

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего
образования

Пермский государственный национальный исследовательский университет

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Горный институт Уральского отделения Российской академии наук

На правах рукописи



КАЗАНЦЕВА АЛЕНА СЕРГЕЕВНА

**ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В НИЖНЕПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ
КАРСТОВЫХ РАЙОНОВ СРЕДНЕГО ПРЕДУРАЛЬЯ**

Специальность 1.6.6. – Гидрогеология

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геол.-мин. наук, доцент
Катаев Валерий Николаевич

Москва – 2022

Содержание

Введение.....	3
1. Обобщение результатов изучения подземных вод с использованием изотопных данных.....	13
1.1.Изотопные методы в мировых исследованиях	13
1.2.Применение изотопного анализа подземных вод в Пермском крае.....	21
2. Методы исследования.....	23
2.1. Метод химического анализа	24
2.2. Масс-спектрометрический метод анализа.....	25
2.3. Методика отбора проб	39
3. Характеристика районов исследований.....	42
3.1. Геологическая характеристика исследованных районов	43
3.2. Гидрогеологическая характеристика исследованных районов	47
3.2.1. Характеристика основных водоносных горизонтов.....	51
4. Особенности формирования состава природных вод исследуемых районов на основе изотопно-гидрохимических данных	60
4.1 Роль атмосферных осадков в формировании состава подземных вод	60
4.2. Влияние вод руслового стока на формирование состава подземных вод	66
4.3. Особенности формирования изотопно-гидрохимического состава подземных вод	78
4.3.1. Концептуальные модели формирования состава подземных вод в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья.....	118
Заключение	137
Библиографический список	139

Введение

Актуальность работы. В настоящее время подземные воды играют важную роль в хозяйственно-питьевом водоснабжении, как в России, так и за рубежом. Потребность в использовании подземных вод растет с каждым годом. Одним из основных направлений гидрогеологических исследований является изучение общих закономерностей формирования и распространения подземных вод. Накопление знаний о подземных водах началось с древнейших времен (1-3 тысячи лет до н.э) и вопросы о происхождении подземных вод уже интересовали ученых. На современном этапе прогресса науки и техники, в условиях использования новейших технологий, возникает необходимость широкого внедрения современных методов исследований для решения гидрогеологических задач. Сегодня особое внимание уделяется изотопно-геохимическим методам исследования подземных вод, поскольку комплексное использование гидрохимических и изотопных исследований имеет большой потенциал для получения информации, необходимой для более эффективной оценки ресурсов подземных вод и осуществления прогнозирования состава и качества подземных вод.

Сразу же после открытия изотопов кислорода и водорода (1929, 1932 гг.) начались многочисленные исследования изотопного состава природных вод разных типов. Новый этап в изучении природных вод связан с работами А. И. Бродского [3] и его коллег, которые в 1937 г. разработали методики раздельного определения изотопного состава кислорода и водорода. Введенный Г. Юри в 1951 г. прецизионный метод масс-спектрометрии был использован С. Эпштейном, Т. Майедой, И. Фридманом, В. Е. Ветштейном, В. Г. Артемчуком, П. Г. Альтшулером [5, 6] и другими для изучения изотопного состава природных вод. Существенную роль в формировании состава подземных вод играют атмосферные осадки, поэтому в 1960 году было положено начало созданию Глобальной сети изотопов в осадках (Global Network of Isotopes in Precipitation; GNIP) [112], совместно эксплуатируемой Международным агентством по атомной энергии (МАГАТЭ) и Всемирной

метеорологической организацией (ВМО). Основная цель создания такой сети – предоставление базовой информации об изотопном составе осадков в глобальном масштабе. В конце 80-х начале 90-х гг. XX в. российским ученым Федоровым Ю. А. теоретически и экспериментально было обосновано новое научное направление – изотопно-химический мониторинг природных вод, и установлено, что в региональном и глобальных масштабах в подземных и поверхностных водах наблюдается зональное распределение изотопного состава кислорода и водорода [75]. Многочисленные исследования в этой области не привели к созданию единой гипотезы формирования состава подземных вод. На региональном уровне подобные исследования позволят создать гидрогеологическую основу для расширения сырьевой базы подземных вод и в целом способствовать социально-экономическому развитию многих муниципальных образований.

На сегодняшний день в Федеральном агентстве по недропользованию разработана стратегическая программа развития минерально-сырьевой базы России в области гидрогеологии «Долгосрочная государственная программа изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья» (от 15.05.2006 по приказу Министерства природных ресурсов РФ). Отдельные исследования данной программы связаны с определением химического состава подземных вод, оценкой пригодности их использования, исследованием изотопного состава подземных вод для установления их генезиса и возраста, необходимые для разработки методов прогноза ресурсов и качества их при эксплуатации. Данными проблемами занимаются гидрогеологическая школа Института земной коры, основанная Е. В. Пиннекером, под руководством которого впервые в Сибири был использован изотопный метод для изучения подземных вод, и «Всероссийский научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии» (ВСЕГИНГЕО), создавший системную научную и нормативно-методическую основу проведения на территории страны гидрогеологических, инженерно-

геологических и геокриологических, геологоразведочных работ и исследований.

За период многолетних исследований, начиная с конца XIX в., накоплен большой гидрогеохимический материал в пределах карстовых районов Предуралья и Восточно-Русского гидрогеологических бассейнов на территории Пермского края, основанный на изучении физико-географических, геолого-литологических и тектонических факторов, определяющих распространение и условия формирования подземных вод. Среди многочисленных гидрогеологических исследований следует выделить работы представителей гидрогеологической школы Пермского государственного университета Г. А. Максимовича 1940-1967 гг., Л. А. Шимановского и И. А. Шимановской 1956-1972 гг., А. М. Кропачева 1957-1964 гг., И.Н. Шестова 1967 г., Е. А. Иконникова 1969-1971 гг., Г. К. Михайлова 1960-1971 гг. и др., послужившие основанием для составления кадастра подземных вод и различных сводок. Данные исследования проводились без привлечения методов тонкого анализа, таких как микроэлементный и изотопный, которые в комплексе имеют большой потенциал для получения информации, необходимой для более эффективной оценки ресурсов подземных вод и осуществление прогнозирования состава и качества подземных вод.

Работ по изучению условий формирования природных вод с позиций современных методологий, основанных на изучении вариаций изотопных соотношений водорода и кислорода на территории Пермского края, было выполнено крайне мало, и большая часть их них посвящена изотопному составу атмосферных осадков. Изотопный состав осадков в г. Перми измерялся в рамках проекта GNIP [119] с 1980 по 1990 гг. С 2011 г. Лаборатория гидрохимического анализа геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета (ПГНИУ) занимается исследованием изотопного состава воды в лабораторных и полевых условиях [44, 59]. В работе 2014 г. [40] опубликована

информация по изотопному составу воды подземных озер Кунгурской Ледяной пещеры, где отмечено их метеогенное происхождение. В рамках гранта РФФИ №17-45-590369 р_а «Исследование формирования изотопного и химического состава природных вод на территории Пермского края» с 2016 г. сотрудники Кунгурской лаборатории-стационара Горного института УрО РАН совместно с сотрудниками кафедры динамической геологии и гидрогеологии ПГНИУ занимаются исследованием стабильных изотопов водорода и кислорода атмосферных осадков, речных вод, выходов подземных вод, поверхностных и подземных карстовых озер Северного и Среднего Урала.

Данная работа в своей методической направленности развивает гидрогеохимические подходы к решению вопросов генезиса подземных вод, вопросов формирования и динамики изменения состава и качества подземных вод. В основе работы заложены результаты комплексного изучения состава подземных вод, вод руслового стока и атмосферных осадков, полученные на основе использования сочетания современных методов изотопного и химического (включая и микроэлементный) анализа. Данная работа, применительно к Среднему Предуральскому региону является пионерской, поскольку здесь исследования изотопии природных вод имели спорадический характер, а системные исследования изотопии подземных вод были начаты с участием автора с 2016 года.

Главная научная идея работы – изучение сезонных вариаций стабильных изотопов водорода и кислорода в сочетании с вариациями химического состава подземных вод позволяет устанавливать особенности их формирования в зоне активного водообмена в карстовых массивах.

Целью работы является установление условий формирования изотопного и химического состава подземных вод, распространенных в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья.

Для достижения поставленной цели *были решены следующие задачи:*

- систематизация данных, полученных отечественными и зарубежными авторами в гидрогеологических исследованиях на основе применения изотопного анализа;
- обоснование и создание сети наблюдательных постов в районах исследований;
- посезонное опробование водопроявлений на наблюдательных постах с последующим лабораторным определением изменений изотопного и химического состава вод;
- создание базы данных изотопов водорода ($\delta^2\text{H}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) подземных вод, речных вод и атмосферных осадков;
- установление закономерностей изменения и зависимостей между составом подземных вод, речных вод и атмосферных осадков;
- уточнение генезиса подземных вод на основе установленных закономерностей изменения их изотопно-геохимического состава.

Объектом исследования являются подземные воды, распространенные в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья.

Изучение особенностей формирования химического и изотопного состава подземных вод проводилось в районах сочленения Уфимского плато и центральной части Предуральяского прогиба и на территории Колвинской седловины и северной части Соликамской впадины Предуральяского прогиба. Районы исследования характеризуются наличием дизъюнктивных нарушений различного порядка, водообильными трещинными зонами. В пределах изученных районов активно проявляются процессы гидродинамического и гидрохимического взаимодействия различных по составу вод четвертичных аллювиальных, нижнепермских, девонско-нижнекаменноугольных, рифейско-нижнедевонских карбонатно-сульфатных, терригенно-карбонатных и терригенных отложений.

Предметом исследования являются закономерности и особенности формирования изотопного и химического состава подземных вод в нижнепермских отложениях в карстовых районах.

Научная новизна результатов работы заключается в следующем:

- впервые для исследуемых районов получены изотопные характеристики атмосферных осадков, подземных вод и вод поверхностного руслового стока;
- на основе комплексного анализа изотопного, макро- и микроэлементного состава вод определены основные особенности формирования состава подземных вод в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья и представлены концептуальные модели их формирования;
- впервые установлена широтная зональность распределения изотопов водорода и кислорода в подземных водах, распространённых в нижнепермских отложениях карстовых районов;
- прослежено влияние литологического состава вмещающих пород на формирование изотопно-гидрохимического облика подземных вод.

Практическая значимость работы определяется следующими результатами:

- изучение стабильных изотопов воды рекомендуется в качестве дополнительного метода при гидрогеологических исследованиях для получения новой количественной информации и понимания механизмов формирования состава подземных вод и особенностей питания водоносных горизонтов;
- по изотопным данным выявлены временные периоды транзита поверхностных вод к водоносным горизонтам, что рекомендуется учитывать при проведении гидрогеохимического мониторинга;
- полученные данные по изотопному составу подземных вод в карбонатно-сульфатных, терригенно-карбонатных и терригенных отложениях на территории Среднего Предуралья, рекомендуются к использованию в качестве природных фоновых значений для нормирования антропогенных воздействий;

- создана база данных по изотопам, которая внесена в международную базу данных GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) и IAEA (International Atomic Energy Agency), и предназначена для решения информационно-исследовательских задач. Данные изотопного состава речных и подземных вод внесены в дополнительный раздел международной базы. Картографический и графический материалы, построенные на базе данных изотопов, использовались в диссертационной работе и мониторинговых исследованиях в Кунгурской Ледяной пещере;

- отдельные результаты исследования используются в учебном процессе в рамках дисциплины «Изотопные методы в гидрогеологии», читаемой на геологическом факультете Пермского государственного национального исследовательского университета.

Предметом защиты являются следующие положения:

1. Изменения изотопного состава водорода и кислорода и химического состава подземных вод в нижнепермских отложениях в карстовых массивах Среднего Предуралья свидетельствуют, что их питание в весенний, летний и зимний периоды осуществляется за счет атмосферных осадков и разгрузки напорных вод из нижележащих водоносных горизонтов, а в осенний период исключительно за счет атмосферных осадков;

2. Изотопный состав подземных вод зоны активного водообмена карстовых массивов полностью определяется изотопным составом поверхностных вод в течение 1-3 месяцев, что следует использовать при гидрогеохимическом мониторинге;

3. Подземные воды в карбонатно-терригенных и в карбонатно-сульфатно-терригенных нижнепермских породах Предуралья отличаются не только минерализацией, но и изотопным составом, что главным образом определяется взаимодействием «вода-порода» и в меньшей мере – релеевской дистилляцией. Это следует считать дополнительным критерием оценки качества подземных вод и изучения длительных циклов водообмена.

Достоверность результатов диссертационного исследования обеспечивается углубленным анализом состояния решаемых проблем; применением обоснованного комплекса методов лабораторного анализа водных проб, теории и методологии гидрогеологических концептуальных построений, основанных на исследованиях отечественных и зарубежных ученых. Для достижения поставленной цели большой объем фактического материала, в первую очередь полученный автором по результатам посезонного мониторинга химического и изотопного состава водопроявлений на опорных участках, позволил оперировать большими массивами количественных параметров состояния водной среды. В работе использованы результаты наблюдений, отбора и анализа водных проб (атмосферные осадки, источники, подземные озера, речные воды) на 38 пунктах в исследуемых районах. В анализ вовлечено более 700 водных проб (273 пробы для макроэлементного анализа, 88 проб для микроэлементного анализа и 393 пробы для изотопного анализа).

