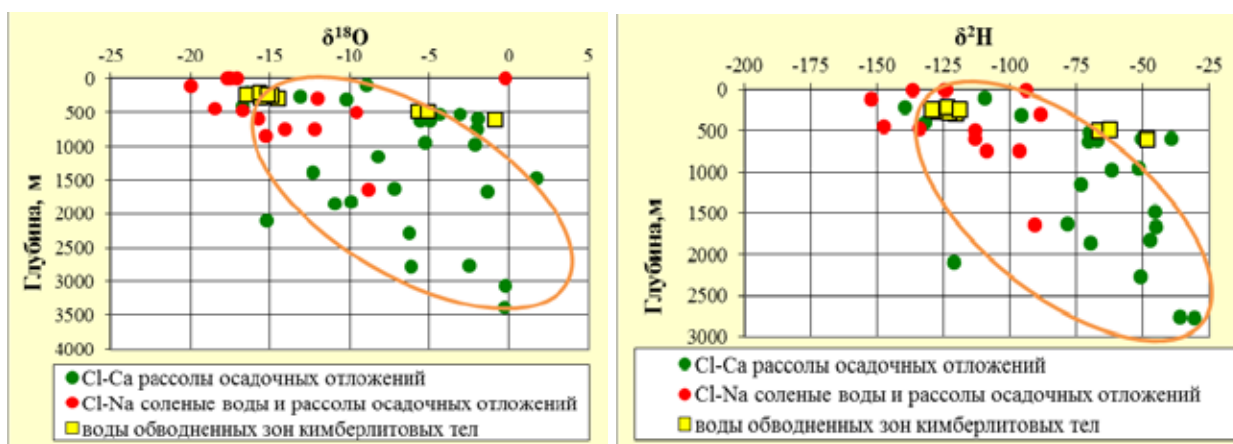


Рис. 5.11. Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ от глубины залегания подземных вод Сибирской платформы (выделенные области показывают диапазон, включающий $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в хлоридных кальциевых соленых водах и рассолах Оленёкского КАБ).

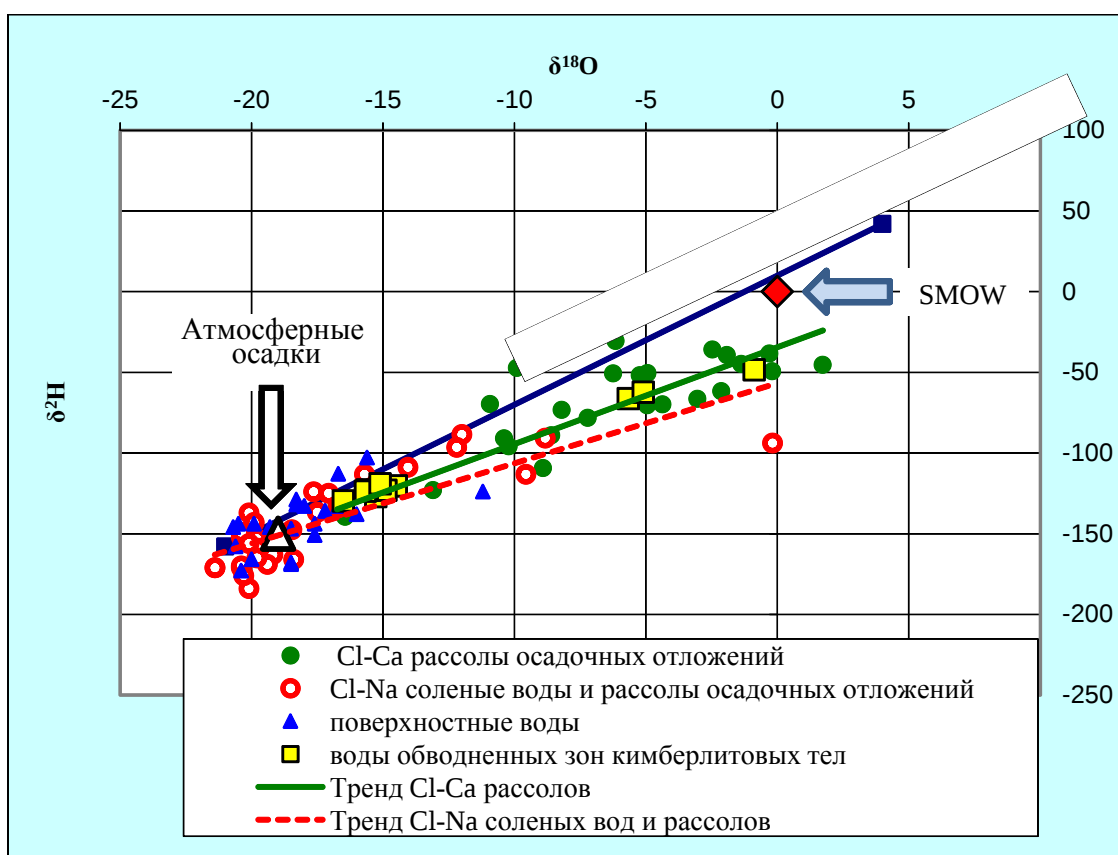


Рис. 5.12. Соотношение концентраций дейтерия и кислорода-18 в соленых водах и рассолах Сибирской платформы. GMWL – глобальная линия метеорных вод, SMOW – стандарт среднеокеанической воды

За последние годы получены новые данные о содержании стабильных изотопов кислорода и водорода в подземных водах обводненных зон кимберлитов. Верхнемунское, Далдынское, Алакитское и Среднемархинское кимберлитовые поля расположены в пределах Якутской алмазоносной провинции, занимающей

центральную часть Западной Якутии (рис. 5.13). Кимберлитовые тела среднепалеозойского возраста (D_3-C_1) прорывают терригенно-карбонатные толщи кембрия и ордовика. Обводненные зоны трапповых интрузий и кимберлитовых трубок гидравлически связаны с водоносными комплексами вмещающих пород. Подземные воды, вскрытые в интрузивных телах, по составу и минерализации в целом идентичны подземным водам осадочных толщ. Они представляют собой хлоридные кальциево-магниевые либо кальциевые рассолы с минерализацией от 80 до 380 г/дм³ (табл. 5.2).



Рис. 5.13. Положение изученных кимберлитовых полей на Сибирской платформе. 1 – граница Якутской алмазоносной провинции; 2 – кимберлитовые поля: I – Верхнемунское, II – Далдынское и Алакитское, III – Среднемархинское.

Новые данные о содержании стабильных изотопов кислорода и водорода в подземных водах обводненных зон кимберлитов Западной Якутии хорошо укладываются в диапазон изменения δ^2H и $\delta^{18}O$ для солёных вод и рассолов Сибирской платформы. Три пробы подземных рассолов, отобранные из карьеров

Таблица 5.2

Химический и изотопный состав подземных вод обводнённых зон кимберлитовых трубок

Глубина отбора пробы, м	pH γ	Сумма ионов, г/дм ³	Ионный состав: мг-экв/дм ³ %-экв.							δ, ‰	
			K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ³⁻	δ ² H	δ ¹⁸ O
Верхнемунское кимберлитовое поле											
Трубка Заполярная											
244	<u>6,9</u> 1,07	88,4	0,7	11,6	8,0	9,8	57,3	0,1	0,1	-129,6	-16,5
			16,7	502,5	660,9	490,8	1617	2,2	2,2	δ ² H/δ ¹⁸ O = 8	
			1,0	30,1	39,6	29,4	99,1	0,1	0,1		
263	<u>6,7</u> 1,06	87,0	0,2	13,6	4,8	11,3	56,0	0,2	0,2	-127	-15,3
			0,2	589,3	390,3	563,3	1578,	3,3	2,4	δ ² H/δ ¹⁸ O = 8	
			0,4	38,04	25,2	36,36	99,0	0,2	0,2		
Трубка Поисковая											
288	<u>6,45</u> 1,06	83,8	0,4	10,4	8,2	9,0	54,8	0,2	0,1	-120,4	-14,5
			10,3	450,2	677,2	448,7	1545	3,6	1,3	δ ² H/δ ¹⁸ O = 8	
			0,7	28,4	42,7	28,3	99,1	0,2	0,1		
Трубка Комсомольская-Магнитная											
257	<u>6,55</u> 1,07	95,4	0,5	11,0	9,1	10,6	63,3	0,3	0,1	-123	-14,9
			12,8	478,2	744,5	526,4	1785	6,0	0,8	δ ² H/δ ¹⁸ O = 8	
			0,7	27,1	42,3	29,9	99,1	0,3	0,0		
Трубка Новинка											
278	<u>6,20</u> 1,06	86,4	0,5	11,1	7,7	10,2	54,9	0,2	0,0	-122,8	-15,6
			12,7	481,1	629,4	509,1	1548	4,4	0,8	δ ² H/δ ¹⁸ O = 8	
			0,8	29,5	38,6	31,2	98,2	0,3	0,0		
Далдынское кимберлитовое поле (Трубка Удачная)											
610	<u>4,8</u> 1,26	372	14,8	25,8	14,3	78,3	235,1	0,1	0,1	-48,4	-0,88
			380	1121	1174	3908	6633	1,8	2,4	δ ² H/δ ¹⁸ O = 55	
			5,8	17,0	17,8	59,4	99,3	0,0	0,0		
Алакитское кимберлитовое поле (Трубка Айхал)											
227	<u>7,20</u> 1,18	249	4,3	24,6	13,7	42,8	160,6	0,3	0,2	-66,3	-5,67
			109	1071	1130	2137	4530	6,5	3,2	δ ² H/δ ¹⁸ O = 12	
			2,5	24,1	25,4	48,1	99,2	0,1	0,1		
224	<u>6,75</u> 1,18	252	5,1	27,2	13,7	43,2	160,4	0,3	0,1	-62,3	-5,1
			130	1181	1125	2157	4523	7,1	2,4	δ ² H/δ ¹⁸ O = 12	
			2,8	25,7	24,5	47,0	99,2	0,2	0,1		
Среднемархинское кимберлитовое поле (Трубка Нюрбинская)											
244	<u>5,75</u> 1,07	93	1,0	9,0	5,4	16,4	59,3	0,9	0,0	-119	-15,1
			26,4	392,0	447,3	819,7	1672	19,1	0,4	δ ² H/δ ¹⁸ O = 8	
			1,6	23,3	26,5	48,6	98,2	1,1	0,0		
209	<u>5,85</u> 1,05	65,7	0,8	5,6	4,0	11,8	42,4	1,0	0,1	-123,6	-15,7
			19,4	243,8	324,9	586,8	1196	20,1	1,3	δ ² H/δ ¹⁸ O = 8	
			1,6	20,7	27,7	49,9	98,0	1,6	0,1		

кимберлитовых трубок Удачная и Айхал, имеют минерализацию 248-372 г/дм³, и для них характерны самые высокие $\delta^{18}\text{O}$ (-5,67...-0,88‰) и $\delta^2\text{H}$ (-66,3...-48,4‰), а также максимальные значения отношения $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ (12, 12 и 55). На графике эти точки попадают точно на линию тренда хлоридных кальциевых рассолов Сибирской платформы (см. рис. 5.12). Это, безусловно, свидетельствует в пользу седиментогенно-метаморфогенной гипотезы происхождения рассолов, насыщающих обводненные зоны кимберлитовых тел.

Пробы подземных вод, отобранные из обводненных зон кимберлитовых трубок Верхнемунского и Среднемархинского кимберлитовых полей, тяготеют к группе солёных вод и рассолов с облегченным изотопным составом кислорода и водорода и одинаковым соотношением $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}=8$, которое характерно и для поверхностных вод. Значения δ кислорода-18 изменяются от -16,5 до -14,5‰, дейтерия от -129,6 до -119‰. Это дает основание полагать, что метеорные воды участвовали в разбавлении седиментогенных вод до минерализации менее 100 г/дм³ и в настоящее время являются главной составляющей рассолов кимберлитовых трубок.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ связаны с изменением минерализации вод также в направлении разделения всех вод на две группы: 1) слабые рассолы с облегченным изотопным составом и 2) крепкие рассолы, обогащённые тяжелыми изотопами ^{18}O и ^2H . В первую группу входят воды кимберлитов Верхнемунского и Среднемархинского полей, которые приурочены к верхней части гидрогеологического разреза, во вторую – крепкие рассолы Далдынского и Алакитского полей, вскрытые в глубоко залегающих горных породах.

5.4.2. Распределение стабильных изотопов ^{37}Cl и ^{81}Br

Обобщенные сведения о распределении изотопов хлора в геологической среде планеты представлены на рис. 5.14. Диапазон естественных вариаций изотопов хлора составляет в целом около 15 ‰: от -8 ‰ в поровых водах в зоне субдукции и до +7 ‰ в вулканических газах. В подземных водах в различных регионах мира значение $\delta^{37}\text{Cl}$ изменяется от -2,5 до +2,5 ‰ (SMOC). Для подземных солоноватых вод (максимальная минерализация 9,3 г/дм³) Северо-Китайской равнины установлен узкий диапазон изменения изотопов хлора: -0,4...+0,07 ‰ (Chen et al, 2014). В подземных водах Канадского и Фенноскандинавского щитов с различной минерализацией (от 1,9 до 258

г/дм³) этот диапазон шире и составляет $-0,78...+0,98$ и $-0,54...+1,52$ ‰ соответственно (Stotler et al, 2010).

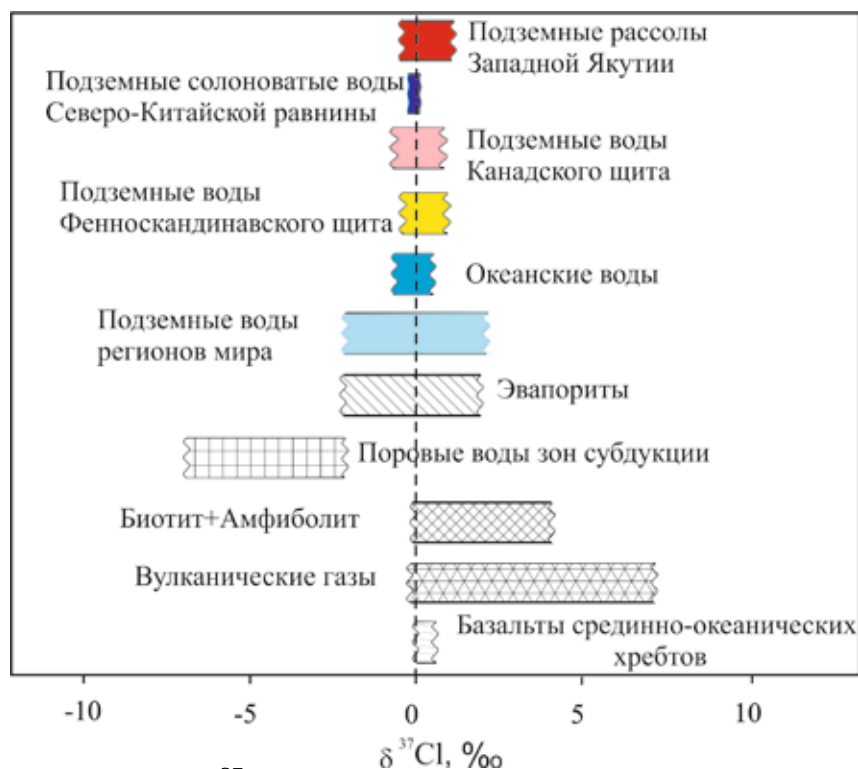


Рис. 5.14. Вариации $\delta^{37}\text{Cl}$ (SMOC) в природных водах, горных породах и газах планеты Земля (Алексеев и др., 2007; Hoefs, 2009; Stotler et al, 2010; Chen et al, 2014).

Для подземных вод интрузивных и осадочных пород Западной Якутии величина изотопного отношения хлора занимает более узкий диапазон $-0,40...+1,30$ ‰ (SMOC), чем в подземных водах разных регионов мира, однако относительно океанских вод подземные растворы Западной Якутии обогащены тяжелым изотопом хлора. В образцах галитовых ксенолитов кимберлитовой трубки Удачной (Западная Якутия), согласно опубликованным данным [22], значение $\delta^{37}\text{Cl}$ составляет $-0,43...+0,47$ ‰ (SMOC). Наши исследования показывают, что в подземных рассолах, насыщающих кимберлиты, величина $\delta^{37}\text{Cl}$ перекрывает этот диапазон в сторону положительных значений и колеблется в пределах $-0,40...+0,74$ ‰ (разброс 1,14 ‰) (табл. 5.3).

Немногочисленные данные о значении $\delta^{81}\text{Br}$ в подземных водах кристаллических и осадочных пород приведены в сводной диаграмме (рис. 5.15).

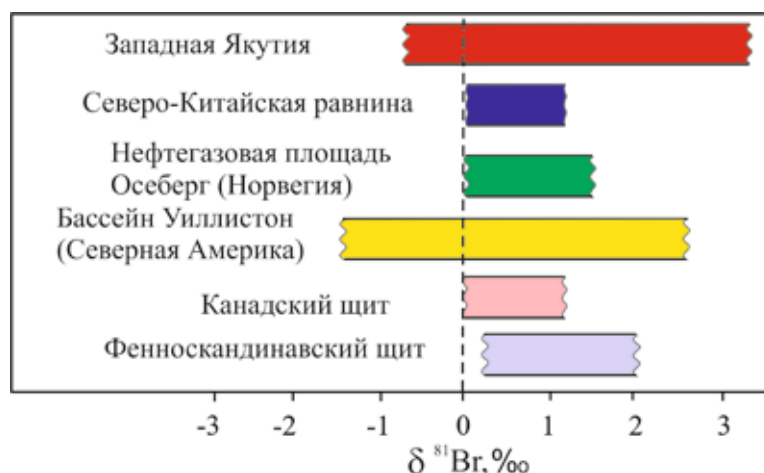


Рис. 5.15. Значение $\delta^{81}\text{Br}$ (SMOB) подземных солёных водах и рассолах кристаллических и осадочных пород в некоторых регионах мира (Eggenkamp, Coleman, 2000; Shouakar-Stash et al., 2006; Stotler et al., 2010).

Они свидетельствуют о близком подобии подземных вод Западной Якутии и осадочного бассейна Уиллистон (Северная Америка), сложенного ранне-среднепалеозойскими преимущественно карбонатными породами, т.е. имеющего похожее строение геологического разреза. Значения $\delta^{81}\text{Br}$ в бассейне Уиллистон составляют -1,50...+2,83 ‰ (SMOB), а в подземных водах кембрийских карбонатных отложений Западной Якутии величина $\delta^{81}\text{Br}$ изменяется от -0,8 до +2,31‰ (SMOB).

В подземных маломинерализованных водах Северо-Китайской равнины в пределах самой большой нефтегазовой площади в провинции Хубей, сложенной кайнозойскими песчаниками и аргиллитами, значения $\delta^{81}\text{Br}$ положительные: +0,28...+1,22 ‰ (SMOB). В подземных водах кристаллических пород в пределах щитов они изменяются в других диапазонах: Канадский щит – +0,01...+1,29 ‰, Фенноскандинавский – +0,26...+2,04 ‰, нефтегазовая площадь Осеберг – +0,08...+1,27 ‰ (SMOB).

Значения $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ в подземных солоноватых, соленых водах и рассолах Канадского и Фенноскандинавского щитов, отобранных с разной глубины (19-1800 м), показали существенную разницу диапазонов этих изотопных значений и поведения изотопов хлора и брома в кристаллических и осадочных породах, изученных ранее (Frape et al, 2007; Shouakar-Stash et al, 2005, 2007). Для кристаллических пород характерны преимущественно положительные значения $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$, в то время как в подземных водах осадочных отложений диапазон изменения $\delta^{81}\text{Br}$ в два раза

превосходит область изменения $\delta^{37}\text{Cl}$, а отрицательные значения $\delta^{81}\text{Br}$ зафиксированы в большом количестве проб воды.

Таблица 5.3

Стабильные изотопы хлора и брома в хлоридных кальциевых подземных водах кимберлитовых трубок и вмещающих пород (серый цвет – хлоридные натриевые слабые рассолы).

№ скважины	Место отбора	Глубина отбора, м	Минерализация, г/дм ³	Cl, г/дм ³	Br, мг/дм ³	$\delta^{37}\text{Cl}$, ‰	$\delta^{81}\text{Br}$, ‰
9г	Тр. Удачная	500-550	323,0	203,0	3648	-0,403	0,07
308	Тр. Удачная	805-1150	353,2	222,1	3621	-0,346	0,07
703	Тр. Удачная	1390-1567	395,8	244,4	4910	-0,337	0,14
35	Тр. Удачная	210	39,9	24,3	412	0,524	0,73
6	Тр. Удачная	110-120	98,3	63,4	1458	0,208	0,18
314	Тр. Удачная	449-800	317,0	200,8	4440	-0,215	0,18
24	Тр. Удачная	313	91,3	57,1	849	-0,398	-0,80
330	Тр. Удачная	504-750	316,1	196,6	3094	-0,202	0,24
310	Тр. Удачная	834-1475	381,4	239,2	5637	-0,269	-0,07
312	Тр. Удачная	553-952	344,6	219,9	4354	-0,238	-0,13
14	Тр. Зарница	260-270	111,3	69,9	1167	0,009	0,38
1ц	Долина р. Далдын	400-650	315,2	198,2	3229	-0,230	-0,04
82	Тр. Мир	600	434,9	278,6	4712	-0,318	0,24
82	Тр. Мир	884-1024	362,9	231,2	3816	-0,151	0,18
83	Тр. Мир	600	388,0	246,6	3421	0,044	0,27
204	Муна, объект Гидроминеральный	600-900	85,7	55,8	749	1,302	2,31

В Западной Якутии величина $\delta^{81}\text{Br}$ в подземных водах интрузивных пород (кимберлитов) составляет $-0,17$ до $+0,52$ ‰ (SMOB), то есть изотопное отношение брома сдвинуто в сторону негативных значений. Считается, что обогащение тяжелыми изотопами происходит в результате потерь ^{35}Cl и ^{79}Br в открытой системе вода-порода под воздействием ряда различных процессов, включая диффузию, испарение, окисление и др., в масштабе геологического времени (Stotler et al, 2010). Следовательно, облегченный изотопный состав Br в подземных водах обводненных зон кимберлитов, опробованных на глубине от 300 до 1475 м, свидетельствует о закрытости (или не полной открытости) водоносных систем региона.

Следует отметить, что наиболее высокими значениями и изотопов хлора, и изотопов брома ($+1,302$ и $+2,31$ ‰ соответственно) обладают хлоридные натриевые слабые рассолы в пределах Верхнемунского кимберлитового поля Западной Якутии. Причина этого пока не выяснена, но можно предположить, что источник обогащения

изотопами хлора связан именно с водовмещающими породами. Карбонатные и силикатные минералы осадочных пород имеют в составе малое количество хлоридов и не рассматриваются как альтернативный источник хлора. Однако на контакте осадочного чехла и фундамента, вскрытого скважиной 204 на глубине 900 м, подземные соленые воды могли обогащаться изотопами хлора при длительном взаимодействии гидротермальных растворов с гнейсами и кристаллическими сланцами. Значение $\delta^{37}\text{Cl}$ для пород мантийного происхождения составляет приблизительно +4,7 ‰ (Eggenkamp et al, 1997). Это обстоятельство, возможно, имело решающее значение для поступления изотопов хлора в древние океанические воды, которые впоследствии подвергались испарительному концентрированию и процессам метаморфизации.

Несмотря на то, что значения изотопов хлора и брома в рассолах верховьев р. Муна (скв. 204, Верхнемунское кимберлитовое поле) значительно превышают таковые в остальных пробах, они все же хорошо укладываются в линейную зависимость между $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ с высоким коэффициентом достоверности аппроксимации (0,8), характерную для подземных вод кимберлитов и осадочных отложений Западной Якутии (рис. 5.16).

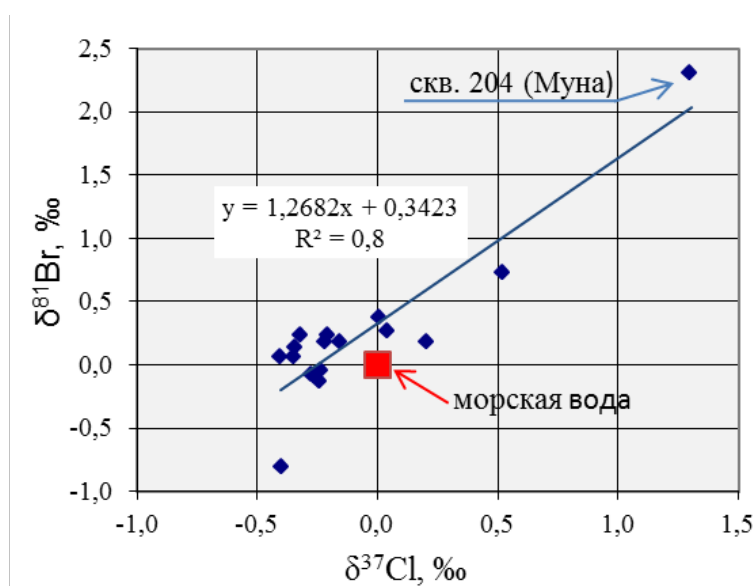


Рис. 5.16. Линейный тренд между $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ в подземных водах кимберлитовых трубок и вмещающих пород.

Тесная корреляционная связь изотопов брома и хлора может указывать на единый источник поступления элементов в подземные воды и одинаковое влияние эволюционных геохимических процессов на преобразования состава подземных вод в системе вода-порода.

Зависимости между а) концентрацией иона хлора и величиной $\delta^{37}\text{Cl}$ и б) содержанием Вг и значением $\delta^{81}\text{Br}$ показаны на рис. 5.17, где прослеживается разделение всех изученных подземных вод на две группы. Одна группа включает в основном глубокозалегающие хлоридные кальциевые рассолы с высокой минерализацией - от 300 до 600 г/дм³. Они характеризуются высоким содержанием Cl^- -иона (> 196 г/дм³) и относительно узким диапазоном значений $\delta^{37}\text{Cl}$ (от -0,527 до +0,044 ‰). Другая группа объединяет преимущественно слабые хлоридные кальциевые рассолы с минерализацией до 100 г/дм³, а также одну пробу хлоридного натриевого рассола с минерализацией 85 г/дм³. Для вод этой группы характерна низкая концентрация Cl^- (< 70 г/дм³) и гораздо больший разброс значений $\delta^{37}\text{Cl}$ (от -0,398 до +1,302 ‰).

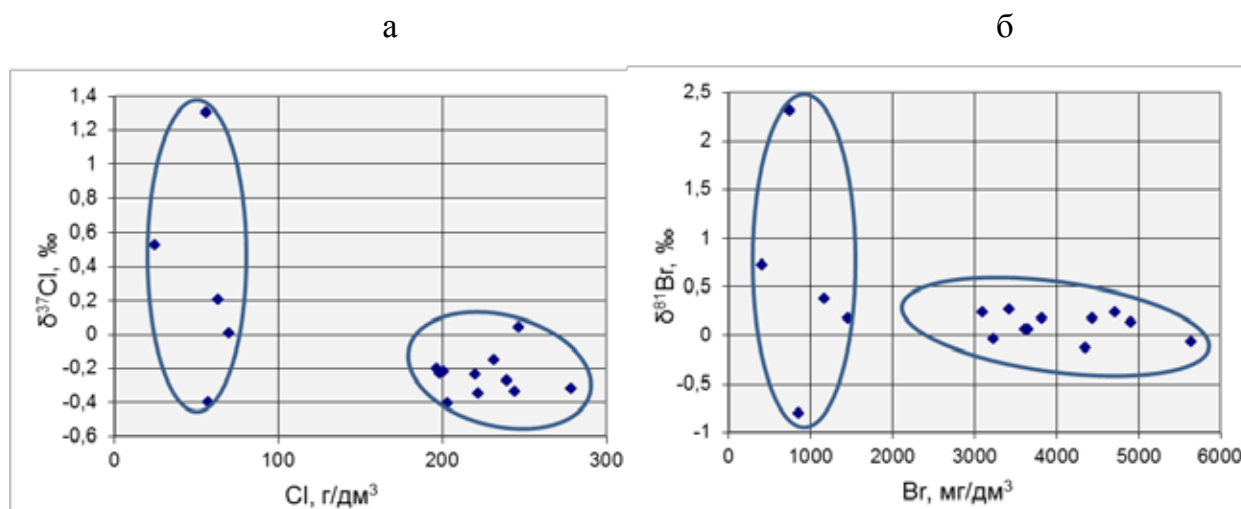


Рис. 5.17. Группы подземных соленых вод и рассолов кимберлитовых трубок и вмещающих пород по значениям $\delta^{37}\text{Cl}$ (а) и $\delta^{81}\text{Br}$ (б).

Аналогичным образом изменяются и значения $\delta^{81}\text{Br}$, по которым подземные воды также разделяются на две группы. В группе высокоминерализованных рассолов содержание брома изменяется от 3094 до 5637 мг/дм³ при небольшом диапазоне изменения значений $\delta^{81}\text{Br}$ (-0,13...+0,38 ‰); для группы слабых рассолов, куда входит и проба хлоридного натриевого рассола, содержание брома составляет 412-1458 мг/дм³, а значения $\delta^{81}\text{Br}$ разбросаны от -0,80 до +2,31 ‰.

Из вышеизложенного следуют два важных вывода: 1) значения $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ контролируются не только составом рассолов, но и их минерализацией, и 2) изотопное фракционирование Cl и Br в слабых и крепких рассолах происходит, по-видимому, под влиянием разных процессов.

Если рассмотреть влияние состава подземных вод и их минерализации на распределение стабильных изотопов хлора и брома, то вырисовывается следующая картина (рис. 5.18).

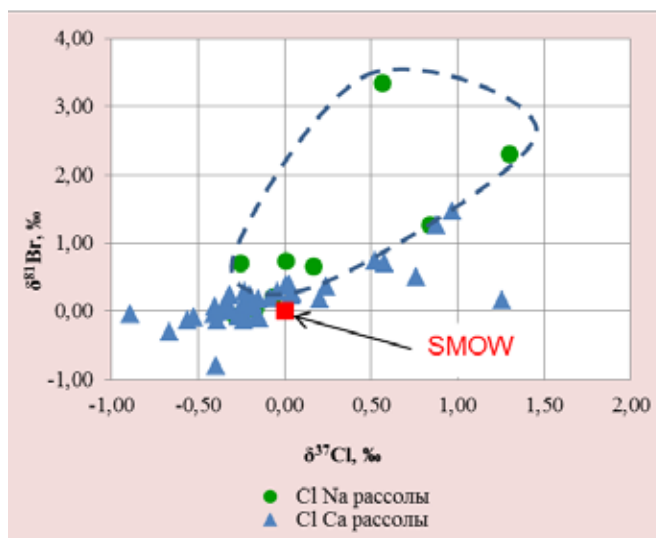


Рис. 5.18. Зависимость $\delta^{37}\text{Cl}$ от $\delta^{81}\text{Br}$ в рассолах Западной Якутии (SMOW – стандарт среднеокеанической воды).

В слабых, крепких, весьма крепких и предельно насыщенных Cl Ca рассолах с высокой минерализацией (до 626 г/дм^3), высоким содержанием брома (до $8,5 \text{ г/дм}^3$), с небольшим генетическим Cl/Br коэффициентом (25-83) значения $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ смещены в отрицательную область и имеют небольшой разброс ($1,63$ и $1,53 \text{ ‰}$ соответственно). Для слабых и крепких рассолов Cl Na состава с меньшей минерализацией (44 до 318 г/дм^3), невысоким содержанием Br (в среднем 380 мг/дм^3), большим Cl/Br коэффициентом до 8000), т.е. типичных рассолов выщелачивания характерен большой диапазон значений $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$. Чем это можно объяснить?

Считается, что обогащение тяжелыми изотопами происходит в результате потерь ^{35}Cl и ^{79}Br в открытой системе вода-порода под воздействием ряда различных процессов, включая диффузию, испарение, окисление и др., в масштабе геологического времени [Stotler et al., 2010]. Небольшие вариации галогенных изотопов и облегченный изотопный состав в Cl Ca рассолах могут указывать на единый источник поступления элементов в подземные воды, одинаковое влияние эволюционных геохимических процессов метоморфизации захороненной маточной рапы и на закрытость (или не полную открытость) водоносной системы. Гораздо больший разброс значений $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ в Cl Na рассолах свидетельствует об обогащении подземных вод тяжелыми

изотопами хлора и брома, что является результатом испарительного концентрирования рассолов и процессов выщелачивания на стадии их формирования и относительной открытости водоносной системы.

Для выявления дифференциации геохимических типов рассолов, а также трендов изотопного состава в зависимости от минерализации подземных вод и глубины их залегания проведен сравнительный анализ с изотопными данными, полученными на Канадском, Фенноскандинавском щитах и Северо-Китайской равнине (рис. 5.19).

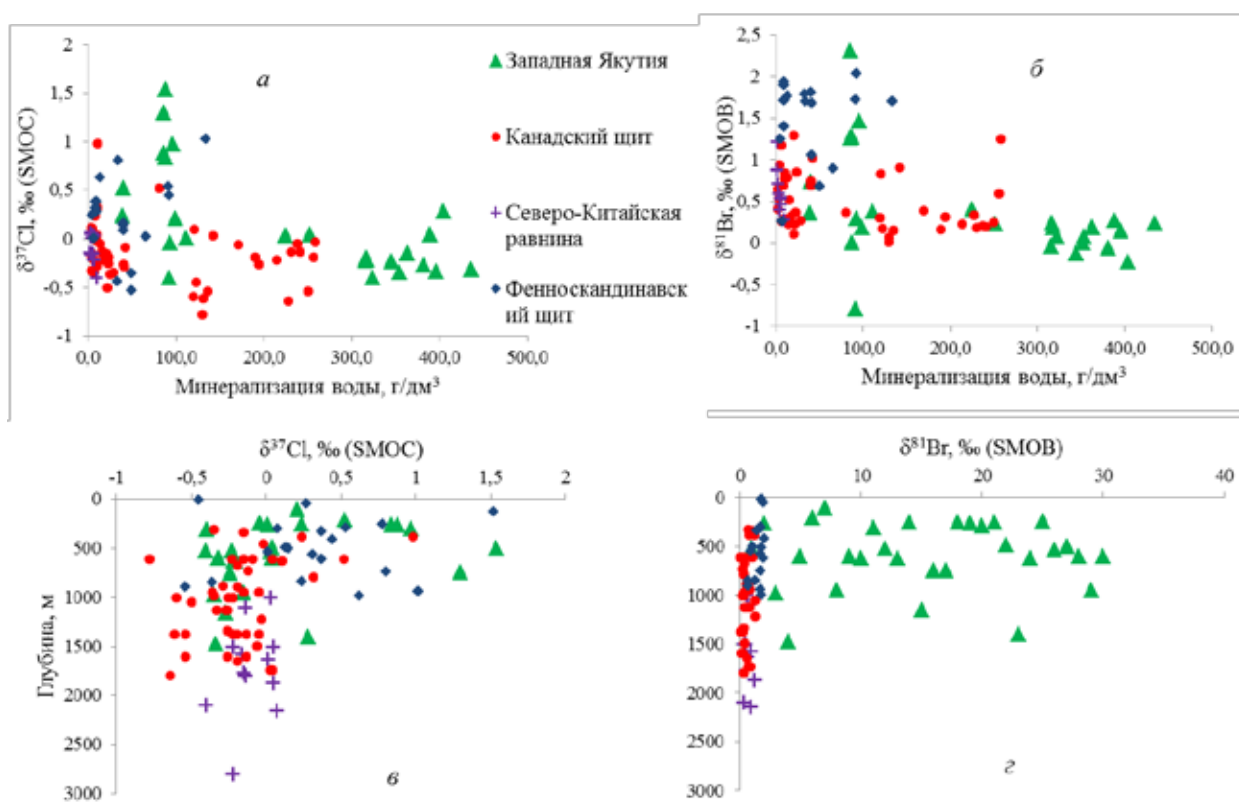


Рис. 5.19. Зависимость $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ от минерализации (а, б) подземных вод и глубины их залегания (в, г) Западной Якутии, Канадского, Фенноскандинавского щитов и Северо-Китайской равнины.

В подземных солоноватых, соленых водах и рассолах Канадского щита с различной минерализацией (от 1,9 до 258 г/дм³) преимущественно Na-Ca (Na-Mg-Ca) состава диапазоны изменения $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ составляют $-0,78...+0,98$ ‰ (SMOC) и $+0,01...+1,29$ ‰ (SMOB) соответственно. В подземных водах Фенноскандинавского щита (как Na-Ca, так и Ca-Na состава) с минерализацией 4,9-134 г/дм³ значения $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ смещены в положительную область и формируют более широкий диапазон, чем в подземных водах Канадского щита: $\delta^{37}\text{Cl}$ изменяется от $-0,54$ до $+1,52$ ‰, а величина

$\delta^{81}\text{Br}$ от +0,24 до +2,04 ‰. Авторы (Stotler et al, 2010) полагают, что установленные значения галогенных изотопов не подтверждают морское происхождение изученных подземных вод, а значение $\delta^{37}\text{Cl}$ указывает на процессы выщелачивания хлоридов из горных пород или флюидных включений в кристаллических породах щитов.

Значения галогенных изотопов в подземных водах осадочных и интрузивных пород Западной Якутии на графике зависимости от минерализации воды (рис. 5.19 а,б) распределяются следующим образом.

Слабые рассолы хлоридного натриевого или кальциево-натриевого состава характеризуются значениями $\delta^{37}\text{Cl}$, типичными для подземных вод Канадского и Фенноскандинавского щитов. Вероятно, и формирование состава этих рассолов на Западной Якутии обусловлено процессами выщелачивания в системе вода-порода, что не противоречит инфильтрационной природе рассолов, распространенных в основном в седиментационных бассейнах с галогенными формациями.

$\delta^{81}\text{Br}$, в отличие от подземных вод щитов и кайнозойских песчаников Северо-Китайской равнины, во многих пробах крепких и весьма крепких рассолов (со средней минерализацией 347 г/дм³) из преимущественно осадочных отложений Западной Якутии имеет отрицательное значение.

Это отличительное и важное свойство сибирских рассолов нельзя объяснить только фракционированием изотопов брома в начальные этапы формирования состава рассолов. Экспериментально установлено, что в ходе осаждения NaCl из рассола при фракционировании более тяжелые изотопы хлора переходят в твердую фазу, в то время как раствор NaBr, наоборот, обогащается тяжелыми изотопами брома (Eggenkamp, Coleman, 1997). Облегченный изотопный состав брома в рассолах может свидетельствовать не только о существенном фракционировании брома, но и о влиянии фактора, который усилил это фракционирование. Учитывая, что большая часть геологического разреза Западной Якутии заморожена, таким дополнительным фактором вполне можно признать тепловое состояние геологического разреза, а также криогенез подземных вод и горных пород. Для однозначного ответа необходимы дополнительные исследования влияния многолетнего промерзания на фракционирование галогенных изотопов.

Крепкие рассолы хлоридного кальциевого или натриево-кальциевого состава с минерализацией более 250 г/дм³ формируют отдельную группу подземных вод. Это

седиментогенные рассолы, состав которых преобразован после захоронения древней морской воды вместе с вмещающими осадочными породами в ходе геохимической метаморфизации в условиях закрытой системы. Однако величины $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ в ней также не выходят за пределы диапазонов их изменения в подземных водах щитов. Объяснение такой ситуации можно найти, если обратиться к установленному факту потери легких изотопов (^{35}Cl , ^{79}Br) в открытой системе в результате воздействия комплекса процессов, включающих диффузию, окисление, испарение (Stotler et al, 2010). Очевидно, что в закрытой системе потери легких изотопов минимальны (если вообще есть), а изотопный состав сохраняется неизменным в течение длительного геологического времени.

На графике зависимости от глубины залегания подземных вод (рис. 5.19 в, г) значения $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ в водах Западной Якутии располагаются на первый взгляд хаотично, однако можно заметить сложный характер изменения δ : до глубины примерно 500 м изотопный состав как хлора, так и брома облегчается, а затем сохраняется практически неизменным до глубины 3500 м.

Итак, предварительные результаты исследований распределения и состава галогенных изотопов в подземных рассолах подтверждают инфильтрагенную природу слабых и крепких рассолов Cl Na состава, а также седиментогенно-метаморфогенное происхождение слабых, крепких, весьма крепких и предельно насыщенных Cl Ca рассолов.

5.4.3. Изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Известно, что в геологической истории земной коры соотношение изотопов стронция изменяется только за счет ^{87}Sr , количество которого возрастает по мере радиоактивного распада рубидия-87. Период полураспада рубидия около 50 млрд. лет, и значения стронциевого отношения в породе за это время пропорционально отношению Rb/Sr в каждой минеральной фазе (McNutt et al., 1990). Поэтому отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ существенно выше в обогащенной рубидием континентальной коре, чем в бедной рубидием океанической. При длительном взаимодействии рассолов с горными породами изотопное отношение стронция в водах стремится к отношению в исходной породе. Реперные величины стронциевого отношения для древней ювенильной воды и современных природных вод (океанских и поверхностных) указаны в главе 1.

Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ измерены в горных породах и подземных водах Оленёцкого КАБ до глубины 1650 м, а также в подземных текстурообразующих льдах с глубины 79-217 м (рис. 5.20). Рассоловмещающие кембрийские осадочные отложения (известняки, доломиты) и магматические породы (кимберлиты) имеют одинаковый диапазон изменения стронциевых отношений: $(0,70879-0,71554 = 0,0068)$ и $(0,7042-0,7110 = 0,0068)$. Однако в осадочных породах этот диапазон смещён в сторону более высоких значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, причем он не перекрывается со значением для воды палеоокеана 542 млн лет назад (граница венд-кембрийского интервала) – 0,70854 (Вишневская и др., 2013). Стронциевые отношения в подземных льдах составляют от 0,70809 до 0,70915, что укладывается в область значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для подземных вод осадочных отложений. Если учесть, что две пробы льда были отобраны из кимберлитов, а две из вмещающих пород, то выявляется прямая связь более низких стронциевых отношений в кимберлитах с подземными льдами кимберлитов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70809-0,70812$), а более высоких отношений в осадочных породах с подземными льдами осадочных пород ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70905-0,70915$), что вполне логично, поскольку льдообразование происходило при промерзании соответствующих водонасыщенных пород.