Автором проанализированы материалы, предоставленные Кунгурской лабораторией-стационаром «ГИ УрО РАН», кафедрой динамической геологии и гидрогеологии Пермского государственного национального исследовательского университета, а также данные Института водных проблем РАН (г. Москва) и справочно-информационного портала «Метеоновости».

Дополнительные сведения были получены в процессе выполнения научно-исследовательских работ с непосредственным участием автора:

- грант РФФИ №17-45-590369 р_а «Исследование формирования изотопного и химического состава природных вод на территории Пермского края» (2016-2018 гг.);

- «Проведение комплексных мониторинговых исследований в Кунгурской Ледяной пещере в 2013-2020 гг.»;

- программа федеральных научных исследований ГР №01201390097 «Структурно-генетические особенности соленосных и сульфатоносных толщ Прикамья как основа рационального освоения георесурсов» (2015-2017).

• программа федеральных научных исследований № 0422-2019-0144-С-02 «Геохимическая и минералогическая эволюция осадконакопления в Соликамском палеобассейне» (2018-2020);

Аналитические исследования химического состава вод производились в аккредитованной гидрохимической лаборатории Пермского государственного национального исследовательского университета согласно стандартным методам и ГОСТам (ПНД Ф 14.1:2:4.167-2000, РД 52.24.403-2007, ПНД Ф 14.1:2:4.157-99, ГОСТ 31957-2012 п.5.4, ГОСТ Р 56219-2014) на приборе Aurora M90 фирмы Bruker.

Анализ состава стабильных изотопов кислорода и водорода ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) в водных пробах проводился в Инсбрукском университете (Австрия) на анализаторе L-2130-i (Picarro, США)

В работе использованы традиционные методы сбора и обработки информации, а также современные методы накопления и статистической обработки данных и построения картографических моделей (MS Office Word, MS Office Excel, CorelDraw, AutoCAD, Grapher).

Личный вклад автора в получение научных и практических результатов, изложенных в данной работе, выражается в его участии в период с 2013 г. и по настоящее время в ведении гидрогеологического и гидрохимического мониторинга в Кунгурской Ледяной пещере, с 2016 по 2018 гг. в исследовании по теме «Исследование формирования изотопного и химического состава природных вод на территории Пермского края» (17-45-590369 р_а). Все материалы исследований, положенные в основу диссертации, обработаны автором лично. Все результаты и выводы получены самостоятельно. Материалы, представленные в данной работе без библиографических ссылок, принадлежат автору.

Публикация и апробация работы. По теме диссертационных исследований автором опубликовано 19 работ, в том числе 3 в рецензируемых научных изданиях, входящих в перечень ВАК, 3 – индексированы в базе данных Scopus. Результаты исследований докладывались и обсуждались на

научных форумах различного масштаба, в том числе: ежегодной научной сессии Горного института УрО РАН (Пермь, 2016-2021), X Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых (Пермь, 2017), Всероссийской конференции II Крымские карстологические чтения (Симферополь, 2018), XXIII Международного симпозиума им. академика М.А. Усова (Томск, 2019, 2021), XXII симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова (Москва, 2019), Всероссийской молодежной геологической конференции памяти В. А. Глебовицкого (Санкт-Петербург, 2020), XXIII Всероссийском совещании по подземным водам востока России (Иркутск, 2021).

Структура и объем работы. Работа объемом 151 страницы состоит из введения, четырех разделов, заключения, библиографического списка (119 наименований). Работа содержит 35 рисунков, 24 таблицы.

Автор выражает глубокую признательность научному руководителю, д.г.-м.н., заведующему кафедрой динамической геологии и гидрогеологии ПГНИУ В.Н. Катаеву. Автор искренне благодарен заведующей Кунгурской лаборатории-стационара д.г.н. Кадебской О.И., к.г.-м.н. Дублянскому Ю.В. и отдельным сотрудникам Кунгурской лаборатории-стационара «ГИ УрО РАН» (Красикову А.В. и Богомазу М.В.) за помощь и поддержку в написании работы, сборе фактического материала.

1. Обобщение результатов изучения подземных вод с использованием изотопных данных

В данном разделе представлены ключевые исторические события, связанные с развитием и применением изотопных методов отечественными и зарубежными специалистами в области гидрогеологии от начала открытия изотопов воды до современного этапа, на мировом уровне. Отдельно проведен обзор исследований, выполненных на территории Среднего Предуралья, в частности Пермского края, поскольку изучение подземных вод на основе применения изотопных данных здесь только набирает обороты.

Подземные воды являются важным и в тоже время наименее изученным компонентом гидрологического цикла с точки зрения использования изотопных методов. Применение изотопных методов в гидрогеологических исследованиях позволяет установить особенности формирования и генезиса подземных вод. Развитие и применение изотопных методов началось с открытием изотопов водорода и кислорода. С созданием и усовершенствованием масс-спектрометрического оборудования определение изотопного состава вод стало достаточно точным и быстрым [26, 28, 30, 33].

1.1. Изотопные методы в мировых исследованиях

Изотопы кислорода (^{18}O и ^{16}O) открыты В. Джиоком и Х. Джонстоном в 1929 г., водорода (дейтерий, ^2H , D) – в 1932 г. Г. Юри и его коллегами. Сразу же после открытия изотопов кислорода и водорода начались многочисленные исследования изотопного состава природных вод разных типов. Большинство этих работ в настоящее время имеют лишь историческую ценность, поскольку в 30-е годы измерения проводились по общей плотности, которая неоднозначно определяет вариации в изотопном составе кислорода и водорода. Кроме того, часто исследования проводились на низком методическом уровне.

Новый этап в изучении природных вод связан с работами А. И. Бродского [3] и его коллег, которые в 1937 г. разработали методики раздельного

определения изотопного состава кислорода и водорода. Преимущество раздельного способа анализа особенно хорошо показано на примере исследования концентрации изотопов водорода и кислорода в океанических и морских водах Арктического бассейна, где были обнаружены закономерности их распределения в водах и льдах в зависимости от географических признаков, тогда как суммарная плотность оказалась малохарактерной [5].

В том же десятилетии Г. Юри и его коллеги из Колумбийского университета проводили эксперименты по изотопному обмену, а А. Нир и его коллеги из университета Миннесоты проводили масс-спектрометрические измерения изменений в соотношениях стабильных изотопов.

В 1946 году Гарольд Юри представил результаты полуэмпирических расчетов изотопного фракционирования стабильных изотопных отношений легких элементов среди идеальных газов и простых водных ионов, рассчитанными по спектроскопическим данным и методом статистической механики [109].

Впервые метод прецизионной масс-спектрометрии был предложен группой Г. Юри в 1951 г. для определения палеотемператур древних морей и явился следующим крупным вкладом в развитие геохимии изотопов легких элементов. Одним из выдающихся научных достижений XX века является создание и совершенствование шкалы палеотемпературы изотопов кислорода [104]. Разработанные методы были применены С. Эпштейном, Т. Майедой, И. Фридманом и другими для изучения изотопного состава природных вод.

Масс-спектрометрия берет свое начало с работ А. Д. Демпстера, который в 1918 году установил вместо фотопластинки токоприемник, при этом точность измерений увеличилась. Над точностью и совершенствованием методики измерения изотопного состава работали Г. А. Штраус, А. О. Нир, Е. Р. Ней и М. Ингрэм. А Ч. Р. Мак-Кинни с коллегами при сравнении изотопных отношений двух образцов начал использовать эталон. В. Дансгаард и другие исследователи использовали тот же принцип, но, применив

абсолютную градуировочную характеристику масс-спектрометра, сумели перейти от относительных измерений к определению абсолютных содержаний изотопов [5].

Одновременно с проведением работ по анализу изотопов кислорода карбонатных оболочек, в Копенгагене провели исследования по вариациям изотопов кислорода в естественных водах [88].

Становление и развитие изотопных методов в нашей стране связано с Всероссийским научно-исследовательским институтом гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО). В 1959 г. здесь создана изотопная лаборатория, в задачу которой входило использование открытых и закрытых источников радиоактивных излучений для решения различных научных и прикладных задач гидрогеологии и инженерной геологии [63].

Существенную роль в формировании состава подземных вод играют атмосферные осадки, поэтому в 1960 году была запущена Глобальная сеть изотопов в осадках (GNIP) [112, 117], совместно эксплуатируемая Международным агентством по атомной энергии (МАГАТЭ) и Всемирной метеорологической организацией (ВМО). Основной целью было предоставление базовой информации об изотопном составе осадков в глобальном масштабе. Первый всеобъемлющий обзор изотопных данных, собранных сетью GNIP, проведенный В. Дансгаардом [87], привел к установлению ряда эмпирических взаимосвязей между наблюдаемым изотопным составом месячных осадков и параметрами окружающей среды (температура воздуха, количество осадков, широта, высота, расстояние от побережья). Последующие обзоры базы данных GNIP [102, 111] в значительной степени подтвердили ранние результаты Дансгаарда. Стало очевидным, что эти эмпирические отношения, часто называемые «эффектами», можно рассматривать как меру средней степени выпадения влажных воздушных масс, переносимых из основных областей источника пара (главным образом, межтропического океана) в место осаждения [97].

Многочисленные исследования в 60-х гг. XX в. сотрудниками МАГАТЭ в Эквадоре, Мексике, Южной Корее и Судане установили, что для вычисления доли речных вод в подпитке подземных вод наиболее эффективны данные о стабильных изотопах по сравнению с вычислением разности расходов на определенном участке русла реки. Каждый потенциальный источник подпитки характеризуется различным изотопным составом, поэтому можно легко определить вклад речной воды в грунтовые воды [61, 99].

Впервые корреляционная связь между дейтерием (^2H) и кислородом-18 (^{18}O) для атмосферных осадков была экспериментально установлена Г. Крейгом. Изменение изотопного состава метеорных вод разных широт происходит вдоль прямой линии, которая получила название линии Крейга («линия метеорных вод»). Ученый в 1961 г. первым определил абсолютные отношения изотопов водорода и кислорода в SMOW (Standard Mean Ocean Water). SMOW представляет собой среднюю пробу воды, отобранной из Атлантического, Тихого и Индийского океанов в интервале глубин от 500 до 2000 м, в районах, удаленных от континентального стока, и тщательно перемешанную.

Дальнейшее усовершенствование масс-спектрометрического метода изотопного анализа продолжили в 1965 году Х. Маккелаф и Г. Р. Краузе, которые предложили осуществлять отсчеты разницы в изотопных отношениях с помощью цифровых интегрирующих устройств.

В СССР существенный вклад в развитие масс-спектрометрического прецизионного анализа внесли М. С. Чупахин (1953), В. И. Устинов и В. А. Гриненко (1965), Э. М. Галимов (1963), А. В. Якубовский и др. (1973), А. Д. Есиков (1980).

Рядом исследователей в 60-е годы были проведены полевые и лабораторные эксперименты по изучению изотопного состава вод в процессе инфильтрации [94].

С середины 60-х гг. XX в. стабильные (^2H и ^{18}O) и радиоактивные (тритий, T (^3H)) изотопы привлекаются для решения задач водоснабжения. В этих

исследованиях стабильные изотопы используются в качестве индикатора места поступления и разгрузки подземных вод, тогда как радиоактивные дают информацию о времени пребывания воды в данной системе. В частности, по данным распределения концентрации кислорода-18 и трития в атмосферных осадках, поверхностных водах, подземных источниках и скважинах Ж. Фонтом изучен гидрогеологический режим бассейна р. Эвьян, Г. Х. Дэвисом – южной части Венского бассейна Австрии, П. Теодерссоном – юго-западной части Исландии [108] и др.

В середине 60-е гг. XX в. ряд исследователей изучали фракционирование изотопов водорода и кислорода в результате фильтрации через водовмещающие породы. Так Э. Дегенс установил, что при фильтрации подземных вод на расстояние 1100 км по выдержанному погружающемуся горизонту песчаников Нубийской серии в Северной Африке изотопный состав кислорода практически не изменялся. Содержание дейтерия при движении вод в хорошо промытых структурах также не изменялось [83, 90], а в артезианских бассейнах с крайне замедленным водообменом содержание дейтерия, как правило, возрастало с глубиной. Это объяснялось различной долей участия древних морских вод, сингенетичных с осадочной толщей седиментационного бассейна, при смешении их с инфильтрационными водами метеорного происхождения.

Немецкие ученые в пределах калийных рудников Гарцесса (ГДР) (Harzer D., Pilot I., Rusier H. I., 1968 г.) для гидрогеологических исследований применяли стабильные изотопы водорода и кислорода, поскольку применение классических методов было нецелесообразно.

Широкое распространение гидрогеологических исследований с использованием изотопов кислорода и водорода началось лишь с начала 70-х гг. XX в. Хотя исследования, проведенные в 1960-х годах по осадкам Г. Крейгом [84] и В. Дансгаардом, проложили почву для размышлений об изотопах в водном цикле. Особое внимание уделялось изучению трития, в

связи с проведением термоядерных испытаний в период 1963-1965 гг., и изучению изотопного состава атмосферных осадков [85].

Исследования в области изотопии вод глубоких подземных связаны с изучением советскими учеными (В. Е. Ветштейном, В. Г. Артемчуком, П. Г. Альтшулером и др.) изотопного состава водорода и кислорода в подземных водах по разрезу и по площади ряда артезианских нефтегазоносных бассейнов (НГБ) СССР. В результате исследований был сделан вывод, что каждый бассейн отличается свойственной только ему индивидуальностью изотопных показателей. Вместе с тем в пределах отдельных бассейнов и водоносных комплексов отмечаются близкие характеристики изотопных и гидрогеохимических показателей, свидетельствующие о сходных условиях их формирования. Ведущим процессом формирования глубоких подземных вод является смешение вод разного генезиса, в следствие чего изменяется изотопный состав вод и вмещающих пород.

В течение 1969-1971 гг. организациями Гидрометеорологической службы СССР в пределах восьми административных областей отбирались образцы атмосферных осадков для изучения распределения дейтерия и кислорода-18. Были определены среднесезонные, среднегодовые вариации содержания дейтерия и кислорода-18 в осадках, выявлена высокая корреляционная связь значений изотопов с температурой и слабая с влажностью и количеством выпадающих осадков. Результаты и основные выводы исследований представлены в монографии В. Е. Ветштейна 1982 г. [5].

Начиная с 1970 г., изотопная лаборатория ВСЕГИНГЕО тесно сотрудничает с Международным агентством по атомной энергии (МАГАТЭ), выполняя ряд научных программ по использованию изотопных методов при решении различных гидрогеологических задач [63].

Для более надежной оценки взаимосвязи подземных водоносных горизонтов в пределах Ленинградской области впервые в СССР в комплекс традиционных гидрогеологических работ были включены изотопно-

геохимические исследования [68]. В результате была количественно определена связь поверхностных и подземных вод.

Изотопные методы применяли для решения задач, связанных с источниками и областями питания подземных вод, взаимосвязи водоносных горизонтов, изучения процессов смешения подземных вод и инфильтрации поверхностных вод в подземные [53, 68, 99, 110]. Одна из первых попыток установления областей питания подземных вод была предпринята в Исландии, по результатам которых была построена карта распределения изоконцентраций дейтерия [82, 96]. Подобные исследования проводились в Никарагуа, Австрии, Греции. Выявление областей питания путем интерпретации изотопных данных основывается на различии в изотопном составе атмосферных осадков, обусловленном процессами конденсации атмосферной влаги. Исследования по изучению взаимосвязи водоносных горизонтов [89] проводились в Алжире, Саудовской Аравии и Тунисе.

В начале 80-х годов в Европе были начаты систематические исследования, направленные на определение изотопного состава приповерхностного водяного пара в региональном масштабе. Изотопный состав суточных образцов атмосферной влаги контролировался сетью нескольких станций на европейском континенте в период с 1980 по 1984 гг. (Schoch-Fischer et al., 1984). До настоящего времени одна сеть (Гейдельберг, Германия) продолжает изучение (Jacob and Sonntag 1991, Agemar, 2001) и накопила уникальную запись с высоким разрешением о содержании изотопов кислорода и водорода (^{18}O и D) в атмосферных водяных парах, охватывающих более чем два десятилетия [97].

Российский ученый Ю. А. Федоров в конце 80-х начале 90-х гг. теоретически и экспериментально обосновал новое научное направление – изотопно-химический мониторинг природных вод. И установил, что в региональном и глобальных масштабах в подземных и поверхностных водах наблюдается зональное распределение изотопного состава кислорода и водорода [75].

В 2000-х гг. активно велись исследования стабильных изотопов кислорода и водорода подземных вод на территории Кавказа, Тимана, Крыма, Карелии, Якутии, Западной Сибири и др. районов [1, 13, 39, 54, 62, 64, 69, 71, 105]. Данные по изотопному составу подземных и поверхностных вод на указанных территориях были представлены впервые или дополнены современными исследованиями. В результате установлены особенности распределения стабильных изотопов водорода и кислорода и определены условия формирования подземных вод.

В начале XXI века в ряде зарубежных стран было продолжено изучение формирования состава подземных вод методами изотопно-геохимического анализа, начатое в прошлом столетии. Результаты исследований позволили оптимизировать схему эксплуатации водозаборов подземных вод во Вьетнаме [98], обобщить данные по горячим источникам и их использованию во многих провинциях Китая [95, 106], определить геохимические процессы, контролирующие формирование состава подземных вод на территории США [91], оценить динамику подземных вод на сложных участках, представленными вулканическими островами Португалии [107], обобщить данные по подземным водам Финляндии, Индии, Франции, Мексики и других стран [92, 100, 101, 103].

На сегодняшний день в рамках МАГАТЭ одним из основных видов деятельности является содействие сотрудничеству между развивающимися странами, с целью оказания помощи в накоплении на местах экспертных знаний по использованию изотопных методов, например, в Африке и Латинской Америке. Благодаря применению этого подхода были достигнуты значительные успехи в развитии знаний при разработке планов защиты подземных вод, при решении проблем дефицита воды и управления ресурсами в этом регионе.

1.2. Применение изотопного анализа подземных вод в Пермском крае

Анализ публикаций зарубежных и отечественных авторов показал, что среди большой массы работ, посвященных применению изотопных методов в гидрогеологии, сравнительно небольшое количество данных имеется для территории Пермского края.

С 1970-х гг. в течение двадцати лет Институт водных ресурсов РАН (г. Москва) проводили исследования изотопного состава атмосферных осадков (^{18}O , ^2H и ^3H), выпавших на территории Перми. Данные внесены в базу «Глобальная сеть изотопов в осадках» (Global Network of Isotopes in Precipitation, GNIP), созданную в 1961 г. по программе МАГАТЭ по водным ресурсам и Всемирной метеорологической организации, которые изучают стабильные изотопы водорода и кислорода и состав трития в осадках по всему миру [117].

С 2011 г. анализом изотопного состава воды с помощью метода лазерной инфракрасной-спектроскопии на территории Пермского края в лабораторных и полевых условиях занимается Лаборатория гидрохимического анализа кафедры динамической геологии и гидрогеологии геологического факультета Пермского государственного национального исследовательского университета (ПГНИУ). Лаборатория оснащена уникальным оборудованием на уровне мировых научных центров [118].

По результатам исследования изотопного состава воды в 2014 г. на территории Пермского края получены данные по распределению стабильных изотопов кислорода и водорода в снежном покрове, поверхностных и подземных водах [2, 44, 59].

В 2014 г. был выполнен изотопный анализ воды подземных озер Кунгурской Ледяной пещеры. Выявлено, что по изотопному составу воды пещерных озер относятся к метеогенным [40].

С 2016 г. сотрудники Кунгурской лаборатории-стационара совместно с ПГНИУ (грант РФФИ №17-45-590369 р_а «Исследование формирования

изотопного и химического состава природных вод на территории Пермского края») занимаются исследованием стабильных изотопов водорода и кислорода атмосферных осадков, речных вод, подземных вод и подземных карстовых озер Северного и Среднего Урала совместно с геохимическими исследованиями [19-36, 42, 93].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ПО РАЗДЕЛУ 1.

1. Анализ литературы показал, что изотопная гидрогеология – быстро прогрессирующее и одно из самых молодых направлений, завоевавшее в последние 50 лет большую популярность за рубежом и в России. Методы изотопной масс-спектрометрии, которые в настоящее время широко используются в мире, позволяют решить обширный круг проблем современной гидрогеохимии. Стабильные изотопы, присутствующие в подземных водах, несут в себе информацию об изменениях, вызванные рядом природных физико-химических процессов в течение времени. Использование стабильных изотопов водорода и кислорода завоевало широкую популярность при исследовании динамики природных вод, их генезиса и гидрогеохимических эффектов при взаимодействии воды и пород.

2. Становление изотопной гидрогеологии связано с открытием изотопов в 30-х гг. XX в. Широкое распространение гидрогеологических исследований с использованием изотопов кислорода и водорода началось лишь с начала 70-х гг. и активно продолжается в настоящее время для решения генетических и динамических задач на территориях с различными ландшафтными, климатическими и гидрогеологическими условиями. Методы изотопной масс-спектрометрии в России только начали набирать обороты, что связано с улучшением аппаратной базы и упрощением методов анализа.

3. Изотопные исследования на территории Пермского края немногочисленны, но опыт российских и зарубежных коллег, а также приборная оснащенность позволяет проводить исследования водных ресурсов края изотопными методами.

2. Методы исследования

Во втором разделе изложены основные методы исследований, в соответствии с которыми выполнялась диссертационная работа. На первом этапе осуществлялся отбор проб воды из поверхностных вод, родников, подземных озер, а также проводился анализ архивной информации и баз данных. Для изучения особенностей формирования состава природных вод в нижнепермских отложения карстовых районов Среднего Предуралья были применены химический и изотопный методы анализа вод, которые использовались на втором этапе исследования.

Химический и изотопные методы анализа направлены на решения ряда важных теоретических и прикладных задач: вопросы формирования, динамики и генезиса подземных вод, вопросы питьевого, хозяйственно-бытового водоснабжения и др. Формирование химического состава вод обусловлено характером гидродинамических и гидрогеохимических процессов. Применение изотопного метода обусловлено тем, что стабильные изотопы воды, а именно изотопы водорода ($\delta^2\text{H}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$), сохраняют свою концентрацию и являются индикаторами геохимических условий, которые обусловили их накопление. При движении подземных вод происходит перераспределение этих изотопов вследствие смешения вод различных типов, изотопно-обменных процессов, испарения и конденсации. Измеряя их концентрации, можно получить информацию о генезисе воды и установить связь между поверхностными и подземными водами. Исследования подземных вод с помощью современных методов позволяют установить закономерности их формирования и оценить степень загрязненности, что представляет интерес для выявления перспективных участков пресных вод для водоснабжения населенных пунктов.

На основе анализа материалов отечественных и зарубежных ученых в данном разделе охарактеризованы основные процессы формирования и изменения изотопного состава вод гидрологического цикла и обобщены данные содержания стабильных изотопов для разных типов вод.

2.1. Метод химического анализа

Химическое исследование воды направлено на выявление органических и неорганических составляющих, определение степени жесткости, кислотности и других показателей пригодности и качества. Отбор и анализ водных проб проводились в соответствии с требованиями ГОСТ 31861-2012 «Вода. Общие требования к отбору».

Формирование химического состава подземных вод определяется несколькими факторами: климатическими условиями района, химическим составом поверхностных вод, рельефом местности, составом пород, слагающих, подстилающих и перекрывающих водоносный горизонт, условиями питания, движения и дренирования вод водоносного горизонта и др. Химический состав обусловлен характером гидродинамических и гидрогеохимических процессов. Чем глубже залегает водоносный горизонт, тем устойчивее его режим и более постоянны минерализация и химический состав его вод. В зоне свободного или активного водообмена формирование солевого состава подземных вод происходит преимущественно за счет выщелачивания пород. С глубиной замедляются скорости фильтрации подземной воды и гидродинамический режим становится все более устойчивым. Важнейшим фактором, оказывающим влияние на минерализацию подземных вод, является темп водообмена [66].

Определение химического состава природных вод проводилось согласно стандартным методам и ГОСТам (ПНД Ф 14.1:2:4.167-2000, РД 52.24.403-2007, ПНД Ф 14.1:2:4.157-99, ГОСТ 31957-2012 п.5.4, ГОСТ Р 56219-2014) в аккредитованной гидрохимической лаборатории Пермского государственного национального исследовательского университета (аттестат аккредитации №RA.RU.21NB29 от 06.03.2018). Макрокомпонентный состав определен лабораторными методами (потенциометрическим, фотометрическим, титриметрическим и др.), микрокомпонентный – методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Aurora M90 фирмы Bruker.

Для оценки основных свойств и установления химического состава воды проводился общий и специальный анализ воды. В процессе выполнения общего анализа воды, согласно СанПиН 2.1.4.559-96, устанавливалась концентрация ионов кальция (Ca^{2+}), магния (Mg^{2+}), натрия (Na^+), которые наряду с другими (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-}) составляют основу шестикомпонентного анализа и позволяют определить содержание железа ($\text{Fe}_{\text{общ}}$) и уровень pH. Специальный анализ направлен на определение уровня жесткости и кислотности, содержания солей и ионов CO_3^{2-} , F^- , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , KMnO_4 и бальнеологических показателей в виде микроэлементов, таких как Li, Be, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Zr, Mo, Cd, In, Sn, Sb, Cs, Ba, Hf, W, Tl, Pb, Bi. Основные свойства, такие как соленость, жесткость и щелочность, определялись соотношением главных компонентов. Результаты анализов выражены в ионной форме (мг/дм³).

Для характеристики химического состава подземных вод использовалась химическая классификация Г.А. Максимовича [50]. Типы воды определялись в соответствии с гидрохимической фацией, которая характеризуется одинаковыми гидрохимическими свойствами. В наименование гидрохимической фации включены компоненты с содержанием более 10% от величины общей минерализации и в порядке убывания их значений (сначала анионы, потом катионы).

2.2. Масс-спектрометрический метод анализа

Прямой метод изучения динамики природных вод и их происхождения является исследование изотопного состава воды. Под изотопным составом воды понимают содержания дейтерия ($\delta^2\text{H}$, δD) и кислорода-18 ($\delta^{18}\text{O}$). В исследованиях наиболее часто применяются стабильные изотопы водорода и кислорода, точнее тяжелые изотопы водорода (^2H), поскольку простой водород улетучивается быстрее тяжелого, и кислорода (^{18}O). Для исследования природных явлений и процессов на основе изучения изотопного состава участвующих в них химических элементов в

геохимии и космохимии делается допущение о том, что первозданный изотопный состав любого химического элемента является природной константой. Затем в результате природных физико-химических процессов изотопный состав любого элемента в течение геологической истории Земли претерпевает изменения. Различие в протекании физико-химических процессов с участием изотопов обусловлено разницей масс их атомов, а также различием их ядерных свойств [78]. Корреляционная зависимость между содержанием стабильных изотопов дейтерия и кислорода-18 позволяют определить возможное происхождение природных вод и оценить вклад различных процессов в формирование их состава.