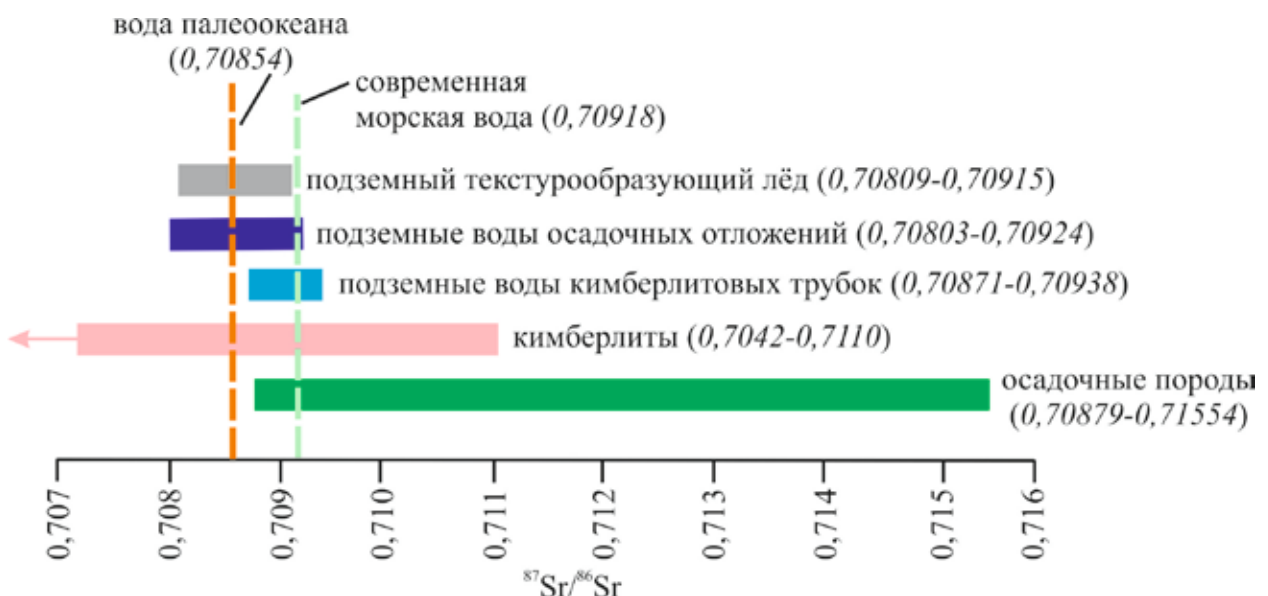


Рис. 5.20. Стронциевое изотопное отношение, измеренное в различных природных объектах: в современной морской воде (Lackschewitz et al, 2004); в воде палеоокеана (Вишневская и др., 2013); в Оленёцком КАБ: в осадочных породах (10 анализов, глубина 265-1500 м); в подземных водах кимберлитов (6 анализов, глубина 170-630 м); в подземных водах осадочных пород (8 анализов, глубина 115-1650 м); в кимберлитах (глубина 50-800 м, Масловская, 1985); в подземных текстурообразующих льдах (4 анализа, глубина 79-217 м)

Изотопные отношения стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) в подземных водах осадочных отложений и кимберлитов Оленёкского КАБ попадают в достаточно узкий интервал: от 0,70803 до 0,70938 (табл. 5.4). Минерализация (М) этих вод изменяется от 40 до 397 г/дм³. Взаимосвязь стронциевого отношения с минерализацией вод не подчиняется никакой определенной зависимости (рис. 5.21).

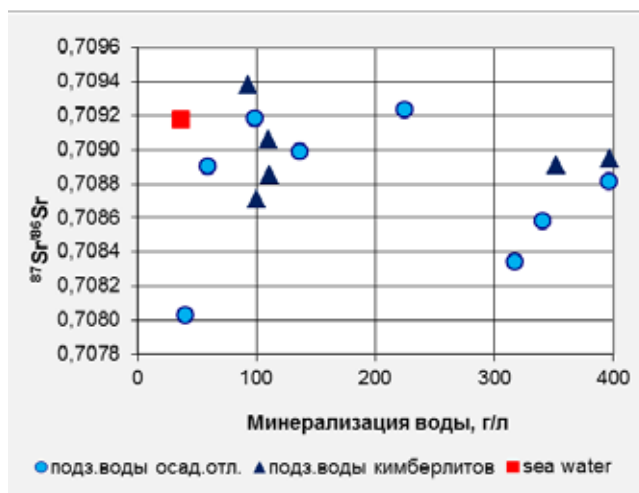


Рис. 5.21. Взаимосвязь стронциевого отношения с минерализацией подземных вод Оленёкского КАБ.

Таблица 5.4

Содержание Sr и изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в подземных водах Оленёкского АБ

№ скв.	Глубина отбора проб, м	Минерализация воды (М), г/дм ³	Ca ²⁺ , мг/дм ³	1/Sr	Sr ²⁺ , мг/дм ³	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Подземные воды осадочных отложений						
2531	1650	340	80,92	0,00052	1928,5	0,70858
11	135	59	8,53	0,00722	138,5	0,70890
11а	475	317	34,28	0,00128	781,4	0,70835
703	1480	396	92,98	0,0006	1667	0,70882
35	210	40	6,79	0,00415	241	0,70803
6	115	98	14,7	0,00325	308	0,70919
87	171	136	23,79	0,00253	395,8	0,70900
4ГМ	540	225	34	0,00136	736,7	0,70924
Подземные воды кимберлитовых трубок						
517	470	397	88,93	0,00063	1578,7	0,70895
39	170	110	16,12	0,00316	316	0,70906
14	265	111	19,7	0,00141	710	0,70886
1-г	250	100	15,66	0,00262	382	0,70871
Ню	244	93	16,4	0,00287	347,9	0,70938
2У	630	352	69	0,00085	1183,3	0,70891

Относительно современной морской воды, значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в которой составляет 0,70918 (Lackschewitz et al, 2004), изотопные отношения почти для всех проб подземных вод меньше, независимо от величины минерализации воды, кроме двух проб со значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,70924 ($M=225 \text{ г/дм}^3$) и 0,70938 ($M=93 \text{ г/дм}^3$).

Содержание Sr в подземных водах составляет от 138,5 до 2565 г/дм^3 и строго коррелирует с содержанием кальция (рис. 5.22). Тесная парагенетическая связь ($R^2=0,95$) указывает на общий источник поступления и концентрирования этих элементов в водах.

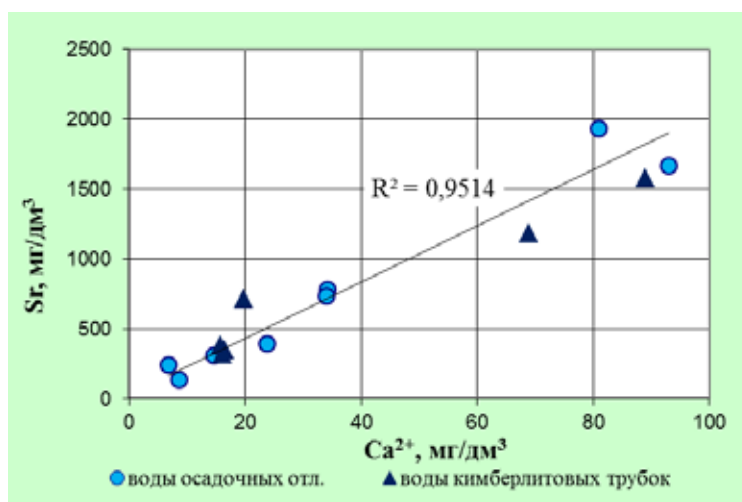


Рис. 5.22. Зависимость содержания стронция от содержания кальция в подземных водах Оленёкского АБ.

Распределение стронциевых отношений в породах и подземных водах по глубине представлено на рис. 5.23.

Сравнение диапазонов стронциевых отношений в подземных водах осадочных отложений и кимберлитов (см. рис. 5.20) с изотопными отношениями вмещающих пород и морской воды приводит к неоднозначной интерпретации происхождения изотопов стронция в подземных водах. С одной стороны, самые низкие стронциевые отношения в подземных водах кембрийских карбонатных пород (0,70803) ближе всего к водам палеоокеана на рубеже венда и кембрия - 560-550 млн лет назад (Вишневская и др., 2013). Это подтверждает гипотезу о сингенетичности подземных вод вмещающим породам и о формировании рассолов в результате захоронения маточной рапы древних солеродных бассейнов.

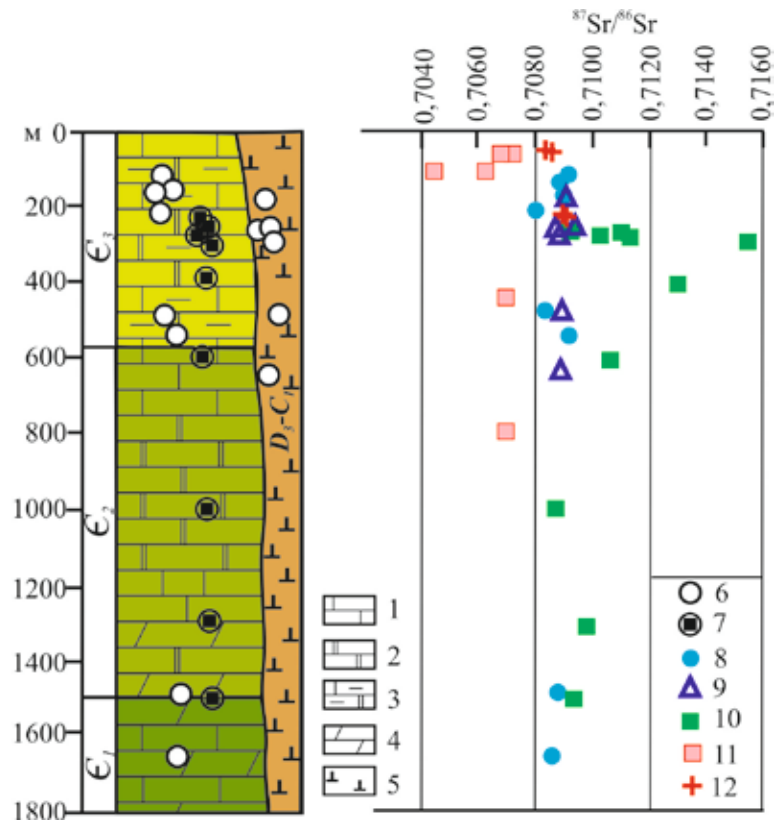


Рис. 5.23. Sr-изотопная характеристика геологического разреза Оленёкского АБ.

1 - известняки, 2 - доломиты, 3 - глинистые известняки и доломиты, 4 - алевролиты, мергели, 5 - кимберлиты; место отбора: 6 - проб воды, 7 - образцов пород; стронциевые отношения в: 8 - подземных водах осадочных отложений, 9 - подземных водах кимберлитовых трубок, 10 - осадочных отложениях, 11 - кимберлитах (Масловская, 1985), 12 - подземных текстурообразующих льдах.

В течение длительного геологического времени эти растворы взаимодействовали с карбонатными вмещающими породами с повышенным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70879-0,71554), обогащаясь радиогенным стронцием. С другой стороны, подземные воды кимберлитовых трубок имеют более узкий диапазон стронциевых отношений и среднее значение (0,70898) ближе всего к значению в современной морской воде (0,70918). Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в самих кимберлитах изменяется в очень широких пределах в связи с тем, что кимберлиты - это брекчированная ультраосновная порода, содержащая разнообразные и многочисленные инородные и сходные включения с различным составом стронция. Измерения изотопного отношения в карбонатах основной массы трубки Удачной (Масловская, 1985) обнаружили значительные вариации значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - от 0,7042 до 0,7110. Следовательно, в подземных водах, насыщающих эти породы и взаимодействующих с ними, изотопный состав стронция мог изменяться в направлении как уменьшения, так и возрастания содержания радиогенного стронция в

зависимости от источника его поступления в воду. Это может указывать на закрытость системы вода-порода, что также согласуется с гипотезой седиментогенно-метаморфогенного происхождения соленых вод и рассолов.

Таким образом, комплексное использование изотопных мультитрассеров ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^{81}\text{Br}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) для исследования проблемы генезиса и эволюционных процессов системы вода-порода позволяет привести больше доказательств происхождения высокоминерализованных хлоридных кальциевых рассолов в результате метаморфогенного преобразования захороненной седиментационной рапы.

5.5. ФОРМИРОВАНИЕ СОСТАВА ХЛОРИДНЫХ КАЛЬЦИЕВЫХ РАССОЛОВ

Среди множества факторов (геологических, тектонических, геокриологических) формирования химического состава рассолов на исследуемой территории Западной Якутии ведущую роль следует признать за галогенными толщами, точнее за их наличием или отсутствием в геологическом разрезе. Как уже было описано (гл. 3), южнее 64° с.ш. в разрезе присутствуют мощные выдержанные пласты каменной соли, которые определяют развитие хлоридных натриевых рассолов выщелачивания в юго-западной (соленосной) части региона. Для северо-восточной части (несоленосной) характерно обширное распространение преимущественно карбонатных отложений, включающих маломощные линзы гипсоносных или галогенных пород. Среди гидрогеохимических процессов, определяющих формирование состава подземных вод, ведущими можно назвать растворение и выщелачивание минералов галогенных формаций – для инфильтрационных хлоридных рассолов и испарительное концентрирование, захоронение в осадочных породах и последующие процессы метаморфизации состава древних растворов – для седиментогенных хлоридных рассолов.

Главная особенность гидрогеологического разреза Западной Якутии в том, что здесь повсеместно и на всю мощность осадочного чехла (до глубины 2-3 км) распространены подземные воды единого химического типа – хлоридные соленые воды и рассолы. Вариации химического состава выражаются в изменении концентрации одного из трёх катионов: от абсолютного доминирования натрия до преимущественного содержания кальция; магний только в трети проб является преобладающим катионом, а чаще его концентрация сопоставима с содержанием кальция. Два основных подтипа подземных вод – хлоридный натриевый и хлоридный кальциевый – отличаются по происхождению, закономерностям распространения, содержанию микрокомпонентов.

Сплошное распространение многолетнемерзлых пород на территории исследования определило ещё одну особенность гидрогеохимического разреза – наличие пресных и солоноватых подземных вод в твердой фазе. Они приурочены к гидродинамической зоне активного водообмена, которая полностью заморожена. По составу подземные воды гидрокарбонатные, сульфатные (сульфатно-гидрокарбонатные, хлоридно-сульфатные) солоноватые, они встречаются либо в виде

текстурообразующих льдов, либо в виде межмерзлотных криопэгов. Нижняя граница зоны активного водообмена примерно соответствует местным базисам эрозии. Ее сменяет зона затрудненного водообмена, нижняя граница которой находится на глубине более 2000 м.

Особый интерес представляет установленное в Оленекском бассейне существенное недонасыщение крепких рассолов карбонатами. Неравновесность подземных вод с карбонатными минералами могла быть вызвана рядом причин. Например, изменением интенсивности водообмена, времени взаимодействия воды с горными породами, Р–Т-условий или какими-то локальными причинами (Геологическая..., 2005). При относительном постоянстве этих факторов в ходе геолого-геохимической эволюции бассейна степень равновесия крепких рассолов с карбонатами могла измениться и в результате разбавления рассолов солоноватыми или пресными подземными водами.

Между тем на протяжении последних 3 млн лет подземные воды зоны активного водообмена в пределах Оленекского бассейна полностью проморожены. Горные породы, трещины и поры которых заполнены текстурообразующими льдами, слагают верхний ярус промерзания. Его подстилают охлажденные до -3°C породы с напорными солеными водами и рассолами - криопэгами, образуя нижний ярус охлаждения. В отдельных частях геологического разреза возможно чередование ярусов промерзания и охлаждения, что подтверждено данными бурения. При таком строении мерзлотно-гидрогеологического разреза процесс разбавления рассолов, казалось бы, должен быть исключен.

Тем не менее, учитывая особую способность рассолов плавить лед при отрицательной температуре и высокую льдистость многолетнемерзлых пород, можно с уверенностью объяснить появление дополнительного объема воды, снижающего величину минерализации рассолов при переходе льда в жидкую фазу. В целом, механизм плавления льда рассолами и процесс взаимодействия фаз достаточно хорошо изучен (Де Кервен, 1966; Пехович, Шаталина, 1968; Гайдаенко, 1986; Борисов, Алексеев, 1988; Федоров, 1989; Ершов и др., 1988, 1993; Лебедев, 1989, 1990; Современные изменения..., 1996 и др.). На основе экспериментальных исследований рассолов Западной Якутии и теоретического анализа составлена подробная сводка факторов взаимодействия рассолов со льдом (Pinneker, Alexeev, Borisov, 1989; Борисов,

Алексеев, 2000). Из них к числу важнейших, определяющих необходимые условия для плавления льда и позволяющих объяснить появление дополнительного объема воды в системе рассол-лед, можно отнести соленость, температуру, объем жидкой и твердой фаз, а среди характеристик среды - положение рассолов ниже мерзлых пород и субгоризонтальную подошву мерзлоты. Результатами взаимодействия рассолов со льдом при отрицательной температуре могут быть полное или частичное плавление льда, опреснение и стратификация жидкой фазы по плотности, образование «вторичного» солоноватого льда, восстановление проницаемости мерзлых литифицированных горных пород, формирование протяженных таликовых зон.

Криолитозона Оленекского бассейна непрерывно существовала на протяжении 2,5 млн лет (Фотиев, 2006). Положение нулевой изотермы, которая в настоящее время находится на глубине 700-1400 м, колебалось, поднимаясь в термохроны и опускаясь в криохроны. Нарастание мощности криолитозоны происходило в основном снизу после проникновения волны охлаждения или потепления через толщу мерзлых горных пород и контактирующих с ними криопэгов. Средняя годовая температура пород повышалась, но не переходила через 0 °С. В подобной геокриологической обстановке источником дополнительного объема воды, снижающей величину минерализации рассолов, могли быть подземные текстурообразующие льды, плавление которых происходило при контакте с рассолами.

В криоартезианских бассейнах Западной Якутии контактирование отрицательно-температурных хлоридных рассолов (криопэгов) с многолетнемерзлыми породами прослеживается повсеместно. При современной среднегодовой температуре мерзлой толщи (в среднем -6...-2 °С, максимально до -13 °С) криопэги не замерзают, поскольку температура кристаллизации растворенных в них солей NaCl и CaCl₂ составляет -21,4 и -55 °С соответственно. При отрицательной температуре, более высокой, чем температура замерзания рассола, на границе лед-рассол нарушается термодинамическое равновесие, возникает концентрационная диффузия растворенных солей, в результате чего лед плавится, а концентрация рассола уменьшается. Взаимодействие в системе лед-рассол сопровождается изменением объема при переходе твердой фазы в жидкую и разбавлением концентрированных растворов (Алексеев, 2009).

Дополнительным опреснителем мог служить и определенный объем связанной воды, находящейся в дисперсном заполнителе осадочных и магматических горных пород. Связанная (незамерзшая) вода включает в себя воду, удерживаемую на минеральной поверхности частиц, и воду, присутствующую на поверхности льда. Известно, что прочносвязанная вода может находиться в жидком состоянии при отрицательной температуре, вплоть до -180°C (Раковский и др., 1935). Однако при нарушении термодинамического равновесия в горном массиве и переходе температуры пород через значение температуры замерзания пленочной прочносвязанной воды возникает миграция незамерзшей воды под действием градиентов температуры, давления, электрического и других потенциалов (Основы геокриологии, 1995). Поступление новых порций маломинерализованных вод в более концентрированные растворы и могло привести к разбавлению последних, что, в свою очередь, изменило параметр насыщенности подземных рассолов относительно карбонатных минералов.

Таким образом, в масштабе геологического времени формирование состава хлоридных рассолов после захоронения маточной рапы в терригенно-карбонатной толще происходило в результате длительного взаимодействия с водовмещающими породами в условиях замедленного водообмена, палеозойско-мезозойской активизации с огромными масштабами кимберлитового и траппового магматизма, на которые накладывались процессы криогенеза при глобальном плиоцен-плейстоценовом похолодании климата.

ГЛАВА 6. РАССОЛЫ КАК ГИДРОМИНЕРАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

6.1. КОНЦЕНТРАЦИЯ ЦЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ (БРОМА, ЛИТИЯ, РУБИДИЯ, СТРОНЦИЯ) В ПРОМЫШЛЕННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

Сибирская платформа содержит в своих недрах огромные ресурсы гидроминерального сырья. В хлоридных магниевых-кальциевых рассолах содержание лития, рубидия, стронция, брома и др. многократно превышает концентрации этих элементов в водах, что позволяет рассматривать минерализованные растворы как промышленное сырье. Требования к минимальным концентрациям в промышленных водах не являются постоянными и обусловлены во многом уровнем развития экономики, техники и технологии, потребления этих компонентов в различных отраслях хозяйства и конъюнктурой мирового рынка. В настоящее время минимальные концентрации ряда элементов, представляющих промышленный интерес (кондиционное содержание), составляют (мг/ дм³): литий – 10-20, рубидий – 3-5, стронций – 300, бром – 150-250, а реальное содержание этих компонентов в рассолах Сибирской платформы во много раз больше (табл. 6.1). Выбор этих четырех элементов обусловлен важнейшим их значением для промышленности и энергетики, однако их добыча в России либо прекращена (бром, литий, стронций), либо осуществляется попутно с другими ценными компонентами в малом объеме (рубидий).

Исследованиями ресурсной базы гидроминерального сырья на Сибирской платформе с середины прошлого века занимались А.С. Анциферов, С.С. Бондаренко, М.Б. Букаты, М.Г. Валяшко, А.Г. Вахромеев, В.И. Вожов, А.А. Дзюба, Е.В. Зелинская, Н.П. Коцупало, И.С. Ломоносов, М.М. Одинцов, Е.В. Пиннекер, А.Д. Рябцев, В.А. Твердохлебов, П.И. Трофимук, С.Л. Шварцев и др. В своих работах ученые и практики убедительно показали перспективность освоения нового полезного ископаемого – поликомпонентных рассолов.

В Западной Якутии в качестве гидроминерального сырья для добычи ценных компонентов могут рассматриваться не только подземные воды водоносных комплексов, обводненных зон кимберлитов, но и дренажные рассолы алмазодобывающих карьеров. Огромные количества откачанных дренажных вод (около 1,5 млн м³ в год) солёных вод и рассолов содержат брома, лития, рубидия, стронция и других ценных компонентов в концентрациях, которые многократно превышают их концентрации в водах, представляющих интерес как промышленное

сырье. Источниками формирования дренажных вод в настоящее время являются крепкие и весьма крепкие рассолы хлоридного кальциевого и магниево-кальциевого состава среднекембрийского водоносного комплекса (Алексеев, 2009). Об этом свидетельствует величина минерализации, кальций-магниевого отношения и практически аналогичный химический состав дренажных вод и естественных рассолов водоносного комплекса. Даже минимальные содержания ценных компонентов в подземных водах, поступающих в карьер, имеют промышленное значение, поэтому целесообразно рассмотреть геохимические особенности дренажных вод как самостоятельного источника гидроминерального сырья.

Таблица 6.1

Содержание некоторых ценных компонентов в подземных водах в пределах Западной Якутии

Регион	Подземные воды	Содержа- ние	Компонент				
			г/дм ³		мг/дм ³		
			М	Br ⁻	Li ⁺	Rb ⁺	Sr ²⁺
Верхневиллюй- ский КАБ	Соленосный водоносный комплекс (Є ₁)	Макс.	444,6	6,8	90,5	4,5	2549
		Мин.	169,8	2,0	5,8	1,1	362
		Среднее	404,0	5,9	39,1	3,6	1959
	Подсолевой водоносный комплекс (V-Є ₁)	Макс.	433,9	6,7	90,0	6,9	2900
		Мин.	169,8	0,9	0,9	0,1	1300
		Среднее	356,3	3,1	22,3	4,5	2200
Оленёкский КАБ	Водоносный комплекс (Є ₃)	Макс	252,2	2,6	120,8	7,7	866
		Мин.	31,1	0,06	3,1	0,1	58
		Среднее	92,0	1,0	33,3	1,21	311
	Водоносные комплексы (V-Є ₂)	Макс.	411	6,5	415,3	46,4	2168
		Мин.	195,8	2,33	34,1	3,04	357,0
		Среднее	328,0	4,15	183,4	14,6	1192
	Дренажные воды карьера тр. Удачная	Макс	396,7	5,2	299,8	32,5	1578
		Мин.	96,8	0,6	13,9	1,9	154
		Среднее	272,3	3,0	147,7	16,6	894

Примечание: М – минерализация воды.

БРОМ – химически активный неметалл из группы галогенов. Это редкий рассеянный элемент, не концентрирующийся в земной коре и часто встречающийся в виде примесей в минералах. Кларк брома составляет $2,1 \cdot 10^{-4} \%$ (Виноградов, 1962). Практически все соединения брома очень хорошо растворимы в воде и легко подвергаются выщелачиванию. Известно лишь небольшое количество нерастворимых минералов с бромом. К ним относятся бромаргирит (AgBr), йодбромит Ag(Br, Cl, I) и эмболит Ag(Cl, Br). В ионной форме бром легко мигрирует вместе с грунтовыми

водами. Концентрирование брома происходит в результате испарения морской и океанической воды. Максимальных концентраций бром достигает в рапе солеродных бассейнов. Сырьем для производства брома является морская вода, рассолы соляных озер и морских заливов, подземные соленые воды и рассолы, причем последние ввиду высоких концентраций более перспективны для извлечения этого ценного компонента.

Бром используется для изготовления антипиренов (40%), буровых растворов (24%), бромированных пестицидов (12%), водообработки химических веществ (7%), и других продуктов, в том числе фотографических химикатов и резиновых добавок. Кроме того, бром широко применяется в промышленности и медицине в качестве компонента многих органических и неорганических соединений, которые применяются при производстве красителей, бензина, фотореагентов, огнетушителей и противопожарных пропиток, лекарственных средств, а также для очистки воды при водоподготовке.

По данным геологической службы США (USGS) на 2011 г. объем мировой добычи брома превысил 700 тыс. тонн. Основными добывающими странами являются Соединенные штаты Америки (около 35 %), Израиль (27 %), Китай (18 %), Иордания (14 %), Япония (3 %) и др. (Ober, 2010, 2012) (рис. 6.1).

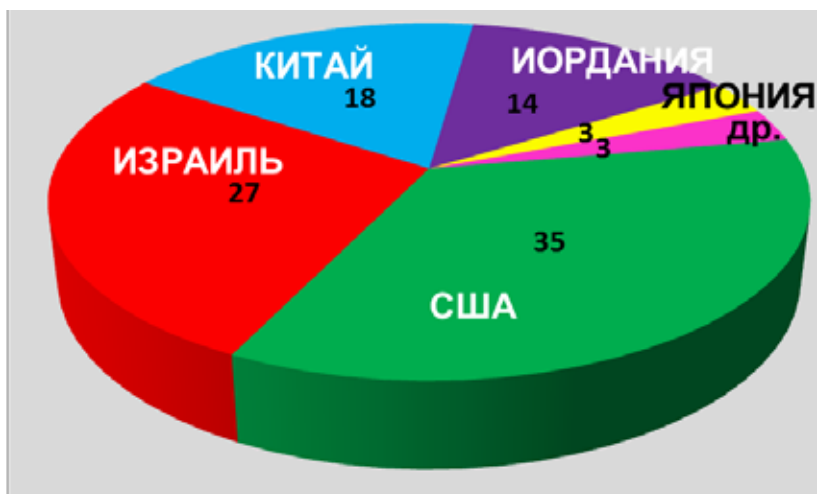


Рис. 6.1. Мировая добыча брома, %

В СССР добыча брома производилась попутно на Верхнекамском месторождении калийных солей, при добыче поваренной соли из озер Бурлинское и Баскунчак, сульфата натрия – из озера Кучук в Алтайском крае, а также на Краснокамском месторождении йодо-бромных подземных вод. В 1990 г. объем добываемого брома составил 23 тыс. тонн. В настоящее время добыча брома на этих площадях не

производится из-за нерентабельности (Государственный баланс..., 2009), а потребность России в бrome, по разным оценкам, составляет от 10 до 15 тыс. т/год; его закупки осуществляются за рубежом, преимущественно в странах СНГ (Плотникова, 2011).

Бром в природных водных растворах – наиболее консервативный элемент, т.е. сохраняющийся в растворенном состоянии при всех разновидностях естественных условий существования воды. В подземных соленых водах и рассолах он находится в форме сильных электролитов – бромидов калия, натрия, магния и кальция, которые по высокой миграционной способности превосходят даже хлориды этих металлов. Относительно труднорастворимые соединения бром образует с тяжелыми металлами, однако их концентрация в подземных рассолах крайне мала. При процессах концентрирования морских вод, галогенезе или при постседиментационных процессах происходит соосаждение брома с хлоридами, причем в твердую фазу его осаждается всегда меньше, чем остается в растворе. Кроме того, в обычных условиях бром не образует собственных минералов, не сорбируется природными и технологическими веществами, с которыми может контактировать бромонесный рассол, незначительно реагирует на изменение температуры и давления. По этим причинам он полностью сохраняется в растворе при извлечении подземных вод из пластовых условий и при смешивании со всеми типами вод, даже в случаях выпадения обильного осадка из конечного раствора.

Диапазон содержания брома в подземных водах Западной Якутии при 100-процентной его встречаемости широк: от 60 мг/дм³ до 6,8 г/дм³. Содержание брома в рассолах контролируется общей соленасыщенностью растворов, а зависимость содержания брома от минерализации подземных вод хорошо описывается полиномиальным уравнением с коэффициентом достоверности аппроксимации 0,9 (рис. 6.2). Хлор-бромный коэффициент составляет 30-80 (или $\text{Br} \cdot 10^3 / \text{Cl} = 15-30$), что характерно для рассолов седиментогенных рассолов высокой метаморфизации.

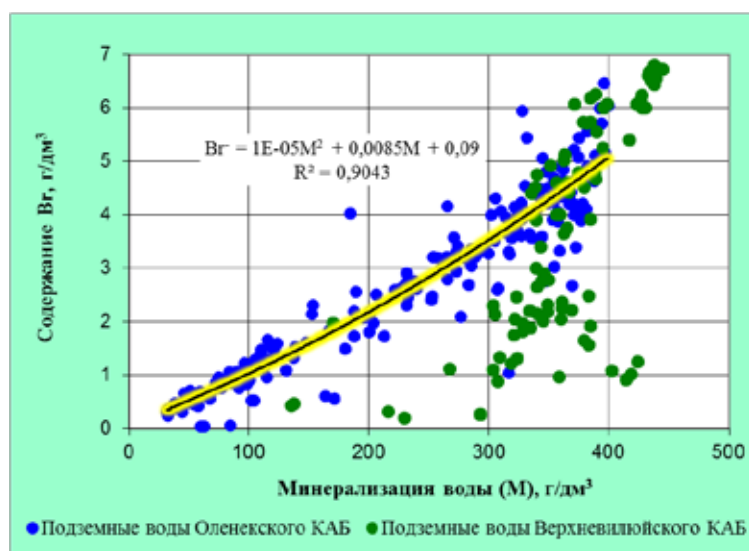


Рис. 6.2. Зависимость содержания брома от минерализации подземных вод Западной Якутии.

Графики зависимости содержания брома от концентрации главных компонентов соленых вод и рассолов в пределах Верхневилуйского КАБ (рис. 6.3) показывают хорошую корреляцию друг с другом этих составляющих раствора: концентрация брома увеличивается по мере роста процентного содержания хлоридов, кальция и магния в растворе. Коэффициенты парной корреляции Br-Cl,

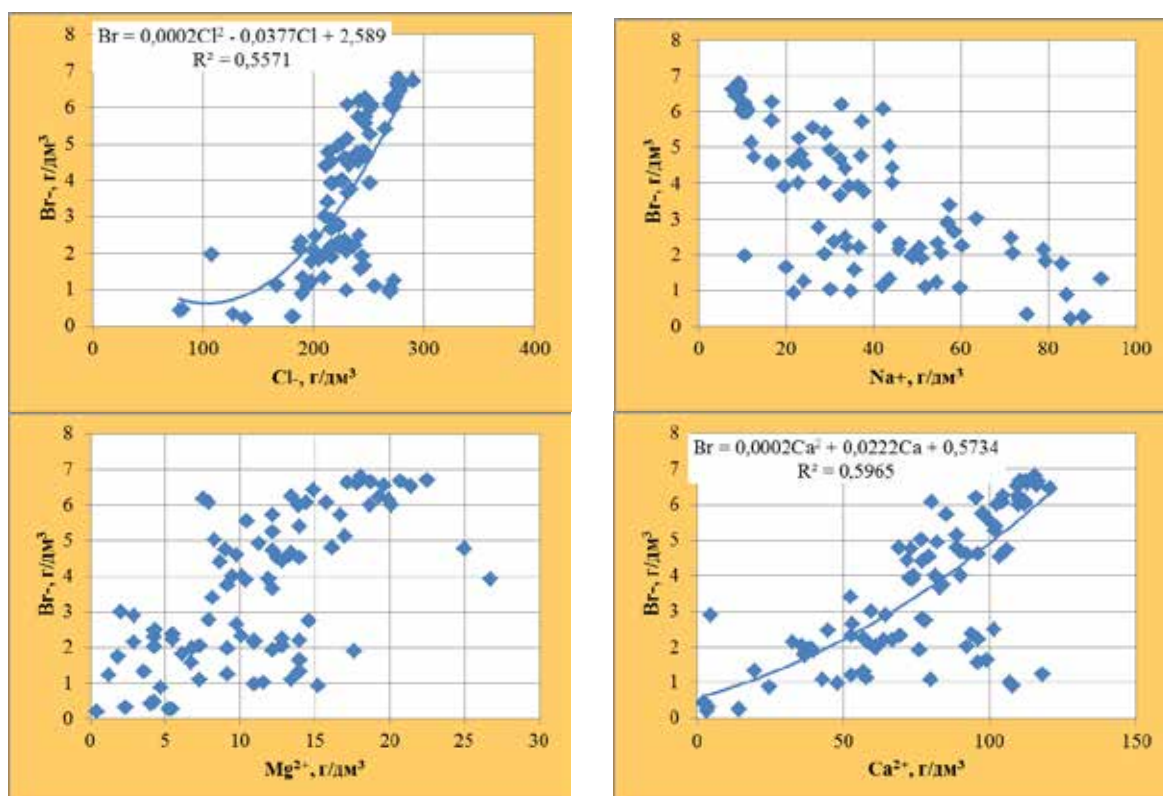


Рис. 6.3. Зависимость содержания брома от содержания главных компонентов подземных вод Верхневилуйского КАБ.

Br-Ca, Br-Mg, Br-K составляют 0,7-0,8. При достаточно высоком коэффициенте достоверности аппроксимации (0,6) взаимосвязи с хлором и кальцием лучше всего описываются полиномиальными уравнениями. С натрием прослеживается отрицательная корреляция ($K -0,77$), что, по-видимому, связано с реакционной способностью галогенов, которая уменьшается с ростом атомного номера: в хлоридных рассолах натрия практически полностью связывается с хлором, а также со степенью метаморфизации подземных вод, в процессе которой происходит замена магния и части натрия на кальций.

В Оленёкском КАБ взаимосвязи компонентов химического состава подземных вод с бромом ещё более четко выражены (рис. 6.4).

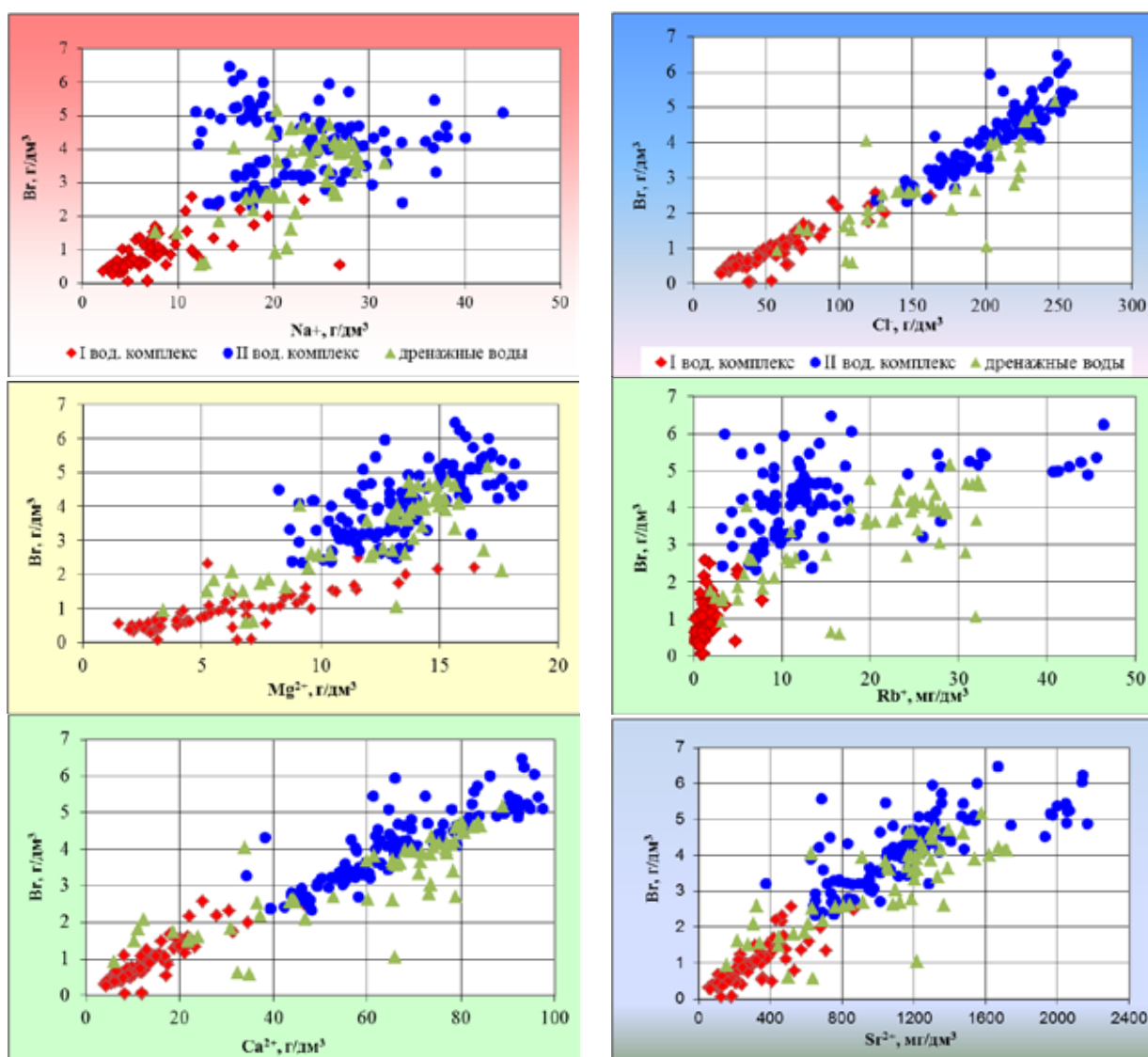


Рис. 6.4. Зависимость содержания брома от содержания компонентов состава подземных вод Оленёкского КАБ (здесь и далее на рисунках: I вод. комплекс – воды верхнекембрийского водоносного комплекса, II вод. комплекс – воды венд-нижне-среднекембрийских водоносных комплексов, дренажные воды – воды, дренируемые алмазодобывающим карьером тр. Удачная).

Зависимость содержания брома от содержания кальция и хлора имеет пропорциональный линейный характер с достоверностью аппроксимации $R^2 > 0,7$. Немного более размытый ореол точек наблюдается на графиках Br-Mg, Br-Na, Br-Rb, Br-Sr, хотя общая направленность увеличения концентрации брома с ростом концентрации магния, натрия, рубидия и стронция сохраняется.

ЛИТИЙ и его соединения сегодня используются практически во всех областях человеческой деятельности: электрохимической и ядерной энергетике; авиационном и ракетно-космическом материаловедении; оборонной, химической и нефтехимической промышленности, металлургии; машиностроении, медицине и санитарии, электронной технике. В природных водах сосредоточено 78 % мировых запасов лития (Остроушко, Дегтярева, 1999). Природный литий образует растворимые в воде хлоридные, сульфатные, нитратные, карбонатные соли. В поверхностных водах содержание лития разнообразно и изменяется от долей мг/дм^3 до десятков мг/дм^3 , в океанической воде – $0,2 \text{ мг/дм}^3$ (рис.6.5).

Важнейшим сырьевым источником этого металла являются глубокозалегающие хлоридные рассолы артезианских бассейнов, а также рапа саларов. До 1980-х годов

Воды	Максимальное содержание Li, мг/дм^3
океанические	0.2
речные и озерные пресные	0.5
грунтовые районов редкометалльных месторождений	0.2
озерные соленые и рассольные	400
углекислые горноскладчатых областей	100
термальные современных вулканических областей	60
высокоминерализованные подземные	900

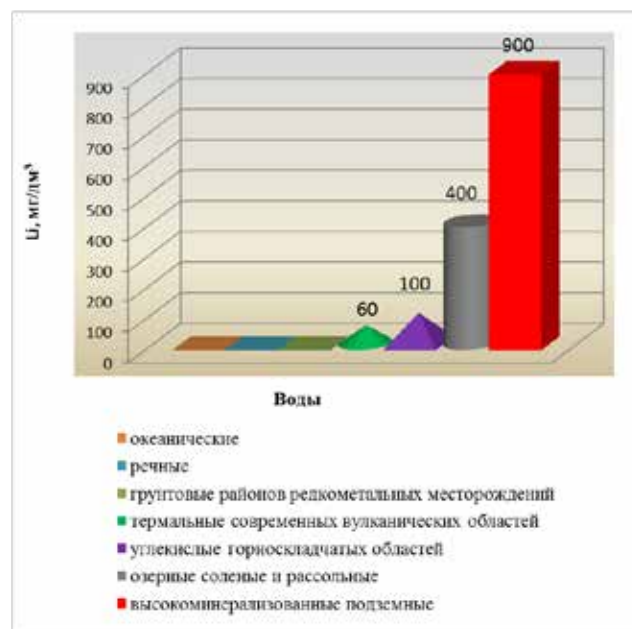


Рис. 6.5. Максимальное содержание лития в различных природных водах.