Экспериментальные и теоретические положения изотопного анализа были разработаны в 60-х гг. XX в. В 1964 г. Х. Крейгом (Craig H.) на основе опытных данных впервые была установлена корреляционная зависимость между $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для атмосферных осадков [84, 94]. Закономерное распределение изотопного состава атмосферных осадков описывается уравнением (1) и называется *глобальной линией метеорных вод* (ГЛМВ) или *прямая Крейга*:

$$\delta^2\text{H}=8\cdot\delta^{18}\text{O}+10 \quad (1),$$

где δ – отношение стабильных изотопов относительно стандарта; 8 – угловой коэффициент уравнения; 10 – константа d_{exc} .

Значение δ показывает, насколько проба обеднена ($\delta < 0$) или обогащена ($\delta > 0$) тяжелым изотопом в сравнении со стандартом ($\delta = 0$). Угловой коэффициент уравнения отражает близость природных процессов конденсации к равновесным. Из-за неравновесного процесса природного испарения жидкая вода более интенсивно обогащается кислородом-18 и менее интенсивно дейтерием. Изменения изотопного состава природных вод под воздействием процессов испарения фиксируются снижением углового коэффициента (тангенса угла наклона) линий регрессии до 4-6. Чем интенсивнее испарение, тем правее от прямой для метеорных вод на упомянутой диаграмме отклоняются точки, соответствующие изотопному

составу испаряющихся вод. При этом точки для изотопного состава пара, покидающего поверхность жидкости, будут ложиться слева от линии для метеорных вод; d_{exc} характеризует степень неравновесия системы при испарении первоначальных масс океанической воды, т.е. скорость ее испарения. Если бы испарение океанических вод происходило в равновесных условиях, то эта константа была бы равна нулю. Однако вследствие кинетических эффектов при испарении в неравновесных условиях образующийся пар обедняется изотопом ^{18}O несколько больше, чем в равновесных. На основе большого числа изотопных анализов атмосферных осадков установлено, что величина константы $d_{\text{exc}} = 10\text{‰}$ [60].

Изотопный состав $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ определяется на масс-спектрометре и выражается в относительных единицах – промиллях (2):

$$\delta X = (R_{\text{пр}}/R_{\text{ст}} - 1) \times 1000\text{‰} \quad (2),$$

где R – атомные отношения изотопов — водорода ($^2\text{H}/^1\text{H}$) или кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в пробе и стандарте.

В качестве эталона сравнения используется специально приготовленный стандарт средней океанической воды (Vienna Standard Mean Ocean Water, V-SMOW), где $\delta^2\text{H} = 0\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$.

По результатам изотопного анализа для оценки условий формирования природных вод данные наносят на диаграмму $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ (рис. 2.1). На этой диаграмме изображают глобальную линию метеорных вод и относительно нее размещают данные изотопного состава природных вод и атмосферных осадков исследуемого района. По полученным концентрациям изотопов водорода и кислорода в местных атмосферных осадках строится *локальная линия метеорных вод* (ЛЛМВ).

Содержание изотопов в природных объектах и их соотношения варьируют в различных природных объектах, т.к. изотопы участвуют в изотопном обмене. Изотопный обмен (или фракционирование) – это процесс, приводящий к изменению распределения изотопов между разными химическими формами элементов, разными фазами или внутри молекул. К

изотопному обмену, т.е. изменению соотношения изотопов, приводят различные физико-химические процессы [41]. Природный гидрологический цикл включает в себя многочисленные фазовые переходы – испарение с поверхности океана, формирование облаков, их перенос в меняющихся температурных условиях и, наконец, выпадение осадков. Фазовые переходы имеют место и в процессе нахождения выпавших осадков на поверхности или просачивания воды в грунт, с последующим долговременным сохранением в виде грунтовых вод в бессточных областях или же поступлением в водотоки, а в последующем обратно в океан. Все эти процессы приводят к тому, что на разных стадиях гидрологического цикла воды различного происхождения отличаются по своим изотопным соотношениям.

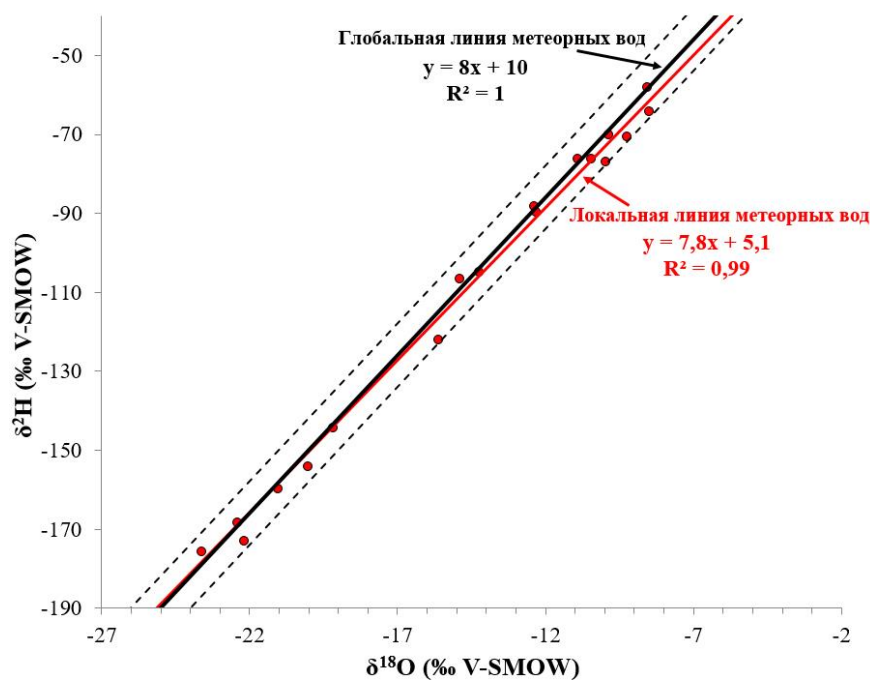


Рис. 2.1. Диаграмма $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ с изображением ГЛМВ и ЛЛМВ (для примера). Штриховые линии ограничивают «коридор» $\pm 1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$, отражающий обычную вариабельность изотопных параметров атмосферных осадков

Фазовые переходы сопровождаются фракционированием (разделением) изотопного состава воды. При этом тяжелые изотопы накапливаются в более конденсированной фазе (при испарении – в воде и при замерзании – во льду). Коэффициент фракционирования молекул воды различных изотопных видов определяется, в первую очередь, температурой. Наиболее тяжелые осадки

$\delta^2\text{H} \geq -50\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} \geq -5\text{‰}$ выпадают в экваториальных, а наиболее легкие, $\delta^2\text{H} \leq -200\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} \leq -25\text{‰}$ – в полярных областях. В поверхностных водах осреднение изотопного состава воды происходит за короткие периоды времени (часы, дни и недели). В ледниках и подземной гидросфере усредняется изотопный состав атмосферных осадков за большие промежутки времени (до нескольких тысяч лет). При смене агрегатного состояния атмосферных осадков после их выпадения на земную поверхность конечный изотопный состав воды будет отклоняться от ГЛМВ.

В общем случае перераспределение изотопов между жидкостью и паром, находящимися в равновесии (т.е. водяной пар находится в состоянии насыщения при данной температуре), должно подчиняться закону релеевской дистилляции и характеризоваться коэффициентом фракционирования (α). Для расчета коэффициента фракционирования используют уравнение дистилляции Рэлея, выведенное еще в 1896 г. В самом простом виде оно выглядит так:

$$\alpha = R_v / R_p \quad (3)$$

где R_v – отношение $^2\text{H}/^1\text{H}$ (или $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в жидкости; R_p – отношение $^2\text{H}/^1\text{H}$ (или $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в паре.

Во всех природных средах при обычных температурах $\alpha > 1$. Так при температуре 20°C коэффициент разделения α для равновесных систем равен 1,08 для дейтерия и 1,009 для кислорода-18, а при 0°C – 1,11 для дейтерия и 1,012 для кислорода-18. Условием изотопного равновесия является то, что количество тяжелого компонента в жидкой фазе в α раз больше количества этого компонента в паровой фазе. Но в природе испарение в равновесных условиях происходит довольно редко, поскольку относительная влажность воздуха существенно меньше 100% (т.е. водяной пар далек от состояния насыщения). Равновесные условия определяет температура воздуха. Если воздействуют еще какие-то факторы, то условия становятся неравновесными [4, 5, 14].

Также известно, что тангенс угла наклона прямой, описывающей изменение концентрации дейтерия и кислорода-18 в водном растворе при релеевском испарении, составляет ~ 8 [78]. Этот случай соответствует фазовому переходу воды в равновесных условиях. При испарении воды в неравновесных условиях вступает в действие кинетический фактор, поэтому угловой коэффициент значительно уменьшается.

Круговорот воды поддерживает постоянство изотопного состава метеорных и поверхностных вод Земли в зависимости от географической широты, высоты и среднегодовой температуры местности [79]. На рисунке 2.2 изображена общая схема формирования изотопного состава природных вод. Основным источником влаги в атмосфере является Мировой океан, изотопный состав воды которого принят за точку отсчета: $\delta^2\text{H} = 0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$. Первичный пар, покидающий поверхность океана, оказывается облегченным (как $\delta^{18}\text{O}$, так и $\delta^2\text{H}$) относительно океанической воды $\delta_{\text{ПЕРВ. ПАР}} < \delta_{\text{V-SMOW}}$. Процессы обмена океана и атмосферы, сопровождающиеся фракционированием изотопов водорода и кислорода воды, оказывают воздействие лишь на поверхностный слой океана, который составляет незначительную часть его общего объема воды. Перемешивание этого слоя с основной массой океанических вод обуславливает пределы вариаций изотопного состава океанических вод.

При конденсации влаги в облаках вновь образованная жидкая фаза снова обогащается, а оставшийся пар обедняется $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$, поэтому $\delta_{\text{КОНДЕНСАТ}} > \delta_{\text{ПЕРВ. ПАР}}$. Остаточный пар в облаках снова облегчается, такое же обеднение отмечается и для водяного пара при конденсации росы из воздуха на поверхности растительности, на почве и внутри нее в зоне аэрации. Выпавшая на поверхность суши и внутренних водоемов влага может снова испариться, образуемый при вторичном испарении пар также изотопически облегчен относительно воды. Повторение циклов «конденсация-испарение» при переносе влаги вглубь материков приводит к значительному облегчению

изотопного состава атмосферных осадков внутри континентов, относительно океана $\delta_{\text{SMOW}} \gg \delta_{\text{ATM. OC.}}$.

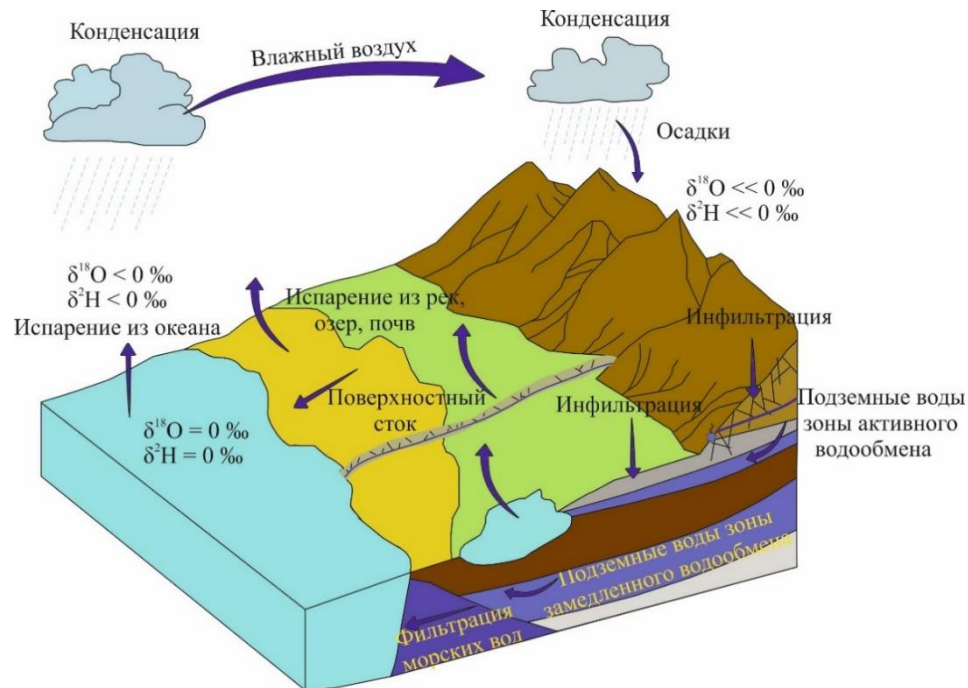


Рис. 2.2. Модель формирования изотопного состава природных вод

Существует взаимосвязь изотопного состава атмосферных осадков с такими параметрами как широта, долгота, удаленность от побережья, высота над уровнем моря (концентрации водорода и кислорода в метеорных водах уменьшаются с повышением широты и абсолютных отметок местности). В результате, при переносе влаги со стороны океана вглубь суши концентрация $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в паре постоянно уменьшается и достигает минимума около центра материков. Этот эффект носит название *внутриконтинентального облегчения атмосферных осадков*. Эффекты облегчения изотопного состава осадков, возникающие за счет постоянно пониженных температур воздуха в приполярных областях и в верхних слоях атмосферы, получили название *экваториально-полярного и высотного*. Концентрации стабильных изотопов кислорода и водорода в атмосферных осадках имеют сезонные вариации и обуславливаются среднегодовыми температурами воздуха. Обычно в зимний период выпадают изотопно легкие осадки, в летний период – изотопно тяжелые.