Россия являлась одним из мировых производителей лития и его продуктов. Однако с середины 1990-х годов ситуация в горнодобывающей литиевой отрасли страны резко ухудшилась, что было связано с истощением запасов традиционного алюмосиликатного сырья и подъемом компаниями-производителями цен на карбонат и хлорид лития. В то же время мировая горнодобывающая промышленность с 1970-х годов перестроилась на подготовку запасов и добычу лития из гидроминерального сырья, и к концу XX в. уже более 70 % соединений лития добывалось из рассолов. Оставаясь вплоть до настоящего времени ориентированной на твердые месторождения, Россия фактически утратила позиции на внутреннем и внешнем рынке, что привело к стагнации отечественного литиевого комплекса. Постоянный спрос на литиевую продукцию и рост ее потребления в новом столетии вызвал острую необходимость поиска нетрадиционных для России источников литиевого сырья и смены типа горнорудного сырья.

Согласно оценке USGS, наиболее крупными запасами лития располагает Чили с долей в мировых запасах 58%, а также Китай с долей 27%, Австралия с долей 7% и Аргентина с долей 7% в мировых запасах (по оценке USGS) (рис. 6.6).

Основным полезным ископаемым для добычи лития в мире уже 30 лет являются промышленные подземные воды (ПВ), содержащие некоторые элементы в концентрациях, обеспечивающих на данном уровне развития технологии экономически целесообразную их добычу и переработку.

Источниками поступления лития в подземные воды могут быть как горные породы, так и морские воды. В процессе эволюции при метаморфизации подземных вод литий способен накапливаться в жидкой фазе до эвтоники. Экспериментально установлено, что при испарительном концентрировании морской воды литий может достичь максимальной концентрации 30 мг/дм^3 (Жеребцова, Волкова, 1966). А в реальных рассолах хлоридного натриево-кальциевого или кальциевого состава содержание лития в десятки раз превышает эту величину. Следовательно, дополнительные высокие концентрации лития являются производными процессов взаимодействия в системе вода-порода при формировании современного состава рассолов.



Рис. 6.6. Мировая добыча лития, %

Литиеносные рассолы Верхневиллюйского КАБ охарактеризованы для подсолевой (терригенной) и соленосной гидрогеологических формаций. Содержание лития в соленосных и подсолевых крепких рассолах колеблется от 0,9 до 90,5 мг/дм³. Оно заметно увеличивается с ростом минерализации подземных вод, что характерно для крепких рассолов во всех рассматриваемых районах. Рост содержания лития при увеличении минерализации и уменьшении натрий-хлорного коэффициента подтверждает, что одним из путей его накопления следует считать процесс метаморфизации подземных вод в обстановке гидрогеологической закрытости.

Анализ взаимосвязей лития с компонентами состава рассолов солевой и подсолевой формаций показывает четкие парные корреляции с макрокомпонентами: Li-K, Li-Na, Li-Mg, Li-Ca, Li-Cl, а также с микрокомпонентами: Li-Br, Li-Rb, Li-Sr при постоянно высоком коэффициенте достоверности аппроксимации (R^2 от 0,67 до 0,89). Практически все парные взаимосвязи лития описываются экспоненциальными уравнениями (рис. 6.7).

Содержание лития в соленых водах и рассолах верхнекембрийского водоносного комплекса Оленёкского КАБ изменяется в широких пределах - от 3 до 120,8 мг/дм³ (среднее – 33). Среднее содержание Li⁺ в рассолах нижних (V-Є₂) водоносных комплексов и обводненных зон кимберлитовых трубок и трапповых интрузий больше – 138 мг/дм³ (при изменении 34-415 мг/дм³). В дренажных водах карьера тр. Удачная среднее содержание лития достигает 148 мг/дм³ (наибольшее зафиксированное 300 мг/дм³).

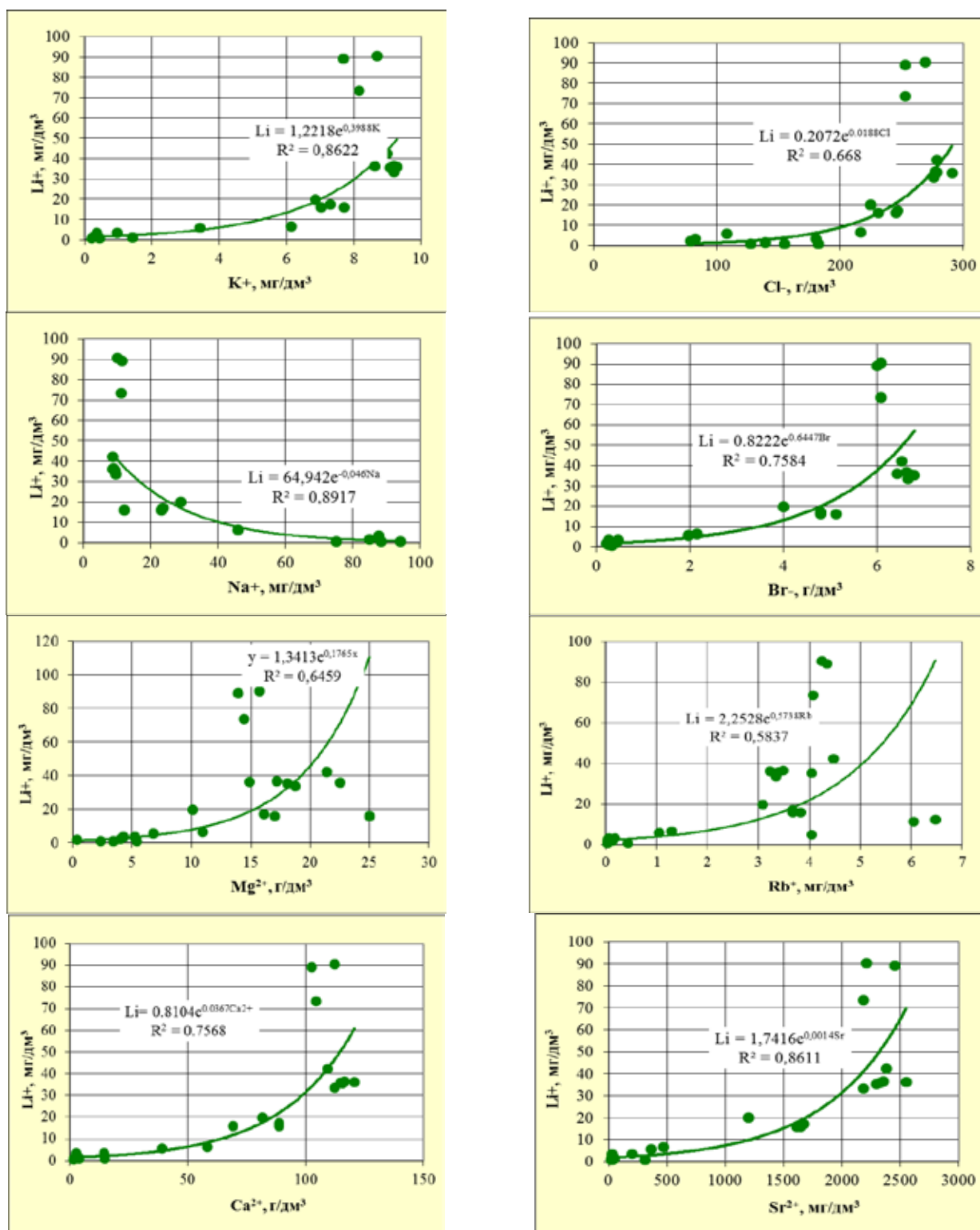


Рис. 6.7. Зависимость содержания лития от компонентов состава подземных вод солевой и подсолевой гидрогеологических формаций Верхневилуйского КАБ.

Строгой зависимости содержания лития в подземных рассолах водоносных комплексов от глубины их залегания не наблюдается (рис. 6.8). Прослеживается общая тенденция увеличения концентрации лития с ростом минерализации подземных вод,

однако значения коэффициента достоверности аппроксимации невысоки (R^2 0,54 и 0,44).

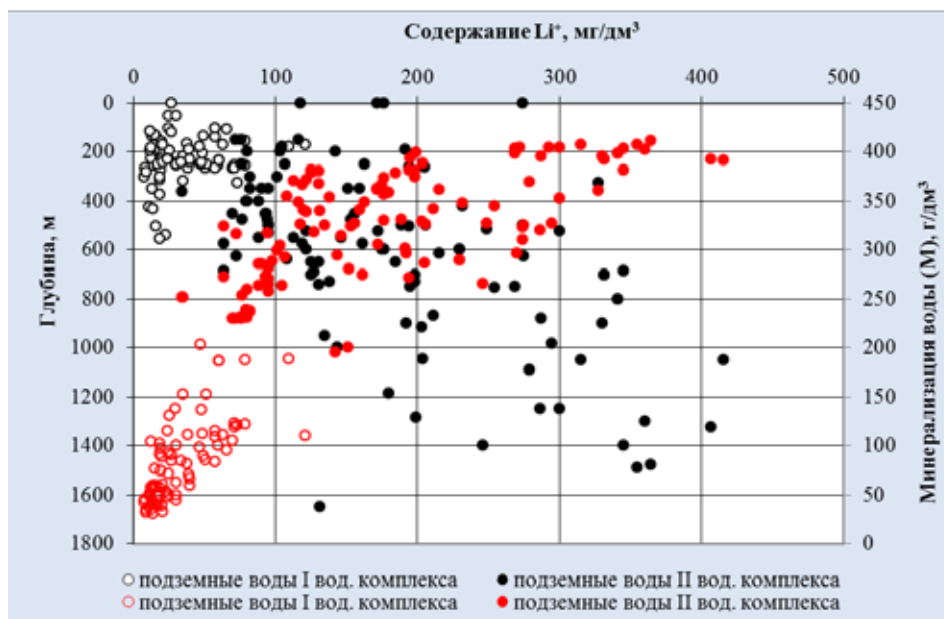


Рис. 6.8. Зависимость содержания лития от глубины залегания водоносных комплексов (черные значки) и минерализации воды (красные значки) Оленёкского КАБ.

Анализ зависимостей содержания лития от содержания макро- и микрокомпонентов состава подземных вод (рис. 6.9) показал тесную взаимосвязь с катионами кальция, калия, магния и с анионами хлора и брома. Коэффициенты корреляции изменяются от 0,6 до 0,9. Более слабая связь наблюдается с ионами натрия и рубидия (K 0,5), что характерно в основном для подземных вод венд-среднекембрийского водоносного комплекса.

РУБИДИЙ. Содержание рубидия в земной коре составляет $7,8 \cdot 10^{-3}\%$. Это примерно равно содержанию никеля, меди и цинка. По распространенности в земной коре рубидий находится примерно на 20-м месте, однако в природе это – типичный рассеянный элемент. Собственных минералов рубидий не образует, он встречается вместе с другими щелочными элементами и всегда сопутствует калию. В океанической воде концентрация рубидия очень невелика – $0,12 \text{ мг/дм}^3$ (Гольдберг, 1963). В калийных соляных отложениях (карналлитах) содержание рубидия колеблется в пределах от 0,037 до 0,15 %. В природных водах он находится в ещё более рассеянном состоянии: его среднее содержание не превышает $n \cdot 10^{-4} \%$ и только в некоторых солеродных лагунах в

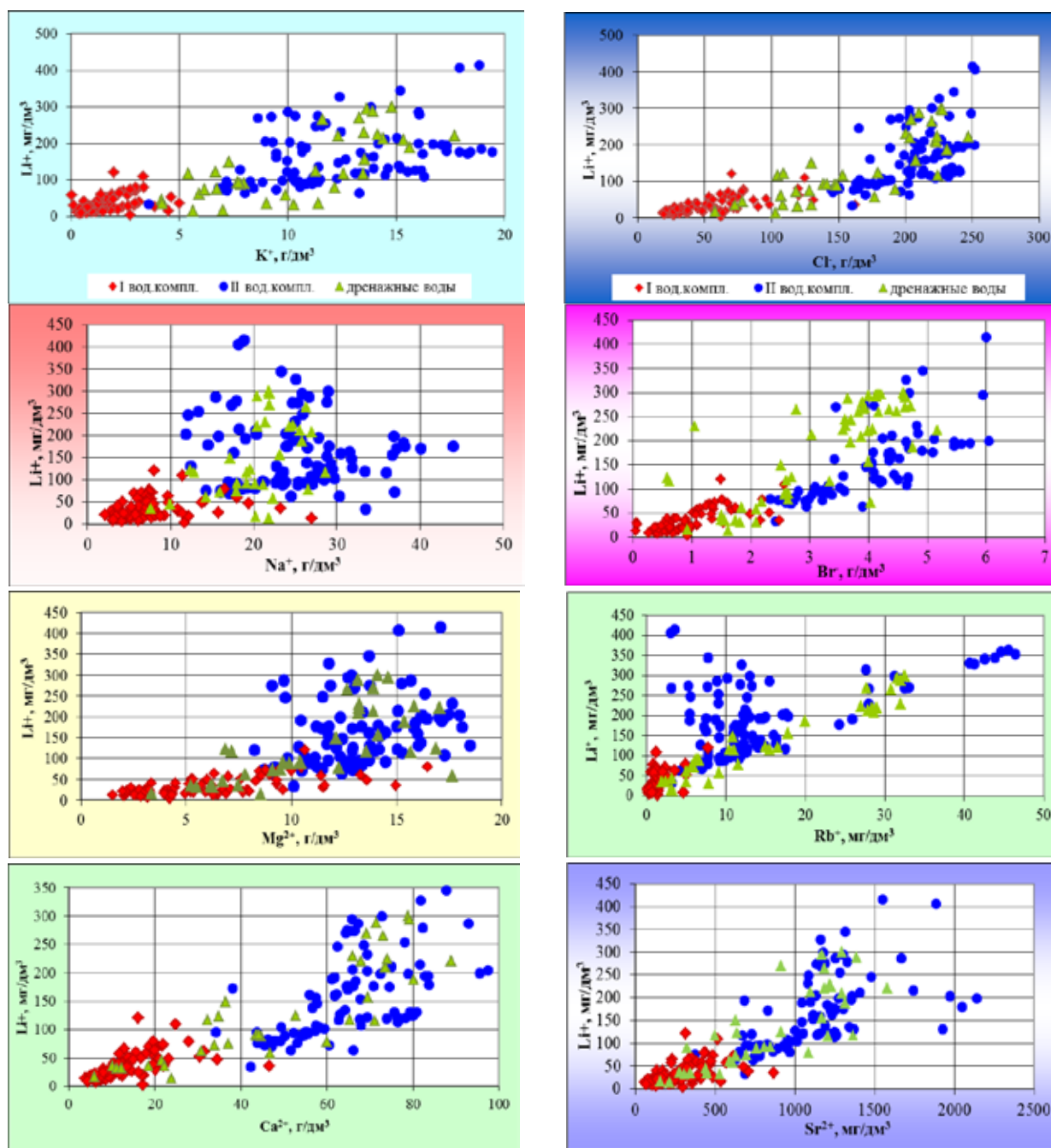


Рис. 6.9. Зависимость содержания лития от содержания компонентов состава подземных вод Оленёкского артезианского бассейна.

концентрированных осадках калийных солей может повышаться до $\sim 10^{-3} \%$. По данным Т.Ф. Бойко (1969) в хлоридных Ca-Na рассолах концентрация рубидия достигает 26–34 мг/дм^3 , причем рост концентрации рубидия происходит пропорционально росту минерализации, глубине залегания и температуре среды. Рубидий проявляет тесную корреляционную связь с калием, в ходе испарительного концентрирования рубидий ведет себя аналогично калию до стадии садки карналлита (при минерализации рассола 345 г/кг) (Жеребцова, Волкова, 1966). При кристаллизации

карналлита рубидий почти полностью извлекается из жидкой фазы, максимальная концентрация его в конечном рассоле – не более 10 мг/дм^3 .

Большую часть добываемого рубидия получают как побочный продукт при производстве лития из лепидолита. Рубидий используется не только в чистом виде, но и в виде сплавов и химических соединений. Можно отметить следующие основные области применения рубидия: катализ, электронная промышленность, специальная оптика, атомная промышленность, медицина. Изотоп ^{86}Rb широко используется в гамма-дефектоскопии, измерительной технике, а также при стерилизации лекарств и пищевых продуктов. Рубидий и его сплавы с цезием – это весьма перспективный теплоноситель, пары рубидия используются как рабочее тело в лазерах, в частности, в рубидиевых атомных часах.

Минералы, содержащие рубидий (лепидолит, циннвальдит, поллуцит, амазонит), добываются в Канаде, Чехии, Словакии, Намибии, Зимбабве, Туркмении и других странах. В России сырьевыми источниками рубидия и цезия, имеющими промышленное значение, остаются пегматитовые месторождения в Восточной Сибири и карналлитовые руды Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей (Пермский край), однако многие разработанные участки утратили промышленное значение и были списаны [12]. Более эффективный сырьевой источник для извлечения рубидия – поллуцитовые концентраты. Мировое производство и потребление рубидия, по-видимому, не превышает сотен кг в год. Основные потребители – США (65-70% общемирового), Япония, Германия, Великобритания, Франция. Производство в США базируется на поллуцитовом и лепидолитовом сырье, импортируемом из Канады (месторождение Берник-Лейк), в Японии и Европе – из Зимбабве и Намибии.

Содержание рубидия в рассолах Западной Якутии изменяется от 0,1 до 7 мг/дм^3 (Верхневиллюйский КАБ) и до $46,4 \text{ мг/дм}^3$ (Оленёкский КАБ). Зависимость от минерализации подземных вод проявляется очень отчетливо (рис. 6.10) – максимальная концентрация рубидия характерна для наиболее минерализованных (более 400 г/дм^3) хлоридных магниевых-кальциевых и кальциевых рассолов.

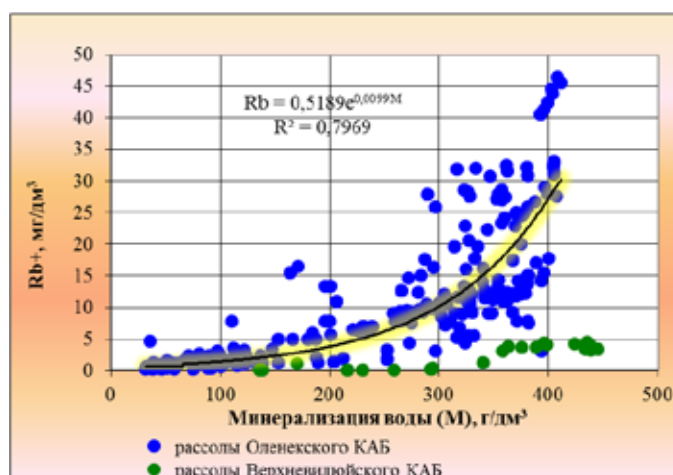


Рис. 6.10. Зависимость содержания рубидия от минерализации подземных вод.

Парная корреляция рубидия с компонентами химического состава рассолов отличается высокими коэффициентами корреляции (0,8-0,9) и достоверности аппроксимации для хлоридных натриево-кальциевых и кальциевых вод соленосной и подсолевой формации Верхневил'нойского КАБ (рис. 6.11) и дренажных хлоридных кальциевых рассолов.

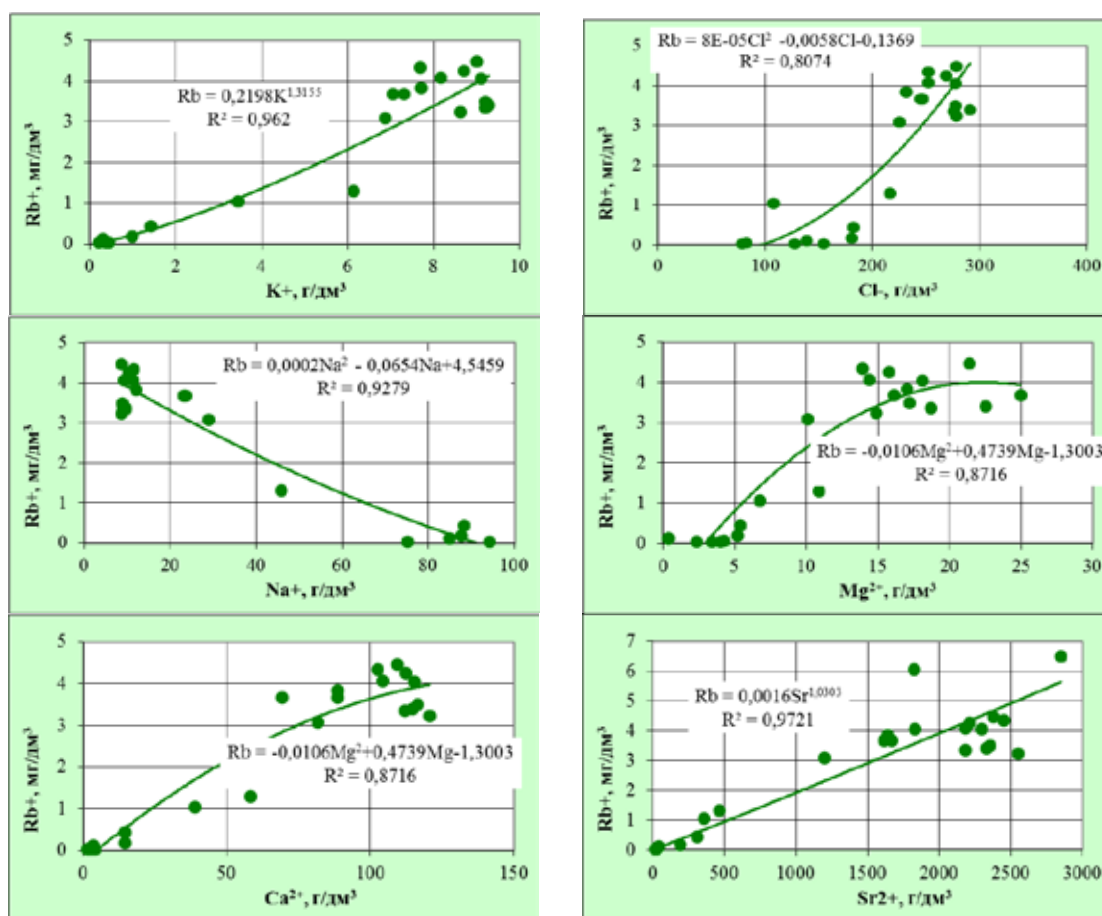


Рис. 6.11. Зависимость содержания рубидия от содержания компонентов состава подземных вод Верхневил'нойского КАБ.

В подземных рассолах водоносных комплексов Оленёкского КАБ наблюдается слабая взаимосвязь рубидия с макро- и микрокомпонентами, коэффициенты корреляции составляют 0,4-0,6. Исключение составляет корреляционная связь рубидия с калием. Максимальное содержание рубидия (46 мг/дм^3) зафиксировано в нижнекембрийских хлоридных кальциевых рассолах с минерализацией 407 г/дм^3 на глубине 1480 м. Содержание калия в рассолах также максимальное – более 500 мг-экв./дм³. В целом, для этих рассолов содержание рубидия находится в парагенетической ассоциации с содержанием калия (рис. 6.12).

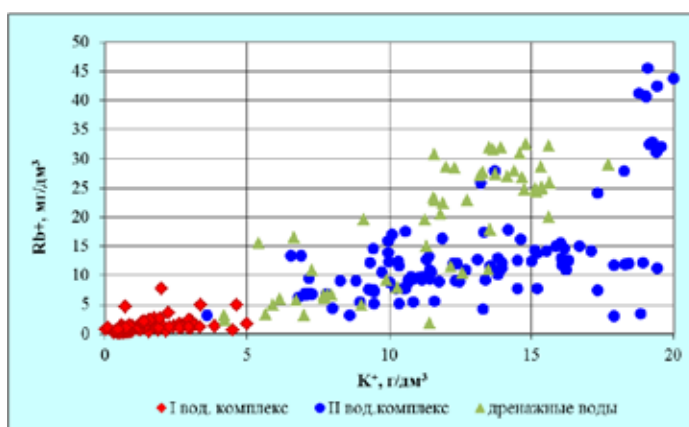


Рис. 6.12. Зависимость содержания рубидия от содержания калия в рассолах Оленёкского КАБ.

СТРОНЦИЙ. Химически активный элемент, образует многочисленные соединения (окислы, гидраты окислов, соли различных кислот, комплексные соединения). Галоиды стронция хорошо растворимы в воде. Подобно литию и бору он входит в состав минералов эндогенного и осадочного генезиса. Содержание в земной коре - 0,384%, в свободном виде стронций не встречается. Он входит в состав около 40 минералов, чаще всего стронций присутствует как примесь в различных кальциевых минералах. Промышленное значение имеют два минерала - целестин SrSO_4 и стронцианит SrCO_3 .

Содержание стронция в морской воде составляет 8 мг/дм^3 (Гольдберг, 1963), в почвах – 0.035масс%. В подземных водах стронций накапливается в результате испарительного концентрирования грунтовых вод в аридной зоне и увеличения минерализации напорных вод при взаимодействии с породами, содержащими сульфаты кальция и стронция (Крайнов, Швец, 1992). В бассейнах карбонатного типа стронций к заключительному этапу испарения вод остается в рассолах лишь в незначительных

количествах из-за различных сорбционных процессов. В сульфатных водоемах стронций аккумулируется до более значительных концентраций, чем в карбонатных. В водоемах хлоридного типа основное количество стронция остается в жидкой фазе – в конечных рассолах. Это связано, прежде всего, с хорошей растворимостью хлоридов стронция (531 г/кг) и незначительной сульфатностью этих бассейнов.

Основные области применения стронция и его химических соединений – это радиоэлектронная промышленность, пиротехника, металлургия, пищевая промышленность, производство стекла (в том числе для экранов цветных телевизоров, компьютеров, радаров, различных дисплеев) и керамики. Наиболее крупные залежи целестина – в Испании, Китае, Мексике и Турции (рис. 6.13). В 2011 г. крупнейшими производителями стронция являлись Китай (55 %), Испания (32 %) и Мексика (9 %), объем мировой добычи составил 380 тыс. т (Ober, 2012).

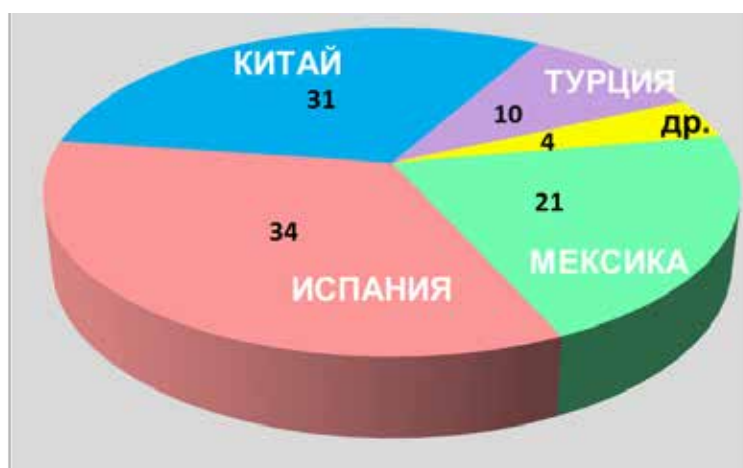


Рис. 6.13. Мировая добыча стронция, %.

В России подобные месторождения есть в Дагестане, Хакасии, Якутии, Тульской, Иркутской областях, Пермском и Красноярском краях. В СССР добыча целестина шла на месторождениях Средней Азии, в современной России добыча стронция прекращена. Потребности в стронции в нашей стране удовлетворяются в основном за счет импорта, а также переработки апатитового концентрата, где карбонат стронция составляет 2,4 %. Однако 24% мировых запасов стронция находится в подземных водах.

Содержание стронция в морской воде 8 мг/л (Гольберг, 1963), в почвах (0,035 масс%). В подземных водах стронций накапливается в результате испарительного

концентрирования грунтовых вод в аридной зоне и увеличения минерализации напорных вод при взаимодействии с породами, содержащими сульфаты кальция и стронция (Крайнов, 1992). В бассейнах карбонатного типа стронций к заключительному этапу испарения вод остаётся в рассолах лишь в незначительных количествах из-за различных сорбционных процессов. В сульфатных водоёмах стронций аккумулируется до более значительных концентраций, чем в карбонатных. В водоёмах хлоридного типа основное количество стронция остаётся в жидкой фазе - в конечных рассолах. Это связано, прежде всего, с хорошей растворимостью хлоридов стронция (531 г/кг) и незначительной сульфатностью этих бассейнов.

Содержание стронция в подземных рассолах Западной Якутии составляет от 58 до 3000 мг/дм³ при 100-% встречаемости (также как и брома). Возрастание концентрации стронция с ростом минерализации подземных вод очевидно (рис. 6.14), и зависимость лучше всего описывается полиномиальным уравнением с высокой достоверностью аппроксимации (R^2 0,85).

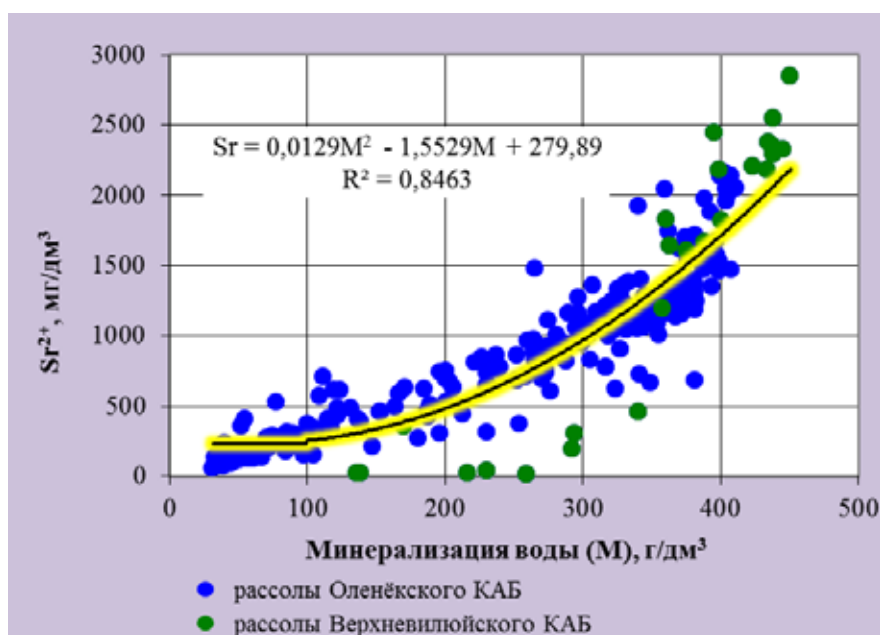


Рис. 6.14. Зависимость содержания стронция от минерализации подземных вод Западной Якутии.

Максимальное содержание стронция зафиксировано в хлоридных натриево-кальциевых водах подсолевого водоносного комплекса Верхневилуйского КАБ. Парные взаимосвязи стронция с компонентами подземных вод также очень тесные с высокими коэффициентами корреляции ($K = 0,87-0,98$).

В Оленёкском КАБ высокая концентрация Sr характерна для хлоридных кальциевых рассолов средне-нижнекембрийских рифогенных карбонатных отложений. Это, вероятно, связано с тем, что породы карбонатных рифовых массивов, обогащенные стронцием, в ходе геохимической эволюции системы вода-порода были основным поставщиком этого элемента в растворы. Стронций не способен накапливаться в жидкой фазе вплоть до эвтоники при испарительном концентрировании, основная его масса выделяется в твердую фазу на стадии садки галита (при минерализации раствора 275 г/кг) (Жеребцова, Волкова, 1966). Максимальная его концентрация в конечном растворе - немного более 30 мг/кг. Следовательно, высокая концентрация стронция в рассолах обеспечивается геохимическим взаимодействием первичных рассолов с вмещающими породами.

Корреляционные связи между стронцием и макрокомпонентами рассолов (Sr-Na, Sr-K, Sr-Mg, Sr-Cl) хорошие – $K = 0,5-0,7$, а с кальцием стронций находится в строгой парагенетической ассоциации и коэффициент корреляции всегда больше 0,8. Взаимосвязь с кальцием в рассолах описывается полиномиальным уравнением с достоверностью аппроксимации $R^2 0,91$ (рис. 6.15).

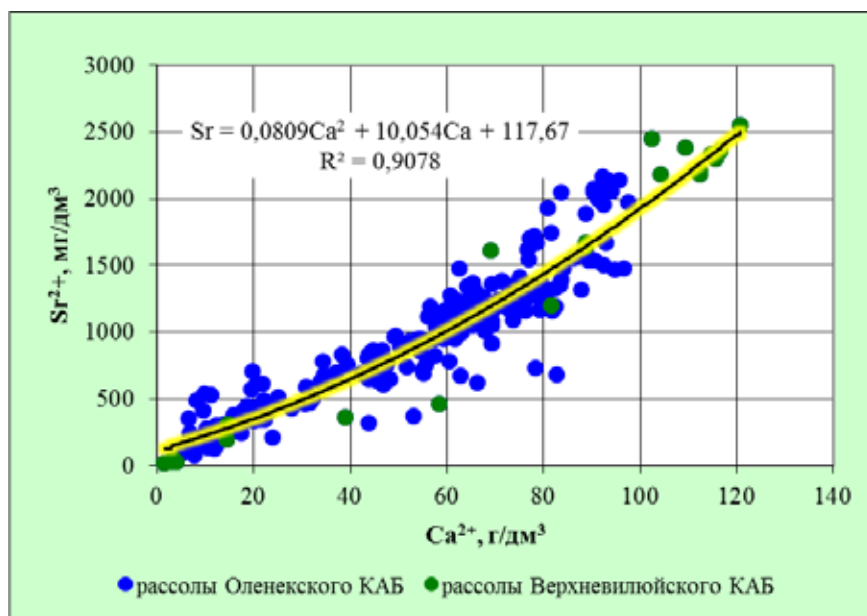


Рис. 6.15. Зависимость содержания стронция от содержания кальция в рассолах Западной Якутии.

6.2. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ЗАПАСОВ ГИДРОМИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ (по величине водопритока в алмазодобывающий карьер)

Отработка крупнейших алмазных месторождений (трубки Удачная, Мир) многие годы осложнена притоком хлоридных подземных рассолов. За время проведения горных работ общий объем откачанных дренажных вод превысил 27 млн м³ (карьер трубки Удачная) и 300 млн. м³ (карьер трубки Мир).

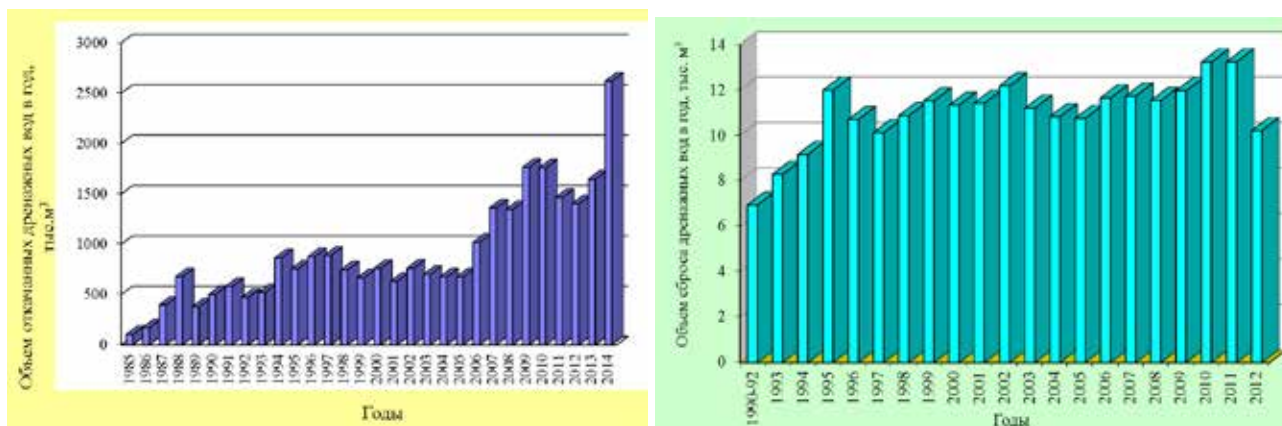


Рис. 6.17. Объемы откачанных дренажных вод карьера тр. Удачной, сброшенных в мерзлые породы (слева), и обратной закачки сточных вод карьера тр. Мир в метегероичерский водоносный комплекс (справа) (по данным Удачинского ГОКа и Мирнинской ГРЭ АК «АЛРОСА»).

Поступление подземных вод в карьер трубки **Удачная** (Оленёкский КАБ) началось в 1983 г. при положении его дна на отметке +110 м. абс. Величина притока не превышала 5-10 м³/ч, а минерализация вод составляла 20-40 г/дм³. До 1993 г. величина водопритока изменялась от 40 до 60 м³/ч. С ростом глубины карьера она постепенно увеличивалась, и в настоящее время среднемесячная величина водопритока составляет 307 м³/ч (рис. 6.16). Дренажные воды накапливаются на дне карьера в забойном зумпфе, а также в водосборных зумпфах, расположенных на бермах. Затем насосными агрегатами они перекачиваются по водоводам к дневной поверхности.

С 1986 г. захоронение дренажных вод карьера трубки Удачная осуществляется в многолетнемерзлые породы в интервале глубин 150-280 м ниже местных базисов эрозии. В основе реализуемого способа их изоляции лежит способность рассолов плавить текстурообразующие льды даже при отрицательной температуре и мигрировать в криогенных толщах на значительные расстояния. Благодаря наличию

оптимальных структурно-тектонических условий в толщу мерзлоты на двух созданных полигонах сброшено более 24 млн. м³ соленых вод и рассолов.

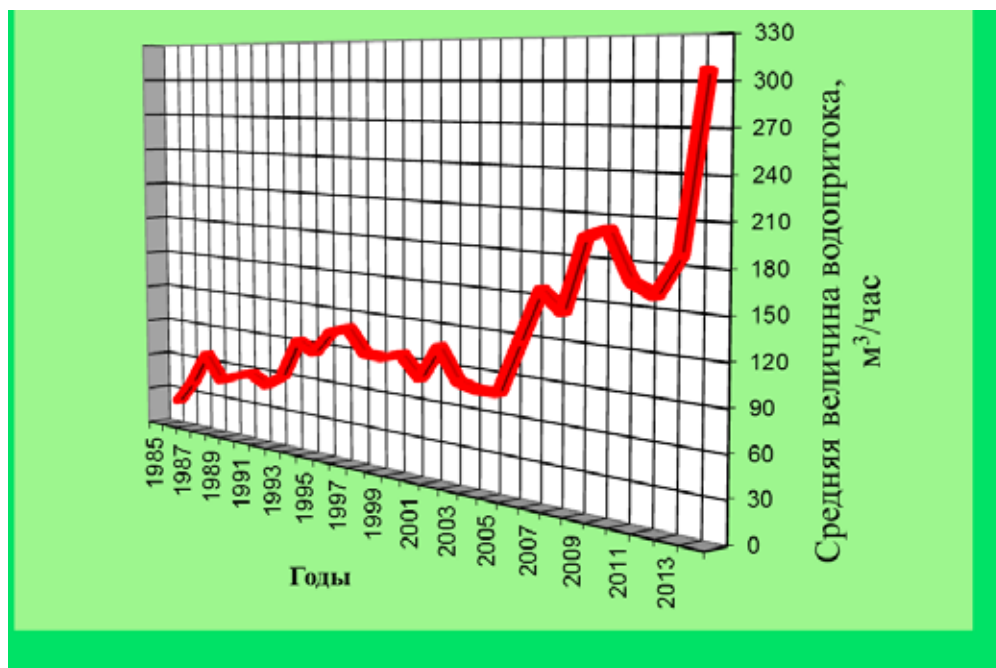


Рис. 6.16. Динамика водопритока в карьер трубки Удачная.

Для защиты горных работ в карьере трубки **Мир** (Верхневиллюйский КАБ) было пробурено более 33 водопонижающих скважин, суммарный дебит которых достигал 1100-1200 м³/ч. С 1977 по 1989 г. из карьера было откачено 70,2 и сброшено в р. Малую Ботуюбию 63,6 млн. м³ техногенных вод (по данным Мирнинской ГРЭ). С апреля 1990 г. промышленный сброс дренажных рассолов, общий объем которого превысил 230 млн. м³, осуществляется в подмерзлотный метегеро-ичерский ($C_2mt-C_{1-2}ic$) водоносный комплекс. Изоляция стоков производится в режиме нагнетания на полигоне опытно-промышленной установки, расположенном в 9 км от месторождения. Существующая система обратной закачки потенциально позволяет производить сброс до 1500 м³/ч рассолов в водоносный комплекс.

Отработка кимберлитового месторождения трубки **Нюрбинская** (Средневиллюйский КАБ) в настоящее время осуществляется открытым способом, глубина карьера составляет 240 м (+11 м абс.). После достижения проектной глубины карьера (-200 м абс.) разработка месторождения будет вестись подземным способом. По оценкам Мирнинской ГРЭ, суммарный водоприток из межмерзлотного и подмерзлотного верхнекембрийских комплексов в интервале глубины отработки 350-

400 м составит $163 \text{ м}^3/\text{сут.}$, или $59495 \text{ м}^3/\text{год.}$ Аналогичный сценарий предлагается для разработки кимберлитового месторождения трубки **Ботуобинская** (расположенной в 3 км к юго-западу от тр. Нюрбинская). Проектной глубины (-330 м абс.) планируется достичь в 2036 г., после чего разработка продолжится подземным способом. Прогнозные притоки подземных вод подмерзлотного водоносного комплекса в карьер при отработке в интервале 375-450 м составят $165 \text{ м}^3/\text{сут.}$, или $60225 \text{ м}^3/\text{год.}$ Оценены прогнозные водопритокі подземных вод подмерзлотного верхнекембрийского водоносного комплекса в рудники при отработке подкарьерных запасов трубок - величина их не превышает притоки в карьеры.

Ожидаемые водопритокі минерализованных вод в карьеры и рудники Нюрбинский и Бутуобинский незначительны. Однако, учитывая, что химический состав дренажных рассолов будет идентичен составу формирующих их подземных вод – хлоридный кальциевый и натриево-кальциевый с высокой минерализацией 220-320 г/дм³ и высоким содержанием микрокомпонентов в рассолах: брома > 200 мг/дм³, стронция > 500 мг/дм³, лития >10 мг/дм³, то они тоже могут рассматриваться как промышленные воды. Тем более что проблема защиты месторождения алмазоносных трубок от дренажных рассолов и их утилизации обязательно требует решения при отработке запасов месторождения.

Одним из способов утилизации дренажных вод может быть использование их в качестве сырья для совместного извлечения полезных компонентов, в том числе лития, рубидия, брома и стронция. Представление о количестве ценных продуктов, которые возможно получить из карьерных стоков, можно составить на примере оценки дренажных рассолов карьера тр. Удачная как гидроминерального сырья.

Выявленные ранее закономерности формирования состава подземных вод, дренируемых алмазодобывающим карьером Удачным, позволяют использовать их для предварительной и прогнозной оценки запасов рассолов, а также промышленного содержания в них редких элементов. На основе данных о водопритоке дренажных вод в карьер трубки Удачная и содержания микрокомпонентов в этих водах, рассчитано количество лития, брома, рубидия и стронция, выносимое в горную выработку с рассолами за сутки (табл. 6.2). Для расчетов использованы материалы Удачинского ГОКа АК «АЛРОСА» и ИЗК СО РАН за период 2006-2014 гг., этого достаточно, чтобы иметь представление о масштабах ежегодных потерь ценных компонентов с

дренажными водами карьера, которые утилизируются посредством обратной закачки в мёрзлые породы.

Таблица 6.2

Вынос редких компонентов с дренажными рассолами в карьер трубки Удачная

Водоприток (м³/сут.)	Вынос лития (кг/сут.)		
	Мин.	Сред.	Макс.
2780 (2006 г.)	39	411	834
3720 (2007 г.)	52	547	1116
3600 (2008 г.)	50	540	1080
4660 (2009 г.)	65	690	1400
4824 (2010 г.)	68	714	1447
4015 (2011 г.)	56	593	1202
3828 (2012 г.)	54	567	1148
4507 (2013 г.)	63	667	1352
7372 (2014 г.)	103	1091	2212

Годы

Средний вынос лития, т/год

	Вынос брома (кг/сут.)		
2780 (2006 г.)	1668	8340	14456
720 (2007 г.)	2232	11160	19344
3600 (2008 г.)	2160	10800	18720
4660 (2009 г.)	2796	13980	24232
4824 (2010 г.)	2894	14472	25085
4015 (2011 г.)	2405	12024	20842
3828 (2012 г.)	2297	11484	19906
4507 (2013 г.)	2704	13521	23436
7372 (2014 г.)	4320	21600	37440

Годы

Средний вынос брома, т/год

	Вынос рубидия (кг/сут.)		
2780 (2006 г.)	5,3	46,1	90,4
3720 (2007 г.)	7,1	61,8	120,9
3600 (2008 г.)	6,8	59,8	117,0
4660 (2009 г.)	8,9	77,4	151,5
4824 (2010 г.)	9,2	80,1	156,8
4015 (2011 г.)	7,6	66,5	130,3
3828 (2012 г.)	7,3	63,5	124,4
4507 (2013 г.)	8,6	74,8	146,5
7372 (2014 г.)	4320	21600	37440

Годы

Средний вынос рубидия, т/год

	Вынос стронция (кг/сут.)		
2780 (2006 г.)	428	2485	4387
3720 (2007 г.)	573	3326	5870
3600 (2008 г.)	554	3218	5681
4660 (2009 г.)	718	4166	7353
4824 (2010 г.)	743	4313	7612
4015 (2011 г.)	617	3583	6325
3828 (2012 г.)	590	3422	6041
4507 (2013 г.)	694	4029	7112
7372 (2014 г.)	4320	21600	37440

Годы

Средний вынос стронция, т/год

Расчеты показывают, что при средних концентрациях лития - 148, брома – 3000, рубидия – 16,6 и стронция - 894 мг/дм³ в дренажных водах и реальном водопитоке в карьер Удачный (см. табл. 6.2) с дренажными рассолами выносятся в среднем в год: до 250 т лития, около 5000 т брома, около 30 т рубидия, до 1500 т стронция. Максимальные концентрации этих элементов в дренажных водах уже сейчас обеспечивают вынос в год: более 400 т лития, более 7500 т брома, около 50 т рубидия и более 2000 т стронция.

Если оценить потери редких компонентов с начала осушения карьера (из расчета по их минимальной концентрации в дренажных водах), то при общем объеме откачанных вод 27217000 м³ за период 1985-2014 гг. они составили: лития – более 380 т, брома – 16000 т, рубидия – около 52 т, стронция – более 4000 т, а в реальности, по-видимому, гораздо больше.

За последние пять лет при средней концентрации (в мг/дм³): лития – 220, брома – 3700, рубидия - 20,7 и стронция - 1196 в дренажных водах карьера трубки Удачная и величине водопитока, изменяющейся от 4,0 до 7,4 тыс. м³/сут, рассолами выносилось в год: лития – от 307 до 592 т, брома – от 5170 до 9956 т, рубидия - от 28 до 50 т, стронция – от 1670 до 3218 т.

Это колоссальное количество ценных компонентов убеждает в необходимости правильного использования дренажных вод, которые наравне с естественными высокоминерализованными рассолами являются ценнейшим гидроминеральным сырьём и неисчерпаемым источником химических товарных продуктов.

Таким образом, ресурсы дренажных вод карьера кимберлитовой трубки Удачной, хотя и ниже запасов рассолов самостоятельных месторождений, все же являются приемлемой базой для организации добычи и комплексной переработки гидроминерального сырья.

Региональные оценки геологических и извлекаемых запасов солей и ценных компонентов в уникальных рассолах Западной Якутии доказывают чрезвычайно высокую перспективность сырьевой базы для использования гидроминерального сырья («жидкой поликомпонентной руды») как альтернативного по отношению к твердым месторождениям полезных ископаемых. Эксплуатационные запасы высококонцентрированных рассолов региона являются достаточной базой для

организации промышленного производства лития, брома, рубидия стронция и других ценных компонентов с низкой себестоимостью.

6.3. ЗНАЧЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ РАССОЛОВ

Значение подземных соленых вод и рассолов региона определяется возможностью использования огромных, уникальных ресурсов редкометалльного сырья, своеобразной «жидкой руды» для целей извлечения ценных продуктов. Целесообразность переработки этого многокомпонентного полезного ископаемого не вызывает сомнений и подтверждается длительной добычей во многих странах поваренной соли, йода, брома, калия, магния. Однако поликомпонентный состав водных растворов используется далеко не полностью. Особенно велико значение гидроминерального сырья для получения редких химических элементов (лития, брома, стронция, рубидия и др.), уровень внедрения которых определяет темпы развития электрохимической и ядерной энергетики, авиационного и ракетно-космического материаловедения, оборонной химической и нефтехимической промышленности, электронной техники, металлургии, машиностроения, медицины.

Промышленными принято называть природные воды (подземные и поверхностные), содержащие такие концентрации элементов, которые обеспечивают в конкретных гидрогеологических условиях на данном уровне развития технологии экономически целесообразную их добычу и переработку (Крайнов и др., 2004). Из определения следует, что промышленные кондиции таких вод зависят не только от концентрации в них определенного элемента, но и от гидрогеологических условий района, технико-экономического уровня добычи, общей конъюнктуры рынка и т.д. Распространение подземных вод с относительно высокими концентрациями полезных компонентов еще не определяет наличие месторождений промышленных вод и их эксплуатационных запасов. Высокие концентрации могут лишь указывать на потенциальную возможность использования этих вод в качестве промышленных.

Кондиционное содержание элемента – это такое его содержание в подземных водах, которое в данной гидрогеологической ситуации обеспечит экономически рентабельную эксплуатацию месторождения промышленных вод. Под *месторождением подземных промышленных вод* понимается пространственно ограниченная в разрезе и по площади... зона, характеризующаяся распространением продуктивных водоносных горизонтов и комплексов, заключающих воды с

содержанием полезных компонентов выше минимальных для рассматриваемого района их промышленных концентраций (Бондаренко, Куликов, 1984).

Интерес к использованию высокоминерализованных подземных вод в качестве гидроминерального сырья определяется рядом причин:

- 1) наличием значительных возобновляемых запасов месторождений в пределах крупных гидрогеологических систем;
- 2) экологической чистотой добычи и производства продукции, исключаящей нарушение состояния окружающей природной среды, дробление и измельчение огромных масс горных пород, применение сложных технологических схем обогащения, обжига и выщелачивания ценного компонента из руды;
- 3) возможностью применения метода испарительного концентрирования (вымораживания) вод;
- 4) освоением самостоятельных месторождений, попутных вод нефтегазовых месторождений и дренажных вод алмазных месторождений;
- 5) максимальной автоматизацией добычи сырья из скважин и карьеров и переработкой его в заводских условиях;
- 6) удешевлением проводимых горных работ и низкой себестоимостью продукта, получаемого из промышленных вод [Бондаренко, 1984; Коцупало, 2008].

Выявленные геохимические закономерности формирования и распространения рассолов и соленых вод Западной Якутии позволяют выделить две области с различным типом разреза, которые отличаются степенью заполнения водовмещающих толщ промышленными рассолами и содержанием ценных компонентов (см. главу 5.2). Для северной части исследуемой территории (Оленёкский КАБ) характерен однозональный тип гидрогеохимического разреза, который содержит исключительно хлоридные кальциевые (магниево-кальциевые) воды. Они пестры по минерализации (от 150 до 300-400 г/дм³), часто обогащены магнием (содержание его не превышает 50 %-экв. и сопоставимо с содержанием кальция; причем преобладание магния над кальцием не закономерное). Концентрация микрокомпонентов в них контролируется общей минерализацией подземных вод и практически всегда во много раз превышает их кондиционные содержания для промышленных вод. Отсутствие соленосных водоупоров и интенсивная тектоническая раздробленность пород способствуют существованию в целом единой гидрогеодинамической системы, взаимосвязи этажно

залегающих горизонтов, зон дробления, способных дренировать обширные блоки водовмещающих пород. Это важно для оценки притоков к водозаборам и эксплуатационных запасов промышленных вод, так как в добычу могут быть вовлечены рассолы из всей мощной (более 2000 м) зоны их распространения. Кроме того, отсутствие подземных вод иных геохимических типов и сплошной экран многолетнемерзлых пород, препятствующий инфильтрации поверхностных вод, исключают угрозу разубоживания кондиционных вод в процессе сработки напора рассолоносных горизонтов. Подобные благоприятные условия для добычи промышленных рассолов за пределами района не наблюдаются.

В южной части, в пределах Верхневилуйского КАБ (приблизительно южнее 64° с.ш.) гидрогеохимический разрез включает две зоны: а) хлоридных натриевых (кальциево-натриевых) соленых вод и рассолов, б) хлоридных кальциевых рассолов. Натриевые соленые воды и рассолы – это типичные рассолы выщелачивания, сформированные в результате растворения пород и минералов галогенной формации инфильтрационными водами. Они вскрываются скважинами и образуют многочисленные источники, отчетливо приуроченные к районам распространения соленосных отложений кембрийского возраста. Минерализация подземных вод не высока – до 165 г/дм³, для них характерны минимальные концентрации микрокомпонентов и как гидроминеральное сырье они перспективны только на бром и стронций.

Рассматривая в целом хлоридные кальциевые рассолы, следует констатировать, что высокие содержания микрокомпонентов делают их чрезвычайно привлекательными в качестве *комплексного* гидроминерального сырья. Оценка только по осреднённым содержаниям полезных компонентов показывает многократное превышение кондиционных норм (рис. 6.17).

Содержание лития, брома, рубидия, стронция в соленосных и подсолевых крепких рассолах Верхневилуйского КАБ заметно увеличивается с ростом минерализации подземных вод, что характерно для крепких рассолов Западной Якутии. Средние содержания ценных компонентов в рассолах превышают кондиционные концентрации брома (3-6 г/дм³) – в 12-23 раза, лития (22-40 мг/дм³) – в 2-4 раза, стронция (1900-2200 мг/дм³) – в 6-7 раз.

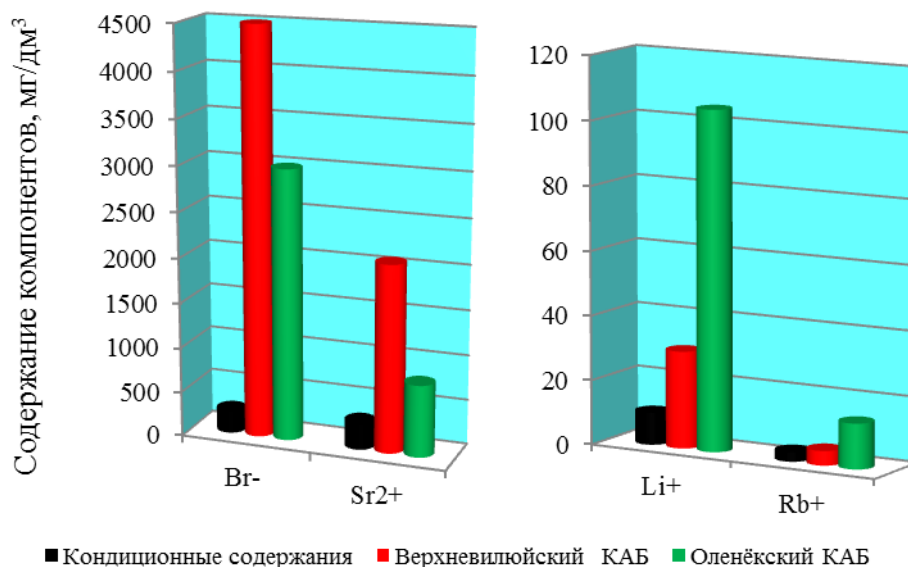


Рис. 6.17. Превышение среднего содержания ценных компонентов подземных рассолов Западной Якутии над их кондиционными концентрациями для промышленных вод.

В соленых водах и рассолах водоносных комплексов и обводненных зон кимберлитовых трубок и трапповых интрузий Оленёкского КАБ средняя концентрация лития изменяется от 33 до 183 мг/дм³, что более чем в 18 раз превышает его кондиционное содержание в промышленных водах. Среднее содержание брома (4 г/дм³) в рассолах в 15 раз больше минимального промышленного содержания. Достаточно высокое среднее содержание стронция (1192 мг/дм³) и рубидия (14,6 мг/дм³) также в 4-5 раз превышает кондиционные концентрации этих элементов.

В целом подземные воды Верхневилуйского КАБ характеризуются бóльшим содержанием брома и стронция, а для соленых вод и рассолов Оленёкского КАБ свойственно бóльшее содержание лития и рубидия. Концентрации ценных компонентов (брома, лития, стронция), выше средних значений, в том и другом районах встречаются в 45-50 % проанализированных проб подземных вод (рубидия – в 12-18 % проб). А значит, потенциальная возможность использования солёных и рассольных вод в качестве промышленных вод для совместного извлечения редких элементов очень высока.

Таким образом, повсеместно распространённые поликомпонентные высокоминерализованные подземные воды в пределах исследованной территории Западной Якутии обладают гораздо бóльшим потенциалом для крупномасштабного долгосрочного производства ценных компонентов (соединений лития, брома, рубидия,

стронция и др.), чем месторождения твердых полезных ископаемых. Комплексное безотходное освоение ресурсов подземных рассолов позволит решить проблему снижения себестоимости полученной товарной продукции и обеспечения потребностей промышленности страны в ценных компонентах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненная работа вносит определенный вклад в изучение гидрогеологических и геохимических особенностей глубоких горизонтов Западной Якутии, а также в решение проблемы генезиса солёных вод и рассолов хлоридного кальциевого состава. Основные результаты, отражающие научную значимость исследований, сводятся к следующему.

1. Специфика геохимических особенностей подземных текстурообразующих льдов в осадочных и магматических породах Западной Якутии, вскрытых до глубины 250 м, является закономерным следствием эволюционных процессов взаимодействия в системе вода-порода, которые сопровождались растворением и переходом в раствор карбонатных, сульфатных и хлоридных солей до эпохи похолодания. Промерзание обводненного разреза приводило к формированию HCO_3 , $\text{HCO}_3\text{-Cl}$ и Cl , $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$ и Cl-HCO_3 геохимических типов льдов. Источниками поступления сульфат- и хлор-ионов в подземные воды существовавшей до похолодания зоны активного водообмена являлись вмещающие горные породы.

Микрокомпонентный состав льдов отражает специфику первичного состава подземных вод, которые обогащались микрокомпонентами в процессе взаимодействия с кембрийскими глинисто-карбонатными породами или юрскими углистыми терригенно-осадочными отложениями. При промерзании геологического разреза в позднем кайнозое подземное льдообразование существенным образом трансформировало первичный состав растворов, переводя в межкристаллическое пространство твердой фазы часть накопленных микрокомпонентов. Для подземных льдов характерно высокое содержание Li, B, Si, Mn, Fe, Br, Sr при дефиците Sc, Ge, Hf, Ta, Nb, Th.

Распределение редкоземельных элементов в подземных льдах своеобразно и не наследует характер распределения РЗЭ ни во вмещающих породах, ни в океанских водах. Профиль распределения редкоземельных элементов в подземных льдах имеет характерную Λ -образную форму, ярко выраженную европиевую аномалию и примерно одинаковую долю лёгких и тяжелых РЗЭ. Концентрация РЗЭ в подземных льдах на 2-4 порядка ниже, чем в кимберлитах и осадочных породах, на 1-2 порядка превышает содержание РЗЭ в океанских водах.

2. Комплексное использование изотопных мультитрассеров ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{37}\text{Cl}$, $\delta^{81}\text{Br}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) для исследования проблемы генезиса и эволюционных процессов системы вода-порода позволяет привести больше доказательств происхождения высокоминерализованных хлоридных кальциевых рассолов в результате метаморфогенного преобразования захороненной седиментационной рапы.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ связаны с изменением минерализации подземных вод как осадочных отложений, так и обводнённых зон кимберлитов в направлении разделения всех вод на две группы: 1) слабые рассолы хлоридного натриевого и кальциевого состава с пониженным содержанием тяжелых изотопов, что свойственно поверхностным водам, и 2) крепкие хлоридные кальциевые рассолы, обогащённые тяжелыми изотопами ^{18}O и ^2H . Существенное утяжеление изотопного состава хлоридных рассолов происходит при минерализации подземных вод более 300 г/дм^3 , а также с увеличением глубины залегания водоносных комплексов.

Значения изотопов хлора и брома в подземных солёных водах и рассолах Западной Якутии перекрывают диапазон величин $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ для кимберлитов и кристаллических пород щитов (Канадского, Фенноскандинавского), но совпадают с диапазоном для осадочных пород (например, бассейн Уиллистон, Северная Америка). Для подземных вод кимберлитов и осадочных отложений региона характерна линейная зависимость между $\delta^{37}\text{Cl}$ и $\delta^{81}\text{Br}$ с высоким коэффициентом достоверности аппроксимации (0,8), что может указывать на единый источник поступления элементов в подземные воды и одинаковое влияние эволюционных геохимических процессов на преобразования состава подземных вод в системе вода-порода.

Диапазон изменения стронциевого отношения в минерализованных подземных водах осадочных отложений и кимберлитов (от 0,70803 до 0,70938) попадает в диапазон изменения этого показателя в породах. К водам палеоокеана на рубеже венда и кембрия (560-550 млн лет назад) ближе всего стронциевые отношения в подземных водах кембрийских карбонатных пород, которые обогащались радиогенным стронцием в течение длительного геологического времени, взаимодействуя с карбонатными вмещающими породами с повышенным значением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Всё это указывает на закрытость системы вода-порода, подтверждает гипотезу о сингенетичности подземных вод вмещающим породам и о формировании рассолов в результате захоронения маточной рапы древних солеродных бассейнов.

3. На основе изучения степени подземных рассолов Оленёкского КАБ с основными минералами водовмещающих пород установлено, что крепкие хлоридные кальциевые рассолы в основном недонасыщены карбонатными, сульфатными и хлоридными минералами. Причина такой неравновесности подземных вод может быть связана с историей развития системы вода-порода в последние несколько миллионов лет, когда началось преобразование геологического разреза в результате глобального похолодания климата и формирования криолитозоны значительной мощности. Взаимодействие рассолов с текстурообразующими льдами приводило к плавлению льдов, высвобождению определенного объема пресной воды, которая смешиваясь с рассолами, снижала их соленость. Параметр насыщенности рассолов мог измениться и в результате миграции незамерзшей прочносвязанной воды в дисперсном заполнителе литифицированных горных пород.

4. В Западной Якутии в качестве гидроминерального сырья для добычи брома, лития, рубидия и стронция могут рассматриваться не только подземные воды водоносных комплексов, обводненных зон кимберлитов, но и дренажные рассолы алмазодобывающих карьеров. Оценка по осреднённым содержаниям полезных компонентов показывает многократное превышение кондиционных норм: брома – в 12-23 раза, лития – более чем в 18 раз, стронция – в 6-7 раз, рубидия - в 4-5 раз. Повсеместно распространённые поликомпонентные высокоминерализованные подземные воды в пределах Западной Якутии обладают гораздо бóльшим потенциалом для крупномасштабного долгосрочного производства ценных компонентов (соединений лития, брома, рубидия, стронция и др.), чем месторождения твердых полезных ископаемых. Комплексное безотходное освоение ресурсов подземных рассолов позволит решить проблему снижения себестоимости полученной товарной продукции и удовлетворения потребностей промышленности страны в ценных компонентах.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов В.Ю., Кирюхин В.А. Химическая зональность подземных вод, льдов и минералов как отражение криогенных процессов // Проблемы изучения химического состава подземных вод (VI Толстихинские чтения, 11-12 ноября 1997 г.). - СПб., 1997. - С. 30-35.

Абрамов В.Ю., Атрощенко Ф.Г., Соловейчик К.А. Криогенная метаморфизация промышленных стоков – путь к управлению их составом при утилизации (на примере алмазодобывающих предприятий АО «Алмазы России-Саха» // Экологические проблемы гидрогеологии (VIII Толстихинские чтения, 16-17 ноября 1999 г.). - СПб., 1999. - С. 95-99.

Абрамов В.Ю., Кирюхин В.А., Сердюков Л.И. Криогидрогеологические условия кимберлитовой трубки Удачная и их изменения в связи с разработкой месторождения // Проблемы региональной гидрогеологии (VII Толстихинские чтения, 11-12 ноября 1998 г.). – СПб., 1998. - С. 43-48.

Авдеева В.И., Драгунов О.Д., Ковтун А.С. и др. Стратиграфия позднекембрийских отложений Ботуобинского газоносного района // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. - Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978. - С. 76-84.

Айдла Т.А., Тайбашев В.Н. Исследования деформативных свойств оттаивающих скальных грунтов оснований // Методика инженерно-геологических исследований и картирования области вечной мерзлоты. - Якутск, 1978. - С. 96-103.

Алекин О.А. Основы гидрохимии. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - 440 с.

Алексеев В.Р., Иванов А.В. Криогенная метаморфизация природных вод // Проблемы зимоведения. - Чита, 1972. - Вып. 4. - С. 80-82.

Алексеев С.В. О криогенной метаморфизации подземных вод // III тематич. конф. молод. научн. сотр.: Тез. докл. - Иркутск, 1983. - С. 86-89.

Алексеев С.В. Экспериментальные исследования криометаморфизма рассолов Далдыно-Алакитского района // XI конф. молод. научн. сотр. по геол. и геоф. Вост. Сибири: Тез. докл. - Иркутск, 1984. - С. 158-159.

Алексеев С.В. Криогенез подземных вод Далдыно-Алакитского района (на примере Далдыно-Алакитского района Западной Якутии): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Иркутск, 1987. - 18 с.

Алексеев С.В. Криогенез подземных вод Далдыно-Алакитского района // XII Всес. совещ. по подз. водам Востока СССР: Тез. докл. - Иркутск - Южно-Сахалинск, 1988. - С. 120.

Алексеев С.В. Криогенез подземных вод и горных пород на примере Далдыно-Алакитского района Западной Якутии – Новосибирск: Изд-во СО РАН. - НИЦ ОИГГМ, 2000. – 119 с.

Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2009. - 319 с.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П. Итоги изучения гидрогеохимического разреза криолитозоны Далдыно-Алакитского района // XV Всерос. совещ. по подз. водам Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. - Тюмень, 1997. - С. 33.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П. Криолитозона Далдыно-Алакитского района. Проблемы эволюции и освоения // IV Междунар. междисциплинар. научн. симп. "Закономерности строения и эволюции геосфер". - Хабаровск, 1998. - С. 399-401.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П. Гидрогеохимия криолитозоны центральной части Якутской алмазоносной провинции // Криосфера Земли. –2000. – Т. IV, №4. – С. 89-96.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П. Итоги и перспективы захоронения дренажных вод кимберлитовой трубки Удачная в мерзлых породах // Итоги геокриологических исследований в Якутии в XX веке и перспективы их дальнейшего развития. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2003 - С. 67-78.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П. Криогидрогеологические системы. Принципы типизации и картографического отображения // Подземная гидросфера: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. – С. 144-147.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. Динамика состава дренажных вод при разработке алмазодобывающего карьера (Якутия) // География и природные ресурсы – Новосибирск: ВО «Наука», 2000а. - №4 - С. 143-146.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. База данных по геохимии подземных льдов, вод и рассолов Далдыно-Алакитского района // Мат-лы XVI Всерос. совещ. по подз. водам Востока России. – Новосибирск, 2000б. – С.113-115.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. Природные и техногенные процессы в криолитозоне Якутской алмазоносной провинции // Материалы Второй Конференции геокриологов России. - Москва, МГУ, 2001. – Т. 2. – С. 3-9.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Борисов В.Н. и др. Изотопный состав (H, O, Cl, Sr) подземных рассолов Сибирской платформы // Геология и геофизика. - 2007. - Т. 48, № 3. - С. 291-304.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П. Литиеносные рассолы Далдыно-Алакитского района (Западная Якутия) // География и природные ресурсы. – 2008. - № 2. - С. 103-108.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Shouakar-Stash, O. и др. Стабильные изотопы (^2H , ^{18}O и ^{37}Cl) в рассолах Сибирской платформы // Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XVII совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). - Иркутск-Красноярск: Изд-во Ирк. техн. ун-та, 2003. - С. 106-109.

Алексеев С.В., Борисов В.Н. Химический состав подземных льдов трубки Северная // Гляциологические исследования в Восточной Сибири. - Иркутск, 1985. - С. 129-137.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Вахромеев А.Г. Литиеносные подземные воды Сибирской платформы // Материалы Всероссийского научно-практического совещания с международным участием «Литий России» (24-26 мая 2011 г). - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2011. – С. 7-13.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Вахромеев А.Г., Шмаров Г.П. Литиеносные подземные воды Иркутской области и Западной Якутии // Горный журнал. - 2012. - № 2. - С. 8-13.

Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Вахромеев А.Г., Владимиров А.Г., Волкова Н.И. Литиеносные подземные воды Иркутской области и Западной Якутии // Химия в интересах устойчивого развития. - 2012. - № 20. - С. 27-33.

Алексеев С.В., Борисов В.Н. Экологические последствия освоения месторождений алмазов Западной Якутии // I Междунар. конф. «Знание - на службу нуждам Севера»: Тез. докл. - Якутск, 1996. - С. 178.

Алексеев С.В., Борисов В.Н., Алексеева Л.П. и др. Геохимия дренажных рассолов кимберлитовой трубки Удачная // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже III тысячелетия. – Томск, ТПУ, 2000. – С. 575-579.

Алексеев С.В., Гунин В.И., Дроздов А.В. и др. Особенности миграции высокоминерализованных стоков карьера трубки Удачная в многолетнемерзлых породах при их подземном захоронении // Материалы Третьей Конференции геокриологов России. Т. 4. – М: Изд-во Моск. ун-та, 2005 – С. 5-12.

Алексеев С.В., Дроздов А.В. Гидрогеохимическая зональность мерзлой толщи района трубки Северная (Западная Якутия) // XI Всесоюз. совещ. по подз. водам Востока СССР: Тез. докл. - Иркутск-Чита, 1985. - С. 114-115.

Алексеев С.В., Дроздов А.В. О взаимодействии криопэгов с мерзлыми грунтами. // XII конф. молод. научн. сотр. по геол. и геоф. Вост. Сибири: Тез. докл. - Иркутск, 1986. - С. 152-154.

Алексеев С.В., Дроздов А.В., Дроздова Т.И. и др. Первый опыт захоронения соленых дренажных вод карьера трубки Удачная в многолетнемерзлые породы // Криосфера Земли. - 2002. – Т. VI, № 2. – С. 61-65.

Алексеев С.В., Павлов В.А., Алексеева Л.П. и др. Геокриологическая и гидрогеохимическая оценки состояния массива пород в условиях захоронения техногенных вод карьера трубки Удачная // Современные проблемы гидрогеологии и гидрогеомеханики (28 февраля-2 марта 2002 г.). – Санкт-Петербург: СПбГУ, 2002. - С. 30-39.

Алексеев С.В., Пиннекер Е.В. Гидрогеохимические особенности криолитозоны Далдыно-Алаkitского района (Западная Якутия) // Проблемы изучения химического состава подземных вод. (VI Толстихинские чтения, 11-12 ноября 1997 г.). - Санкт-Петербург: СПбГУ, 1997. - С. 27-30.

Алексеев С.В., Пиннекер Е.В. Геохимия подземных льдов в осадочных толщах Якутии // ДАН. – М.: МАИК, 2000. – Т. 373, №5. – С. 660-662.

Алексеева Л.П., Алексеев С.В. Взаимодействие подземных вод и многолетнемерзлых пород в условиях техногенеза // Мат-лы XVI Всерос. совещ. по подз. водам Востока России. – Новосибирск, 2000. – С.77-79.

Алексеева Л.П., Алексеев С.В., Кононов А.М. Геохимические особенности подземных текстурообразующих льдов алмазоносных районов Западной Якутии // Лед и снег, 2014. № 1. С. 101-113.

Алексеев С.В., Вахромеев А.Г., Коцупало Н.П., Рябцев А.Д. Промышленные рассолы Сибирской платформы: гидрогеология, бурение и добыча, переработка, утилизация. – Иркутск: Изд-во «Географ», 2014. – 162 с.

Алексеева Л.П., Шабо Ф., Борисов В.Н. и др. Новые данные об изотопии стронция в рассолах Далдыно-Алакитского района (Западная Якутия) // Труды Международной конференции «Фундаментальные проблемы современной гидрогеохимии» (Томск, 4-8 октября 2004 г.). – Томск: Изд-во НТЛ, 2004. – С. 36-40.

Андреева С.М., Исаева Л.Л. Динамика ледникового покрова северо-востока Средне-Сибирского плоскогорья в позднем плейстоцене // Мат-лы гляциол. иссл-ний. - 1987. - Вып. 61. - С. 112-118.

Анисимова Н.П. Формирование химического состава подземных вод таликов (на примере центральной Якутии). - М.: Наука, 1971. - 195 с.

Анисимова Н.П. Криогенная метаморфизация химического состава подземных вод (на примере Центральной Якутии) // II Междунар. конф. по мерзлотоведению: Доклады и сообщения. - Якутск, 1973а. - Вып. 5. - С. 5-11.

Анисимова Н.П. Особенности формирования и распространения соленых вод в аллювиальных отложениях Центральной Якутии // Вопросы географии Якутии. - Л.: Гидрометеиздат, 1973б. - Вып. 6. - С. 97-103.

Анисимова Н.П. Особенности формирования химического состава наледей // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. - Якутск, 1975. - С. 118-125.

Анисимова Н.П. Криогенные изменения химического состава воды источников // Гидрогеологические условия мерзлой зоны. - Якутск, 1976а. - С. 36-46.

Анисимова Н.П. Сезонные изменения химического состава криопэггов аллювиальных отложений // Гидрогеологические особенности мерзлой зоны. - Якутск, 1976б. - С. 60-70.

Анисимова Н.П. Гидрогеологические исследования в мерзлотоведении // Тр. III Междун. конф. по мерзлотовед. – Эдмонтон. – Альберта. - Канада, 1978. - Т. 1. - С. 490-494.

Анисимова Н.П. Криогидрогеохимические особенности мерзлой зоны. - Новосибирск: Наука, 1981. - 152 с.

Анисимова Н.П. Особенности гидрогеохимических исследований подземных льдов // Региональные геокриологические исследования в Восточной Азии. - Якутск, 1983. - С. 12-19.

Анисимова Н.П., Крицук Л.Н. Использование криохимических данных в изучении залежей подземного льда // Проблемы геокриологии. - М.: Наука, 1983. - С. 239-245.

Антышко Б.Е. Гидрогеологические емкости горно-складчатых областей СССР. - М.: Недра, 1986. - 141 с.

Анциферов А.С. Нефтегазовая гидрогеология юга Сибирской платформы. - М.: Недра, 1984. - 192 с.

Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. - М.: Недра, 1989. - 176 с.

Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли / Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. - М.: Наука, 1988. - 253 с.

Арэ Ф.Э., Бурлаков В.М. Термокарстовые провалы в скальных породах на берегах Вилуйского водохранилища // Береговые процессы в криолитозоне. - Новосибирск: Наука, 1984. - С. 57-67 с.

Асташкин В.А. Литолого-фациальная основа корреляционных стратиграфических построений в кембрийском рифовом комплексе Сибирской платформы // Стратиграфия и фации осадочных бассейнов Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1982. С 5-8.

Атрощенко Ф.Г. Исследование процессов, контролирующих миграцию минерализованных вод при их захоронении в многолетнемерзлые породы // Матер. Межд. научн. конф. «Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов (на рубеже третьего тысячелетия). - Томск: Изд-во НТЛ, 2000. - С. 579-583.

Атрощенко Ф.Г., Абрамов В.Ю. Физико-химические процессы, контролирующие захоронение высокоминерализованных рассолов в многолетнемерзлые породы (на примере Октябрьского полигона, Западная Якутия, район кимберлитовой трубки Удачная) // Проблемы захоронения промоторходов в глубокие горизонты земных недр (Мат-лы 2 респ. науч.-практ. конф., Саратов, сентябрь, 2001 г.). - Саратов: Научная книга, 2001. - С. 71-72.

Атрощенко Ф.Г., Лобанов В.В. Гидрогеоэкологические проблемы утилизации дренажных рассолов при отработке подкарьерных запасов трубки «Мир» // Актуальные проблемы разработки кимберлитовых месторождений: современное состояние и перспективы решения. - М.: Издательский дом «Руда и металлы», 2002. - С. 240-248.

Атрощенко Ф.Г., Соловейчик К.А. Оптимизация системы осушения и захоронения дренажных рассолов месторождения трубки «Мир» // Записки СПб Горного института. - 2003. - Т. 153. - С. 126-128.

Атрощенко Ф.Г., Филин Р.А. Гидрогеологические проблемы на месторождениях алмазов Якутии // Записки СПб Горного института. - 2003. - Т. 153. - С. 123-125.

Афанасенко В.Е., Чижов А.Б. Некоторые данные по динамике соленых подземных вод криозоны Ботубинского алмазоносного района // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. - Вып. VIII. - С. 123-128.

Балашов Л.С. Подземные хлоридные воды и рассолы как комплексный сырьевой источник редких и рассеянных элементов. Тр. Юбилейной сессии ученых советов ВСЕГИНГЕО, МГУ, МГРИ и ПНИИИС, 1968. - С. 96-124.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. - М.: Наука, 1976. 267 с.

Балашов Ю.А., Лисицын А.П. Миграция РЗЭ в океане // Океанологические исследования. 1968. № 18. С 213-282.

Балобаев В.Т. О реконструкции палеотемператур многолетнемерзлых пород // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. - М.: Наука, 1985а. - С. 129-136.

Балобаев В.Т. Современное состояние и динамика многолетней мерзлоты в позднем плейстоцене и голоцене по геотермическим данным // Методы реконструкции палеоклиматов. - М.: Наука, 1985б. - С. 79-88.

Балобаев В.Т. Геотермия мерзлой зоны литосферы севера Азии. - Новосибирск: Наука, 1991. - 192 с.

Балобаев В.Т. Глобальные изменения климата и мерзлота // Наука и образование. - 1997. - № 2. - С. 82-90.

Балобаев В.Т. Реконструкция палеоклиматических условий севера Сибири по современным геотермическим данным // Проблемы климатических реконструкций в плейстоцене и голоцене Сибири. Вып. 2.- Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2000. - С. 30-35.

Балобаев В.Т., Девяткин В.Н. Мерзлотно-геотермические условия Западной Якутии в связи с ее нефтегазоносностью // Гидрогеология нефтегазоносных областей Сибирской платформы. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. - С. 18-28.

Балобаев В.Т., Павлов А.В., Перлыштейн Г.З. и др. Теплофизические исследования криолитозоны Сибири. - Новосибирск: Наука, 1983. - С. 22-34.

Баранов И.Я. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:10 000 000. Пояснительная записка. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 48 с.

Баранов И.Я. Криометаморфизм горных пород и его значение для палеогеографии четвертичного периода // Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - С. 6-36.

Баранов И.Я. Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. - М.: Наука, 1965. - 150 с.

Баранов И.Я. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:5 000 000. Пояснительная записка. - М.: Изд-во АН СССР, 1970. - 52 с.

Басков Е.А., Зайцев И.К. Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. - 1963. - Т. 101: Вопросы региональной и поисковой гидрогеологии. - С. 89-152.

Басков Е.А., Петров В.В., Иванова Т.Т. Осадочные бассейны России. Вып.2. Гидрогеология осадочных бассейнов. - СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. - 51 с.

Басков Е.А., Климов Г.И., Кирюхин В.А., Суриков С.Н., Петрова Н.А., Толстихин О.Н. Гидрогеологические структуры Восточной Сибири, Дальнего Востока и Северо-Востока СССР // Основные типы гидрогеологических структур СССР. - Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1974. - С. 70-83.

Батулин Г.Н. Геохимия железо-марганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.

Баулин В.В., Величко А.А., Данилова Н.С. История развития многолетнемерзлых пород на территории СССР // Проблемы геокриологии. - М.: Наука, 1983. - С. 222-230.

Бахман В.И., Ефимов А.И. К вопросу о химическом составе воды и донных отложений некоторых термокарстовых озер Центральной Якутии // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории ЯАССР. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - С. 114-122.

Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П. и др. Направленность изменения растительности и климата Байкальского региона за последние 5 млн. лет по данным

палинологического исследования осадков озера Байкал // Геология и геофизика. - 1999. - Т. 40, № 5 - С. 735–745.

Белоусова А.П., Гавич И.К., Лисенков А.Б. и др. Экологическая гидрогеология: Учебник для ВУЗов. - М.: ИКЦ «Академкнига», 2006. - 397 с.

Беляков Л.П., Москвина М.М., Спесивцев В.И. Инженерно-геологическая особенность долины Вилюя при впадении в нее р. Малая Ботуобия // Геокриологические исследования Западной Якутии. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 71-80.

Блинов Л.К. Солевой состав морской воды и льда // Тр. ГОИН. - 1965. - Вып. 83. - С. 5-55.

Боголюбов А.Н., Кондратьев В.Г. К вопросу о мощности многолетнемерзлых пород в Ботуобинском районе (по данным комплексных мерзлотно-геофизических работ // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. - Вып. VIII. - С. 144-159.

Бодунов Е.И., Белецкий В.Л., Фрадкин Г.С. и др. Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы. - Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1986. - 176 с.

Бойко Т.Ф. Литий, рубидий, цезий // Металлы в осадочных толщах. М.: Наука, 1964. С. 392-422.

Бойков С.А., Кучмин О.А. Некоторые особенности и результаты применения метода естественного электрического поля для изучения фильтрационных таликов Сытыканского гидроузла (Западная Якутия) // Геофизические исследования криолитозоны. – М.: Изд-во ОНТИ ПНЦ РАН, 2000. - Вып. 3. – С. 72-82.

Бойков С.А., Великин С.А., Снегирев А.М. и др. Изучение фильтрационных таликов в основании грунтовой плотины Сытыканского гидроузла методами инженерной геофизики // Геофизические исследования криолитозоны. – М.: Изд-во ОНТИ ПНЦ РАН, 2000. - Вып. 3. – С. 58-71.

Бондаренко С. С., Куликов Г.В. Подземные промышленные воды. – М.: Недра, 1984. – 358 с.

Борисов В.Н. Особенности влияния климата и техногенеза на гидросферу в рассолоносных районах криолитозоны (на примере севера Сибирской платформы) // Современные изменения в литосфере под влиянием природных и техногенных факторов. - М.: Недра, 1996. - С. 93-111.

Борисов В.Н., Алексеев С.В. К вопросу о взаимодействии рассолов и мерзлых пород // XII Всес. совещ. по подз. водам Востока СССР: Тез. докл. - Иркутск - Южно-Сахалинск, 1988. - С. 162.