Поверхностные континентальные воды меньше подвержены изотопным изменениям во времени по сравнению с атмосферными осадками. Поверхностные воды при замерзании и испарении испытывают дополнительное изотопное фракционирование, поэтому замкнутые водоемы могут достаточно сильно отличаться от изотопного состава местных атмосферных осадков. Протяженные водотоки, особенно имеющие меридиональное направление течения, усредняют изотопный состав осадков в бассейне и могут приносить в данную местность воды с резко отличающимся изотопным составом. Особенно ярко этот фактор проявляется в аридных районах, в которых реки имеют ледниковое питание и в своих низовьях играют роль источников питания подземных вод.

Так как поверхностные воды континентов представляют собой совокупность вод отдельных региональных бассейнов, в пределах которых происходит аккумуляция, смешение и сток в океан атмосферных осадков, то изотопный состав поверхностных вод отражает некоторые средние региональные изотопные отношения в осадках за определенный период. В зависимости от климатической зоны, размеров водосборного бассейна и условий его питания изотопный состав вод этого бассейна может отражать как среднегодовые изотопные отношения, так и их сезонные колебания в осадках. В реках с дождевым питанием вариации состава синхронны с сезонными вариациями $\delta^{18}\text{O}$ в атмосферных осадках, когда имеет место максимум $\delta^{18}\text{O}$ летом и минимум зимой. В тех широтах, где наблюдается баланс испаряющейся и выпадающей в осадках влаги, изотопный состав поверхностных вод остается постоянным и наиболее близок к среднему составу вод океана. В регионах, где испарение превышает осадки, происходит обогащение поверхностных вод $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Распределение изотопного состава поверхностных вод соответствует климатической зональности Земли, т.е. имеет преимущественно широтный характер: наиболее «тяжелые» поверхностные воды развиты в экваториальных широтах, а по мере удаления от него изотопный состав вод

испытывает обеднение и по кислороду-18, и по дейтерию (континентальный эффект). Реки и озера аридной зоны, питающиеся за счет таяния высокогорных ледников и снега, отличаются пониженными значениями изотопных отношений. Пересыхающие реки и озера аридной зоны, наоборот, отличаются повышенными концентрациями тяжелых изотопов.

Весьма существенное значение в формировании изотопного состава имеет процесс испарения воды из самих водоемов и на всей территории водосборного бассейна. Особое значение этот процесс имеет для озер, где концентрации тяжелых изотопов всегда выше, чем в источниках питания.

В континентальных поверхностных водах (атмосферные осадки, воды рек, озер, морей и ледников) при их инфильтрации и последующем переходе в подземных сток происходит перераспределение изотопов вследствие смешения вод различных типов, изотопно-обменных процессов, испарения и конденсации. Это приводит к наиболее значительным эффектам фракционирования. Первые два процесса преимущественно имеют региональное значение, последние – локальное (трещины, пустоты), несмотря на их самую высокую разделяющую способность [5].

Изотопный состав подземных вод зоны активного водообмена определяется изотопным составом местных атмосферных осадков и поверхностных вод, поскольку подземные воды обычно имеют инфильтрационное происхождение. На диаграмме $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ их положение совпадает с положением атмосферных осадков региона, в котором расположена область питания горизонтов. Зависимость $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ подземных вод отражает процессы фракционирования (разделения) изотопов при фазовых переходах, которые проявляются в природном круговороте воды вследствие испарения и конденсации воды, растворения и осаждения веществ, взаимодействия с вмещающими породами и т.п.

Подземные воды в областях питания водоносного горизонта, в зоне активного водообмена, а также грунтовые воды первого от поверхности безнапорного водоносного горизонта или верховодки напрямую связаны с

атмосферными осадками. Эта связь обуславливает возможность выявления сезонного изменения содержаний $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах. Обычно содержание дейтерия и кислорода-18 в подземных водах соответствует средневзвешенному содержанию изотопов в водах зоны питания (в точности, атмосферным осадкам) за большой период времени. Поэтому кратковременные вариации в содержании дейтерия и кислорода-18 могут прослеживаться в водах высокодинамичных водоносных горизонтов, например, в трещинно-карстовых коллекторах.

При движении подземных вод возможен изотопный обмен кислорода и водорода воды с горными породами и подземными флюидами. Однако эти процессы воздействуют лишь на изотопный состав подземных вод глубоких горизонтов и термальных вод, где температурные условия таковы, что скорость изотопного обмена становится соизмеримой со скоростью движения подземных вод. Изменение изотопного состава подземных вод за счет обменных реакций в системе «вода-порода» для вод зоны активного водообмена практически не наблюдается.

Масштабы изменения значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ воды в результате реакций изотопного обмена с водовмещающими породами в зоне замедленного водообмена зависят от начального изотопного состава воды и породы, участвующих в реакциях изотопного обмена; отношения количества способных к обмену атомов кислорода и водорода, присутствующих в воде, к количеству атомов этих элементов в породе; от температуры, определяющей коэффициент равновесного фракционирования изотопов между породой и водой и от степени приближения системы «вода-порода» к состоянию изотопного равновесия, которое зависит от среднего времени пребывания воды в водоносном пласте. Другие природные процессы фракционирования изотопов подземных вод практически не имеют значения. При этом угловой коэффициент уравнения (1) будет стремиться к 0.

Для подсчета коэффициента фракционирования в системе вода-порода используют следующее уравнение:

$$\alpha = w / r \quad (4)$$

где w – отношение $^2\text{H}/^1\text{H}$ (или $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в жидкости; r – отношение $^2\text{H}/^1\text{H}$ (или $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в породе. При этом, для ^{18}O α в системе карбонат-вода = 1,031 (при температуре 25°C), $\alpha_{\text{гипс-вода}} = 1,004$ (температура не важна) [72, 77, 78].

По материалам [41, 43, 45, 76, 86] автором обобщены данные содержаний стабильных изотопов для разных типов вод (табл. 2.1, рис. 2.3).

Таблица 2.1

Типизация вод по изотопному составу ($\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$)

Тип воды	Изотопный состав, ‰	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Атмосферные осадки	-29 ± 33	-230 ± 270
Океаническая воды	0 ± 1	0 ± 5
Снеговые, лед и ледники	-35 ± 27	-276 ± 224
Поверхностные и подземные:		
Пресные	-23 ± 22	-170 ± 180
Соленые	-2 ± 5	-40 ± 60
Рассолы	0 ± 4	-75 ± 50
Магматические	$+7,5 \pm 2,5$	-60 ± 20
Метаморфические	$+11,5 \pm 8,5$	-35 ± 35

Изотопный состав атмосферных осадков варьирует в широком диапазоне от +4‰ до –62‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от +40‰ до –500‰ по $\delta^2\text{H}$. Состав снеговых и ледниковых изменяется от –8‰ до –62‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от –52‰ до –500‰ по $\delta^2\text{H}$. Состав океанической воды относительно постоянен (от +1‰ до –1‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от +5‰ до –5‰ по $\delta^2\text{H}$). Для остальных типов вод выделены следующие диапазоны содержания изотопов: пресные ($\delta^{18}\text{O} = -1‰ \div -45‰$, $\delta^2\text{H} = +10‰ \div -350‰$), соленые ($\delta^{18}\text{O} = +3‰ \div -7‰$, $\delta^2\text{H} = +20‰ \div -100‰$), рассолы ($\delta^{18}\text{O} = +4‰ \div -4‰$, $\delta^2\text{H} = -25‰ \div -125‰$), магматические ($\delta^{18}\text{O} = +10‰ \div +5‰$, $\delta^2\text{H} = -40‰ \div -80‰$) и метаморфические ($\delta^{18}\text{O} = +20‰ \div +3‰$, $\delta^2\text{H} = 0‰ \div -70‰$). Соленые воды континентального засоления (испарения) отличаются от морских большей степенью обогащения $\delta^{18}\text{O}$ вследствие неравновесного фракционирования во время испарения. С глубиной содержание $\delta^{18}\text{O}$ в подземных водах увеличивается, что объясняют ионным обменом с кислородсодержащими породами, например, с

карбонатами, сульфатами. Метаморфизованные воды по сравнению с практически неизменной морской водой имеют относительно повышенные значения величины $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$, обусловленные кислородным изотопным обменом с породой (кислородный сдвиг при высоких температурах). Высокоминерализованные подземные воды (рассолы) и метаморфизованные морские воды различаются по содержанию $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$: рассолы содержат $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ меньше, чем метаморфизованные воды.

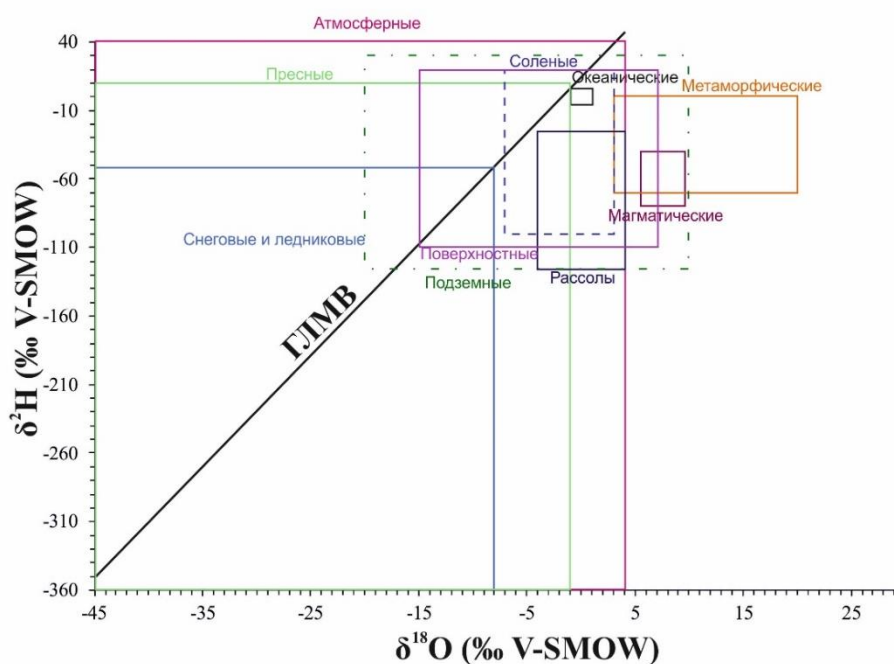


Рис. 2.3. Распределение типов воды по изотопному составу

Изотопный состав водорода и кислорода определяется на масс-спектрометре. Масс-спектрометр представляет прибор для разделения заряженных атомов и молекул по их массам, основанный на воздействии на движущиеся ионы электрических или магнитных полей.

Современные методы изотопного анализа $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ основаны на применении масс-спектрометров с газовым источником ионов, основанные на разных принципах работы, к которым относятся магнитный и лазерный масс-спектрометры. Основной принцип работы анализаторов приведен на рисунке 2.4.

Система ввода. Для введения вещества в ионный источник существует специальная система, называемая системой напуска. Она обеспечивает ввод строго дозированных количеств вещества, его минимальное термическое разложение, кратчайшую доставку к области ионизации и автоматическую смену образцов без нарушения вакуума.



Рис. 2.4. Блок-схема работы масс-спектрометра

Ионный источник предназначен для образования газообразных ионов исследуемого вещества и формирования ионного пучка, который направляется далее в масс-анализатор.

Масс-анализаторы – устройства для пространственного или временного разделения ионов с различными значениями отношения массы к заряду (m/z) в магнитных или электрических полях или их комбинациях. Ионы с различными значениями m/z движутся в таком анализаторе по разным траекториям и фокусируются либо в разных местах фотопластинки, либо последовательно на щель детектора в результате плавного изменения напряженности электрических и магнитных полей анализатора. Ионы с различными значениями m/z , как правило, разделяются по времени пролета определенного расстояния. Основная характеристика масс-анализатора – его разрешающая способность, или разрешающая сила R . Она характеризует способность анализатора разделять ионы с незначительно отличающимися друг от друга массами и определяется отношением значения массы иона.

Детекторы (приемники) ионов помещают на выходе прибора, где происходит их регистрация.

Масс-спектрометр работает в условиях глубокого вакуума (10^{-5} – 10^{-6} Па и выше), который позволяет свести к минимуму потерю разрешающей способности из-за столкновения ионного пучка с нейтральными молекулами.

Сбор данных и управление масс-спектрометром требует автоматизации всех процессов с помощью персонального компьютера (ПК), которая позволяет проводить различные типы исследований по заранее заданной программе с оптимизацией условий анализа в процессе работы прибора.

Для изучения состава атмосферных осадков в виде дождя и снега в пределах изучаемых районов Среднего Предуралья в декабре 2016 г. были организованы две станции с пробоотборниками RS-1B (Palmex, Хорватия). Северная станция была установлена в с. Искор Чердынского района ($60^{\circ}39'1''$ с.ш.; $56^{\circ}42'22''$ в.д.; высота 150 м н.у.м.), южная – в г. Кунгур ($57^{\circ}26'27''$ с.ш.; $57^{\circ}0'17''$ в.д.; высота 120 м н.у.м.).