Борисов В.Н., Алексеев С.В. Криогенное строение и емкостные свойства многолетнемерзлых пород (в Западной Якутии) // XIV Всерос. совещ. по подз. водам Востока России: Тез. докл. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994а. - С. 94.

Борисов В.Н., Алексеев С.В. Криопэги - особый фактор осложнения работ в криолитозоне // III Межд. симпозиум “Горное дело в Арктике”: Тез. докл. - Санкт-Петербург, 1994б. - С. 150.

Борисов В.Н., Алексеев С.В. Многолетнемерзлые породы как объект для захоронения высококонцентрированных промстоков (на примере севера Сибирской платформы) // Мат. I конференции геокриологов России. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. - С. 160-170.

Борисов В.Н., Алексеев С.В. Факторы взаимодействия рассолов со льдом (мерзлой породой) при отрицательной температуре // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже III тысячелетия. – Томск, ТПУ, 2000. – С. 584-589.

Борисов В.Н., Алексеев С.В., Алексеева Л.П., Плешевенкова В.А. Метаморфизованные рассолы в сфере влияния горных работ // Мат-лы XV Всерос. совещ. по подз. водам Сибири и Дальнего Востока. - Тюмень, 1997. - С. 32.

Борисов В.Н., Алексеев С.В., Климов А.Ю., Плешевенкова В.А. Гидрогеохимическая зональность Западной Якутии (в связи с условиями отработки коренных месторождений алмазов) // Земная кора и верхняя мантия Восточной Сибири. - Иркутск, 1987. - С. 146 -153.

Борисов В.Н., Брандт С.Б., Лепин В.С. и др. Использование изотопов стронция и свинца в гидрогеологических исследованиях: Мат. VIII сов. по подз. водам Сибири и Дал. Востока. - Иркутск-Улан-Удэ, 1976. - С. 35-36.

Борисов В.Н., Климов А.Ю., Черемных А.В. и др. О первом накопителе дренажных вод на мерзлом основании // Мат. XII Всес. совещ. по подз. водам Востока СССР. – Иркутск - Южно-Сахалинск, 1988. - С. 118.

Борисов В.Н., Пиннекер Е.В., Алексеев С.В. и др. Подземные рассолы в техногенных процессах и их взаимодействие с мерзлыми породами // Мат. I Всес. съезда инж.-геол., гидрогеол. и геокриол. - Киев, 1988. - С. 38-39.

Брандт С.Б., Борисов В.Н., Лепин В.С. и др. Изотопные отношения стронция в некоторых природных водах Сибири: Междунар. геол. конгресс, XXV сессия. Геохимия, минералогия, петрология. – М.: Наука, 1976. – С. 98-105.

Брахина Н.Ф. Криогенное строение многолетне- и сезонномерзлых пород южной части Алданского района // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1966. - Вып. 6. - С. 112-119.

Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984.

Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения в области нефтегазовой геологии // Разведка и охрана недр. - 1997. - № 2. - С. 37-39.

Букаты М.Б. Рекламно-техническое описание программного комплекса HydroGeo. - М.: ВНИИЦ, 1999а. - 5 с. - Номер гос. регистрации алгоритмов и программ во Всероссийском научно-техническом информационном центре (ВНИИЦ) №50980000051 ПК.

Букаты М.Б. Равновесие подземных рассолов Тунгусского бассейна с минералами эвапоритовых и терригенных формаций // Геология и геофизика. - 1999б. - Т. 40, № 5. - С. 750-763.

Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Изв. Томского политехн. ун-та. - 2002. - Т. 305, вып. 6. - С. 348-365.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М., Изд-во Моск. ун-та, 2006, 404 с.

Васильчук Ю.К. Изотопные методы в географии / Ю.К. Васильчук, А.К. Васильчук. Ч. 1. Геохимия стабильных изотопов природных льдов. Учеб. пособие. М., Изд-во Моск. ун-та, 2011, 228 с.

Васильчук Ю.К. Рубеж плейстоцена и голоцена - около 10 тысяч лет назад - время коренной смены типичных геокриологических образований // Криосфера Земли, 2012. Т. XVI, № 3, с. 29-38.

Валяшко М.Г., Ветштейн В.Е., Жеребцова И.К. и др. Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным // Проблемы соленакопления. - Новосибирск: Наука, 1977. - С. 120-124.

Валяшко М.Г., Поливанова А.И., Жеребцова И.К. и др. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. - М.: Наука, 1965. - 160 с.

Вахромеев А.Г. Закономерности формирования и концепция освоения промышленных рассолов (на примере юга Сибирской платформы): Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2009. – 36 с.

Великин С.А., Снегирев А.М. К вопросу геофизического контроля состояния гидротехнических сооружений в криолитозоне (на примере Вилуйской ГЭС-1) // Геофизические исследования криолитозоны. – М.: Изд-во ОНТИ ПНЦ РАН, 2000. - Вып. 3. – С. 8-24.

Великин С.А., Снегирев А.М., Фролов А.Д. Локальный эколого-геофизический мониторинг криолитозоны // Геофизические исследования криолитозоны. – М.: Изд-во ОНТИ ПНЦ РАН, 2000. - Вып. 3. – С. 25-38.

Великин С.А., Милановский С.Ю., Петрунин А.Г. Изучение фильтрации на гидротехнических объектах Якутии // Материалы Третьей Конференции геокриологов России. Т. 4. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005 – С. 50-59.

Величко А.А. Современное состояние концепции покровных оледенений Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1987. - № 3. - С. 21-34.

Величко А.А. Соотношение изменений климата в высоких и низких широтах Земли в позднем плейстоцене и голоцене // Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. - М.: Наука, 1989. - С. 5-19.

Величко А.А., Климанов В.А. Климатические условия северного полушария 5-6 тысяч лет назад. - М.: Изд-во АН СССР. Сер. геогр. - 1990. - № 5. - С. 38-52.

Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А. Последнее оледенение Земли в позднем плейстоцене // Природа. - 1994. - № 7. - С. 63-67.

Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А. Геохронология, распространение и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. - 2000. Т. 8, № 1. - С. 3-16.

Величко А.А., Нечаев В.П. Сценарии изменения криолитозоны России при глобальном потеплении климата // Мат. I конф. геокриологов России. Кн. 2. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. - С. 309-318.

Величко А.А., Фаустова М.А. Проблемы обоснования максимальной границы позднеплейстоценового оледенения на севере Евразии // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. - М.: Наука, 1982. - С. 7-16.

Вельмина Н.А. О происхождении инъекционных льдов // Подземный лед. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965. - Вып. 11. - С. 83-90.

Вельмина Н.А. Особенности гидрогеологии области многолетнемерзлых пород и основные ее проблемы // Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. - М.: Наука, 1966. - С. 16-28.

Вельмина Н.А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (криогидрогеология). - М.: Недра, 1970. - 326 с.

Вигандт В.А. Опыт сооружения и эксплуатации обратной закачки дренажных вод карьера «Мир» // Горный журнал. – 1994. - № 9. – С. 60-62.

Вильямс Д.Ф., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др. Комплексные исследования позднемиocen-плейстоценовых донных отложений озера Байкал – основа палеоклиматических реконструкций и диатомовой биостратиграфии // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 1-2. - С. 35-47.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. №7. С. 555-571.

Вишневская И.А., Кочнев Б.Б., Летникова Е.Ф., Киселева В.Ю., Писарева Н.И. Sr-изотопные характеристики хорбусуонской серии венда Оленёкского поднятия (Северо-Восток Сибирской платформы) / ДАН, 2013. Т. 449, № 3. С 317-321.

Власов Н.А., Павлова Л.И., Иванов А.В. Роль криогенной метаморфизации в формировании химического состава природных вод // Междунар. геохим. конгресс: Тез. докл. - М., 1971. - Т. 2. - С. 799-800.

Власов Н.А., Чернышев Л.А. Физико-химические процессы в ледовой фазе при замерзании природных вод // Вопросы гидрогеологии и гидрогеохимии. - Иркутск, 1969. - Вып. IV. - С. 187-191.

Вожов В.И., Гурари Ф.Г., Сурнин А.И. Геотермические условия нефтегазоносности Сибирской платформы // Советская геология. - 1983. - № 10. - С. 49-56.

Вожов В.И., Сурнин А.И. Закономерности распространения многолетнемерзлых пород на Сибирской платформе // Гидрогеология нефтегазоносных областей Сибирской платформы. - Новосибирск, 1982. - С. 5-8.

Волков Н.Г., Комаров И.А., Мироненко М.В. и др. Методики оценки температуры формирования ионно-солевого состава криопэгов // Криосфера Земли. – 2005. - Т. IX, № 4. – С. 54-61.

Волков Н.Г., Кулиш Е.М., Комаров И.А. Методика оценки теплового взаимодействия криопэгов с вмещающими породами в слое нулевых годовых амплитуд

// Материалы Третьей Конференции геокриологов России. Т. 2. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005 – С. 41-45.

Волкова В.П. Химический состав природных вод Мирнинского района Якутской АССР // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. - Вып. 11. - С. 152-160.

Волкова В.П., Романовский Н.Н. Некоторые особенности химического состава подземных льдов Уяндинской впадины и прилегающих частей Селенняхского хребта // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. - Вып.10. - С. 114-129.

Волохов О.В. Геокриологические условия Анабаро-Оленекского междуречья // Вестн. Моск. ун-та. - Сер. 4. - 1994. - № 4. - С. 85-88.

Вотинцев К.К., Мещерякова А.Н. Химический состав льда озера Байкал // Докл. АН СССР. - 1961. - Т. 136, № 5. - С. 1205-1209.

Вотяков И.Н. Физико-механические свойства мерзлых и оттаивающих грунтов Якутии // Новосибирск: Наука, 1975. - 238 с.

Всеволожский В.А. Генетическая классификация природных фильтрационных сред // Вестн. Моск. ун-та. - Сер. 4. - 1984. - № 1. - С. 8-20.

Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. - 351 с.

Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. - М.: Наука, 1975. - 213 с.

Втюрина Е.А., Втюрин Б.И. Льдообразование в горных породах. - М.: Наука, 1979. - 279 с.

Гавич И.К. Основы гидрогеологической стратификации и обработки информации. - М.: МГРИ, 1982. - 79 с.

Гавич И.К. Гидрогеодинамика: Учебник для ВУЗов. - М.: Недра, 1988. - 349 с.

Гаврилова М.К. Климаты холодных регионов Земли. - Якутск: Изд-во СО РАН, 1998.- 206 с.

Гавшин В.М., Пономарчук В.А., Никитин И.А., Разворотнева Л.И. Необычное соотношение изотопов стронция в рифейских карбонатных отложениях Сибирской платформы // Доклады РАН. - 1994. - Т. 335. - № 1. - С. 77-80.

Гайдаенко Е.П. Растворимость льда в мерзлых грунтах под воздействием соленых растворов // Проблемы инженерной гляциологии. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 32-36.

Гарагуля Л.С., Кондратьева К.А. Классификация и районирование в методике геокриологических исследований // Геокриологические исследования.- М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. - С. 25-33.

Гарагуля Л.С., Гордеева Г.И., Хрусталева Л.Н. Оценка геоэкологического состояния ПТС в криолитозоне // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология и геокриология. - 1997. - № 4. - С. 40-53.

Гасанов Ш.Ш. Криолитогенез - физико-географический вариант осадочного процесса // Проблемы криолитологии. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. - С. 23-36.

Гасанов Ш.Ш. Криолитологический анализ. – М.: Наука, 1981. – 112 с.

Гензель Г.Н., Воропаев Б.П., Якушенко М.В. и др. Консервация карьера «Мир» и защита рудника от затопления в период перехода на подземный способ добычи // Актуальные проблемы разработки кимберлитовых месторождений: современное состояние и перспективы решения. – М.: Издательский дом «Руда и металлы», 2002. – С. 219-230.

Гензель Г.Н., Карачевцев Н.Ф., Лобанов В.В. Исследование процесса закачки дренажных рассолов рудника «Айхал» в многолетнемерзлые породы // Актуальные проблемы разработки кимберлитовых месторождений: современное состояние и перспективы решения. – М.: Издательский дом «Руда и металлы», 2002. – С. 249-251.

Геокриологические опасности. Тематический том / Под ред. Л.С. Гарагуля и Э.Д. Ершова. – М.: Издательская фирма “КРУК”, 2000. – 316 с.

Геокриологический словарь. М.: ГЕОС, 2003. – 140 с.

Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 515 с.

Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1989. – 414 с.

Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий. Масштаб 1:1500000. Гл. ред. М.С. Малич. 1999.

Геологический словарь. Т. 2. – М.: Недра, 1978. – С. 219-221.

Геология нефти и газа Сибирской платформы / Под ред. А.Э. Конторовича, В.С. Суркова, А.А. Трофимука. – М.: Недра, 1981. – 552 с.

Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Часть I. Геологическое описание. Книга I / Под ред. Ф.Г. Маркова. – М.: Недра, 1970. – 536 с.

Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Часть I. Геологическое описание. Книга II / Под ред. Ф.Г. Маркова. – М.: Недра, 1971. – 256 с.

Геология Якутской АССР. – М.: Недра, 1981. – 300 с.

Геология, гидрогеология и геохимия нефти и газа южного склона Анабарской антеклизы. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1986. – 176 с.

Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода: в 5 томах. Т. 1: Система вода-порода в земной коре: взаимодействие, кинетика, равновесие, моделирование/ В.А. Алексеев и др.; отв. редактор тома С.Л. Шварцев. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. 244 с.

Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода-порода: в 5 томах. Т. 2: Система вода-порода в условиях гипергенеза/ С.Л. Шварцев и др.; отв. редактор тома Б.Н. Рыженко. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2007. 389 с.

Геоэкология Севера (введение в геокриозкологию). – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – 270 с.

Гидрогеологические исследования за рубежом / Под ред. Н.А. Маринова. – М.: Недра, 1982. – 428 с.

Гидрогеология / Под ред. В.М. Шестакова и М.С. Орлова. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 317 с.

Гидрогеология Азии / Под ред. Н.А. Маринова. – М.: Недра, 1974. – 576 с.

Гидрогеология СССР. Том XX. Якутская АССР. - М.: Недра, 1970. - 384 с.

Гидрогеология СССР. Том XVIII. Красноярский край и Тувинская АССР. - М.: Недра, 1972. - 479 с.

Гидрогеология СССР. Сводный том. Вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. - М.: Недра, 1976. - 656 с.

Гинсбург Г.Д., Гуревич А.Е., Резник А.Д. О причинах низких пластовых давлений на севере Сибири // Советская геология. - 1971. - № 9. - С. 45-58.

Гинсбург Г.Д., Неизвестнов Я.В. Гидродинамические и гидрохимические процессы в области охлаждения земной коры // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Доклады и сообщения. - Якутск, 1973. - Вып.5. - С. 22-28.

Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды. Концентрирование соляных рассолов естественным вымораживанием // Тр. соляной лаборатории. - 1937. - Вып.5, Ч. 1. - С. 5-23.

Глинка Н.Л. Общая химия. - Л.: Химия, 1979. - С. 213-263.

Глинка Н.Л. Общая химия: Учебное пособие для ВУЗов - М.: Интеграл-Пресс, 2002. - 728 с.

Гольдберг Э.Д. Геохимия моря / Геохимия литогенеза. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 431-459.

Гольдберг В.М., Скворцов Н.П., Лукьянчикова Л.Г. Подземное захоронение промышленных сточных вод. - М.: Недра, 1994. - 282 с.

Гольдтман В.Г. Инженерно-геологические последствия многолетнего промерзания пород на Северо-Востоке // Тр. ВНИИ золота и ред. мет. - 1972. - С. 248-263.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 160 с.

Гордеев В.В., Лисицын А.П. Микроэлементы / Химия океана. Т.1. Химия вод океана. М.: Наука, 1979. С. 337-375.

Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2009 г. Вып. 93. Бром. М. 2009.

Готовцев С.П. Исследование льдистости скальных пород Сибирской платформы // Региональные геокриологические исследования в Восточной Азии. - Якутск, 1983. - С. 66-72.

Готовцев С.П. Особенности формирования температуры мерзлых пород Якутской алмазоносной провинции. Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Якутск, 1993. 209 с.

Готовцев С.П., Климовский И.В., Михайлов В.А. и др. Прогноз эволюции многолетней мерзлоты при подземном захоронении высокоминерализованных подземных вод // Рациональное природопользование в криолитозоне. - Якутск: ИМЗ СО РАН, 1992. - С. 63-71.

Грабовников В.А., Татарчук Ю.С., Шипулин Ю.К. Использование недр для экологически безопасного подземного захоронения токсичных жидких отходов // Геоэкологические исследования и охрана недр. - 1995. - № 4. - С. 38-48.

Гребнева П.И., Вахромеев А.Г., Воробьев В.Н. Адсорбция лития из рассолов Сибирской платформы // Мат. XV Всерос. совещ. по подз. водам Сибири и Дальнего Востока. - Тюмень, 1997. - С. 20.

Гросвальд М.Г. Последний Евразийский ледниковый покров // Мат-лы. гляциол. иссл. - 1977. - Вып. 30. - С. 45-60.

Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. - М.: Наука, 1983. - 216 с.

Гросвальд М.Г. Оледенение антарктического типа в северном полушарии (на пути к новой глобальной ледниковой теории // Мат-лы. гляциол. иссл. - 1988. - Вып. 63. - С. 3-24.

Гросвальд М.Г. Последнее великое оледенение территории СССР // Наука о Земле. - 1989. - № 10. - 48 с.

Гросвальд М.Г. Следы наступания ледникового щита с шельфа на побережье северо-восточной Сибири // Доклады РАН. - 1996. - Т. 350, № 4. - С. 535-540.

Гросвальд М.Г. Палеогидрология Евразии в эпоху последнего оледенения // Мат-лы. гляциол. иссл. - 1998. - Вып. 84. - С. 121-129.

Гросвальд М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. - М.: Научный Мир, 1999. - 120 с.

Гунин В.И. Численная модель распространения загрязнений сточными водами в подземных горизонтах // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология и геокриология. - 2000. - № 2. - С. 184-190.

Гунин В.И. Новая трехмерная математическая модель тепломассопереноса в пористых средах и ее возможности // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология и геокриология. - 2003. - № 4. - С. 355-370.

Гунин В.И. Оценка условий захоронения техногенных рассолов в мерзлых породах на основе численного эксперимента // Подземная гидросфера: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. - С. 377-380.

Гурвич Е.Г., Лукашин В.Н., Лисицин А.П., Куринов А.Д. Редкоземельные элементы и иттрий // Геохимия элементов-гидролизатов / Под ред. А.Б. Ронова. М.: Наука, 1980. С. 71-116.

Данилов И.Д. Подземные льды. - М.: Недра, 1990. - 140 с.

Данилов И.Д., Ершов Э.Д. Древнее оледенение и вечная мерзлота Азии // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1989. - № 11. - С. 32-42.

Данилова Н.С. Условия и особенности формирования криогенного строения многолетнемерзлых пород Средней Сибири // Тр. ПНИИИС. - 1972. - Т. 18. - С. 158-171.

Даркович Г.В., Черепнов А.Н., Нечаев А.С. Состояние и перспективы разработки месторождений алмазов Мирнинского ГОКа // Актуальные проблемы разработки кимберлитовых месторождений: современное состояние и перспективы решения. - М.: Издательский дом «Руда и металлы», 2002. - С. 25-28.

Дэвис С., Де Уист Р. Гидрогеология. - М.: Мир, 1970. - 254 с.

Девяткин В.Н. Результаты определения глубинного теплового потока на территории Якутии // Региональные и тематические геокриологические исследования. - Новосибирск: Наука, 1975. - С. 148-150.

Девяткин В.Н. Геотермические условия бассейна Курунг-Юрях и Хатат (Западная Якутия) // Строение и тепловой режим мерзлых пород. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 78-80.

Девяткин В.Н. О геотермической аномалии Лено-Усть-Вилуйского газоносного района // Термика почв и горных пород в холодных регионах. - Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1982. - С.111-117.

Девяткин В.Н. Тепловой поток криолитозоны Сибири - Новосибирск: Наука, 1993.- 165 с.

Девяткин В.Н., Ан В.В. О связи между тепловыми потоками в мерзлых и подстилающих талых породах в литосфере Саха-Якутии // Криосфера Земли. - 1998. - Т. II, № 1. - С. 28-31.

Девяткин В.Н., Балобаев В.Н. Геотермические параметры рудных месторождений приполярья Западной Якутии // Мерзлые грунты при инженерных воздействиях. - Новосибирск: Наука, 1984. - С. 62-66.

Девяткин В.Н., Гаврильев Р.И. Геотермия вмещающих пород карьера "Мир" (Западная Якутия) // Строение и тепловой режим мерзлых пород. - Новосибирск: Наука, 1981. - С. 76-79.

Девяткин В.Н., Шамшурин В.Ю. Геотермическая характеристика месторождения Сытыкан // Геотеплофизические исследования в Сибири. - Новосибирск: Наука, 1978. - С. 142-148.

Девяткин В.Н., Шамшурин В.Ю. Геотермические условия кимберлитовой тр. Юбилейная // Мерзлотные исследования в осваиваемых районах СССР. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 79-82.

Де Кервен М.Р. Растворение ледяных корок и предупреждение их возникновения // Лед и снег. - М.: Мир, 1966. - С. 447-456.

Демонтерова Е.И., Масловская М.Н. Хроматографическое выделение стронция в образцах с высокими Rb/Sr отношениями для масс-спектрометрического анализа // Прикладная геохимия, вып. 4, Аналитические исследования (ред. Буренков Э.К., Кременецкий А.А.) М.: ИМГРЭ, 2003, с. 15-19.

Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В. Подземный сток в моря и мировой океан. - М.: Наука, 1977. - 94 с.

Дзенс-Литовский А.П. Кемпендяйское месторождение ледяной поваренной соли "ледянки" // Природа. - 1945. - № 6. - С. 41-44.

Дзюба А.А. Разгрузка рассолов Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1984. - 156 с.

Докембрийская геология СССР. - Л.: Наука, 1988. - 442 с.

Долгих С.Н., Мауль В.К. Опыт строительства и эксплуатации бессточных хвостохранилищ в условиях Крайнего Севера // Горный журнал/ - 1996.- № 7-8. - С. 26-28.

Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. - Л.: Гидрометеиздат, 1975. - 318 с.

Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. - 404 с.

Дроздов А.В. К вопросу о формировании криогидрогеологических структур Сибирской платформы // Наука и образование. - 2004, № 4. - С. 62-69.

Дроздов А.В. Подземное захоронение дренажных рассолов в многолетнемерзлые породы (на примере Удачинского ГОКа в Западной Якутии) // Геоэкология. - 2005, № 3. - С. 234-243.

Дроздов А.В. Структурно-тектонические критерии оценки приемистости массивов для захоронения сточных вод алмазодобывающих предприятий в криолитозоне Западной Якутии // Криосфера Земли. - 2006а. - Т. X, № 2. - С. 27-45.

Дроздов А.В. Захоронение промышленных соков горнодобывающих предприятий АК «АЛРОСА» в криолитосфере // Горный журнал. - 2006б, № 6. - С. 12-15.

Дроздов А.В. Захоронение дренажных рассолов в многолетнемерзлых породах (на примере криолитозоны Сибирской платформы). - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2007. - 296 с.

Дроздов А.В., Алексеев С.В. Особенности миграции рассолов в мерзлой толще при подземном захоронении // Мат-лы XIII Всес. совещ. по подз. водам Востока СССР. - Иркутск - Томск, 1991. - С. 200.

Дроздов А.В., Готовцев С. П. Особенности миграции рассолов при их подземном захоронении // Формирование подземных вод криолитозоны. - Якутск: ИМЗ СО РАН, 1992. - С. 31-48.

Дроздов А.В., Дроздова Т.И. Оценка водопроницаемости техногенного талика при захоронении стоков в многолетнемерзлых породах // Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XVII совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). - Иркутск-Красноярск: Изд-во Ирк. техн. ун-та, 2003. - С. 113-115.

Дроздов А.В., Егоров К.Н., Готовцев С.П. и др. Особенности гидрогеологического строения и гидрохимической зональности кимберлитовой трубки «Удачная» // Комплексные мерзлотно-гидрогеологические исследования. - Якутск: ИМЗ СО АН СССР. - 1989. - С. 145-155.

Дроздов А.В., Иост Н.А., Лобанов В.В. Криогидрогеология алмазных месторождений Западной Якутии. - Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. - 508 с.

Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. М.: ГЕОС, 2002. 246 с.

Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. - М.: Наука, 2006. 360 с.

Дучков А.Д., Балобаев В.Т. Эволюция теплового и фазового состояния криолитозоны Сибири // Глобальные изменения природной среды-2001. - Новосибирск: Изд-во СО РАН. - Филиал ГЕО, 2001. - С. 79-104.

Дучков А.Д., Балобаев В.Т., Володько Б.В. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. – Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1994. - 141 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С., Балобаев В.Т. и др. Тепловой поток и геотемпературное поле Сибири // Геология и геофизика. - 1997. - Т. 38, № 11. - С. 1716-1729.

Егоров К.Н. Контактные взаимоотношения кимберлитов разных фаз внедрения в сложнопостроенных трубках // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1985. - № 9. - С. 23 – 35.

Егоров К.Н., Ущиповская З.Ф., Швырев Г.Г. и др. Гексагидрит в кимберлитах Якутии. - М.: ЗВМО. - 1987. - № 6. - С. 718-721.

Ершов Э.Д. Криолитогенез. - М.: Недра, 1982. - 212 с.

Ершов Э.Д. Физикохимия и механика мерзлых пород. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 332 с.

Ершов Э.Д. Эволюция толщ мерзлых пород в истории Земли // Геокриологические исследования. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. - С. 3-16.

Ершов Э.Д. Общая геокриология. – М.: Недра, 1990. - 559 с.

Ершов Э.Д. Общая геокриология: Учебник. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. - 682 с.

Ершов Э.Д., Данилов И.Д. Криолитогенез: достижения, перспективные направления и задачи исследований // Вестн. Моск. ун-та. - Сер.4. - 1992. - № 1. - С. 82-92.

Ершов Э.Д., Данилов И.Д., Чеверев В.Г. Петрография мерзлых пород. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. - 311 с.

Ершов Э.Д. Комаров И.А., Чувилин Е.М. Прогноз процессов взаимодействия жидких техногенных рассолов, захороняемых в массиве мерзлых пород // Геоэкология. - 1997. - № 2. - С. 19-29.

Ершов Э.Д., Кривоногова Н.Ф. Криогенные текстуры скальных пород // Основы геокриологии. Часть 2. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. - С. 65-67.

Ершов Э.Д., Лебеденко Ю.П., Чувилин Е.М., Наумова Н.С. Экспериментальные исследования процессов массопереноса в промерзающих засоленных породах // Инженерная геология. - 1992. - № 4. - С. 27-35.

Ершов Э.Д., Лебеденко Ю.П., Чувилин Е.М. и др. Микростроение мерзлых пород. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. - 183 с.

Ершов Э.Д., Лисицина О.М. Докайнозойская криолитозона Земли // Вестник Моск. ун-та. - Сер. 4. - 1993а. - № 2. - С. 3-16.

Ершов Э.Д., Лисицина О.М. Покровные оледенения и мерзлые породы в истории Земли // Геоэкология. - 1993б. - № 4. - С. 3-26.

Ершов Э.Д., Лисицина О.М., Пармузин С.Ю. Геокриологические аспекты подземного захоронения средне- и низкорadioактивных отходов // Вестн. Моск. ун-та. - Сер. 4. - 1995. - № 6. - С. 37-52.

Ершов Э.Д., Пармузин С.Ю., Лисицина О.М. Проблемы захоронения радиоактивных отходов в криолитозоне // Геоэкология. - 1995. - № 5. - С. 20-36.

Ершов Э.Д., Пармузин С.Ю., Лисицина О.М. Многолетнемерзлые породы как среда захоронения экологически опасных отходов // Геоэкология. - 1997. - № 1. - С. 23-39.

Ершов Э.Д., Цу Ши Ше, Лебеденко Ю.П. и др. Процессы массопереноса и деформирования в мерзлых породах, взаимодействующих с водными растворами солей // Мат-лы 3 науч.-техн. семин. «Инж.-геол. изуч. и оценка мерзлых, промерзающ. и оттаивающ. грунтов (ИГК-92)». - Санкт-Петербург, 1993. - С. 67-77.

Ершов Э.Д., Чижов А.Б., Гаврилов А.В. и др. Геоэкологические условия криолитозоны // Геоэкология. - 1993. - № 2. - С. 3-17.

Ефимов А.И. Гидрогеологические особенности района месторождения алмазов трубки "Мир" в юго-западной Якутии // Мат-лы. II совещ. по подз. водам и инженерной геологии Восточной Сибири. - Иркутск, 1959. - Вып. 2. - С. 79-89.

Ефимов А.И. Подземные воды области многолетнемерзлых пород восточной части Сибирской платформы // Проблемы гидрогеологии. - М.: Гостехиздат, 1960. - С. 89-96.

Ефимов А.И. Температура многолетнемерзлых пород в окрестностях г. Мирного // Современные вопросы региональной и инженерной геокриологии. - М.: Наука, 1964. - С. 63-83.

Жеребцова И.К., Волкова Н.Н. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера // Геохимия. - 1966. - № 7. - С. 832-845.

Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. - Л.: Недра, 1986. - 239 с.

Зайцев И.К., Толстихин Н.И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР // Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. - Л.: Тр. ВСЕГЕИ, 1963. - Нов. сер. - Т. 101. - С. 5-35.

Зайцев И.К., Толстихин Н.И. Классификация подземных вод и горных пород – основа гидрогеологического картирования и районирования // Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. - Л.: Недра, 1971. - С. 4-15.

Зекцер И.С., Джамалов Р.Г., Месхетели А.В. Подземный водообмен суши и моря. - Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 207 с.

Зелинская Е.В., Воронина Ю.В. Теоретические аспекты использования гидроминерального сырья. М.: Изд-во "Академия естествознания", 2009.

Зильберборд А.Ф. О выветривании мерзлых коренных пород в подземных выработках // Современные вопросы региональной и инженерной геокриологии. - М.: Наука, 1964. - С. 194-202.

Зинчук Н.Н., Ягнышев Б.С. Экологические проблемы районов алмазодобывающей промышленности (на примере центральной части Якутской алмазоносной провинции) // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА», современное состояние и перспективы решения. – Мирный: Изд-во ООО «Мирнинская городская типография», 2003. - С. 339-345.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. - 280 с.

Зуев В.М., Сафонов Л.А., Солопанов А.Т. Создание экологически безопасной системы защиты горных работ от подземных вод // Разведка и охрана недр. - 1990. - № 12. - С. 39-42.

Иванов А.В. Геохимическая роль процессов наледообразования // Мат-лы VIII Всесоюз. совещ. по подз. водам Сибири и Дальнего Востока. - Иркутск-Улан-Удэ, 1976а. - С. 108-109.

Иванов А.В. Содержание и формы некоторых микроэлементов в наледных солях // Наледи и наледные процессы в Восточной Сибири. - Иркутск, 1976б. - С. 111-119.

Иванов А.В. Краткое введение в гляциохимию. - Владивосток, 1986. - 14 с.

Иванов А.В. Теория криогенных и гляциогенных гидрохимических процессов // ИНТ. Гляциология. Т. 5. - М.: ВИНТИ, 1987. - 236 с.

Иванов А.В. Формирование химического состава конжеляционных льдов // Гляциохим. и криоген. гидрохим. процессы. - Владивосток, 1989а. - С. 6-49.

Иванов А.В. Химические взаимодействия в системе “вода-лед-порода” // Материалы гляциологических исследований. - 1989б. - Вып. 65. - С. 75-80.

Иванов А.В. Геохимические процессы при наледообразовании // Проблемы наледообразования. - Новосибирск: Наука, 1991. - С. 45-54.

Иванов А.В. Гляциогенный круговорот веществ. – Хабаровск, 1993. - 94 с.

Иванов А.В. Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. – Хабаровск: Дальнаука, 1998. - 163 с.

Иванов А.В., Алексеев В.Р. Криогенная метаморфизация природных вод и ее роль в круговороте веществ // Докл. Ин-та географии СО АН СССР. - 1976. - № 49. - С. 31-40.

Иванов А.В., Власов Н.А. Влияние криогенных процессов на формирование гидрокарбонатных натриевых вод // Гидрохимические материалы. - Л.: Гидрометеиздат, 1974. - Т. 61. - С. 55-61.

Иванов А.В., Власов Н.А. Сезонные криопэги минеральных озер Восточной Сибири // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1976. - № 8. - С. 93-101.

Иванов А.К. Оценка воздействия добычи алмазов на окружающую среду // Мат-лы межд. конф. “Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения”. - Архангельск: ИЭП Севера УрО РАН, 2002. - Т. 1. - С. 577-579.

Иванов М.С. Долериты трапповой формации Сибирской платформы, разрушенные криогенезом до глинистой фракции // Мат-лы. 2 Всес. семин. «Инж.-геол. изуч. и оценка мерзлых, промерзающ. и протаивающ. глинистых грунтов». - СПб.: СПбГУ, 1993. - С. 96-98.

Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий генезиса // Криосфера Земли, 2012. Т. XVI, №1. с. 56-57.

Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена) / Под ред. А.А. Величко. - М.: ГЕОС, 1999. - 260 с.

Исаева Л.Л., Кинд Н.В. К вопросу о размерах сартанского оледенения на северо-западе Средней Сибири // Четвертичные оледенения Средней Сибири. - М.: Наука, 1986. - С. 52-59.

Каган А.А., Кривоногова Н.Ф. Основные принципы инженерно-геологического изучения многолетнемерзлых скальных оснований гидротехнических сооружений // Гидротехническое строительство. - 1973. - № 6. - С. 18-22.

Каган А.А., Кривоногова Н.Ф. Многолетнемерзлые скальные основания сооружений. - Л.: Стройиздат, 1978. - 207 с.

Каган А.А., Кривоногова Н.Ф. Инженерно-геологические условия строительства и эксплуатации гидротехнических сооружений, возводимых на многолетнемерзлых скальных породах // Проблемы инженерного мерзлотоведения в гидротехническом строительстве. - М.: Наука, 1986. - С. 34-44.

Казанский А.Б. Модель палеоклимата в плейстоцене. Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1990. - Т. 26, № 5. - С. 461-466.

Калабин И.Я. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. - Магадан: Тр. ВНИИ-1. - 1960. - Т. XVIII. - 471 с.

Калабин А.И. Об одной важной мерзлотно-гидрогеологической закономерности и ее следствиях // Матер. Всесоюз. науч. совещ. по мерзлотоведению. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1972. - С. 265-270.

Калинин В.И., Власов В.Н., Крамсков Н.П. Подготовка обводненных кимберлитовых трубок к подземной отработке // Актуальные проблемы разработки кимберлитовых месторождений: современное состояние и перспективы решения. - М.: Издательский дом «Руда и металлы», 2002. - С. 231-234.

Калинин В.М., Якупов В.С. Мощность мерзлой толщи по профилю Оленек-Жиганск (по данным ВЭЗ) // Геофизические методы исследования мерзлых толщ. - Якутск: Якутское книжное издательство, 1976. - С. 22-28.

Калинин В.М., Якупов В.С. Региональные закономерности поведения мощности мерзлых толщ. - Якутск: Изд-во Якутского НЦ СО АН СССР, 1989. - 142 с.

Каменский Р.М., Константинов И.П. Термический режим водохранилища Вилюйской ГЭС и вечномерзлых грунтов его ложа // Колыма. - 1972. - № 8. - С. 30-34.

Каплина Т.Н., Кондратьева К.А., Романовский Н.Н. Проявление новейших тектонических движений в криогенном строении эпигенетически промерзших пород // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. - Вып. 10. - С. 96-104.

Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. и др. Глобальное похолодание Центральной Азии в позднем кайнозое согласно осадочной записи из озера Байкал // Доклады РАН. - 2000. - Т. 370, № 1. - С. 61-66.

Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И. и др. Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брюнес) // Геология и геофизика. - 2001. - Т. 42, № 1-2. - С. 48-63.

Караванов К.П. Бассейны подземных вод горноскладчатых областей Восточной Азии. - М.: Наука, 1977. - 142 с.

Карцев А.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 2-е, перераб. и доп. - М.: Недра, 1972. - 280 с.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтегазоносных районов. - М.: Недра, 1986. - 224 с.

Карцев А.А., Колодий В.В., Кудряков В.А., Семашов Р.Г. Типы и эволюция геогидродинамических систем // Изв. АН СССР.- Сер. геол. - 1971. - № 6. - С. 122-127.

Катасонов Е.М. Исследования состава и криогенного строения многолетнемерзлых горных пород // Полевые геокриологические (мерзлотные) исследования. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - С. 78-92.

Катасонов Е.М. Типы мерзлых толщ и проблемы криолитологии // Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. - Якутск, 1972. - С. 5-16.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. - М.: Наука, 1974. - 216 с.

Кириухин В.А. Региональная гидрогеология: Учебник для вузов. - СПб.: Изд-во СПбГИ (ТУ), 2005. - 344 с.

Кириухин В.А. Прикладная гидрогеохимия: Учебное пособие. - СПб.: Изд-во СПбГИ, 2011. - 230 с.

Кириухин В.А., Коротков А.И., Шварцев С.Л. Гидрогеохимия: Учебник для ВУЗов. - М.: Недра, 1993. - 384 с.

Кириухин В.А., Никитина Н.Б., Судариков С.М. Гидрогеохимия складчатых областей. - Л.: Недра, 1989. - 253 с.

Кириухин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология. - М.: Недра, 1987. - 382 с.

Кириухин В.А., Толстихин Н.И. Гидрогеология дна Мирового океана. - Л.: ЛПИ, 1988. - 104 с.

Киришина М.Т. Анабарский массив и Анабаро-Хатангское междуречье // Четвертичные отложения Советской Арктики: Труды НИИГА. - 1959 а. - Т. 91. - С. 144-165.

Киришина М.Т. О проявлениях новейшей тектоники в пределах Анабарского кристаллического щита и прилегающих территорий // Сборник статей по геологии Арктики: Труды НИИГА. - 1959 б. - Т. 96. - С. 135-147.

Кислов А.В. Климат в прошлом, настоящем и будущем. - М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. - 351 с.

Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н. История гидросферы. - М.: Научный мир, 1998. - 368 с.

Климат Якутской АССР (Атлас). - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 32 с.

Климовский И.В., Готовцев С.П. О природе аномалий температуры мерзлых толщ в Западной Якутии // Региональные геокриологические исследования в Восточной Азии. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО АН СССР, 1983. - С. 54-65.

Климовский И.В., Готовцев С.П. Криолитозона Якутской алмазоносной провинции. - Новосибирск: Наука, 1994. - 167 с.

Климовский И.В., Готовцев С.П., Шепелев В.В. Гидрогеокриологические условия полигона подземного захоронения дренажных вод трубы “Удачная” // Криосфера Земли. - 2002. - Т. VI, № 3. - С. 45-50.

Климовский И.В., Устинова З.Г. Об особенностях температурного режима многолетнемерзлых пород района кимберлитовой трубы Удачная // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления по территории Якутской АССР. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - С. 96-106.

Ковальский В.В., Брахфогель Ф.Ф. Обзор представлений о закономерностях размещения проявлений кимберлитового магматизма // Структурный контроль проявления кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1974. - С. 5-11.

Колебание климата за последнее тысячелетие. - Л.: Гидрометеиздат, 1998. - 408 с.

Комплексная переработка поликомпонентных литиеносных рассолов с предварительным их обогащением по литию / Под. ред. Н.П. Коцупало; ЗАО «Экостар-Наутех». – Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2014. – 172 с.

Кондратьева К.А. О ключевых участках при мерзлотной съемке (на примере мелкомасштабной мерзлотной съемки Ботуобинского района // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. - Вып. VII. - С. 142-149.

Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. - Новосибирск: Наука, 1981. - 197 с.

Кононов А.М., Алексеев С.В. Гидрогеохимические особенности криолитозоны Далдынского и Верхне-Мунского кимберлитовых полей // Подземная гидросфера: Материалы Всероссийского совещания по подземным водам востока России. – Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2006. – С. 69-73.

Кононов А.М. Солёные воды и рассолы Оленёкского криоартезианского бассейна. – Автореф. дис...канд. геол-мин. наук.- Иркутск, 2009. – 18 с.

Кононова Р.С. О роли процессов криогенеза в формировании региональной зональности на примере подземных вод Якутии // Мат-лы VI совещ. по подз. водам Сибири и Дальнего Востока. - Иркутск-Хабаровск, 1970. - С. 42-43.

Кононова Р.С. Гидрохимическая зональность подземных вод как один из показателей палеомерзлотных условий // Междунар. конф. по мерзлотоведению. Доклады и сообщения. - Якутск, 1973. - Вып. 5. - С. 90-94.

Кононова Р.С. Криогенная метаморфизация подмерзлотных вод Восточно-Сибирской артезианской области // Советская геология. - 1974. - № 3. - С. 106-115.

Кононова Р.С. Криогенные факторы формирования химического состава подземных вод и особенности гидрогеохимической зональности территории мерзлой зоны // Проблемы теоретической и региональной гидрогеохимии. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. - Кн. 1. - С. 119-123.

Кононова Р.С., Неизвестнов Я.В., Толстихин Н.И., Толстихин О.Н. Криопэги - отрицательнотемпературные воды Земли // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. - Вып. 11. - С. 75-88.

Константинов И.П., Суходровский В.Л. О формировании берегов в области вечной мерзлоты (на примере Вилюйского водохранилища) // Изучение берегов водохранилищ Сибири. - Новосибирск: Наука, 1977. - С. 62-72.

Конторович Э.Л. Общая теория нефтидогенеза. Базисные концепции, пути построения // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа. - Новосибирск: Наука, 1991. - С. 29-44.

Кореновская Н.М., Тарасов М.Н. К вопросу о формировании ионного состава и минерализации льда при различных условиях // Гидрохимические материалы. - Л.: Гидрометеиздат, 1968. - Т. 47. - С. 77-88.

Коржуев С.С. Рельеф и геологическое строение // Природные условия и естественные ресурсы СССР. Якутия. - М.: Наука, 1965. - С. 29-115.

Корнилова В.П., Маршинцев В.К., Новоселов Ю.М. Шортит в кимберлитовых породах трубки Удачная-Восточная // Бюллетень научно-технической информации ЯФ СО АН СССР. - 1981. - № 7. - С. 19-21.

Корценштейн В.Н. К теории и практике исследований водонапорных систем нефтегазоносных районов // Гидрогеология газонасыщенных районов Советского Союза. - М.: Тр. ВНИИГаз, 1970. - Вып. 33-41. - С. 9-93.

Косолапов А.И. Геохимические исследования природных вод и газов Западной Якутии. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 207 с.

Косыгин Ю.А. Основы тектоники. - М.: Недра, 1974. - 215 с.

Косыгин Ю.А. Тектоника. - М.: Недра, 1983. - 462 с.

Котляков В.М. Мир снега и льда. - М.: Наука, 1994. - 286 с.

Котляков В.М. Избранные сочинения в шести книгах: Книга 4. Льды, любовь и гипотезы. - М.: Наука, 2001. - 368 с.

Коцупало Н.П., Рябцев А.Д. Химия и технология получения соединений лития из литиеносного и гидроминерального сырья. - Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2008. - 291 с.

Крайнов С.Р. Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). - М.: Недра, 1973. - 295 с.

Крайнов С.Р., Швеиц В.М. Гидрохимия: Учебное пособие - М.: Недра, 1992. - 463 с.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швеиц В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. - М.: Наука, 2004. - 677 с.

Кривоногова Н.Ф. К методике инженерно-геологического изучения криогенного строения скальных пород для целей гидротехнического строительства // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976а. - Вып. 15. - С. 150-159.

Кривоногова Н.Ф. Анализ типов льдообразования в скальных породах при инженерно-геологической характеристике // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976б. - Вып. 15. - С. 147-149.

Кривоногова Н.Ф., Соболев С.В., Февралев А.В. Развитие талика под водохранилищем в условиях кондуктивного теплообмена // Геоэкология. - 1994. - № 3. - С. 95-98.

- Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. М.: Научный мир. 2010. 352 с.
- Кудрявцев В.А., Романовский Н.Н., Чижов А.Б. Взаимодействие подземных вод с многолетнемерзлыми породами // Гидрогеология и инженерная геология. - М.: Наука, 1972. - С. 57-63.
- Кудряшов Б.Б., Яковлев А.М. Бурение скважин в мерзлых породах. - М.: Недра, 1983. - 286 с.
- Кузьмин Г.П. Подземные сооружения в криолитозоне. - Новосибирск: Наука, 2002. - 176 с.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А. и др. Ритмы позднего кайнозоя и климатические вариации Азии по данным глубоководного бурения дна озера Байкал // Глобальные изменения природной среды. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «ГЕО», 2001. - С. 146-159.
- Лавров С.А., Калюжный И.Л. Математическое моделирование процессов тепло- и массопереноса в мерзлых почвах при их взаимодействии с растворами солей // Материалы Третьей Конференции геокриологов России. Т. 1. - М: Изд-во Моск. ун-та, 2005 - С. 71-77.
- Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. - М.: Высшая школа, 1989. - 320 с.
- Ланге О.К., Толстихин Н.И. О температурной классификации вод // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геологии. - 1973. - Т. XLVIII(2). - С. 120-123.
- Ланге О.К., Плотников Н.И. Научное содержание современной гидрогеологии. Основные понятия и определения. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. - 96 с.
- Лапин А.В., Толстов А.В., Василенко В.Б. Петрогеохимические особенности кимберлитов Средне-Мархинского района в связи с проблемой геохимической неоднородности кимберлитов // Геохимия. - 2007. - № 12. - С. 1292-1304.
- Лебеденко Ю.П. Криогенная миграция ионов и связанной влаги в льдонасыщенных мерзлых породах // Инженерная геология. - 1989а. - № 4. - С. 21-30.
- Лебеденко Ю.П. О миграции ионов в мерзлых породах // Гляциохимические и криогенные процессы. - Владивосток, 1989б. - С. 57-62.
- Лебеденко Ю.П. Механизм массопереноса и хемогенного формирования мерзлых пород при взаимодействии их с растворами солей // Вестн. Моск. ун-та. - Сер. 4. - 1990. - № 4. - С. 55- 6.
- Лебеденко Ю.П., Чувилин Е.М. Особенности развития физико-механических процессов в мерзлых породах при действии на них растворов солей // Основы геокриологии. Часть 1. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. - С. 206-215.
- Лепин В.С., Борисов В.Н. Генезис кальция рассолов Сибирской платформы (по данным об изотопном составе стронция) // Мат. межвед. сов. «Проблемы региональной гидрогеохимии». - Ленинград, 1979. - С. 115-116.
- Летников Ф.А. Кащеева Т.В., Минцис А.Ш. Активированная вода. - Новосибирск: Наука, 1976. - 134 с.
- Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. - Новосибирск: Наука, 1992. - 230 с.

Летников Ф.А., Феоктистов Г.Д., Вилор Н.В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. - Новосибирск: Наука, 1978. - 112 с.

Лобанов В.В., Дроздов А.В., Молчанов Ю.Д. Прогнозирование геологических структур для захоронения агрессивных рассолов в многолетнемерзлых породах // Горный журнал. - 1995. - № 10. - С. 21-24.

Лобанов В.В., Дроздов А.В., Солопанов А.Т. Изменение гидрогеологических условий на одном из месторождений алмазов в процессе водопонижения // XII Всес. совещ. по подз. водам Востока СССР: Тез. докл. - Иркутск - Южно-Сахалинск, 1988. - С. 129-130.

Лобанов В.В., Крамсков Н.П., Филатов А.П. и др. О возможности вовлечения в подземную отработку дополнительных запасов руды на месторождении трубки «Интернациональная» // Актуальные проблемы разработки кимберлитовых месторождений: современное состояние и перспективы решения. - М.: Издательский дом «Руда и металлы», 2002. - С. 235-239.

Лобанов В.В., Мищенко Ю.В., Сороченко М.К. и др. Решение задач охраны недр и окружающей среды в реализуемом проекте консервации карьера «Мир» // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы АК «АЛРОСА», современное состояние и перспективы решения. - Мирный: Изд-во ООО «Мирнинская городская типография», 2003. - С. 345-350.

Ломоносов И.С. Вертикальная гидрогеохимическая зональность в районе месторождения алмазов трубки Мир // Материалы по гидрогеологии месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири. - Иркутск, 1962. - С. 67-83.

Ломтадзе В.Д. Словарь по инженерной геологии. - СПб: Изд-во СПб горн. ин-та, 1999. - 360 с.

Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубоко эродированные зоны разломов Анабарского щита. - М.: Наука, 1990. - 250 с.

Макаров С.З. Материалы по изучению соляных озер Кулундинской степи. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935. - Ч. II. - 236 с.

Макаров В.И., Усвят Ю.Я., Корнилов Б.Е. Фундаменты линий электропередач и подстанций // Геокриологические исследования в Западной Якутии. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 10-22.

Максимов А.М., Ципкин Г.Г. Автомодельное решение задачи о протаивании мёрзлого грунта // Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа. - 1988. - № 6. - С. 136-142.

Максимова Л.Н., Перлыштейн Г.З., Романовский Н.Н. О влиянии надмерзлотных вод на сезонное оттаивание отложений // Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. - М.: Наука, 1966. - С. 61-69.

Максимова Л.Н., Романовский Н.Н. Колебание климата и некоторые особенности развития многолетнемерзлых пород в голоцене на территории СССР // Геокриологические исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. - С. 45-58.

Максимович Г.А., Ященко Г.В. Химический состав льда озер (и прудов) // Химическая география и гидрогеохимия. - Пермь, 1963. - С. 101-105.

Марамзин Г.А., Рязанов А.А. Бурение разведочных скважин в районах распространения многолетнемерзлых пород. - М.: Недра, 1971. - 148 с.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Ледниковый период-Антропогенный период. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1965 - Т. 1. - С. 151-229.

Мартынова М.А., Часовникова Е.В. Водные вытяжки из пород как один из методов исследования зоны гипергенеза (на примере надсолевых отложений Старобинского месторождения калийных солей) // Гидрогеология и гидрогеохимия. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1976. - С. 82-87.

Масловская М.Н. Изотопный состав стронция в кимберлитах Якутии и проблема их генезиса. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. – Иркутск, 1985. – 20 с.

Матишов Г.Г. Мировой океан и оледенения Земли. - М.: Мысль, 1987. - 270 с.

Мащак М.С. Петрохимические особенности разновозрастных даек диабазов и долеритов южной части Анабарского щита // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. - М., 1973. – С. 78-86.

Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза): геохимия, петрология и геодинамика. Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук. - Иркутск, 2004. - 32 с.

Мельников А.И., Алексеев С.В., Ружич В.В. и др. Оценка параметров техногенной активизации опасных геологических процессов в крупных горных выработках открытого типа (на примере карьера трубки Удачная) // Отечественная геология. - 2002. - № 5. - С. 20-24.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Криогенные образования в литосфере Земли (изобразительная версия). - Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 2000. - 343 с.

Мельников Н.В., Асташкин В.А., Килина Л.И., Шишкин Б.Б. Палеогеография Сибирской платформы в раннем кембрии // Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГиМС, 1989. С. 10-17.

Мельников Н.В., Якшин М.С., Шишкин Б.Б. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. - Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2005. - 428 с.

Мельников П.И. О глубине промерзания верхней зоны земной коры на территории ЯАССР // Геотермические исследования и использование тепла земли. - М.: Наука, 1966. - С. 110-113.

Мельников П.И., Романовский Н.Н., Фотиев С.М. Новые направления в изучении подземных вод криогенной области // Проблемы геофизиологии. - М.: Наука, 1983. - С. 7-21.

Мельников П.И., Воропаев Г.В., Шарбатян А.А. Криосфера как водообменная система // Доклады АН СССР. - 1984. - Т. 279, № 3. - С. 587-590.

Мерзотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Под ред. П.И. Мельникова. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - 192 с.

Методика мерзлотной съемки. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. - 358 с.

Методы анализа рассолов и солей. - М.-Л.: Химия, 1964. – 404 с.

- Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. - Л.: Недра, 1974. - 238 с.
- Милашев В.А. Структуры кимберлитовых полей. - Л.: Недра, 1979. - 183 с.
- Мингазов Д.Т., Голота Л.Е., Истомин В.А. Первые находки палеозойских кимберлитов в центральной части Анабарского щита // Доклады РАН. - 1996. - Т. 347, № 1. - С. 72-76.
- Мироненко В.А., Атрощенко Ф.Г., Лобанов В.В. и др. Опыт захоронения дренажных рассолов в многолетнемерзлых породах при разработке месторождения трубки Удачная // Горный журнал. - 1995. - № 10. - С. 25-27.
- Молчанов Ю.Д., Халитова С.М., Готовцев С.П. Составление физико-геологической модели участков захоронения дренажных вод карьера трубки Удачная (1992-93). - Якутск, 1993. - 70 с.
- Мощанский В.А., Мулина А.В. Некоторые данные о строении верхней части многолетнемерзлой толщи в пределах Лено-Вилуйского водораздела // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961. - Вып. II. - С.115-128.
- Невский А.С., Малышева А.И. Теплопередача при плавлении льда в растворах солей // Тепло- и массоперенос. - Минск, 1968. - Т. 2. - С. 89-97.
- Неизвестнов Я.В., Толстихин Н.И. Влияние криогенеза на формирование подземных вод артезианских бассейнов Арктики // Всесоюз. конф. по мерзлотоведению: Тез. докл. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. - С. 75-78.
- Нечаев В.П. Эоплейстоцен и плейстоцен. Северо-восток Азии // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. - М.: ГЕОС, 1999. - С. 136-142.
- Нижний палеозой юго-западного склона Анабарской антеклизы (по материалам бурения) / Шабанов Ю.Я., Асташкин В.А., Ваганова Н.В. и др. - Новосибирск: Наука, 1987. - 207 с.
- Никаноров А.М., Тарасов М.Г. Изотопно-геохимическая модель формирования атмосферных, поверхностных и подземных вод // Водные ресурсы. - 1987. - № 3. - С. 147-153.
- Обидин Н.И. Классификация подземных вод Западной Сибири и Сибирской платформы севернее Полярного круга // Сборник статей по геологии Арктики. - Л.: Тр. НИИГА, 1959. - Т. 107. - С. 150-154.
- Обидин Н.И. Вечная мерзлота и подземные воды Западно-Сибирского мезозойского прогиба и Сибирской платформы к северу от Полярного круга // Тр. НИИГА. - 1959. - Т. 65. - Вып. 13. - С. 159-173.
- Общая химия. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. - С. 225-280.
- Общее мерзлотоведение. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. - 463 с.
- Овчинников А.М. Общая гидрогеология. - М.: Госгеолтехиздат, 1955. - 383 с.
- Огильви Н.А. Физические и геологические поля в гидрогеологии. - М.: Наука, 1974. - 160 с.
- Оксман В.С. Зоны диафтореза Анабарского массива // Геология и геофизика. - 1989. - № 4. - С. 21-29.

Олейников Б.В., Шварцев С.Л. Современное сульфатообразование в зонах окисления пирротин-халькопиритовых гидротермальных рудопроявлений (на северо-западе Сибирской платформы) // Геология и геофизика. - 1968. - № 6. - С. 15-25.

Оловин Б.А. Развитие внутригрунтовых льдов в насыпных гидротехнических сооружениях // Геокриологические исследования в Западной Якутии. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 80-87.

Оловин Б.А. Фильтрационная проницаемость вечномёрзлых грунтов. - Новосибирск: Наука, 1993. - 257с.

Оловин Б.А., Медведев Б.А. Динамика температурного поля плотины Вилюйской ГЭС. - Новосибирск: Наука, 1980. - 48 с.

Осипов В.И. Экологические проблемы разработки алмазов месторождения им. М.В. Ломоносова // Мат-лы Межд. конф. "Экология северных территорий России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения". - Архангельск: ИЭП Севера УрО РАН, 2002. - Т.1. - С. 32-43.

Основные понятия и термины геокриологии. - М.: Изд-во АН СССР, 1956. - 16 с.

Основные типы гидрогеологических структур СССР / Под ред. И.К. Зайцева // Тр. ВСЕГЕИ. – Новая серия. – 1974. – Т. 229. - 92 с.

Основы геокриологии (мерзлотоведения). Часть I. Общая геокриология / Под ред. П.Ф. Швецова. - М.: Изд-во АН СССР, 1959. - 460 с.

Основы геокриологии. Часть 1. Физико-химические основы геокриологии. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. - 368 с.

Основы геокриологии. Часть 2. Литогенетическая геокриология. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. - 397 с.

Основы геокриологии. Часть 3. Региональная и историческая геокриология Мира. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. - 575 с.

Основы геокриологии. Часть 4. Динамическая геокриология. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. - 688 с.

Основы геокриологии. Часть 5. Инженерная геокриология. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. - 526 с.

Основы гидрогеологии. Общая гидрогеология. - Новосибирск: Наука, 1980. - 225 с.

Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. - Новосибирск: Наука, 1982. - 286 с.

Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. - Новосибирск: Наука, 1983. - 241 с.

Основы гидрогеологии. Использование и охрана подземных вод. - Новосибирск: Наука, 1983. - 231 с.

Осокин А.Б. Геокриологические условия района поселка Билибино (среднее течение Кенервеем, бассейн реки Малый Анюй) // Вестн. Моск. ун-та. - Сер. 4. - 1994. - № 1. - С. 84-87.

Остроушко Ю.И., Дегтярева Т.В. Гидроминеральное сырьё – неисчерпаемый источник лития: Аналитический обзор. – М.: ЦНИИАтоминформ, 1999. – 64 с.

Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Ионин А.С. и др. Геоморфология Евразии в эпоху последнего межледникового // Геоморфология. - 1997. - № 2. - С. 20-28.

Павлов А.В. Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата // Известия РАН. - Сер. геогр. - 1997. - № 4. - С. 67-75.

Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на севере России: Альбом мелкомасштабных карт. – Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2005. – 54 с.

Павлов А.Н. Системная модель подземной гидросферы // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. - М.: Наука, 1985. - С. 139-150.

Павлов А.Н. Фундаментальные свойства гидросферы как геологической системы // Роль подземной гидросферы в истории Земли. - М.: Наука, 1990. - С. 24-32.

Павлов В.А., Солопанов А.Т., Уральский В.И. Эколого-гидрогеологические проблемы отработки месторождения трубки «Удачная» // Материалы Всероссийского совещания по подземным водам Востока России (XIV совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). - Иркутск: ИЗК СО РАН, 1994. - С. 63.

Паундер Э.Р. Физика льда. - М.: Мир, 1967. - 190 с.

Петров Ю.А., Калашников В.Я., Шмаров Г.П. Опыт открытой разработки кимберлитовой трубки «Удачная» // Актуальные проблемы разработки кимберлитовых месторождений: современное состояние и перспективы решения. – М.: Издательский дом «Руда и металлы», 2002. – С. 13-24.

Песчанский И.С. Ледоведение и ледотехника. - Л.: Гидрометеиздат, 1967. - 461 с.

Петряшин Л.Ф., Нийгер Ф.В., Порохняк А.М. и др. Способ складирования токсичных рассолов в условиях многолетней мерзлоты // А.с. 1606392 СССР, МКИ5 В 65G5/00. Ивано-Франк. ин-т нефти и газа. - №№ 4642298/23-03; заявл. 26.01.89; опубл. 15.11.90, бюл. № 42.

Пехович А.И. Основы гидроледотермики. - Л.: Энергоатомиздат, 1983. - 184 с.

Пехович А.И., Шаталина И.Н. Экспериментальные исследования таяния льда в водном растворе // Тепло- и массоперенос. - Минск, 1968. - Т. 2. - С. 98-104.

Пивоварова З.И. Радиационные характеристики климата СССР. - Л.: Гидрометеиздат, 1977. - 335 с.

Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. - М.: Наука, 1966. - 332 с.

Пиннекер Е.В. Взаимодействие криолитосферы и подземных вод глубоких горизонтов артезианских бассейнов // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Доклады и сообщения. - Якутск, 1973. - Вып. 5. - С. 106-110.

Пиннекер Е.В. Некоторые замечания о терминологии // II Междунар. конф. по мерзлотоведению. Доклады и сообщения. Вып. 8. - Якутск, 1973. - С. 270-271.

Пиннекер Е.В. Значение изотопных определений при изучении месторождений подземных вод // Месторождения подземных вод Иркутской области. - Л.: Недра, 1974. - С. 14-31.

Пиннекер Е.В. Гидрогеология - наука о подземной гидросфере // Водные ресурсы. - 1975. - № 4. - С. 130-133.

Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии. Закономерности распространения и формирования подземных вод. - М.: Наука, 1977. - 196 с.

Пиннекер Е.В. Подземная гидросфера. - Новосибирск: Наука, 1984. - 159 с.

Пиннекер Е.В. Экологические проблемы гидрогеологии. - Новосибирск: Наука, 1999. - 128 с.

Пиннекер Е.В., Алексеев С.В. Подземные воды мерзлой зоны литосферы в условиях интенсивной техногенной нагрузки // Современные проблемы гидрогеологии (V Толстихинские чтения, 11-13 ноября 1996 г.). - Санкт-Петербург, 1996. - С. 44-46.

Пиннекер Е.В., Алексеев С.В., Алексеева Л.П. Гидрогеология и гидрогеохимия центральной части Якутской алмазоносной провинции // Проблемы региональной гидрогеологии (VII Толстихинские чтения, 11-12 ноября 1998 г.). - Санкт-Петербург, 1998. - С. 32-36.

Пиннекер Е.В., Борисов В.Н., Кустов Ю.И. и др. Новые данные об изотопном составе кислорода и водорода рассолов Сибирской платформы // Водные ресурсы. - 1987. - № 3 - С. 105-115.

Пиннекер Е.В., Писарский Б.И. Особенности взаимодействия подземных вод и многолетнемерзлых пород // Региональная гидрогеология и инженерная геология Восточной Сибири. - Новосибирск: Наука, 1978. - С. 21-27.

Пиннекер Е.В., Шварцев С.Л. Изотопы стронция в рассолах Сибирской платформы // Доклады РАН. - 1996. - Т. 351, № 1. - С. 109-111.

Писарский Б.И., Пиннекер Е.В., Демьянович Н.И. и др. Формирование подземных вод и их роль в геологических процессах // Литосфера Центральной Азии, Новосибирск: Наука, Сибирская изд. фирма РАН. - 1996. - С. 230-236.

Питьева К.Е. Гидрогеохимия. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. - 325 с.

Питьева К.Е., Брусиловский С.А., Вострикова Л.Ю. и др. Практикум по гидрогеохимии. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. - 254 с.

Плотников Н.И. Техногенные изменения гидрогеологических условий. - М.: Недра, 1989. - 270 с.

Плотникова М.И., Кардопольцева О.И., Салтыков О.Г. и др. Стратиграфия и литология «водораздельных галечников» Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей бассейна р. Мархи // Тр. ЯФ СО АН СССР, 1963. - Сб. 9. - С. 14-20.

Плотникова Р.И. Состояние ресурсной базы промышленных подземных вод (гидроминерального сырья) России и проблемы ее освоения // [Электронный научный журнал] Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2011. Выпуск 2(4). http://oilgasjournal.ru/vol_4/plotnikova.htm.

Плющев В. Е., Степин Б. Д. Химия и технология соединений лития, рубидия и цезия. — М.-Л.: Химия, 1970.- 407 с.

Подземные воды Якутии как источник водоснабжения. - М.: Наука, 1967. - с.

Пономарев В.М. Формирование подземных вод по побережью северных морей в зоне вечной мерзлоты. - М.: Изд-во АН СССР, 1950. - 95 с.

Пономарев В.М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 200 с.

Попов А.И. Криолитогенез, состав и строение мерзлых пород и подземные льды (современное состояние проблемы) // Проблемы криолитологии. - 1976. - Вып. V. - С. 7-22.

Попов А.И. Криолитогенез и его место в системе литогенеза // Проблемы криолитологии. - 1979. - Вып. VIII. - С. 7-25.

Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. - 238 с.

Попов В.Ф., Тетельбаум А.С., Федоров А.М. Математическая модель процесса разрушения льда раствором соли // Формирование подземных вод криолитозоны. - Якутск, 1992. - С. 167-172.

Порохняк А.М., Рассудов А.В. Захоронение жидких отходов в криолитозоне. - М.: Недра, 1993. - 112 с.

Посохов Е.В. Формирование химического состава подземных вод. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. - 334 с.

Посохов Е.В. Общая гидрогеохимия. - М.: Недра, 1975. - 208 с.

Посохов Е.В., Толстихин Н.И. Минеральные воды (лечебные, промышленные, энергетические). - Л.: Недра, 1977. - 240 с.

Природные изотопы гидросферы / Под ред. В.И. Ферронского - М.: Недра, 1975. - 350 с.

Ранкама К. Изотопы в геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 464 с.

Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. - М.: Недра, 1970. - 488 с.

Розен О.М., Серенко В.П., Специус З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геология и геофизика. - 2002. - Т. 43, № 1. - С. 3-26.

Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденция ее будущего развития. - М.: Научный мир, 2000. - 104 с.

Романовский Н.Н. Схема подразделения подземных вод области распространения многолетнемерзлых горных пород // Методика гидрогеологических исследований и ресурсы подземных вод Сибири и Дальнего Востока. - М.: Наука, 1966. - С. 28-41.

Романовский Н.Н. К вопросу о формировании таликов под руслами крупных рек Ботуобинского района // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. - Вып. VII. - С. 159-162.

Романовский Н.Н. Некоторые особенности мерзлотно-гидрогеологического строения артезианских бассейнов открытого типа в области многолетней мерзлоты // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. - Вып. VIII. - С. 89-111.

Романовский Н.Н. Особенности изучения подземных вод области развития многолетнемерзлых пород // Методика комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемки. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. - С. 175-218.

Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. - 232 с.

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. - 335 с.

Романовский Н.Н., Афанасенко В.Е., Волкова В.П. Естественная защищенность подземных вод в криогидрогеологических структурах. - Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1985. - 118 с.

Романовский Н.Н., Волкова В.П., Бударин Ю.М. Пресные воды пород нижнего ордовика и их источники в среднем течении р. Вилюя // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. - Вып. VIII. - С. 129-144.

Романовский Н.Н., Корейша М.М. Ледники, субгляциальные талики и многолетнемерзлые породы // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. - М.: Наука, 1986. - С. 206-219.

Романьков Ю.И., Швец В.А. Поведение линзовых рассолов галогенных формаций при минусовых температурах // Мат. II Всесоюз. солев. совещ. - Новосибирск, 1979. - Т. 2. - С. 126.

Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1963. - 541 с.

Савельев Б.А. Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых пород. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971. - 507 с.

Савельев Б.А. Методы изучения мерзлых пород и льдов. - М.: Недра, 1985. - 222 с.

Самарина В.С. Формирование химического состава подземных вод. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1963. - 114 с.

Сердюков Л.И., Артемьева Е.Л., Строганова Е.В. и др. О природе поглощающей способности многолетнемерзлых пород при захоронении в них дренажных рассолов // Горный журнал. - 1996. - № 7-8. - С. 5-12.

Сиденко П.Д. Мерзлота и подземные воды Хатангского района. - Л.: Инф. бюлл. НИИГА, 1958. - Вып. 8. - С.38-43.

Сиденко П.Д. Мерзлота и подземные воды в низовьях Лено-Оленекского междуречья. - Л.: Тр. НИИГА, 1959. - Т. 102. - Вып. 10. - С.173-180.

Сидкина Е.С., Новиков Д.А., Шварцев С.Л. Равновесие подземных рассолов западной части Тунгусского артезианского бассейна с минералами вмещающих пород // Вестник Томского государственного университета. – 2012. – № 364. – С. 187-192.

Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнелепестово-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Докл. РАН, 2012. Т. XVI, № 2, с. 9–22.

Слесаренко В.Н. Современные методы опреснения морских вод. - М.: Энергия, 1973. - 248 с.

Снегирев А.М., Бойков С.А., Сорокин М.Д. и др. Геофизический контроль над состоянием грунтовых оснований зданий и сооружений в г. Мирном // Итоги

геокриологических исследований в Якутии в XX веке и перспективы их дальнейшего развития. – Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 2003 - С. 144-158.

Сойфер В.Н., Брезгунов В.С., Власова Л.С. Роль стабильных изотопов водорода в изучении геологических процессов // Геохимия. - 1967. – № 5. – С. 599-606.

Солопанов А.Т., Толстов А.В. Мерзлотно-гидрогеологические условия массива Томтор // Криолитозона и подземные воды Сибири: Подземные воды и наледи. - Якутск: ИМЗ СО РАН, 1996. - С. 87-94.

Спесивцев В.И. Криогенное строение элювия Далдыно-Сытыканского района (Северо-западная Якутия) // Мерзлотные исследования в осваиваемых районах СССР. - Новосибирск: Наука, 1980. - С. 167-173.

Спесивцева Н.А. Климатическая особенность Западной Якутии // Геокриологические исследования Западной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1980. – С. 87-95.

Справочник по климату СССР. Вып. 24. Якутская АССР. Часть 2. Температура воздуха и почвы. – Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1966. - 402 с.

Справочник химика. - М.-Л.: Химия, 1964. - Т. 3. - 1006 с.

Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // Криосфера Земли, 2006. Т. X, № 2, с. 68–78.

Строение земной коры Анабарского щита / Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З. и др. - М.: Наука, 1986. - 198 с.

Сумгин М.И. Вечная мерзлота и почвы в пределах СССР. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. - 379 с.

Сумгин М.И., Качурин С.П., Толстихин Н.И., Тумель В.Ф. Общее мерзлотоведение. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1940. - 340 с.

Суходольский С.Е. Особенности формирования подземных вод и их влияние на залегание мерзлых толщ // Геокриологические условия Печорского угольного бассейна. - М.: Наука, 1964. - С. 96-132.

Суходольский С.Е. Парагенезис подземных вод и многолетнемерзлых пород. - М.: Наука, 1982. - 152 с.

Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. - М.: Мир, 1977. - С. 213-298.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). - М.: МАИК «Наука-Интерпериодика», 2001. - 571 с.

Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:1500000. Отв. ред. К.Б. Мокшанцев. 1973.

Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. - Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1994. - 141 с.

Теоретические основы нефтегазовой гидрогеологии / А.А. Карцев, Ю.П. Гаттенбергер, Л.М. Зорькин и др. - М.: Недра, 1992. - 208 с.

Толстихин Н.И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. - М.-Л.: Госгеолиздат, 1941. - 204 с.

Толстихин Н.И. Принципы структурно-гидрогеологического районирования территории Сибири // Региональная гидрогеология Сибири и Дальнего Востока. - Иркутск, 1962. - С. 2-9.

Толстихин Н.И. Гидрогеология Земли и криосфера // Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. - М.: Наука, 1971. - С. 28-33.

Толстихин Н.И. Криосфера и криопэги // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. - 1982. - № 3. - С. 115-117.

Толстихин Н.И., Вельмина Н.А., Ефимов А.И. Гидрогеология области многолетнемерзлых пород СССР // Докл. на межд. конф. по мерзлотовед. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - С. 158-166.

Толстихин Н.И., Максимов В.М. Якутский артезианский бассейн // Зап. Ленинградск. горного ин-та. - 1955. - Т. 31. - Вып.2. - С. 18-24.

Толстихин Н.И., Толстихин О.Н. Криогенез и водоносность гидрогеологических структур // Очерки по гидрогеологии Сибири. - Новосибирск: Наука, 1973. - Вып. VI. - С. 21-29.

Толстихин Н.И., Толстихин О.Н. Подземные и поверхностные воды территории распространения мерзлой зоны // Общее мерзлотоведение. - Новосибирск: Наука, 1974. - С. 192-229.

Толстихин Н.И., Толстихин О.Н. Подземные воды мерзлой зоны СССР // II Межд. конф. по мерзлотовед.: Доклады и выступления. - Якутск, 1975. - Вып. 8. - С. 73-87.

Толстихин Н.И., Толстихин О.Н. Природные воды Земли и криосфера // Вопросы криологии Земли. - М.: Наука, 1976. - С. 11-22.

Толстихин О.Н. Об одном своеобразном типе артезианских бассейнов зоны многолетнемерзлых пород // Доклады АН СССР. - 1965. - Т. 163, № 6. - С. 1463-1466.

Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. - М.: Наука, 1980. - 184 с.

Трофимов В.Т., Баулин В.В., Зекцер И.С. и др. Закономерности изменения инженерно-геологических, гидрогеологических и геокриологических условий при интенсивном хозяйственном освоении // Проблемы рационального использования геологической среды. - М.: Наука, 1988. - С. 37-61.

Тютюнов И.А. Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательных температурах. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 143 с.

Тютюнов И.А. Физико-химическое изменение горных пород на Крайнем Севере // Физико-химические процессы в промерзающих и мерзлых грунтах. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - С. 7-27.

Уошборн А. Л. Мир холода. Геокриологические исследования. - М.: Прогресс, 1988. - 384 с.

Устинова З.Г. К гидрохимии кимберлитов трубок Якутии // Вопросы геохимии подземных вод. - М.: Недра, 1964. - С. 237-252.

Федоров А.М. Лабораторные исследования разрушения льда и ледопородных монолитов рассолами // Условия и процессы криогенной миграции вещества. - Якутск, 1989. - С. 83-96.

Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы Земли. - М.: Научный мир, 2009. - 632 с.

Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. - Новосибирск: Наука, 1978. - 168 с.

Филин В.А., Атрощенко Ф.Г. Гидрогеологические условия утилизации слабосоленых вод на алмазных месторождениях Якутии (на примере трубки «Удачная») // 7 Сергеевские чтения. Инженерно-геологические и геоэкологические проблемы утилизации и захоронения отходов. Вып. 7. - М.: ГЕОС, 2005. - С. 205-209.

Фишер Э.Л., Леонов Б.Н., Никольская М.В. и др. Поздний плейстоцен центральной части Северо-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1990. - № 6. - С. 109-118.

Флинт Р.Ф. Современный уровень знаний о позднекайнозойском оледенении. Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. - М.: Наука, 1975. - С. 160-161.

Фор Г. Основы изотопной геологии. - М.: Мир, 1989. - 590 с.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. - М.: Мир, 1974. - 215 с.

Фотиев С.М. Роль химического состава и минерализации подземных вод в процессе промерзания водоносных комплексов Сибирской платформы // Тр. ПНИИИС. - 1971. - Вып. 11. - С. 55-62.

Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. - М.: Наука, 1978. - 236 с.

Фотиев С.М. Типизация криогенной толщи по распространению // Инженерная геология, 1988. - № 3. - С. 63-72.

Фотиев С.М. Схема гидрогеокриологического районирования территории СССР // Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1990. - № 9. - С. 76-85.

Фотиев С.М. Состав и минерализация криометаморфизованных подземных вод как палеотемпературный показатель // Изв. АН СССР. Сер. геогр. - 1991. - № 1. - С. 74-80.

Фотиев С.М. Закономерности криогенной метаморфизации химического состава морской воды // Криолитозона и подземные воды Сибири. Часть II. - Якутск: ИМЗ СО РАН, 1996. - С. 16-26.

Фотиев С.М. Гидрохимический метод оценки палеотемпературы пород на арктическом побережье // Криосфера Земли. - 1997. - Т. I, № 2. - С. 29-35.

Фотиев С.М. Криометаморфический цикл формирования подземных вод в недрах геологических структур России в четвертичном периоде // Геоэкология. - 2002а. - № 1. - С. 5-17.

Фотиев С.М. Криогенная метаморфизация химического состава и минерализации подземных вод // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. - 2002б. - № 1. - С. 113-122.

Фотиев С.М. Генезис пластов льда в морских отложениях Ямала // Криосфера Земли. - 2003. - Т. VII, № 1. - С. 63-75.

Фотиев С.М. Криохроны и термохроны юга Сибири за последние 5 миллионов лет (палеогеокриологическая интерпретация результатов исследования донных осадков озера Байкал) // Криосфера Земли. - 2005а. - Т. IX, № 1. - С. 13-27.

Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (сообщение 1) // Криосфера Земли. - 2005б. - Т. IX, № 2. - С. 3-22.

Фотиев С.М. Современные представления об эволюции криогенной области Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (сообщение 2) // Криосфера Земли. - 2006. - Т. X, № 2. - С. 3-26.

Фотиев С.М., Данилова Н.С., Шевелева Н.С. Геокриологические условия Средней Сибири. - М.: Наука, 1974. - 146 с.

Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (Геология на рубеже XXI века). - М.: Наука, 1995. - 187 с.

Хархордин И.Л., Атрощенко Ф.Г. Моделирование процессов тепло- и массопереноса при закачке соленых вод и рассолов в многолетнемерзлые породы // Проблемы поисковой и экологической геохимии. - Томск: Изд-во ТПУ, 2003. - С. 281-284.

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира. - М.: ОАО Издательство «Недра», 1998. - 555 с.

Хефс Й. Геохимия стабильных изотопов. - М.: Мир, 1983. - 200 с.

Цуриков В.Л. О формировании ионного состава и солености морского льда // Океанология. - 1965. - Т. 5 - Вып. 3. - С. 463-472.

Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. - М.: Наука, 1976. - С. 12-46.

Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. - М.: Высшая школа, 1973. - 446 с.

Часовникова Е.В. К вопросу о методике приготовления водных вытяжек и интерпретации полученных материалов // Материалы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1971. - С. 211-224.

Часовникова Е.В. Сопоставление водных вытяжек, искусственных и естественных поровых растворов // Гидрогеология и гидрогеохимия. - Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1976. - С. 88-97.

Часовникова Е.В., Мартынова М.А. О применимости метода водных вытяжек в гидрогеологических исследованиях // Вестн. Ленингр. ун-та. Геология, география. - 1977. - № 12. - С. 42-48.

Черкасов Р.В., Синкевич Л.Д. Охрана водных ресурсов при осушении алмазных месторождений // Горный журнал. - 1995. - № 3. - С. 58-59.

Чижов А.Б. Новые данные о строении мерзлых толщ Ботуобинского алмазоносного района // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. - Вып. VII. - С. 155-158.

Чижов А.Б. О роли взаимодействия многолетнемерзлых пород и подземных вод в формировании мерзлотно-гидрогеологических условий (на примере Западной

Якутии) // Мерзлотные исследования. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. - Вып. VIII. - С.111-122.

Чижов А.Б., Ванько Ю.В., Деревягин А.Ю. Изменение геологической среды криолитозоны при хозяйственном освоении // Инженерная геология. - 1990. - № 5. - С. 76-82.

Чудаев О. В., Чудаева В. А. Геохимические особенности поведения редкоземельных элементов в углекислых водах Сихотэ-Алиня // Гидрогеохимия осадочных бассейнов. 2008. – С. 168–173.

Шатров В.А. Лантаноиды как индикаторы образования меловых фосфоритов (на примере Восточно-Европейской платформы) // ДАН, 2007. № 414(1). С. 90-92.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В. Применение лантаноидов для реконструкции обстановок осадкообразования в фанерозое и протерозое (на примере разрезов чехла и фундамента Восточно-Европейской платформы) // Геохимия. – 2009. № 8. – С. 805-824.

Шатров В.А., Войцеховский Г.В. К проблеме поведения лантаноидов в водах и осадочных образованиях современного мирового океана // Вестник Воронежского ун-та. Сер. Геология. – 2010. - № 1. – С. 73-83.

Шваров Ю.В. Алгоритмизация метода численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // Геохимия. – 1999. № 6. С.646-652.

Шваров Ю.В. HCh: новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows// Геохимия. – 2008. -№ 8. – С 898-903.

Шварцев С.Л. Некоторые результаты гидрогеохимических исследований в условиях многолетней мерзлоты // Геология рудных месторождений. - 1963. - № 2. - С. 69-74.

Шварцев С.Л. Источники кальция, стронция и бария крепких и сверх крепких рассолов хлоридно-кальциевого типа // Геология и геофизика. – 1973. - № 6. – С. 23-30.

Шварцев С.Л. Геохимическая деятельность мерзлоты // Природа. - 1975. - № 7. - С. 67-73.

Шварцев С.Л. К проблеме самоорганизации геологической системы вода-порода // Геология и геофизика. - 1995. - № 4. - С. 22-29.

Шварцев С.Л. Общая гидрогеология /Учебник для ВУЗов. - М.: Недра, 1996. - 423 с.

Шварцев С.Л. Геологическая система вода-порода // Вестник РАН. - 1997. - № 6. - С. 518-524.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. - 2-изд. - М.: Недра, 1998. - 336 с.

Шварцев С.Л. Химический состав и изотопы стронция рассолов Тунгусского бассейна в связи с проблемой их формирования // Геохимия. - 2000. - № 11. - С.1170-1184.

Шварцев С.Л. Фундаментальные механизмы взаимодействия в системе вода-горная порода и ее внутренняя геологическая эволюция // Литосфера. – 2008. - № 6. – С. 3-24.

Шварцев С.Л., Букаты М.Б. О роли горных пород в формировании крепких рассолов хлоридно-кальциевого типа // Доклады РАН. – 1995. – Т. 342, № 4. – С. 530-533.

Шварцев С.Л., Шубенин Н.Г. Особенности формирования микрокомпонентного состава подземных вод зоны криогенеза (на примере западной части Сибирской платформы) // Геология и геофизика. - 1973. - № 11. - С. 69-74.

Швецов П.Ф. К вопросу о связи температуры и мощности вечной мерзлоты с геологическими и гидрогеологическими факторами // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1941. - № 1. - С. 114-123.

Швецов П.Ф. Подземные воды Верхояно-Колымской горноскладчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. - М.: Изд-во АН СССР, 1951. - 279 с.

Швецов П.Ф. Криогенные геохимические поля на территории многолетней криолитозоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1961. - № 1. - С. 46-51.

Швецов П.Ф., Корольков В.П. Физическая геокриология. - М.: Наука, 1986.- 176 с.

Шепелев В.В. Классификация подземных вод криолитозоны // Тезисы докладов Всесоюзного совещания по подземным водам Востока СССР (X Совещание по подземным водам Сибири и Дальнего Востока). Часть I. – Иркутск, 1982. - С. 16-17.

Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны, их подразделение и характеристика // Проблемы геокриологии. - М.: Наука, 1983. - С. 239-244.

Шепелев В.В. Геокриологические условия формирования и классификация надмерзлотных вод // Формирование подземных вод криолитозоны. - Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 1992. - С. 3-14.

Шепелев В.В. Надмерзлотные воды. Особенности формирования и распространения: Учебное пособие. - Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 1995. - 48 с.

Шепелев В.В. Принципы единства природных вод и необходимость его учета при геоэкологических исследованиях // Геоэкология. - 1996. - № 1. - С. 41-50.

Шепелев В.В. К понятию о криолитосфере Земли. - Якутск: Изд-во ИМЗ СО РАН, 1997. - 72 с.

Шепелев В.В. Надмерзлотные воды криолитозоны. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2011. – 169 с.

Шестернев Д.М. Криогипергенез и геотехнические свойства пород криолитозоны. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. - 266 с.

Шилов Н.А. Перигляциальный литогенез в общей схеме процесса континентального породообразования // Перигляциальные процессы. - Магадан, 1971. - С.3-56.

Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 492 с.

Шумский П.А. Строение мерзлых пород // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - Сб. 3. - С. 52-71.

Экология бассейна реки Вилюй: промышленное загрязнение. - Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. - 120 с.

Экология реки Вилюй. - Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. - 240 с.

Якупов В.С., Алиев А.А., Демченко О.В. и др. Мощность мерзлой толщи на Анабарском кристаллическом массиве (по данным ВЭЗ) // Геофизические методы исследования мерзлых толщ. - Якутск: Якутское книжное издательство, 1976. - С. 12-21.