В процессе выполнения данного диссертационного исследования водные пробы анализировались на лазерном масс-спектрометре Picarro L-2130-i (Picarro, США) в Инсбрукском университете имени Леопольда и Франца (Австрия). Это высокоточный прибор для анализа чистой воды и водяного пара с одновременным измерением $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$. Работа лазерного анализатора Picarro основана на методе WS-CRDS (Wavelength Scanned Ring Down Spectroscopy; спектроскопия поглощения света при сканировании по длинам волн). Жидкость через систему ввода попадает в камеру испарения, где переходит в газовую фазу. Далее пар, вылетая из испарительной камеры, попадает в источник прибора с оптическими зеркалами, где лазер выпускает импульсы. Импульсы лазера постепенно затухают, и на ПК по спектру выводится спектр концентраций $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ [25]. Наряду с высокой точностью определения, к отличительной особенности Picarro L-2130-i относительно предыдущих серий прибора относится его высокая стабильность (низкий уровень дрейфа), исключая необходимость многократных калибровок и позволяющая повысить точность определения за счёт дополнительного усреднения значений анализируемого образца. Значения приведены в ‰

относительно стандарта V-SMOW (где $\delta^2\text{H} = 0\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$) при погрешности $\pm 0,1\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $\pm 0,4\text{‰}$ (1σ) для $\delta^2\text{H}$.

Для оценки влияния атмосферных осадков и речных вод на формирование изотопного состава подземных вод нами был использован корреляционный анализ. Изучались корреляционные связи между изотопным составом подземных вод и изотопными составами атмосферных осадков и речных вод. Поскольку перечисленные признаки не подчиняются закону нормального распределения, взаимосвязь между ними оценивалась путем расчёта коэффициента ранговой корреляции Спирмена r_s . Проверка нормальности распределений по данным изотопных составов подземных вод, атмосферных осадков, речных вод проводилась тремя способами: с помощью описательной статистики (значений медианы, среднего арифметического, коэффициентов асимметрии и эксцесса), графически (квантильные диаграммы и гистограммы), с использованием статистического критерия Шапиро-Уилка. Для расчёта статистических характеристик использовалась программа Microsoft Office Excel 2016. Статистическая оценка проводилась для заданного критического уровня значимости 0,05. Количественные критерии оценки силы корреляционной связи: 0-0,09 – связь практически отсутствует; 0,1-0,29 – очень слабая связь; 0,3-0,49 – слабая связь; 0,5-0,69 – средняя сила связи (заметная связь); 0,7-0,9 – сильная связь; $> 0,9$ – очень сильная связь; 1 – полная или функциональная связь. Поскольку изотопный состав водорода и кислорода связан линейной зависимостью, корреляционный анализ проводился только по одному изотопу ($\delta^{18}\text{O}$ или $\delta^2\text{H}$). При расчете корреляций для исследуемых вод оказалось, что изотопные системы кислорода и водорода демонстрировали некоторые различия. В связи с этим, в дальнейшем корреляция рассчитывалась по комбинированному параметру $(\delta^2\text{H} + 8 \cdot \delta^{18}\text{O})/2$.

2.3. Методика отбора проб

Химический состав подземных вод зоны активного водообмена не является постоянным и подвергается сезонным колебаниям, поэтому отбор

проб производили посезонно, что позволило проследить динамику изменения гидрохимических показателей. В соответствии с ГОСТ 31861-2012 [10] отбор проб природных вод для определения основных компонентов и показателей производился в пластиковые емкости с закручивающимися крышками объемом 1,5 л, для определения микрокомпонентного (элементного) состава вод использовались центрифужные пробирки с закручивающимися крышками объемом 50 мл. Перед отбором посуду несколько раз ополаскивали исследуемой водой, после чего наполняли и закрывали.

Пробы воды для определения концентраций стабильных изотопов отбирали ежемесячно. Для анализа изотопного состава легких элементов ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) пробы воды помещались в стеклянные флаконы объемом 2 мл с пластиковой крышкой. Консервация проб не производилась. В зимнее время твердые осадки предварительно растапливались при комнатной температуре и также помещались в емкость для хранения. До начала проведения анализа пробы воды хранились при температуре $+5^\circ\text{C}$.

Пробы из всех поверхностных вод, родников, подземных озер Кунгурской Ледяной пещеры, отбирали на глубине 10-20 см от поверхности воды вблизи берега. Вода из гротов Ординской пещеры опробовалась на разных глубинах.

Всего за исследуемый период отобрано 38 проб метеорных вод. В ходе отбора атмосферных осадков фиксировались их объем, продолжительность выпадения и основные метеопараметры окружающей среды. Синоптические условия на время выпадения осадков оценивались на основе данных наблюдений метеостанции Meteoscanner pro 923, установленной на территории Кунгурской лаборатории-стационара, а также сайта [117], на котором размещена информация о фактической погоде в г. Кунгуре и п. Ныроб.

Обследовано 38 водных объектов (754 пробы), в т.ч. отобраны пробы атмосферных осадков (38 проб), инфильтрационных вод (24 пробы), подземных озер (184 проб), родников (185 проб) и поверхностных вод (105 проб) и дополнительно привлечено 218 проб предыдущих исследований.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ПО РАЗДЕЛУ 2.

1. Изучение закономерностей распределения изотопного и химического состава вод, а также интерпретация этих данных на основе гидрологических, гидрогеологических и метеорологических данных, является основой изучения природных вод. Комплексное применение методов направлено на повышение эффективности решения задач генезиса подземных вод, вопросов формирования и динамики изменения состава и качества подземных вод.

2. Химический анализ основан на изучение макро- и микрокомпонентного состава вод, изотопный анализ – на определении стабильных изотопов водорода и кислорода, которые используются в качестве «природных констант». В результате физико-химических процессов (испарения и конденсации воды, растворения и осаждения веществ) химический и изотопный состав изменяются. Преимущество использования стабильных изотопов водорода и кислорода – их устойчивость и высокая чувствительность к физико-химическим изменениям. Основным методом анализа стабильных изотопов служит масс-спектрометрия.

3. В основу изучения и интерпретации изотопного состава природных вод положено закономерное распределение изотопного состава атмосферных осадков (линия Крейга). Анализ теоретического и практического материала мировых исследований позволил обобщить и разграничить данные содержания стабильных изотопов для разных типов вод.

3. Характеристика районов исследований

В данном разделе приведена краткая характеристика физико-географических, геологических и гидрогеологических условий двух исследованных районов, приуроченных к пяти карстовым районам Среднего Предуралья (Ксенофонтовский, Соликамский, Нижнесылвинский, Иренский и Кишертский), в пределах которых изучены особенности формирования изотопного и химического состава подземных вод в нижнепермских отложениях. Охарактеризованы основные гидрогеологические подразделения, выделенные в пределах районов исследований.

Пермский край занимает обширную территорию. Его основные гидрогеологические особенности определяются разнообразием орографических и геологических условий. Выделяются три гидрогеологические области, в общем плане совпадающие с такими тектоническими макроструктурами, как Уральская складчатая зона, Предуральский краевой прогиб и Русская платформа. Большая западная часть края характеризуется равнинным рельефом и расположена в пределах восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Предуральского прогиба [81]. Равнинная часть входит в состав Восточно-Русского и Предуральского сложных бассейнов пластовых и блоково-пластовых вод [46].

В пределах указанных гидрогеологических бассейнов и карстовых районов [9] выбраны два района для исследования: *северный* на границе Ксенофонтовского и Соликамского карстовых районов в долинах р. Колвы и *южный* – в пределах Нижнесылвинского, Иренского и Кишертского карстовых районов в долинах рек Сылвы, Кишертки и Кунгур (рис. 3.1). Здесь известны многочисленные выходы на поверхность подземных вод различного состава пригодные и малопригодные для хозяйственно-бытового и питьевого водоснабжения, а также для бальнеологии [80].

Северный район исследования подземных вод в административном отношении находится в Чердынском районе Пермского края и относится к Предуральскому гидрогеологическому бассейну. *Южный район* исследования

в административном отношении расположен в пределах Кунгурского, Кишертского и Ординского районов Пермского края и приурочен к двум гидрогеологическим бассейнам: Предуральскому и Восточно-Русскому. В пределах Нижнесылвинского, Иренского, Кишертского и на границе Ксенофонтского и Соликамского карстовых районов в период 2016-2018 гг. нами выполнен цикл наблюдений на участках разгрузки подземных вод.

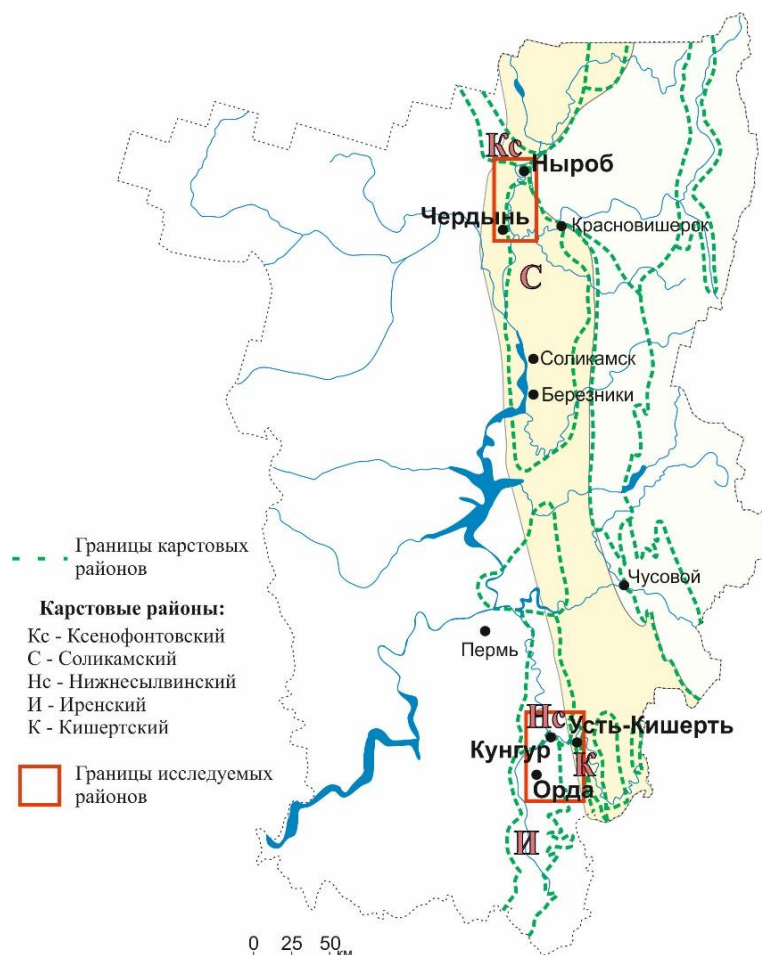


Рис. 3.1. Приуроченность районов исследований к карстовым районам Среднего Предуралья [45]

3.1. Геологическая характеристика исследованных районов

Северный район в тектоническом отношении приурочен зоне сочленения северной части Предуральского прогиба и западной окраины Западно-Уральской зоны складчатости. Предуральский краевой прогиб отделяется от Западно-Уральской зоны складчатости Красновишерско-Ныробским [7] или Западно-Уральским [65] надвигом, совпадающим с глубинным разломом тиманского направления (Тимано-Уральский разлом). Надвиг осложнен

отдельными разломами субмеридионального, северо-восточного и северо-западного простираний, его поверхность наклонена на восток под углом 40-20°. В пределах Предуралья прогиба на территории исследований выделяются две крупные структуры: Колвинская седловина и Соликамская депрессия, в пределах Западно-Уральской зоны складчатости – одна: Передовые складки Урала [67]. Колвинская седловина расположена на окончании Ксенофоновско-Колвинского вала, протягивающегося в юго-восточном направлении и входящего в состав Тимана, и характеризуется повышенным уровнем залегания отложений нижнепермского структурного яруса, по сравнению с их положением в пограничных впадинах. Центральная часть района исследований представляет собой эрозионно-структурную Соликамскую депрессию, поверхность которой перекрыта четвертичными аллювиальными отложениями. В формировании депрессии определенную роль сыграли реки Вишера и Колва.

В районе исследований широко развиты карбонатно-сульфатные породы нижнепермского возраста (рис. 3.2).

В северной части района, в окрестностях п. Ныроб, на поверхность выходят отложения лекской и кошелевской свит кунгурского яруса приуральского отдела пермской системы, представленные терригенными (песчаники, конгломераты, алевролиты) и карбонатными отложениями (известняки) с прослоями сульфатов (гипсы). Породы соликамской свиты уфимского яруса выходят на поверхность на значительной части территории. Они представлены плитчатыми известняками, доломитами, алевролитами, песчаниками, мергелями и гипсами. Мощность сульфатных пачек составляет от 20 до 180 м, карбонатных – 2-10 м. На востоке в районе Передовых складок Урала на поверхность выходят породы рифея и девонско-каменноугольной систем. Они представлены песчаниками, известняками, доломитами, аргиллитами, алевролитами, кварцитопесчаниками, сланцами и метаморфизованными эффузивами. Четвертичные отложения представлены

аллювием второй надпойменной террасы (галечники, гравий, пески, суглинки, глина) [9].

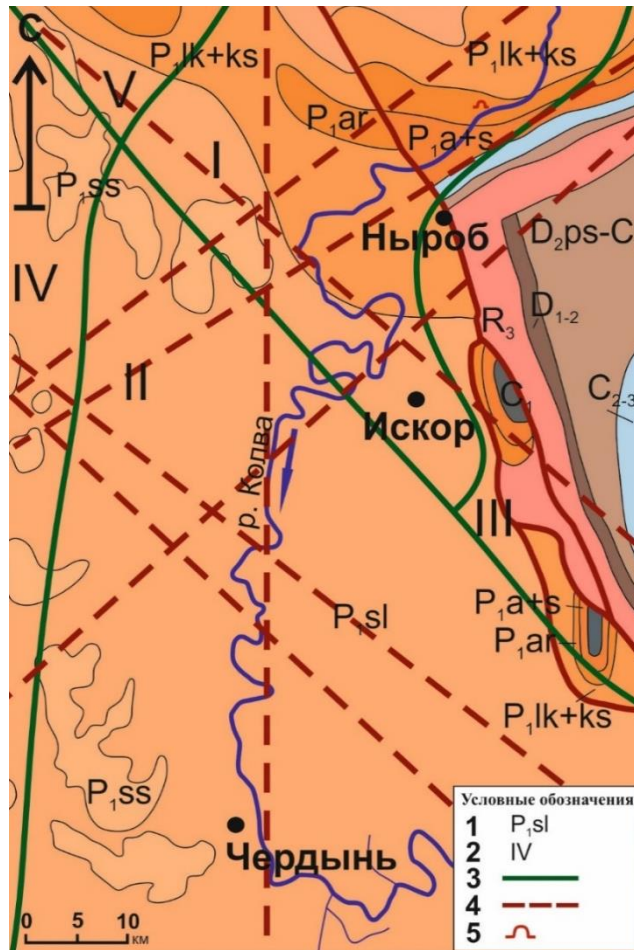


Рис. 3.2. Геологическая карта северного района исследований

1 – стратиграфические подразделения: Пермская система: P₁ss – шешминская свита уфимского яруса, P₁sl – соликамская свита уфимского яруса, P₁lk+ks – лекская и кошелевская свиты кунгурского яруса, P₁ar – артинский ярус, P₁a+s – ассельский и сакмарский ярусы; каменноугольная система: C₂₋₃ – средний и верхний отдел, C₁ – нижний отдел; D₂ps-C₁ – девонско-каменноугольная система, девонская система: D₁₋₂ – нижний и средний отделы; рифей: R₃ – басегская и каратауская серии. 2 – тектоническое районирование: I – Колвинская седловина; II – Соликамская депрессия; III – Передовые складки Урала; IV – Вычегодский прогиб; V – Тиманский кряж. 3 – границы крупных тектонических структур. 4 – тектонические нарушения. 5 – пещера.

Южный район приурочен к южной части Бымско-Кунгурской впадины Восточно-Европейской платформы и юго-западной части Юрюзано-Сылвенской депрессии Предуральяского краевого прогиба. Район относится к северному окончанию Уфимского плато. Уфимское плато – одна из наиболее выраженных в рельефе структур краевой части Восточно-Европейской платформы. Уфимского плато является составной частью Пермско-

Башкирского свода и представляет собой положительную меридиональную тектоническую структуру сводового типа, которая определяется выходом на дневную поверхность артинских и кунгурских отложений [57].

Здесь выделяются две зоны распространения верхнедевонских барьерно-рифовых образований, приуроченные к крупным гидрогеологическим зонам повышенной водообильности (рис. 3.3). С востока это Кишертско-Иргинская зона и с запада – Кунгурская. В пределах зон разгружаются высокодебитные источники, которые маркируют активные тектонические разломы [18].

В геолого-стратиграфическом отношении район в приповерхностной части сложен породами кунгурского и уфимского ярусов приуральского отдела пермской системы. Кунгурский ярус включает два горизонта: филипповский и иренский. Филипповский горизонт залегает на артинских известняках и представлен доломитами и доломитизированными известняками, сильно трещиноватыми, мощностью 80-90 м.

Он перекрывается иренским горизонтом, который представлен сульфатно-карбонатными отложениями (5 пачек) общей мощностью до 120 м и покрывает основную часть района. В западной части местами на поверхность выходят породы шешминского горизонта уфимского яруса, представленные желтовато-серыми песчаниками, переслаивающимися с мергелями, известковистыми глинами. Карбонатные отложения филипповского горизонта кунгурского яруса, слагающие центральную часть района, погружаются в сторону Предуральского прогиба, фациально замещаясь карбонатно-терригенными и терригенными породами. В Предуральском прогибе распространены отложения кошелевской свиты. Она сложена песчаниками, содержащими местами линзы конгломератов, глинами, ангидритами с линзами каменной соли и пропластками известняков и мергелей (рис. 3.3). Горные породы характеризуются разной степенью трещиноватости. Наибольшая трещиноватость пород отмечена в восточной части плато [71]. Четвертичные отложения развиты повсеместно.

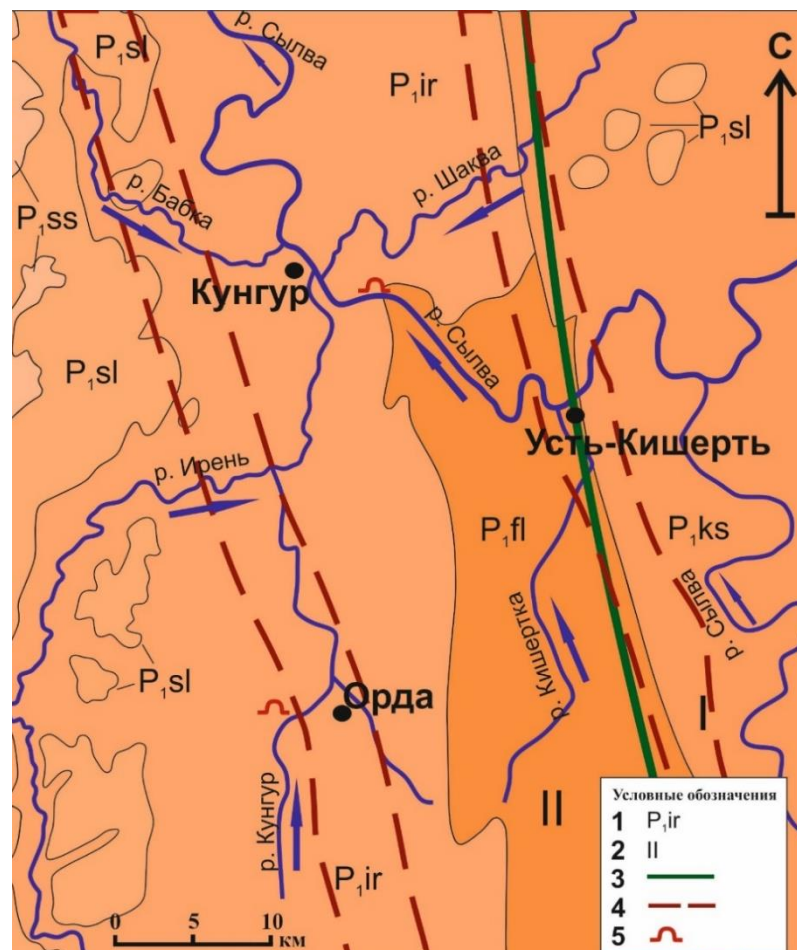


Рис. 3.3. Геологическая карта южного района исследования

1 – стратиграфические подразделения: Пермская система: P_{1ss} – шешминская свита уфимского яруса, P_{1sl} – соликамская свита уфимского яруса; P_{1ir} – иренская свита кунгурского яруса; P_{1ks} – кошелевская свита кунгурского яруса, P_{1fl} – филипповская свита кунгурского яруса. 2 – тектонические структуры: I – Юрюзано-Сылвенская депрессия; II – Бымско-Кунгурская впадина. 3 – границы крупных тектонических структур. 4 – зоны распространения верхнедевонских барьерно-рифовых образований [55]. 5 – пещера.

3.2. Гидрогеологическая характеристика исследованных районов

В пределах *северного района* исследований основной водной артерией, к долине которой приурочены выходы подземных вод, является река Колва. Она является крупным притоком р. Вишеры (бассейн р. Камы). Бассейн р. Колвы расположен в зоне умеренно континентального климата и характеризуется избыточным увлажнением [115].

Подземные воды, в основном, приурочены к терригенному, терригенно-карбонатному комплексам пород нижней перми и к рифейско-нижнедевонским терригенным и метаморфическим породам (рис. 3.4).

В районе распространены грунтовые и трещинно-жильные безнапорные и напорные воды. Водообильность зависит от степени трещиноватости и закарстованности пород. Развитие карста связано в основном с карбонатно-сульфатными породами кунгурского и уфимского ярусов пермской системы. На водоразделе р. Колвы сульфатные отложения, вскрытые эрозией, в зоне активного водообмена интенсивно закарстованы.

В пределах *южного района* исследований самой крупной рекой является Сылва – левый приток р. Чусовой (бассейн р. Волги). Бассейн р. Сылвы относится к области избыточного увлажнения. Питание реки смешанное, с преобладанием снегового.

Водоносные горизонты района распространены в пределах сульфатного и карбонатного комплекса пород нижнего отдела пермской системы (рис. 3.5).

Повышенную водообильность нижнепермских пород и резкую концентрацию подземного стока южного района в основном предопределили разломно-блоковое строение осадочного чехла [56]. Строение Уфимского плато и расположение крупных поверхностных дрена преимущественно по окраинам обусловило многосторонний подземный сток с преобладанием восточного и западного направлений потока (рис. 3.6). Центральная часть плато, сложенная карбонатами, является областью питания и накопления слабоминерализованных трещинно-карстовых вод, а ее окраины по границам с сульфатными и иными отложениями – местами сосредоточения и разгрузки подземных вод [74].

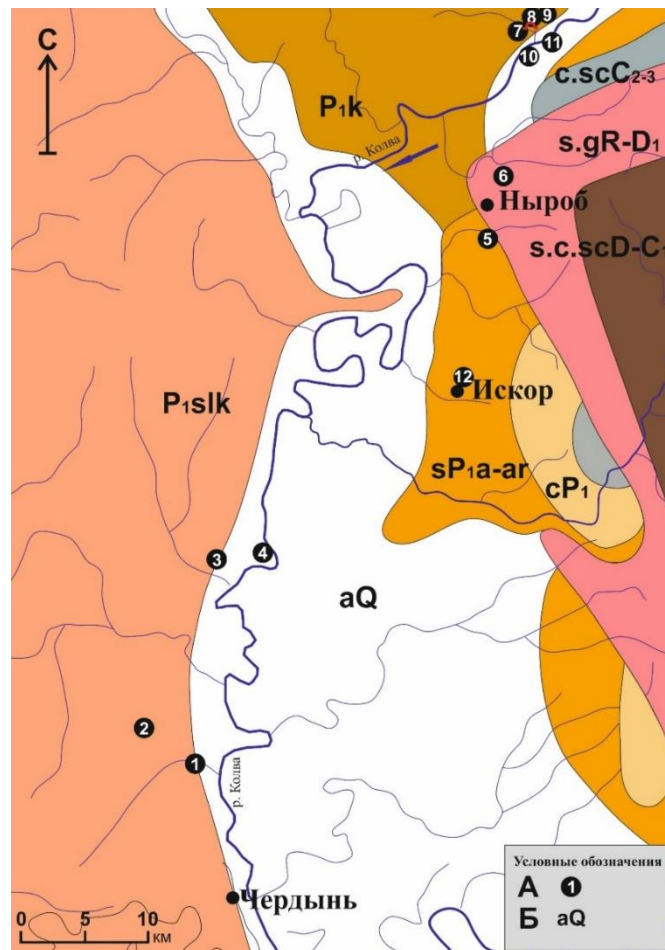


Рис. 3.4. Гидрогеологическая карта северного района исследований. Карта составлена по материалам Е.А. Иконникова, Л.А. Алексеевой, электронная версия А.В. Корякиной (Шиловой), Е.Н. Пыстоговой, 2017 [15]

А – исследуемые водопункты: 1 – Покчинский родник; 2 – источник Параскевы Пятницы; 3 – Вильгортский родник; 4 – р. Колва; 5 – Свято-Никольский родник; 6 – Вилипский родник; 7 – источник у входа в пещеру Дивья; 8 – источник Закаменка; 9 – водопад Алалай; 10 – источник у п/л Жемчужина Урала; 11 – р. Колва у п. Дивья; 12 – отбор атмосферных осадков с Искор. Б – гидрогеологические подразделения: аQ – водоносный локально слабоводоносный четвертичный аллювиальный горизонт; P₁slk – водоносная соликамская терригенно-карбонатная свита; P₁k – водоносная кунгурская карбонатно-сульфатная серия; sP₁a-ag – водоносный ассельско-артинский терригенный комплекс; cP₁ – водоносная локально слабоводоносная нижнепермская карбонатная серия; c.scC₂₋₃ – водоносная надзона средне-верхнекаменноугольных карбонатных и терригенно-карбонатных пород; s.c.scD-C₁ – водоносная надзона девонско-нижнекаменноугольных терригенных карбонатных и терригенно-карбонатных пород; s.gR-D₁ – слабоводоносная локально водоносная надзона рифейско-нижнедевонских терригенных и метаморфических кварцитовидных пород.