Якупов В.С., Калинин В.М., Данилов В.С. Мерзлая толща и криопэги в Западной Якутии по геофизическим данным // XXVII Международный геологический конгресс (4-14 августа 1984 г.). - М., 1984. - Т. 8. - С. 185-186.

Якуцени В.П., Тихомиров В.В., Толстихин И.Н. и др. Гелиевый изотопный критерий эндогенности газоводопроявлений: Тез. докл. VII сов. по подз. водам Сибири и Дальнего Востока. - Иркутск-Новосибирск, 1973. - С. 50.

Ясько В.Г. Роль современных криогенных процессов в формировании состава подземных вод гидрогеологических массивов Забайкалья // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. - Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1975а. - С. 132-141.

Ясько В.Г. Изменение гидрохимического режима подземных вод под влиянием искусственной деградации мерзлоты // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. - Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1975б. - С. 49-156.

Ясько В.Г. Гидрогеология месторождений полезных ископаемых Восточной Сибири. - М.: Недра, 1978. - 200 с.

Afanasiev V.P., Kryuchkov A.I., Cherny S.D. Geographic position and characteristics of the field trip area // Kimberlites of Yakutia. Field guide book. - Novosibirsk, 1995. - 108 p.

Alexeev S.V. Environmental effects of developing the diamond deposits of Western Yakutia // Proc. Intern. Symp. on Engineering Geology and Environment. - Athens-Greece: Rotterdam. Balkema, 1997a. - Pp. 2303-2307.

Alexeev S.V. The cryogenesis of groundwaters of the Daldyn-Alakit region (Western Yakutia) // Proc. Fifth Int. Symp. on Cold Region Development. - Anchorage-Alaska: Hanover, NH 03755-1290. - 1997b. - Pp. 369-372.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P. Permafrost zone of Daldyn-Alakit region. The problems of evolution and development // 28 Arctic Workshop. - Colorado. USA. - 1998. - Pp. 301-304.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P. Dynamics of drainage water composition during development of diamond mining quarries (Western Yakutia, Russia) // 30 Arctic Workshop - Colorado - USA, 2000 - pp. 2-5.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P. Ground ice in the sedimentary rocks and kimberlites of Yakutia, Russia // Permafrost and Periglacial Processes. - John Wiley&Sons, Ltd. - 2002a. - 13. - Pp. 53-59.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P. The Peculiarities of Utilization of the Technogenic Waste into Permafrost // Proc. of 11th Int. Conf. on Cold Regions Engineering (20-22 May, 2002). - Anchorage. - Alaska. - USA, 2002b. - Pp. 948-953.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P. Hydrogeochemistry of the permafrost zone in the central part of the Yakutian diamond-bearing province, Russia // *Hydrogeology Journal* – Springer-Verlag. – 2003a. - 11(5). – Pp. 574-581.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P. The burial of drainage waters of Udachnaya kimberlite pipe into permafrost // *Permafrost*. Vol. 1. – Swets@Zeitlinger, Liss, Netherlands. – 2003b. – Pp. 1-4.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Shouakar-Stash O. et al. Geochemical and isotope features of brines of the Siberian platform // *Proc. WRI-11 Intern. Symposium* (27 June-2 July 2004, Saratoga Springs, NY, USA). - Rotterdam. Balkema, 2004. – Pp. 333-336.

Alexeev Sergey V., Alexeeva Ludmila P. & Kononov Alexander M. Cryopegs in the Yakutian diamond-bearing province (Russia) / *Groundwater quality sustainability*/ Ed. P. Maloszewski, S. Witczak & G. Malina. CRC Press/ Balkema. 2012. 101-107 pp.

Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Kononov A.M., Shmarov G.P. New opportunities to effective tailing storage operation (JSC "ALROSA", Russia) // *Procedia Earth and Planetary Science*. 2013, Vol. 7, pp. 10–13. (DOI: 10.1016/j.proeps.2013.03.021).

Alexeev S.V., Borisov V.N. Technogenic processes in the brine-permafrost system // *Hydrological Science and Technology*. - 1995. - Vol. 11. - N 1-4. - Pp.169-173.

Alexeev S.V., Borisov V.N. Interaction between brines and perennially frozen ground // *Proc. Intern. Symp. on Hydrogeology and the Environment* – China Environmental Science Press – Beijing - China, 2000 – pp. 168-170.

Alexeev S.V., Drozdov A.V., Drozdova T.I. et al. The first experience of saline drainage water disposal from Udachnaya pipe quarry into permafrost // *32 Arctic Workshop* (Colorado, USA), 2002 – Pp. 4-7.

Analytical methods for atomic absorption spectrophotometry. - Perkin-Elmer, 1973. - P. 44.

Aoki K., Hibiya K., Yoshida T. Storage of refrigerated liquefied gases in rock caverns – characteristics of rock under very low temperature // *Int. J. Rock Mech. and Mining Sci. and Geomech. Abstr.* - 1992. - Vol. 29, N 2. - Pp. 89-100.

Borisov V.N. Alexeev S.V. Permafrost as a matter for burial of highly concentrated industrial waste // *Proc.7th Int. Congress Int. Assoc. of Eng. Geology*. - Lisboa-Portugal: Rotterdam. Balkema, 1994. - Pp. 2385-2391.

Borisov V.N., Alexeev S.V. Brines - perennially frozen ground. Problems of interaction // *Proc. 7th Int. Conf. on Permafrost*. (Extended Abstracts). - Yellowknife. Canada. - 1998. - Pp. 117-118.

Borisov V.N., Alexeev S.V. The peculiarities and factors of brine (cryopeg)-permafrost interaction // *Proc. 8th Int. IAEG Congress*. – Vancouver – Canada. - 2000. – Pp. 3907-3911. Rotterdam. Balkema.

Borisov V.N., Alexeev S.V., Pleshevenkova V.A. The diamond mining quarries as a factor affecting surficial water quality // *Proc. WRI-8 Int. Symposium*. - Vladivostok-Russia: Rotterdam. Balkema, 1995 - Pp. 557-560.

Bottomley D. J., Katz A., Chan L. H., et al. The origin and evolution of Canadian Shield brines: evaporation or freezing of seawater? New lithium isotope and geochemical evidence from the Slave Craton. - *Chem. Geol.* - 1999. - № 155. - Pp. 295-320.

Byrne R., Sholkovitz E. Marine chemistry and geochemistry of lanthanides // *Handbook on the physics and chemistry of the rare earth* / Ed. K.F. Gschneider and L. Eyring. Amsterdam: Elsevier, 1996. Vol. 23. P. 497-593.

Clark I.D., Fritz P. Environmental isotopes in hydrogeology. - Lewis Publishers, Boca Raton-New York, 1997. 328 p.

Craig H. Isotopic variation in meteoric water // *Science*. 1961. Vol. 133, N 3465, pp. 1702-1703.

Desaulniers DE, Kaufmann RS, Cherry JO, Bentley HW. ^{37}Cl - ^{35}Cl variations in a diffusion-controlled groundwater system. *Geochim Cosmochim Acta* 1986, № 50. Pp. 1757–1764.

Eastoe, C.J., Long, A., Land, L.S., Kyle, J.R., Stable chlorine isotopes in halite and brine from the Gulf Coast Basin: brine genesis. *Chem. Geol.* 2001. № 176, pp.343–360.

Eastoe C.J., Peryt T.M., Petrychenko O.Y., Geisler-Cussey D. Stable chlorine isotopes in Phanerozoic evaporites // *Applied Geochemistry*, 2007, 22, pp. 575–588.

Eggenkamp H. G. M. and Coleman M. L. (1997) A comparison of Cl and Br isotope fractionation in diffusion; geochemical consequences. *LPI Contrib.* 921, 64.

Eggenkamp H.G.M., Coleman M.L. Rediscovery of classical methods and their application to the measurement of stable bromine isotopes in natural samples // *Chemical Geology*, 2000, 167, pp.393–402.

Eggenkamp H.G.M., Coleman M.L. The effect of aqueous diffusion on the fractionation of chlorine and bromine stable isotopes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73, pp. 3539–3548.

Eggenkamp H. *The Geochemistry of Stable Chlorine and Bromine Isotopes*. - Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2014. 172 p. (eBook), DOI 10.1007/978-3-642-28506-6.

Fleet A.J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements // *Rare earth element geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 1984, pp.343-373.

French H.M. *The periglacial environment*. – New York: Longman Inc., 1976. - 309 p.

Gascoyne M. Hydrogeochemistry, groundwater ages and sources of salts in a granitic batholith on the Canadian Shield, south eastern Manitoba // *Appl. Geochem.* 2004. V. 19. № 4, pp. 519–560.

Gosink J.F., Baker G.C. Salt fingering in subsea permafrost: some stability and energy consideration // *J. Geophys. Res. C*. 1990. Vol. 95, N 6. pp.9575-9583.

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. et cosmochim. acta*. 1984. V. 48, № 12. P. 2469–2482.

Haas J.R., Shock E.L., Sassani D.S. Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standard partial molar thermodynamic properties of aqueous complexes of the rare earth elements at high pressures and temperatures // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 4329–4350.

Heofs J. Stable isotope geochemistry. 6ed. Springer, 2009. 293 p.

Herut B., Starinsky A., Katz A. et al. The role of sea water freezing in the formation of subsurface brines // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1990. - № 54. - Pp. 13-21.

Hesse R, Egeberg PK, Frape SK. Chlorine stable isotope ratios as tracer for pore-water advection rates in a submarine gas-hydrate field: implication for hydrate concentration // *Geofluids* 2006. № 6, pp. 1–7.

Hivon E.G., Sego D.C. Distribution of saline permafrost in the north west territories, Canada // *Can. Geotechn. J.* - 1993. - Vol. 30, N 3. - Pp. 506-514.

Hitchon B., Perkins E.H., Gunter W.D. Introduction to groundwater geochemistry. - Geoscience Publishing Ltd. - Sherwood Park, Alberta, Canada, 1999. - Pp. 23-49.

Huybrechts P., T'siobbel S. Thermomechanical modeling of Northern Hemisphere ice sheets with a two level mass-balance parameterization // *Annals Glaciol.* - 1995. - Vol. 21. - Pp. 111-116.

Jetel J. Hydrogeology of the Sokolov Basin (Function of rocks, hydrochemistry, mineral waters). - Sbor. geol.ved. - HJG, 1972. - sv. 9.

Johannesson, K. H., W. B. Lyons, M. A. Yelken, H. E. Gaudette and K. J. Stetzenbach, 1996. Geochemistry of rare earth elements in hypersaline and dilute acidic natural terrestrial waters: complexation behavior and middle rare-earth element enrichments. *Chem. Geol.* 133, 125–144.

Johannesson, K. H., X. Zhou, C. Guo, K. J. Stetzenbach and V. F. Hodge, 2000. Origin of rare earth element signatures in groundwaters of circumneutral pH from southern Nevada and eastern California, USA. *Chem. Geol.* 164, 239-257.

Isotope geochemistry / H.D. Holland & K.K. Turekian (eds). Elsevier, Academic Press, 2011. 739 p.

Kamenetsky M.B., Sobolev A.V., Kamenetsky V.S. et al. Kimberlite melts rich in alkali chlorides and carbonates: A potent metasomatic agent in the mantle // *Geology.* - 2004. - 32(10). – Pp. 845-848.

Kaufman, R., Frape, S.K., Fritz, P. et al. Chlorine stable isotope composition of Canadian Shield brines. – Saline water and gases in crystalline rocks. *Geol. Association of Canada Special Paper.* - 1983. - Pp. 89-95.

Kaufmann RS, Long A, Bentley H, Davis S. Natural chlorine isotope variations. *Nature* 1984, № 309, pp. 338–340.

Lackschewitz KS, Devey W., Stoffers P., Botz R., Eisenhauer A., Kummert M., Schmidt M., and Singer A. 2004. Mineralogical, geochemical and isotopic characteristics of hydrothermal alteration processes in the active, submarine, felsic-hosted PACMANUS field, Manus Basin, Papua New Guinea /*Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 68, No. 21, pp. 4405–4427. Doi:10.1016/j.gca.2004.04.016.

Lake R.A., Lewis E.L. Salts rejection by sea ice during growth // *Journal of Geophysical research.* - 1970. - Vol. 75, N 3. - Pp. 583-587.

Lepin V.S., Borissov V.N., u.s. Zum Isotopenbestand des Strontium in unterirdischen Solen des sibirischen Tieflandes. - Arbeitstagung «Isotop in der Natur». - Gera, 1975. - S. 73-74.

Lewis, A. J., M. A. Palmer, N. C. Sturchio and A. J. Kemp, 1997. The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 61, 695-706.

Lewis C.J., Thompson T.G. The effects of freezing on the sulfate / chlorinity ratio of sea water // *Journal of marine research*. - 1950. - Vol. 9, N 3. - Pp. 211-217.

Lide D.R. (ed.- in chief) *Handbook of chemistry and physics*. - 80th edition 1999-2000. - CRS Press LLC 2000. - Florida. - USA, 2000. - Section 8. - Pp. - 61-83.

Maas R., Kamenetsky M.B., Sobolev A.V. et al. Sr, Nd, and Pb isotope evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia // *Geology*. – 2005. - 33(7). - Pp. 549-552.

Marion G. M., Grant S.A. FREZCHEM: a chemical-thermodynamic model for aqueous solutions at subzero temperatures // *CRREL Spec. Rep.* 94-18. – USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory. - 1994.

Marion G. M., Farren R. E. Gypsum solubility at subzero temperatures // *Soil. Sci. Soc. Am. J.* – 1997. - № 61. – Pp. 1666-1671.

Marion G. M., Farren R. E. Mineral solubilities in the Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄-H₂O system: a re-evaluation of the sulfate chemistry in the Spenser-Møller-Weare model // *Geochim. Cosmochim. Acta*. - 1999. - № 63. - Pp. 1305-1318.

Marion G. M., Farren R. E., Komrowski A. J. Alternative pathways for seawater freezing. - *Cold Regions Sci. Tech.* - 1999. - № 29. - Pp. 259-266.

Marsiat I. Simulation of the Northern Hemisphere continental ice sheets over the 1st glacial-interglacial cycle: experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice-sheet model coupled to a zonally averaged climate model // *Palaeoclimates*. - 1994. - Vol. 1, № 1. - Pp. 59-98.

Matthess G. Progress in hydrogeochemistry: organics carbonate systems, microbiology, models. - Berlin et al. - Springer, 1992. - XXIX. - 544 p.

McNutt R.H., Frape S.K. et al. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr values of Canadian Shield brines and fracture minerals with applications to groundwater mixing, fracture history, and geochronology // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. - 1990. - Vol. 54. - Pp. 205-215.

Mironenko M.V., Marion G. M., Grant S.A et al. FREZCHEM2: a chemical-thermodynamic model for aqueous solutions at subzero temperatures // *CRREL Spec. Rep.* 97-5. – USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory. - 1997. – 40 p.

Mohamed A.M.O., Shooshpasha I., Yong R.N. Boundary layer transport of metal ions in frozen soil // *Int. J. Numer and Anal. Meth. Geomech.* - 1996. - Vol. 20, N 10. - Pp. 693-713.

Morton-Bermea O., Aurora Armienta M., Ramos S. Rare-earth element distribution in water from El Chichón Volcano Crater Lake, Chiapas Mexico // *Geofisica Internacional*, 2010. 49 (1). P. 43-54.

Nelson K.H., Thompson T.G. Deposition of salts from seawater by frigid concentration // *Journal of marine research*. - 1954. - Vol. 13, N 2. - Pp. 166-182.

Nissen F., Weiel D., Ebel T. et al. Sea-land correlation of Weichselian glaciations in central Siberia – implications from marine and lacustrine high resolution seismic profiles and

sediments cores // Abstracts of First annual workshop of the EST Scientific Programme: "Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN). - Strasbourg. - France. - 1996. - P. 90-91.

Ober J. A. Bromine // Commodity Summaries 2012. U.S. Geological Survey Mineral. - 2012. - P. 34-35.

Ober J. A. Rubidium // Commodity Summaries 2012. U.S. Geological Survey Mineral. - 2012. - P. 132-133.

Ober J. A. Strontium // Commodity Summaries 2012. U.S. Geological Survey Mineral. - 2012. - P. 157-158.

Ober J. A. Bromine [Advance release] // Minerals Yearbook 2010. U.S. Geological Survey. - 2010. - Vol. 14. - 7 pp.

Palmer M.R., Edmond J.M. The strontium isotope budget of the modern ocean // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1989. - 92. - N. 1. - Pp. 11-26.

Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography // *Analyt. Chim. Acta*. 1994. V. 298. p. 209-217.

Pinneker E.V., Alekseev S.V. Grundwasserschutz in Permafrostgebieten // *Grundwasser*. - Springer-Verlag, 2000. - 4 (5). - Pp. 159-169.

Pinneker E.V., Alexeev S.V. The groundwaters of the permafrost zone under the conditions of man-made load // *Proc. Fifth Int. Symp. on Cold Region Development*. - Anchorage-Alaska: Hanover, NH 03755-1290. - 1997. - Pp. 353-355.

Pinneker E.V., Alexeev S.V., Alexeeva L.P. Hydrogeology and Hydrogeochemistry of permafrost zone of Daldyn-Alakit region (Western Yakutia) // *30 Arctic Workshop - Colorado - USA*, 2000 - Pp. 134-136.

Pinneker E. V., Alexeev S.V., Borisov V.N. The interaction of brines and permafrost // *Proc.WRI-6 Int. Symp.* - Malvern-England: Rotterdam. Balkema, 1989. - Pp. 557-560.

Polozov A.G., Svensen H., Planke S. Chlorine isotopes of salts xenoliths from Udachnaya-East kimberlite pipe / *9th Internat.Kimberlite Confer. Abstracts 9IKC-A-00000*, 2008, vol. 1, p. 175.

Prokopenko A.A., Karabanov E.V., Williams D.F. et al. Biogenic silica record of the Lake Baikal response to the climatic forcing during the Brunhes // *Quatern. Res.* - 2001. - Vol. 55. - Pp. 123-132.

Richardson C. Phase relationships in sea ice as a function of temperature // *J. Glaciol.* - № 17. - Pp. 507-519.

Ringer W.E. Changes in the composition of sea water salts during freezing // *Chemical weenblad*, 1906. - Vol. 3. - Pp. 233-249.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M. et al. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // *Archean crustal evolution*. - Amsterdam: Elsevier, 1994. - Pp. 411-459.

Rosen O.M. Metamorphic effects of tectonic movements at the lower crust level, Proterozoic collision zones and terranes of the Anabar shield // *Geotectonics*. - 1995. - Vol. 29, № 2. - Pp. 91-101.

Shouakar-Stash, O., Alexeev, S.V., Frape, Sh. et al. Geochemistry and stable isotopic signatures of deep groundwaters and brine from the permafrost zone of the Siberian platform, Russia. GSA Annual Meeting "Science at highest level". - Denver. Colorado. USA, 2002. - Pp. 218-224.

Shouakar-Stash O., Frape S. K. and Drimmie R. J. Determination of bromine stable isotopes using continuous-flow isotope ratio mass spectrometry// *Anal. Chem.* 2005, 77, pp. 4027–4033.

Shouakar-Stash O., Frape S.K., Rostron B.J., Drimmie R.J. Variations of the $\delta^{81}\text{Br}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ stable isotope signature for pre-Mississippian formation waters of the Williston Basin // *Goldschmidt Conference, Abstracts*, 2006. A589, doi:10.1016/j.gca.2006.06.1093.

Shouakar-Stash O., Alexeev S.V., Frape S.K., Alexeeva L.P. et al. Geochemistry and stable isotopic signatures, including chlorine and bromine isotopes of the deep groundwaters, of the Siberian platform, Russia // *Applied Geochemistry*, 2007. Vol. 22, Issue 3. Pp. 589-605.

Sie P.M.J., Frape S.K. Evaluation of the groundwaters from the Stripa mine using stable chlorine isotopes // *Chemical Geology*. - 2002. - V. 182. - P. 562-582.

Siegert Ch., Romanovsky N.N. The late Pleistocene "ice complex" a phenomenon of the non-glaciated areas of Northern Eurasia // *Abstracts of First annual workshop of the EST Scientific Programme: "Quaternary Environment of the Eurasian North (QUEEN)*. - Strasbourg. - France. - 1996. - P. 122-123.

Spenser R.J., Møller N, Weare J.H. The prediction of mineral solubilities in natural waters: a chemical equilibrium model for Na-K-Ca-Mg-SO₄-H₂O system at temperature below 25 °C // *Geochim. Cosmochim. Acta*. - 1990. - Vol. 54. - Pp. 575-590.

Starinsky A., Katz A. The formation of natural cryogenic brines // *Geochim. Cosmochim. Acta*. - 2003. - Vol. 67. - № 54. - Pp. 1475-1484.

Stotler Randy L., Frape Shaun K., Shouakar-Stash Orfan. An isotopic survey of $\delta^{81}\text{Br}$ and $\delta^{37}\text{Cl}$ of dissolved halides in the Canadian and Fennoscandian Shields // *Chemical Geology*, 2010, 274, pp. 38–55.

Streletskaia I.D. Formation, distribution and dynamics of cryopegs and associated problems of construction north-west Yamal peninsula, Russia // *Cold. Reg. Eng. "Glob. Perspect"*: Proc. 7th Int. Spec. Conf., Edmonton, March 7-9, 1994. - Montreal, 1994. - Pp. 801-804.

Szilder K., Lozowski E.P., Forest T.W. One-dimensional freezing of seawater in constrained volume // *Can. Geotechn. J.* - 1995. - 32, № 1. - Pp. 122-127.

Tatenhove F.G.M., Olesen O.B. Ground temperature and permafrost in Western Greenland // *Permafrost and Periglacial Processes*. - 1994. - Vol. 5. - Pp. 199-215.

Thompson T.G., Nelson K.H. Concentration of brines and frigid conditions // *American journal of science*. - 1956. - Vol. 254, № 4. - Pp. 227-238.

Tolstikhin I.N., Marty B. The evolution of terrestrial volatiles: a view from helium, neon, argon, and nitrogen isotope modeling // *Chemical geology*. - 1998. - Vol. 147. - Pp. 27-52.

Van Middlesworth, P. and S. A. Wood, 1998. The aqueous geochemistry of the rare

earth elements and yttrium. Part 7. REE, Th and U contents in thermal springs associated with the Idaho batholith. *Appl. Geochem.* 13, 861-884.

Wakatsuchi M. Experiments of the growth of sea ice and the rejection of brine // *Low temperature science*. - 1974. - Vol. 32. - Pp. 207-219.

Washburn A.L. *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*. - Edward Arnold. London, UK., 1979. - 420 p.

Workman E.J. On geochemical effects of freezing // *Science*. - 1954. - Vol. 119, № 3080. - P. 73.

Zakharov Y., Silvestrov L.K. Subsurface voids within permafrost used as underground storage // *Proc. of 29th Int. Geol. Congr.* - Kyoto. - Japan, 1992. – Pp. 858-862.

Zhang J., Nozaki Y. Rare earth elements and yttrium in seawater: ICP-MS determinations in the East Caroline, Coral Sea, and South Fiji basins of the western South Pacific Ocean. *Ibid.* – 1996. - № 60(23). – C. 4631-4634.

Основные понятия и термины

Криоартезианский бассейн - артезианский бассейн с наличием сплошной зоны многолетнемерзлых пород мощностью до 500 м и более. Пресные подземные воды обычно полностью проморожены (Романовский, 1983).

Криогенная метаморфизация – процесс криогенного преобразования пород под влиянием их охлаждения в пределах отрицательной температуры (Геокриологический словарь, 2003).

Криогенная толща – комплекс осадочных, метаморфических и магматических пород, свойства которых сформировались в конкретной мерзлотно-гидрогеологической обстановке под влиянием процессов криогенного метаморфизма. Мощность криогенной толщи соответствует мощности пояса отрицательных температур (Фотиев, 1971).

Криогенное строение грунтов – строение мерзлых грунтов, обусловленное распределением в них льда, сочетание текстуры и структуры льда (Геокриологический словарь, 2003).

Криогенные текстуры – совокупность признаков сложения мерзлых пород, обусловленная ориентировкой, относительным расположением и распределением включений текстурообразующего льда и минеральных (органо-минеральных) агрегатов (Геокриологический словарь, 2003).

Криолитогенез – совокупность физического, химического и минералогического изменения и преобразования почвы и горных пород, коры выветривания, а также гидросферы при отрицательной температуре (Основные понятия..., 1956).

Криолитозона – часть земной коры, в которой породы имеют отрицательную или нулевую температуру вне зависимости от наличия и фазового состояния воды в ней (Романовский, 1983). Термины «криолитозона» и «криогенная толща» - синонимы.

Криопэги – природные соленые воды с отрицательной температурой (Толстихин, 1971).

Подземный текстурообразующий лед – внутригрунтовой лед различного генезиса, образующий небольшие ледяные тела: шпирь, гнезда, отдельные кристаллы – элементы криогенной текстуры (Гляциологический словарь, 1984).

Мерзлая толща (син. многолетнемерзлая толща) – часть земной коры, в которой породы имеют отрицательную температуру и содержат лёд (Геокриологический словарь, 2003).

Минерализация льда – сумма всех найденных при химическом анализе, минеральных веществ, выражается в мг или мкг/дм³ воды, полученной при плавлении анализируемого образца льда (Иванов, 1998).

Химический состав рассолов надсолевого водоносного комплекса (Верхневиллюйский КАБ)																							Приложение 1			
N	N анализа скважины	Дата отбора пробы	Глубина отбора пробы, м	pH	Удельный вес, г/см ³	Ионный состав: мг-экв/дм ³										г/дм ³							Сумма ионов, г/дм ³			
						K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Li ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	Sr ²⁺	H ₄ SiO ₄	HBO ₂							
																				%-экв						
1	1	28.08.1978	500	5,15	1,06	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21						
						1,0	1390,0	70,5	77,3	1440,0		121,0	1,0	0,5	0,06	0,01	13,35		40,0	91,4						
						0,1	90,3	4,6	5,0	92,2		7,7	0,1													
2	3	20.11.1976	292		1,03	0,1	17,8	0,3	1,4	29,7	0,01	3,9	0,1	1,00	0,05	0	15,50	2,4	20,0	53,3						
						2,0	780,0	28,1	71,9	840,0		80,0	1,0													
						0,2	88,4	3,2	8,2	91,1		8,7	0,2													
3	6	20.11.1976	291-440		1,045	0,1	25,0	0,5	1,5	39,7	0,03	4,5	0,0	0,90	0,04	0	26,00	1,6	7,5	71,3						
						2,0	1090,0	44,0	76,8	1120,0		90,0														
						0,2	89,8	3,6	6,4	92,2	0,02	7,7	0,1													
4	10	11.06.1976	320-480	7,8	1,057	0,1	31,1	0,9	1,5	48,9	0,03	5,8	0,1	0,54	0,00	0	56,00	14,8	35,0	88,4						
						3,0	1353,0	71,0	76,0	1378,0	0,00	120,0	1,0													
						0,2	90,0	4,7	5,1	91,9	0,03	8,0	0,1													
5	12	15.05.1977	319-476		1,106	0,1	63,8	0,0	0,6	99,0	0,04	1,3	0,3	0,03	0,00	0	15,60	3,5	0,0	165						
							2780,0	0,3	28,0	2790,0		26,0	6,0													
							99,0		1,0	98,9	0,02	0,9	0,2													
6	25	03.08.1978	400	7,25	1,043	0,0	23,3	0,6	1,6	37,7	0,03	5,2	0,1	0,46	0,01	0,02	13,70		35,0	68,6						
						1,0	1010,0	51,0	77,8	1060,0		109,0	2,0													
						0,1	88,6	4,5	6,8	90,5	0,03	9,3	0,2													
7	28	28.08.1978	500	8,4	1,057	0,0	30,4	0,8	1,5	48,9	0,04	5,6	0,1	0,60	0,06	0,02	14,65		35,0	87,4						
						1,0	1320,0	65,5	76,3	1380,0		117,0	1,0													
						0,1	90,2	4,5	5,2	92,1	0,02	7,8	0,1													
8	45	04.07.1977	153-183		1,026	0,1	14,5	0,6	1,1	23,1	0,03	4,4	0,0	0,97	0,08	0	28,50	0,0	10,0	44						
						3,0	630,0	52,0	54,9	650,0		90,0														
						0,4	85,2	7,0	7,4	87,5	0,04	12,4	0,1													
9	86	21.08.1978	325	7,7	1,079	0,1	44,7	0,6	1,9	69,8	0,05	5,2	0,3	0,50	0,15	0,01	13,70		10,0	122,7						
						1,0	1940,0	50,0	94,8	1970,0		108,0	5,0													
						0,1	93,0	2,4	4,5	94,6		5,2	0,2													
10	86	02.08.1978	425	7,3	1,094	0,1	52,0	0,6	2,4	84,1	0,08	4,8	0,1	0,54	0,30	0	18,55		25,0	144,1						
						2,0	2260,0	46,5	117,8	2370,0	1,00	10,0	1,0													
						0,1	93,1	1,9	4,9	99,5	0,04	0,4	0,1													
11	97	09.08.1978	250		1,051	0,1	26,8	0,8	1,7	44,8	0,03	4,3	0,0	0,66	0,06	0,02	13,70		50,0	78,5						
						2,0	1170,0	62,5	85,8	1260,0		90,0														
						0,2	88,6	4,7	6,5	93,3		6,7														
12	15	19.11.1976	500	7,8	1,059	0,1	28,4	0,8	1,6	47,6	0,05	5,7	0,2	0,13	0,00		65,00	7,6	39,7	84,6						
						3,0	1235,6	67,3	80,7	1342,0	0,60	118,5	2,8													
						0,2	89,0	4,9	5,8	91,7	0,06	8,1	0,2													

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
13	17-н	04.12.1987	360	5,2	1,065	0,3	34,3	1,0	2,3	56,5	0,12	4,7	0,0	3,00	0,15		44,40		50,0	99,3
						7,6	1489,9	83,9	116,3	1594,6	1,50	97,8	0,1							
						0,5	87,8	4,9	6,9	94,1	0,09	5,8	0,0							
14	ВП-5	окт.88	410	3,35	1,03	0,2	15,7	0,6	1,2	25,3	0,03	4,7	0,0	1,20	0,05		17,86		40,0	47,6
						3,9	682,2	48,6	61,4	712,3	0,40	97,5								
						0,5	85,7	6,1	7,7	87,9	0,05	12,0								
15	ВП-5	окт.88	450	6,35	1,031	0,1	16,2	0,6	1,5	25,9	0,04	4,3	0,1	1,25	0,05		30,20		45,0	48,8
						3,3	704,8	51,0	72,4	729,9	0,50	90,2	1,4							
						0,4	84,8	6,1	8,7	88,8	0,06	11,0	0,2							
16	ВП-20	окт.88	430	8,35	1,025	0,1	13,7	0,0	1,8	22,0	0,04	3,0	0,1	0,60	0,07		14,68			40,7
						2,7	593,7		87,8	620,5	0,80	62,1	1,5							
						0,4	86,8		12,9	90,5	0,11	9,1	0,2							
17	ВП-20	окт.88	470	6,5	1,062	0,1	34,2	1,0	2,0	53,1	0,04	5,8	0,1	1,10	0,05		29,30		40,0	96,2
						2,8	1486,4	81,5	97,8	1496,5	0,50	120,4	1,7							
						0,2	89,1	4,9	5,9	92,4	0,03	7,4	0,1							
18	ВП-20	окт.88	490	7,85	1,065	0,1	32,1	0,3	2,7	52,3	0,07	3,4	0,1	1,20	0,07		33,00		40,0	91,0
						2,6	1395,9	23,9	132,2	1475,3	0,90	670,8	0,8							
						0,2	89,8	1,5	8,5	95,3	0,06	4,6	0,1							

Химический состав рассолов подсолевого водоносного комплекса (Верхневеликий КАБ)															Приложение 3									
N	анализа	N	Дата отбора пробы	Глубина отбора пробы, м	pH	Удельный вес, г/см ³	Ионный состав:							Сумма ионов, г/дм ³										
							K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ²⁻ ₄		HCO ⁻ ₃									
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15									
1		2	23.08.1971	1920-1930	5,3	1,277		32,77	7,54	95,6	242,2	6,19	0,08	0,02	384,4									
								1425,5	620,5	4770,44	6830	80												
								20,8	9,1	70	98,8	1,2												
2		4	16.09.1972	1896-1906	5	1,277		16,8	16,72	97,56	247,5	5,74	0	0,04	384,4									
								730,8	1376,1	4868,244	6980	70												
								11,5	19,8	69,8	99	1												
3		7	13.02.1975	1875-1900	4,2	1,24		34,48	11,86	72,65	216,3	3,92	0,19	0,04	339,4									
								1499,9	976,1	3625,235	6100	50	4											
								24,7	16	59,2	99,1	0,8	0,1											
4		10	04.09.1974	1490-1505	4,4	1,29		34,68	15,5	102,7	280,1		0,04	0,76	433,9									
								1508,6	1275,7	5124,73	7900	1	10											
								19,1	16,2	64,7	99,9		0,01	0,1										
5		15	06.07.1975	1911-1924	5	1,24		44,41	12,77	72	232,6	4,43	0,26	0,01	366,5									
								1931,8	1051,0	3592,8	6560	60	5											
								29,4	16	54,6	99	0,9	0,1											
6		16	26.07.1975	1900-1952	4,4	1,28		23,13	12,16	102	251,8	5,26	0,26	0,01	394,6									
								1006,2	1000,8	5089,8	7100	66	5											
								14,2	14,1	71,7	99	0,9	0,1											
7		23	15.08.1975	1903-1908	4,4	1,27		32,26	13,38	90	248,2	4,68	0,09	0,05	388,7									
								1403,3	1101,2	4491	7000	60	2											
								20	15,7	64,2	99,1	0,8	0,03											
8		74	17.04.1983	1938-1944	4,9	1,272		37,42	12,16	85,17	241,13	5,72	0,06	0,26	381,8									
								1627,8	1000,8	4249,983	6800	72	1,3	4										
								23,7	14,5	61,8	98,9	1	0,02	0,06										
9		79	12.07.1983	1479-1508	4,4	1,235		71,72	10,76	48,4	226,94		0,83	0,06	358,7									
								3119,8	885,5	2415,16	6400		17	1										
								48,6	13,8	37,6	99,7		0,3	0,01										
10		87	15.08.1983	1905-1909	5,5	1,26		49,22	12,16	76,15	244,67	1,93	0,09	0,86	384,7									
								2141,1	1000,8	3799,885	6900	24	2	15										
								30,8	14,4	54,8	99,4	0,4	0,03	0,2										
11		92	19.07.1983	1530-1550	4,8	1,21		84,33	13,38	21,04	205,67		0,76	0,03	325,2									
								3668,4	1101,2	1049,896	5800		16	0,6										
								63	18,9	18,1	99,7		0,3	0,01										
12		602	1976 г.	2655-2665	5,05	1,241	1,16	63,58	2,03	59,42	210	3,01	0,14	0,04	339,4									
							30	2765,7	167,1	2965,058	5920	38	3											
							0,5	46,6	2,8	50,1	99,3	0,6	0,1											

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
13	680	09.07.1978	398-830	6,2	1,215		51,92	13,38	43	194,98	1,1	0,24	0,15	303,7
							2258,5	1101,2	2145,7	5500	13	4	2	
							41	20	39	99,7	0,2	0,05	0,02	
14	609	03.03.1977	1677-1690	4	1,257		36,91	13,98	67	216,25	2,2	0,2	0,02	334,4
							1605,6	1150,6	3343,3	6100	30	4	0,4	
							26,3	18,8	54,9	99,4	0,5	0,1	0,01	
15	613	08.12.1974	720-775	6	1,236		52,03	11,2	56,61	212,8		0,27	0,42	333,4
							2263,3	921,8	2824,839	6000		5	7	
							37,7	15,3	47	99,8		0,1	0,1	
16	603	01.01.1976	2472-2492	4,2	1,21		57,02	2,86	64,5	216,3	2,9	0,14	0,07	345,8
							2480,4	235,4	3218,55	6100	4	3	1	
							40,7	6,6	52,8	99,9	0,07	0,05	0,01	
17	1	10.04.1975	1560-1610	6	1,32		29,09	13,98	102,0509	265,4	5,4	0,2	0,66	417,3
							1265,4	1150,6	5092,3399	7500	67	4	11	
							16,8	15,3		98,8	0,9	0,05	0,15	
18	1	1974 г.	2136-2156	4,4	1,238		44,33	9,42	74,15	226,9	4	0,1	0,02	359
							1928,4	775,3	3700,085	6400	50	2		
							30,2	12	57,8	99,2	0,8	0,03		
19	571	24.06.1975	1978-2012		1,27	1,93	37,3	9,03	73,3	213,4	4,76	0	0,14	339,9
						40	1622,6	743,2	3657,67	6020	60		2	
						0,7	26,5	12,2	60,6	98,4	1		0,6	
20	642	10.05.1979	2524-2552	4,2	1,261		41,4	7,9	77	223,34	2,79	0	0	349,6
							1800,9	650,2	3842,3	6300	35			
							28,6	10,3	61,1	99,4	0,6			
21	645	21.08.1979	2478-2492	4	1,262		37,95	9,12	84	233,97	3,76	0	0	365
							1650,8	750,6	4191,6	6600	47			
							25	11,4	63,6	99,3	0,7			
22	670	26.06.1978	2008-2013	4	1,24		43,76	13,98	57	209,16	1,32	0,13	0	324
							1903,6	1150,6	2844,3	5900	16	3		
							32,2	19,4	48,4	99,7	0,3	0,05		
23	715	04.10.1977	1917-1920	7,8	1,198		42,02	0	58	166,62	1,13	0,19	1,24	267,5
							1827,9		2894,2	4700	14	4	20	
							38,6		61,4	99,2	0,3	0,1	0,4	
24	718	02.04.1978	1896-1891	2,9	1,242		46,07	10,08	69,5	223,34	2,32	0,14	0	349,1
							2004,0	829,6	3468,05	6300	30	3		
							31,8	13,1	55,1	99,5	0,5	0,05		
25	750	06.11.1977	1791-1803	5,3	1,226		71,5	4,26	45	202,06	2,47	0,4	0,04	323,3
							3110,3	350,6	2245,5	5700	31	8	1	
							54,5	6,1	39,4	99,3	0,5	0,1	0,01	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
26	752	12.12.1978	1565-1575	4	1,256		27,63	14,61	78,13	223,35	2,76	0	0	343,7
							1201,9	1202,4	3898,687	6300	35			
							19	18,1	61,9	99,4	0,6			
27	662	07.10.1981	2083-2096	4,2	1,28		59,8	7,3	80	255,24	1,09	0	0	402,3
							2601,3	600,8	3992	7200	13,64			
							36,1	8,3	55,6	100				
28	662	25.10.1981	1236-1244	6	1,251		60,24	12,77	57	230,43	2,25	0,24	0,86	361,1
							2620,4	1051,0	2844,3	6500	28,16	5	14	
							40,2	16,1	43,7	99,7		0,1	0,2	
29	576	02.12.1982	1950-1954	5,4	1,26		32,31	12,16	83,17	230,49	3,66	0,16	0,35	362,1
							1405,5	1000,8	4150	6500	46	3,4	6	
							21,4	15,3	63,3	99,2	0,7	0,1	0,1	
30	591	22.10.1982	1817-1883	4	1,285		30,08	11,55	107	269,42	1,02	0,37	0	418,42
							1308,5	950,6	5339,3	7600	12,77	8		
							17,2	12,5	70,3	99,9		0,1		
31	647	20.02.1982	2436-2482	6,41	1,27		33,96	5,5	96,2	237,34	2,22	0,14	0,2	369,2
							1477,3	452,7	4800,38	6693	28	3	3	
							22	6,7	71,3	99,5	0,4	0,05	0,05	
32	713	02.02.1983	2172-2175	6,15	1,204		79,02	2,84	32,71	186,94	2,14	0,26	0,09	304,8
							3437,4	233,7	1632,229	5272	27	5,5	1,5	
							64,5	1,4	30,8	99,4	0,5	0,1	0,03	
33	804	26.06.1983	2216-2311	4,6	1,225		83	1,82	37	198,52	1,76	0,39	0,04	320,8
							3610,5	149,8	1846,3	5600	22,0	8	0,6	
							64,4	2,7	33	99,8		0,1	0,01	
34	760	24.03.1983	1816-1820	5,1	1,28		19,58	26,75	82,16	251,77	3,92	0,03	0,08	384,3
							851,7	2201,5	4099,784	7100	49	0,7	1,3	
							11,9	30,8	57,3	99,3	0,7	0,01	0,02	
35	760	02.02.1983	1891-1902	4	1,282		21,85	15,2	108	269,42	0,92	0	0	414,5
							950,5	1251,0	5389,2	7600	12			
							12,5	16,4	71,6	100				
36	503	12.11.1980	754	6,25	1,206	2,5	92,12	3,57	19,88	190,43	1,34	0,39	0,13	309,0
						64	4007,1	294,0	992,2116	5371	16,72	8	2	
						1,13	74,8	5,49	18,52	99,81		0,15	0,04	

Химический состав соленых вод и рассолов верхнекембрийского водоносного комплекса (Средневилюйский КАБ)																		Приложение 4				
N	анализа	N	скважины	Дата отбора пробы	Глубина отбора пробы, м	pH	Удельный вес, г/см ³	Ионный состав:										мг/дм ³				Сумма ионов, г/дм ³
								г/дм ³					%-экв									
								K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Li ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	Si ²⁺			
1		2		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19		
1		28/420		08.03.2009	197	6,35	1,045	0,5	5,7	3,6	11,2	39,2	0,6	0,9	0,0	8,4	0,9	0,0	221,6	61,6		
								13,2	247,4	292,0	557,7	1105,7	6,9	19,2	0,5							
								1,2	22,3	26,3	50,2	97,7	0,6	1,7	0,1							
2		999		27.08.2010	+46,5	5,85	1,05	0,8	5,6	4,0	11,8	42,4	0,2	1,0	0,1	7,4	0,7		240,8	65,7		
								19,4	243,8	324,9	586,8	1196,0	2,7	20,1	1,3							
								1,7	20,8	27,7	50,0	98,1	0,2	1,7	0,1							
3				07.08.2012	+11,1	5,75	1,069	1,0	9,0	5,4	16,4	59,3	0,9	0,9	0,0	15,9	2,0		347,9	93,0		
								26,4	392,0	447,3	819,7	1671,5	11,4	19,1	0,4							
								1,6	23,3	26,5	48,6	98,2	0,7	1,1	0,0							
4		2ГМ		10.09.2012		5,7	1,13	1,7	14,3	11,2	28,0	109,4	1,6	0,4	0,1	33,3	2,0		581,0	166,7		
								43,8	622,1	924,7	1395,3	3085,3	20,5	8,0	0,8							
								1,5	20,8	31,0	46,7	99,1	0,7	0,3	0,0							
5		4ГМ		19.10.2012		5,9	1,161	2,6	26,4	14,1	34,0	144,9	1,9	0,7	0,1	34,2	2,7		736,7	224,6		
								65,1	1146,6	1160,0	1697,9	4088,3	24,0	14,0	0,8							
								1,6	28,2	28,5	41,7	99,1	0,6	0,3	0,0							
6		1ГМ		05.02.2013		5,4	1,171	2,5	23,9	12,8	36,7	137,3	2,2	0,4	0,0	42,6	2,7			215,9		
								63,9	1040,8	1055,5	1831,2	3873,8	26,9	8,4	0,6							
								1,6	26,1	26,5	45,9	99,1	0,7	0,2	0,0							
7		546/443		01.05.1998	191	7,7	1,05	5,1		4,4	11,5	40,2		1,0	0,1					62,3		
								214,5		365,0	575,0	1133,2		20,4	0,8							
								18,6		31,6	49,8	98,2		1,8	0,1							
8		38/43		01.01.1998	134,5	6,6	1,1	13,1	8,4	16,2	61,9		1,1	0,0						134,9		
								544,6		690,0	810,0	1747,2		23,0	0,5							
								21,9		27,8	45,8	98,7		1,3	0,3							
9		564/437		24.06.1998	200	6,5	1,05	17,6	2,9	72,6	47,4		1,2	0,1						76,4		
								763,4		237,5	362,5	1336,5		25,8	1,1							
								56,0		17,4	26,6	98,0		1,9	0,1							
10		564/437		24.06.1998	430	6,65	1,11	28,7	4,9	20,0	93,0		1,1	0,1						147,9		
								1248,1		400,0	1000,0	2623,5		23,0	1,6							
								47,1		15,1	37,8	99,1		0,9	0,1							
11		3 ГР		22.10.1999	350	7,3	1,13	27,7	7,8	29,8	115,1		1,4	0,1						181,8		
								1152,9		637,5	1488,0	3248,0		28,5	1,5							
								35,2		19,5	45,4	99,1		0,9	0,0							

[illegible]

Химический состав соленых вод и рассолов верхнекембрийского водоносного комплекса (Оленёкский КАБ)																				Приложение 5				
N	анализаскважины	N	Дата отбора пробы	Глубина отбора пробы, м	pH	Удельный вес, г/см ³	Ионный состав:										мг/дм ³	Сумма ионов, г/дм ³						
							г/дм ³																	
							K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	%-экв	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Li ⁺			Rb ⁺	Cs ⁺	Sr ²⁺			
1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19					
1		1	25.03.1981	370-375	8,55	1,035	0,9	6,0	4,0	5,5	31,3	0,5	1,5	0,1	19,1	0,4	0,0	118,0	49,8					
							23,0	261,0	326,9	275,5	883,3	6,4	31,3	1,0										
							2,6	29,4	36,9	31,1	95,6	0,7	3,4	0,1										
2		1-г	24.09.1984	250-255	6,7	1,072	1,9	6,5	9,0	15,7	65,2	1,1	0,6	0,1	60,0	0,6	0,0	382,0	100,1					
							48,1	283,2	738,2	781,3	1839,5	14,3	12,9	1,2										
							2,6	15,3	39,9	42,2	98,5	0,8	0,7	0,1										
3		2-ц	04.09.1985	51	3,85	1,05	2,0	7,7	4,1	11,7	44,9	0,9	0,6		24,8	1,7 следы	211,0	71,8						
							50,7	335,4	340,1	383,2	1265,4	10,9	12,1	отс										
							3,9	25,6	26,0	44,5	98,2	0,8	0,9											
4		2г	21.01.1991	540	6,3	1,035	1,0	4,0	4,0	9,5	34,2	0,5	0,8	0,1	23,0	1,3		410,0	54,0					
							24,0	174,9	327,7	473,4	963,5	6,0	15,6	2,0										
							2,4	17,5	32,8	47,3	97,6	0,7	1,6	0,2										
5		3	06.08.1985	300-650	1,6	1,098	2,9	11,0	11,5	20,2	89,9	1,5	0,9		29,5	1,2 следы	391,0	138,0						
							75,0	477,6	948,4	1008,8	2535,2	19,3	19,1	отс										
							3,0	19,0	37,8	40,2	98,5	0,8	0,8											
6		8	25.04.1985	110-120	7	1,056	1,3	5,9	6,9	10,8	49,0	0,8	0,7	0,1				75,3						
							33,8	256,6	565,4	537,3	1381,5	9,6	13,5	1,5										
							2,4	18,4	40,6	38,6	98,3	0,7	1,0	0,1										
7		9	28.03.1984	260-270	7,7	1,077	2,4	5,6	8,5	18,7	67,5	1,3	0,7	0,1	69,6	1,3	0,0	348,0	104,9					
							62,2	244,6	696,6	933,5	1904,7	16,3	15,3	2,2										
							3,2	12,6	36,0	48,2	98,3	0,8	0,8	0,1										
8		11	05.09.1985	130-140	6,8	1,045	1,1	4,8	5,0	8,5	37,7	0,7	1,2	0,0	15,8	1,0 следы	138,5	59,1						
							29,0	209,2	406,4	425,8	1063,3	8,8	25,4	0,6										
							2,7	19,6	38,0	39,8	96,8	0,8	2,3	0,1										
9		12	05.04.1983	265-270	7,3	1,08	2,6	6,0	8,6	19,4	69,9	1,4	0,6	0,1	57,8	1,7	0,0	571,0	108,7					
							67,3	262,0	705,4	968,7	1972,5	17,1	13,0	1,8										
							3,4	13,1	35,2	48,4	98,4	0,9	0,7	0,1										
10		13	05.02.1986	103	6,53	1,064	2,4	8,4	7,9	12,2	59,1	1,0	1,4	0,1	25,0	1,2	0,0	261,5	92,5					
							61,1	566,4	650,3	608,4	1667,7	12,2	28,6	1,2										
							3,6	21,7	38,6	36,1	97,6	0,7	1,7	0,1										
11		14	13.07.1983	260-270	7,35	1,08	3,2	7,2	9,3	19,7	69,9	1,4	0,5	0,1	38,6	1,6	0,0	710,0	111,3					
							80,7	314,9	765,9	983,0	1972,5	16,9	11,3	1,7										
							3,8	14,7	35,7	45,8	98,5	0,9	0,6	0,1										

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
12	15	08.09.1983	250-260	7,1	1,094	3,0	7,4	10,5	19,6	79,0	1,5	0,3	1,0	78,5	0,9	0,0	440,0	121,5
						76,7	323,1	862,4	980,0	2227,6	19,0	6,5	1,6					
						3,4	14,4	38,5	43,7	98,8	0,8	0,3	0,1					
13	16	13.03.1984	260-270	5,75	1,061	1,7	4,2	7,6	14,0	55,5	1,0	0,3	0,1	50,6	1,2	0,0	315,0	84,8
						42,3	183,6	657,4	696,0	1566,4	2,0	6,6	2,0					
						2,7	11,6	41,6	44,1	98,7	1,1	0,4	0,1					
14	17	28.07.1984	250-400	7,6	1,089	2,7	7,5	8,8	22,0	78,1	1,4	0,5	0,2	73,0	1,1	0,0	486,0	121,2
						70,1	324,3	720,7	1098,2	2203,4	17,4	11,1	3,2					
						3,2	14,7	32,6	49,6	98,6	0,8	0,5	0,1					
15	21	10.02.1982	350	7,5	1,026	4,5	4,3	3,0	5,3	25,2	0,3	1,4	0,0	13,6	0,6	0,0	100,0	44,1
						11,7	187,6	246,0	265,0	709,2	4,2	29,4	0,7					
						1,7	26,4	34,6	37,3	95,4	0,6	4,0	0,1					
16	26	23.10.1980	200	7,1	1,026	0,7	4,3	3,2	5,1	25,1	0,4	1,3	0,1	15,4	0,3	0,0	132,0	40,0
						16,8	184,9	261,5	252,2	706,5	5,4	27,8	1,0					
						2,4	25,8	36,6	35,3	95,4	0,7	3,8	0,1					
17	35	03.12.1982	210	7,8	1,028	0,6	3,9	2,6	6,8	24,5	0,4	1,1	0,0	13,0	0,8	0,0	241,0	39,9
						15,1	170,3	210,1	338,9	691,5	5,1	23,1	0,9					
						2,1	23,2	28,6	46,2	96,0	0,7	3,2	0,1					
18	39	20.05.1985	160-180	9	1,085	2,0	8,1	10,7	16,1	70,1	1,5	0,9	0,5	120,8	7,7	0,0	316,0	110,0
						51,0	350,8	876,9	804,4	1976,2	18,6	17,7	7,8					
						2,5	16,8	42,1	38,6	97,3	0,9	0,9	0,4					
19	63	19.04.1990	130	6,45	1,055	1,8	7,7	6,9	9,8	48,7	0,8	1,0	0,1	15,5	1,1		535,8	76,8
						47,0	334,7	566,9	488,9	1372,4	9,8	21,5	1,0					
						3,3	23,3	39,4	34,0	97,7	0,7	1,5	0,1					
20	80	27.07.1981	431	7,5	1,024	0,6	3,9	2,1	4,0	18,6	0,3	1,6	0,1	14,1	0,3	0,0	58,0	31,1
						16,0	167,7	174,8	197,8	525,0	4,0	32,2	1,0					
						2,9	30,1	31,4	35,6	93,4	0,7	5,7	0,2					
21	81	09.02.1981	271	7,3	1,039	1,0	6,3	4,4	7,3	36,5	0,6	1,3	0,1	18,7	0,5	0,0	159,0	57,4
						24,9	275,5	359,6	364,3	1028,4	7,7	26,3	0,8					
						2,4	26,9	35,1	35,6	96,7	0,7	2,5	0,1					
22	83	август 1980	160	6,8	1,063	0,8	8,2	8,0	12,6	58,0	1,0	1,0	0,1	20,4	0,4	0,0	267,0	88,7
						21,0	356,7	657,1	628,8	1636,0	12,3	20,7	2,0					
						1,3	21,4	39,5	37,8	97,0	0,7	1,2	0,1					
23	84	22.01.1981	252,2	7,3	1,024	0,7	3,6	3,2	5,0	24,2	0,4	1,4	0,1	17,1	0,3	0,0	95,0	38,7
						18,9	158,3	266,2	247,5	682,8	5,0	29,9	1,0					
						2,7	22,8	39,0	35,9	95,0	0,7	4,2	0,1					
24	86	28.10.1981	105	7,5	1,07	2,3	7,1	9,2	12,9	61,8	1,2	1,0	0,1	65,6	1,2	следы	231,0	95,7
						57,5	310,7	759,0	644,0	1742,4	15,5	21,3	1,2					
						3,3	17,5	42,9	36,4	97,9	0,9	1,2	0,1					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
25	89	06.05.1981	244	7,75	1,035	1,3	3,8	4,5	8,1	32,7	0,6	1,4	0,1	30,2	0,6	0,0	132,0	50,1
						32,1	165,1	367,5	405,0	920,7	8,0	28,6	1,4					
						3,3	13,1	37,9	41,8	96,0	0,8	3,0	0,2					
26	87	14.05.1991	171	6,15	1,093	3,0	11,7	9,0	23,8	86,5	1,0	0,8	0,1	26,9	0,7		395,8	135,9
						76,5	508,0	738,5	1187,2	2440,5	13,1	17,2	1,6					
						3,1	20,2	29,4	47,3	98,7	0,5	0,7	0,1					
27	100-к	24.09.1980	273	7,45	1,058	0,4	4,9	5,9	12,7	48,5	1,0	0,9	0,1	19,2	0,2	0,0	291,0	74,3
						11,0	211,9	486,5	623,3	1367,5	12,3	18,1	1,7					
						0,8	15,8	36,3	47,1	97,7	0,9	1,3	0,1					
28	102	27.07.1983	281	7,23	1,024	0,7	3,1	3,1	4,5	20,7	0,4	2,4	0,1	9,3	4,7	0,7	116,5	35,0
						18,6	133,2	255,9	224,3	584,7	4,5	49,5	1,1					
						2,6	21,0	40,2	35,3	91,3	0,8	7,7	0,2					
29	116	19.04.1990	116	5,7	1,035	1,0	6,7	4,3	6,6	31,3	0,6	0,9	0,1	12,0	0,7		357,0	51,4
						24,7	290,1	355,2	330,1	883,4	7,6	12,0	1,3					
						2,5	29,0	35,5	33,0	97,1	0,8	2,0	0,1					
30	200	04.09.1989	319	5,5	1,112	2,9	10,9	15,0	22,1	98,8	2,2	0,5	0,1	35,1	1,2		463,3	152,4
						75,5	471,8	1229,1	1102,5	2785,0	27,0	11,3	1,3					
						2,6	16,4	42,7	38,3	98,6	1,0	0,4	0,1					
31	222	04.03.1991	225	4,5	1,035	0,9	4,2	6,3	7,2	36,7	0,4	1,4	0,1	12,5	1,0		207,5	57,2
						23,8	183,1	518,6	358,4	1036,2	5,5	28,1	1,5					
						2,2	16,9	47,9	33,1	96,7	0,5	2,6	0,1					
32	228	30.10.1989	230	5,85	1,096	0,6	11,5	9,6	16,4	74,6	1,0	0,8	0,1	24,0	след		350,0	114,61
						16,0	499,3	790,6	817,8	2105,2	12,2	15,6	2,1					
						0,8	23,5	37,2	38,5	98,6	0,6	0,7	0,1					
33	231	17.03.1989	194	5,65	1,04	0,6	5,2	3,1	8,8	31,3	0,7	1,1	0,1	12,0	0,4		166,7	50,35
						15,7	221,9	257,1	437,9	897,0	9,1	23,0	1,6					
						1,7	23,8	27,6	47,0	96,4	1,0	2,5	0,2					
34	235	06.09.1988	265	7,15	1,03	0,5	6,1	3,1	6,5	27,4	0,7	1,3	0,1	8,5	0,3		107,1	45,73
						12,6	265,9	257,9	323,0	773,9	8,4	26,7	2,1					
						1,5	30,9	30,0	37,6	95,4	1,0	3,3	0,3					
35	411-н	19.05.1981	504	7,7	1,04	0,5	5,0	4,0	9,4	36,8	0,6	1,4	0,1	16,0	0,2		187,0	57,8
						13,6	218,4	325,0	470,0	1037,3	7,8	29,4	1,0					
						1,3	21,3	31,7	45,8	96,4	0,7	2,7	0,1					
36	8/45	31.07.1981	104	7,95	1,065	1,9	7,3	7,0	11,7	53,3	1,1	0,9	0,1	57,4	1,0		225,0	83,35
						48,6	317,4	575,6	586,0	1504,1	13,5	19,2	1,2					
						3,2	20,8	37,7	38,4	9,8	0,9	1,3	0,1					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
37	KCC-1	05.04.2002	180-350	6,85	1,111	4,63	10,75	6,78	30,84	93,31	1,75	0,54		60,98	5,5	<0.67	466,85	148,8
						118,3	467,5	557,43	1539,1	2631,8	21,96	11,24	OTC					
						4,41	17,43	20,78	57,38	98,66	0,82	0,42						
38	KCC-2	14.06.2002	200	6,25	1,145	6,52	13,2	8,78	39,28	125	2,38	0,44	0,17	142,5	13,4	<0.8	747,8	195,8
						166,8	574,02	721,98	1960,1	3525,83	29,83	9,23	2,76					
						4,87	16,74	21,09	57,27	98,83	0,83	0,26	0,08					
39	KCC-3	28.12.2002	183	8	1,078	2,91	6,28	3,01	19,47	56,25	1,46	0,44		56	5,87		34,56	89,9
						74,37	273,07	247,36	971,45	1586,56	18,28	9,23	OTC					
						4,75	17,44	15,79	62,02	98,2	1,13	0,57						
40	266	09.12.2004	250	5,50	1,029	0,49	3,50	3,28	7,72	26,79	0,45	1,17	0,07	17,50	0,82	<0.010	107,14	43,5
						12,53	152,23	270,03	385,27	755,53	5,63	24,32	1,10					
						1,53	18,56	32,93	46,98	96,05	0,72	3,09	0,14					
41	249	01.11.2004	166	6,40	1,058	1,75	7,09	5,72	13,76	51,05	0,91	0,44	0,11	37,50	2,60	<0.010	273,44	80,8
						44,76	308,27	470,04	686,67	1439,96	11,33	9,15	1,80					
						2,96	20,42	31,13	45,48	98,48	0,78	0,63	0,12					
42	240	22.03.2005	240	6,45	1,062	1,26	8,07	6,25	13,54	53,58	0,88	0,88	0,05	33,97	1,86	<0.01	245,94	84,5
						32,27	350,86	514,30	675,76	1511,27	11,01	18,37	0,78					
						2,05	22,30	32,69	42,95	98,04	0,71	1,19	0,05					
43	270	26.01.2006	180	5,65	1,073	1,93	7,98	8,31	14,97	63,37	1,07	0,87	0,09	46,39	2,70	<0.010	321,73	98,6
						49,44	346,98	683,09	746,99	1787,45	13,42	18,17	1,40					
						2,71	19,00	37,40	40,90	98,19	0,74	1,00	0,08					
44	221	27.02.2008	100	6,05	1,065	1,07	5,71	5,71	15,85	55,54	0,90	0,76	0,09	36,38	1,62	<0.005	398,99	85,6
						27,35	248,16	469,38	790,91	1566,45	11,30	15,79	1,40					
						1,78	16,16	30,56	51,50	98,21	0,71	0,99	0,09					
45	276	25.01.2008	162	6,25	1,055	0,89	7,05	6,03	11,07	47,82	0,72	1,05	0,09	26,07	1,34	<0.005	206,73	74,7
						22,85	306,78	496,18	552,60	1348,95	8,96	21,91	1,40					
						1,66	22,26	36,00	40,09	97,66	0,65	1,59	0,10					
46	244	17.02.2009	175	5,60	1,075	2,04	7,29	6,24	19,00	62,86	1,16	0,70	0,06	70,64	3,26	<0.005	422,64	99,3
						52,07	317,29	512,97	948,03	1772,99	14,57	14,61	0,92					
						2,84	17,33	28,03	51,79	98,33	0,81	0,81	0,05					
47	251	28.02.2009	170	5,85	1,081	2,11	8,29	8,88	17,59	70,30	1,23	0,75	0,05	60,65	3,14	<0.005	376,49	109,2
						53,98	360,58	729,95	877,50	1982,83	15,36	15,71	0,80					
						2,67	17,83	36,10	43,40	98,42	0,76	0,78	0,04					
48	210	09.05.2011	299	5,85	1,061	1,74	5,77	7,60	11,57	52,38	0,48	0,90	0,10	35,73	1,45	<0.005	230,08	80,6
						44,58	251,15	625,24	577,57	1477,42	6,00	18,80	1,60					
						2,97	16,76	41,72	38,54	98,35	0,40	1,25	0,11					

Химический состав рассолов венд-среднекембрийских водоносных комплексов (Оленёкский КАБ)																						Приложение 6	
N	анализа	N	скважины	Дата отбора пробы	Глубина отбора пробы, м	pH	Удельный вес, г/см ³	Ионный состав:										мг/дм ³		Сумма ионов, г/дм ³			
								г/дм ³															
								K ⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	Br ⁻	SO ²⁻ ₄	HCO ⁻ ₃	Li ⁺	Rb ⁺	Cs ⁺	Sr ²⁺				
1		2		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19			
1		1		29.02.1994	400-650	3,95	1,226	9,5	26,5	28,0	38,2	198,8	4,3	0,2		172,4	7,25	0,02	830	305,4			
								241,7	1150,7	1302,7	1905,2	5606,8	54,1	3,5	отс.								
								4,3	20,6	41,1	34,0	99,0	1,0	0,1									
2		2ц		23.06.1985	400-650	3,9	1,238	10,0	28,1	14,2	69,3	213,3	4,1	0,1	0,0	122	14	0,21	1051	339,1			
								254,7	1220,1	1165,4	3460,1	6016,4	51,3	2,3	0,2								
								4,2	20,0	19,1	56,7	99,1	0,8	0,8	0,0								
3		3		3.12.1985	150	3,05	1,165	7,2	18,0	11,5	45,9	144,8	2,9	0,3		76	7	0,087	651,25	230,6			
								183,6	782,9	946,2	2291,8	4084,1	36,8	5,5	отс.								
								4,4	18,6	22,5	54,5	99,0	0,9	0,1									
4		3		4.12.1985	450	3,05	1,168	7,2	17,1	10,5	47,1	145,8	2,7	0,3		70,25	7	0,025	741,25	230,0			
								184,5	743,2	861,6	2350,9	4111,2	33,7	4,9	отс.								
								4,5	18,0	20,8	56,8	99,1	0,8	0,8									
5		5		18-19.01.86	640	5,15	1,264	13,1	25,6	15,5	77,6	230,9	4,7	0,1	0,2	130,5	15,3	0,383	858,5	367,7			
								336,6	1112,7	1278,4	3874,5	6411,5	58,5	1,9	2,9								
								5,1	16,9	19,4	58,7	99,0	0,9	0,0	0,0								
6		5		15.07.1986	100	5,25	1,18	2,7	19,3	13,1	48,3	152,8	3,0	0,6	0,0	93,5	6,5	отс.	750	239,7			
								68,0	839,9	1073,2	2412,0	4308,8	37,7	1,5	0,4								
								1,6	19,1	24,4	54,9	98,9	0,9	0,3	0,0								
7		5-ОП		27.05.1986	600	5,1	1,24	11,6	25,1	15,6	68,6	209,1	4,2	0,2		40,75	4	отс	1250	334,3			
								297,1	1091,1	1278,5	3422,2	5896,9	52,6	3,1	отс.								
								4,9	17,9	21,0	56,2	99,1	0,9	0,1									
8		6		18.01.1986	250	5,77	1,215	9,5	33,3	10,3	53,8	184,6	3,3	0,2	0,1	96,18	9	0,2	812	295,0			
								242,6	1447,5	848,9	2682,7	5205,7	41,0	4,0	1,2								
								4,7	27,7	16,3	51,4	99,1	0,8	0,1	0,0								
9		6		18.01.1986	722	5,25	1,272	13,9	24,7	13,8	80,7	240,1	5,1	0,1	0,1	145	14,8	0,5	1125	378,3			
								354,9	1072,1	1132,1	4025,8	6770,1	63,7	1,4	1,8								
								5,4	16,3	17,2	61,1	99,0	0,9	0,0	0,0								
10		8		23.07.1985	300-650	3,45	1,237	10,0	28,8	14,2	67,8	209,4	4,1	0,1		153	16	0,32	1115	324,3			
								254,7	1220,7	1167,9	3382,0	5906,5	50,8	2,4	отс.								
								4,2	20,3	19,4	56,1	99,1	0,9	0,0									
11		9г		24.09.1982	500-550	6,35	1,237	11,4	24,6	13,7	65,8	203,0	3,9	0,1	0,5	274,4	13,3	0,04	1136	323,0			
								291,8	1070,9	1128,0	3280,7	5725,2	49,1	2,6	8,2								
								5,1	18,6	19,5	56,8	99,0	0,9	0,1	0,1								
12		9		31.10.1986	150	5,5	1,225	14,7	27,9	12,3	57,7	193,9	3,4	0,2	0,1	130	8,16		1062	310,2			
								0,4	1,2	1,0	2,9	5,5	0,0	0,0	0,0								
								6,9	22,1	18,5	52,5	99,1	0,8	0,1	0,0								

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
13	9	31.10.1986	530	7,1	1,165	7,9	25,9	9,1	38,2	142,2	2,5	0,4	0,3	81	6,18		746	226,5
						0,2	1,1	0,8	1,9	4,0	0,0	0,0	0,0					
						5,1	28,3	18,7	47,9	98,9	0,2	0,2	0,1					
14	10-ОП	12.01.1987		4,85	1,23	13,3	24,5	12,4	66,2	202,9	3,9	0,1	0,0	63,7	4,3		625	323,7
						340,6	1066,2	1018,0	3301,7	5722,0	48,8	2,8	0,7					
						6,0	18,6	17,8	57,7	99,1	0,9	0,1	0,0					
15	11-ОП	23.01.1986	620	5,1	1,262	12,5	29,5	14,5	70,7	227,9	4,6	0,1	0,1	128,4	15	0,18	1062,5	359,9
						320,4	1282,4	1194,1	3528,0	6428,3	57,0	1,5	1,4					
						5,1	20,3	18,87	55,8	99,1	0,9	0,0	0,0					
16	12	15.07.1986	646	5,05	1,265	11,7	23,0	16,0	73,1	223,4	5,1	0,1	0,1	132,8	11,6	0,258	1428	352,6
						300,9	998,6	1316,5	3646,6	6300,7	65,1	2,7	2,0					
						4,8	16,0	21,0	58,2	98,9	1,0	0,0	0,0					
17	12-ОП	24.07.1986	740	4,8	1,272	15,4	25,9	15,7	78,5	232,4	5,3	0,1	0,1	121,6	10,4	0,252	1468	379,4
						395,4	1127,7	1290,2	3917,6	6553,7	66,7	2,2	1,3					
						5,9	16,8	19,2	58,2	98,9	1,0	0,0	0,0					
18	18	23.03.1989	700	5,55	1,272	17,2	24,7	16,0	81,6	241,3	4,7	0,1	0,2	156	16,6	0,4	1275	385,9
						441,5	1074,3	1317,8	4073,1	6806,5	59,3	1,5	2,6					
						6,4	15,6	19,1	5897,0	99,1	0,9	0,0	0,0					
19	19	06.04.1989	200	6,05	1,212	12,2	29,7	11,1	58,2	189,0	3,5	0,2	0,2	103,5	12		1012	304,2
						313,8	1289,9	914,5	2905,1	5330,9	44,1	3,4	3,8					
						5,8	23,8	16,9	53,6	99,1	0,8	0,1	0,1					
20	19	06.04.1987	700	5,45	1,265	15,9	28,2	12,1	80,0	240,8	4,7	0,1	0,2	125	15	0,4	1250	381,7
						401,7	1226,0	996,0	3991,1	6790,1	58,5	2,1	2,8					
						6,1	18,5	15,1	60,3	99,1	0,9	0,0	0,1					
21	25-Н	22.09.1980	426	7,35	1,024	0,3	3,7	2,1	7,7	23,1	0,5	1,4	0,1	11,2	0,3	0,0	220,0	37,7
						7,4	159,0	169,4	382,7	651,7	6,1	29,7	2,0					
						1,0	22,1	23,6	53,3	94,5	0,9	4,3	0,3					
22	27	21.05.1980	300-700	3,28	1,226	9,0	23,9	17,5	66,0	206,7	4,2	0,1		205,5	5,42	0,03	1130	326,6
						229,5	1004,8	1437,0	3291,0	5830,0	53,1	2,6	отс.					
						3,9	16,9	24,1	55,2	99,1	0,9	0,1						
23	28	04.08.1980	300-700	3,65	1,234	10,8	24,8	17,2	61,2	211,8	5,5	0,1		189	5,46	0,03	1043	331,3
						277,1	1075,0	1411,0	3053,0	5974,0	68,4	2,8	отс.					
						4,8	18,5	24,3	52,5	98,8	1,1	0,1						
24	30	13.08.1980	140-700	4,95	1,243	12,5	25,0	17,6	69,4	218,2	4,8	0,2	0,1	232	9,02	0,04	1083	347,8
						319,2	1085,1	1450,4	3462,9	6153,6	60,3	3,0	1,9					
						5,1	17,2	23,0	54+081	99,0	1,0	0,1	0,0					
25	32	03.10.1981	350-700	4,55	1,262	13,8	29,0	12,9	72,8	219,9	4,7	0,1	0,0	300	13	0,03	1177	353,2
						353,3	1259,1	1058,0	3634,0	6201,7	58,8	3,0	0,4					
						5,6	20,0	16,8	57,6	99,0	0,9	0,1	0,0					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14,0	15	16	17	18	19
26	86	28.08.1983	150-500	3,7	1,255	12,4	25,1	11,8	81,9	225,3	4,6	0,1	0,0	327,3	12	0,04	1161	361,2
						317,6	1091,3	968,4	4086,5	6354,0	58,1	2,0	0,1					
						4,9	16,9	15,0	63,2	99,1	0,9	0,0	0,0					
27	90	14.01.1983	642-1728	5	1,265	17,3	14,5	14,1	83,8	224,4	4,9	0,1	0,2	179,6	24,2	0,14	2050	359,3
						443,5	630,4	1162,5	4179,7	6327,4	61,7	2,4	2,8					
						6,9	9,8	18,1	65,1	99,0	1,0	0,0	0,0					
28	95	06.02.1986	105-614	6,2	1,183	3,6	33,5	10,1	42,3	160,0	2,4	0,3	0,0	34,13	3,25	0,013	687,5	252,0
						143,5	1455,2	831,3	2110,4	4511,1	30,2	6,9	0,4					
						3,2	32,1	18,3	46,5	99,2	0,7	0,2						
29	106	16.12.1983	450-750	5,55	1,24	10,7	23,9	13,3	70,8	206,6	4,1	0,1	0,2	176,6	9,2	0,16	1239	329,7
						272,7	1039,4	1096,4	3532,2	5827,1	51,1	3,0	3,1					
						4,6	17,5	18,5	59,5	99,0	0,9	0,1	0,1					
30	106	28.12.1983	450-750	3,55	1,253	13,4	24,1	18,1	74,6	232,1	4,3	0,1		175,3	9,2	0,16	1302	366,7
						342,0	1046,4	1495,1	3723,6	6545,5	54,3	2,5	отс.					
						5,2	15,8	22,6	56,4	99,1	0,8	0,0						
30	108	23.04.1990	550	6,1	1,265	14,5	28,3	15,3	76,4	232,0	4,2	0,1	0,2	113	7,8		1250	371,0
						371,9	1229,4	1255,3	3814,2	6543,7	52,6	2,1	3,9					
						5,6	18,4	18,8	57,2	99,1	0,8	0,0	0,1					
31	108	23.04.1990	730	4,7	1,27	16,7	24,6	17,0	79,0	239,1	4,6	0,1	0,1	198	15	0,3	1275	381,1
						428,1	1070,1	1397,0	3941,2	6742,7	58,1	1,5	1,4					
						6,3	15,7	20,4	52,7	99,1	0,9	0,0	0,0					
32	109	11.03.1984	460-775	4,35	1,263	15,0	18,2	15,1	81,7	226,9	4,9	0,1	0,0	215,1	12,4	0,2	1743	361,8
						384,1	792,7	1238,4	4076,0	6399,4	60,7	1,6	0,6					
						5,9	12,2	19,1	62,8	99,0	0,9	0,0	0,0					
33	112	27.04.1984	647-1100	4,6	1,244	14,5	20,3	13,4	75,1	213,8	4,4	0,1	0,0	211,4	12,6	0,24	1407	341,6
						371,0	881,7	1100,3	3746,0	6031,5	55,7	2,1	0,8					
						6,1	14,5	18,0	61,4	99,0	0,9	0,0	0,0					
34	125	01.11.1989	970--1600	4,5	1,288	14,2	15,8	16,1	95,6	251,5	6,1	0,1	0,2	199,3	17,8	0,76	2138,2	399,4
						362,1	685,8	1325,8	4769,0	7092,3	75,7	1,0	2,8					
						5,1	18,6	18,6	66,8	98,9	1,1	0,0	0,0					
35	306	26.06.1979	552-815	2,75	1,262	11,4	33,1	15,0	81,4	247,3	4,7	0,1		85,3	5,75	0,15	968,75	393,1
						291,2	1441,1	1235,6	4063,3	6976,4	59,2	1,9	отс.					
						4,1	20,5	17,6	57,8	99,1	0,8	0,0						
36	308	07.06.1979	550-825	4,25	1,179	8,0	30,3	9,1	51,7	170,1	3,0	0,3	0,0	63,65	4,4	след	737,5	272,5
						204,6	1319,4	748,2	2581,2	4797,3	37,0	6,9	0,2					
						4,2	27,2	15,4	53,2	99,1	0,8	0,1						
37	308	27.06.1980	1050	4,95	1,284	18,8	18,9	17,1	86,2	250,2	6,0	0,1	0,5	415,3	3,52	0,08	1552	391,7
						481,6	820,8	1403,1	4301,1	7056,7	75,1	1,4	8,0					
						6,9	11,7	20,0	61,4	99,9		0,0	0,1					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
38	310	16.07.1980	834-1475	4,2	1,266	17,3	19,0	17,2	82,8	239,2	5,6	0,2	0,0	194	7,5	0,08	685	381,4
						442,8	826,5	1416,0	4133,0	6748,0	69,8	3,1	0,5					
						6,5	12,1	20,8	60,6	98,9	1,0	0,1	0,0					
39	310	18.07.1980	1200-1450	4,3	1,282	17,9	18,2	15,1	88,9	252,2		0,5	0,2	406,6	3,04	0,12	1886	392,9
						457,8	790,0	1242,8	4433,8	7113,4		9,9	3,0					
						6,6	11,4	18,0	64,0	99,8		0,1	0,0					
40	312	22.08.1980	553-952	4,05	1,26	11,8	13,4	16,3	78,1	219,9	5,1	0,1	0,0	254,5	9,02	0,03	1283	344,6
						301,3	581,1	1341,7	3894,5	6201,9	63,6	2,2	0,0					
						4,9	9,5	21,9	63,7	98,9	0,0	0,0						
41	314	21.10.1980	449-800	4,65	1,235	10,0	26,7	9,7	67,4	202,8	4,2	0,0	0,0	286,6	8,87	0,04	1253	320,7
						255,8	1159,9	739,9	3362,4	5717,6	52,0	0,6	0,4					
						4,6	21,0	13,4	60,9	99,1	0,9	0,0	0,0					
42	316	02.08.1980	780-1400	4,3	1,263	16,1	17,9	15,2	82,3	232,8	5,2	0,5	0,0	279	11,8	0,06	1326	370,1
						410,9	779,9	1253,0	4109,0	6564,0	65,6	10,0	0,6					
						6,3	11,9	19,1	62,7	98,9	1,0	0,2	0,0					
43	316	16.06.1983	430-1400	4,45	1,245	9,3	20,4	18,0	69,4	207,6	4,6	0,1	0,0	202,8	12,1	0,286	1358,4	329,3
						238,6	884,8	1479,7	3461,5	5855,0	57,0	2,6	0,4					
						3,9	14,6	24,4	57,1	99,0	1,0	0,1	0,0					
44	317	13.11.1981	303-750	5,1	1,228	10,6	25,7	10,4	61,8	188,3	4,0	0,1	0,0	191,2	8,69		1097	301,1
						271,7	1118,5	858,8	3084,1	5310,6	50,2	1,0	отс.					
						5,1	21,0	16,1	57,8	99,0	0,1	0,0						
45	319	17.04.1990	740	4,5	1,267	15,2	22,8	18,5	79,5	240,2	4,6	0,1	0,1	131	13,8	0,5	1369	380,9
						389,2	989,9	1520,6	3965,4	6773,4	58,1	2,4	1,2					
						5,7	14,4	22,2	57,8	99,1	0,9	0,0	0,0					
46	321	01.03.1990	170	2,95	1,15	7,0	20,8	11,8	34,4	130,1	2,1	0,4		63,75	10,2	0	1020	206,6
						178,6	905,9	973,4	1714,8	3668,4	26,8	7,7	отс.					
						4,7	24,0	25,8	45,5	99,1	0,7	0,2						
47	321	01.03.1990	730	4,55	1,263	15,1	26,4	16,2	56,7	234,8	4,3	0,1	0,1	138,5	14,4	0,6	1190	353,5
						387,6	1147,0	1327,8	3826,8	6622,9	53,4	2,0	1,1					
						5,8	17,2	19,9	57,2	99,2	0,8	0,0	0,0					
48	329	20.09.1979	275-750	5,35	1,23	11,6	25,9	11,5	68,5	200,6	4,2	0,2	0,1	248,6	5,56	0,05	1086	326,6
						296,0	1127,0	943,0	3420,0	5656,0	52,8	4,9	1,8					
						5,1	19,5	6,3	59,1	99,0	0,9	0,1	0,0					
49	330	19.05.1979	504-750	4,45	1,206	9,5	37,0	8,7	60,5	196,6	3,3	0,5	0,1	72,93	5,23	0,15	781,25	316,1
						241,8	1607,2	715,8	3017,7	5546,2	41,6	9,7	1,2					
						4,3	28,8	12,8	54,1	99,1	0,7	0,2	0,0					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
50	330	09.07.1980	504-750	4,95	1,235	10,3	28,8	11,8	64,8	209,3		0,2	0,1	275,1	5,23	0,15	1189	325,3
						264,5	1252,3	973,6	3233,1	5901,8		4,4	1,8					
						4,6	21,9	17,0	56,5	99,9		0,1	0,0					
51	703	10.10.1983	1400	5,8	1,195	11,3	12,1	9,7	62,5	165,1	4,2	0,1	0,3	246,3	12,7	0,48	1478,9	265,3
						289,6	527,1	797,9	3120,7	4656,8	52,2	1,2	4,7					
						6,1	11,1	16,9	65,9	98,8	1,1	0,0	0,1					
52	703	11.04.1984	1390-1567	4,6	1,281	16,0	15,4	15,7	93,0	249,0	6,5	0,0	0,2	286,8	15,5	0,03	1667	395,8
						410,0	669,4	1288,6	4639,9	7022,5	81,0	0,1	3,8					
						5,9	9,6	18,4	66,2	98,8	1,1	0,0	0,1					
53	2531	25.10.1988	1550-1750	5,15	1,251	14,6	12,4	13,7	80,9	213,5	4,5	0,1	0,3	131,2	16,3		1928,5	340,1
						373,7	539,6	1129,6	4037,6	6022,4	56,7	1,4	4,1					
						6,1	8,9	18,6	66,4	99,0	0,9	0,0	0,1					
54	520	02.08.2002	630	4,8	1,296	20,6	16,2	16,1	91,4	258,0	5,2	0,1	0,7	51	1,2		1007,7	425,2
						525,9	705,1	1324,6	4562,6	7276,3	65,5	1,6	12,0					
						7,4	9,9	18,6	64,1	98,9	0,9	0,0	0,2					
55	307	сентябрь 2003	621	4,65	1,269	15,5	25,7	15,1	78,9	235,8	4,6	0,1	0,2	281,3	29,6		1422,8	375,9
						395,7	1118,5	1244,8	3938,2	6650,8	57,9	2,1	2,8					
						5,9	16,7	18,6	58,8	99,1	0,9	0,0	0,0					
56	KCC-2	20.07.2003	900-940	5,2	1,206	10,6	18,3	11,9	61,4	179,4	1,1	0,2		219,3	31,5		1719,8	283,0
						270,0	794,8	977,2	3064,8	5060,4	13,9	4,0	отс.					
						5,3	15,6	19,1	60,0	99,6	0,3	0,1						
57	KCC-2	12.06.2004	1250	5,30	1,293	19,4	16,2	18,2	90,5	254,4	5,3	0,0	0,7	299,9	31,2		2069,9	404,6
						495,8	705,3	1494,2	4514,1	7176,0	65,7	1,0	11,0					
						6,9	9,8	20,7	62,6	98,9	0,9	0,0	0,2					
58	KCC-3	09.06.2004	900	4,15	1,284	18,8	17,3	15,6	92,4	246,3	5,0	0,1	0,1	330,3	41,2		1502,2	395,5
						480,2	753,4	1280,3	4609,0	6948,5	62,5	1,4	1,8					
						6,7	10,6	18,0	64,7	99,1	0,9	0,0	0,0					
59	111	29.04.2006	650	3,45	1,260	12,7	21,9	14,0	80,2	232,6	4,5	0,1		278,5	27,4	<0.010	1339,9	366,0
						325,7	951,3	1151,0	4003,7	6561,1	55,9	1,6	отс.					
						5,1	14,8	17,9	62,2	99,1	0,8	0,0						
60	81	20.05.2008	300	4,80	1,175	2,8	21,9	14,7	43,5	157,2	2,5	0,3	0,0	74,6	3,7	<0.005	704,5	243,1
						72,7	954,6	1208,7	2171,8	4435,3	30,9	6,1	0,7					
						1,7	21,7	27,4	49,3	99,2	0,7	0,1	0,0					
61	108	24.03.2009	500	3,40	1,222	10,3	21,6	12,7	64,5	195,2	3,4	0,2		239,8	18,8	<0.005	1086,4	307,9
						263,0	940,7	1042,1	3217,5	5507,3	43,1	3,6	отс.					
						4,8	17,2	19,1	58,9	99,2	0,8	0,1						
62	2531	06.09.2011	540	5,10	1,245	15,8	16,3	14,2	72,8	214,0	4,2	0,1	0,3	254,9	27,5		1614,4	337,8
						404,5	709,9	1171,4	3634,0	6035,9	52,6	1,3	5,5					
						6,8	12,0	19,8	61,4	99,1	0,9	0,0	0,1					