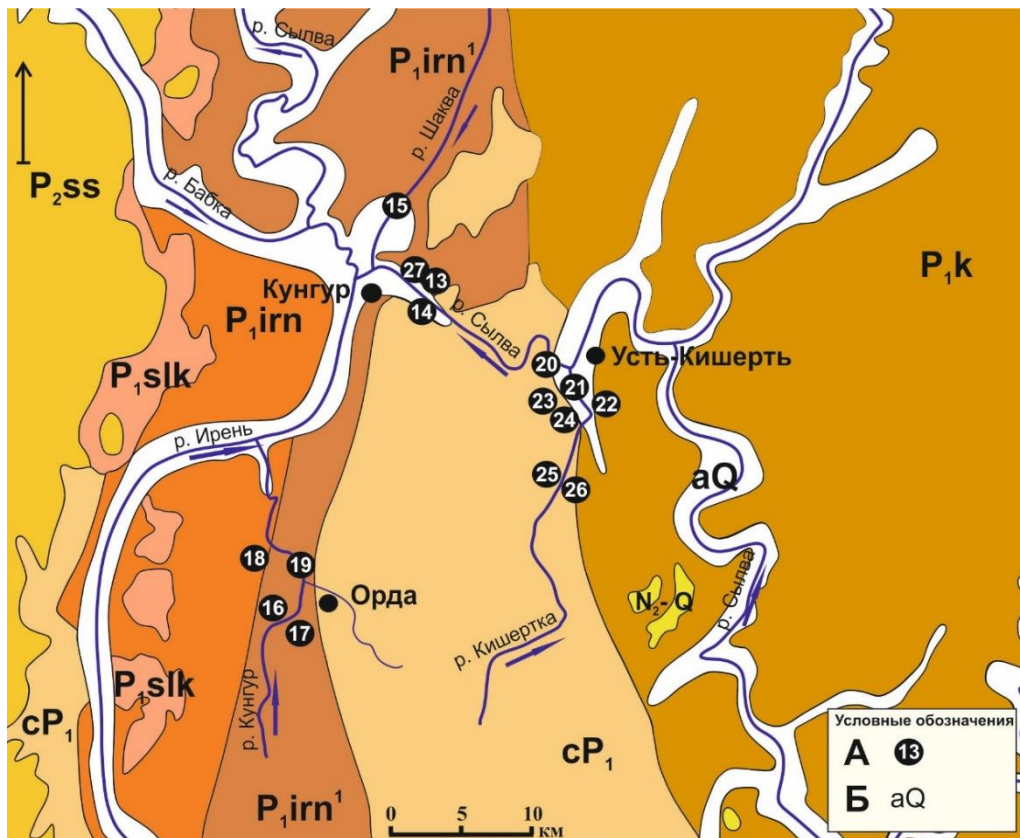
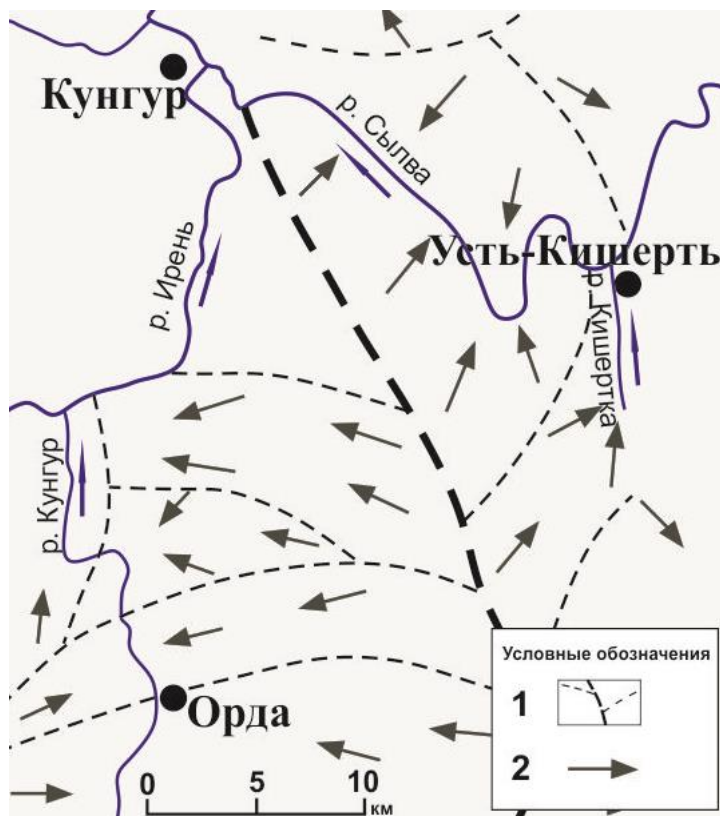


Рис. 3.5. Гидрогеологическая карта южного района исследований. Карта составлена по материалам Е.А. Иконникова, Л.А. Алексеевой, электронная версия А.В. Корякиной (Шиловой), Е.Н. Пыстоговой, 2017

А – исследуемые водопункты: 13 – Кунгурская Ледяная пещера; 14 – р. Сылта (Кунгур); 15 – р. Шаква; 16 – Ординская пещера; 17 – Арсеновский источник; 18 – Подзுவский источник; 19 – р. Кунгур; 20 – р. Сылта (с. Усть-Кишерт); 21 – р. Кишертка (с. Усть-Кишерт); 22 – Зуевский родник; 23 – озеро Провальное; 24 – озеро Молебное; 25 – родник д. Низкое; 26 – р. Кишертка д. Низкое; 27 – атмосферные осадки. Б – гидрогеологические подразделения: аQ – водоносный локально слабоводоносный четвертичный аллювиальный горизонт; P_{2ss} – слабоводоносный локально водоносный шешминский терригенный комплекс; P_{1slk} – водопроницаемая локально водоносная соликамская терригенно-карбонатная свита; P_{1irn} – водоносная иренская карбонатно-сульфатная серия; P_{1irn}¹ – водопроницаемая локально водоносная иренская карбонатно-сульфатная серия; P_{1k} – водоносная кунгурская карбонатно-сульфатная серия; cP₁ – водоносная локально слабоводоносная нижнепермская карбонатная серия.



3.6. Схематическая карта подземного стока северной части Уфимского плато [74]

1 – гидрогеологические водоразделы; 2 – направление движения подземных вод

Иренский водоносный комплекс приурочен к сильно закарстованным гипсово-ангидритовым и карбонатным пачкам. Иренские гипсы по мере погружения на запад под более молодые отложения выполняют роль регионального водоупора [9].

3.2.1. Характеристика основных водоносных горизонтов

Краткая характеристика основных гидрогеологических подразделений, выделенных в двух районах исследования, составлена по материалам Л.А. и И.А. Шимановских [81], Е.А. Иконникова и др. [15], А. И. Кудряшова [46].

Гидрогеодинамическое строение районов характеризуется этажностью. Выделяются верхний и нижний гидрогеодинамические этажи.

Верхний гидрогеодинамический этаж содержит помимо зоны аэрации зону безнапорно-субнапорных нисходящих вод, зону субнапорных нисходяще-восходящих вод.

Зона безнапорно-субнапорных нисходящих вод. Эта зона охватывает четвертичные водоносные горизонты (аллювиальный, эоловый,

флювиогляциальный) и верхние части всех первых от поверхности водоносных (водоупорных) горизонтов и комплексов, находящихся в сфере дренирования местной гидрографической сети.

Водоносный локально-слабоводоносный четвертичный аллювиальный горизонт (aQ). Горизонт распространен в долинах рек и приурочен к аллювиальным отложениям пойменных и надпойменных террас. Мощность горизонта находится обычно в пределах 1,5-15 м, достигая лишь в долинах относительно крупных рек 20-30 м. Водосодержащими в составе аллювия являются песчаные и гравийно-галечные отложения. Пески чередуются с невыдержанными по простиранию маломощными прослоями и линзами глин, суглинков и супесей.

В аллювиальных отложениях развиты поровые грунтовые безнапорные воды. На отдельных участках, где в кровле аллювия залегают прослои глин, отмечается местный напор, редко превышающий 1-2 м.

Основным источником питания горизонта являются атмосферные осадки, о чем свидетельствует повышение уровней воды после дождей и таяния снегов. Значительную роль в питании подземных вод играют воды коренных отложений, а также воды руслового потока в периоды паводков. В пределах изученных районов данный горизонт выделен в аллювии речных долин Колвы, Сылвы и Шаквы. Разгрузка вод горизонта происходит в долины рек (например, источник у пионерского лагеря Жемчужина Урала в северном районе) в виде нисходящих родников с дебитом 0,01-0,3 л/с в приурезовой части бортов долины рек, в русло рек, реже в подстилающие водоносные подразделения.

Зона субнапорных нисходяще-восходящих вод. Эта гидродинамическая зона представлена шешминским терригенным комплексом (P_{2ss}), соликамской терригенно-карбонатной свитой (P_{1slk}), иренской карбонатно-сульфатной серией (P_{1irn}), кунгурской сульфатно-карбонатно-терригенной серией (P_{1k}), ассельско-артинским терригенным комплексом (P_{1a-ar}) и нижнепермской карбонатной серией (cP_1).

Слабоводоносный локально-водоносный шешминский терригенный комплекс (P_{2ss}) представлен мощной толщей красноцветных и пестроцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями и линзами известняков и мергелей. Характерной особенностью является его загипсованность. Мощность комплекса изменяется от 80 до 340 м. Основными водовмещающими породами являются песчаники. Глубина залегания вод от 0 до 65 м, увеличиваясь от речных долин к водоразделам.

Водоносная соликамская терригенно-карбонатная свита (P_{1slk}) представлена чередованием терригенных и карбонатных пород с прослоями сульфатных (плитчатые известняки, мергели, аргиллиты, песчаники, гипсы, ангидриты). Свита является водообильной, она характеризуется высокодебитными родниками и скважинами. Плитчатые породы соликамского горизонта в местах выхода на поверхность характеризуются интенсивной трещиноватостью, что обуславливает их повышенную водообильность. Водоносны мергели, известняки и песчаники. Водоупорными породами являются гипсы и ангидриты подстилающего иренского горизонта, а также прослой глины, гипсов, ангидрита, нетрещиноватые мергели и песчаники соликамского горизонта. Водоупоры невыдержанны и разделяют горизонт на отдельные водоносные слои, и в ряде случаев обуславливают появление напорных вод. Мощность свиты от 60 до 150 м.

В наиболее трещиноватой верхней части разреза распространены безнапорные трещинно-грунтовые воды. Глубина их залегания от 1-2 до 20-30 м. Ниже на глубинах до 70-80 м, залегают трещинно-пластовые и трещинно-карстовые ненапорные и напорные воды.

Подземные воды соликамского горизонта питаются за счет инфильтрации атмосферных осадков, о чем свидетельствуют сезонные изменения уровня воды в колодцах и скважинах. Площадь питания обычно совпадает с областью распространения. В *северном районе* разгрузка подземных вод происходит в долину реки Колвы, где имеются восходящие и нисходящие родники (источник Параскевы Пятницы). Два источника (Покчинский и Вильгортский)

расположены на или вблизи контакта водоносных коренных соликамских и локально водоносных аллювиальных четвертичных отложений на западной границе эрозионно-структурной депрессии. В *южном* районе разгрузка вод происходит в долину реки Ирень.

Водоносная иренская карбонатно-сульфатная серия (P₁irn) сложена хорошо выдержанными по площади чередующимися в разрезе гипсово-ангидритовыми и известняково-доломитовыми пачками. Гипсо-ангидритовые и карбонатные породы водоносны только на участках их выхода на поверхность или при неглубоком залегании от поверхности земли. Эта серия содержит карстовые и трещинно-карстовые воды. Глубина залегания подземных вод составляет 10-45 м, на водоразделах – до 70-80 м. Наибольшая водообильность пород серии наблюдается на интенсивно закарстованных участках, приуроченных к трещиноватым нарушенным зонам, образование которых связано с неотектоникой.

В *южном* районе подземные воды образуют мощный поток, циркулирующий по гипсовой толще вдоль восточного крыла Уфимского плато. Эта зона характеризуется высокой водообильностью. Потоки карстовых вод, направленные к западу (рис. 2.6), дренируются Кунгурской зоной повышенной тектонической трещиноватости (Кунгурская зона распространения верхнедевонских барьерно-рифовых образований). Здесь в долине р. Кунгур в зоне влияния разрывного нарушения сбросового типа образовалась Ординская пещера. Кроме пещеры к этому разлому тяготеют Арсеновский родник, Подзудевский источник, а также субаквальные источники в русле р. Кунгур.

На водораздельном пространстве между реками Сылвой и Шаквой разгрузка вод осуществляется в виде подземных озер в Кунгурской Ледяной пещере. Водоносными являются карбонатные отложения филипповского горизонта. По мере погружения на запад они приобретают роль регионального водоупора, на котором формируются подземные воды карстовых брекчий и

трещиноватых закарстованных гипсов и ангидритов низов иренского горизонта.

Водоносная карбонатно-сульфатная-терригенная серия (P_{1k}, поповская, кошелевская и лекская свиты) по литологическому составу отличается большим разнообразием, связанным со сменой в западном направлении преимущественно песчаниковых отложений кошелевской свиты, глинисто-мергельными породами поповской свиты, в разрезе которой появляются прослои и линзы каменной соли. Водоупорным ложем серии служит нижняя сульфатная пачка (ангидриты с прослоями аргиллитов) лекской свиты. Водоносными породами являются песчаники, конгломераты, известняки, мергели, алевролиты. Водоупорами служат нетрещиноватые разности этих пород, а также глины и мергели. Мощность свиты более 265 м.

Локализация подземных вод наблюдается на тектонически ослабленных участках на границе двух тектонических структур (Юрюзано-Сылвенская депрессия и Бымско-Кунгурская впадина) в зоне распространения верхнедевонских барьерно-рифовых образований, характеризующихся интенсивной трещиноватостью пород (например, Зуевский родник в южном районе). Трещины служат путями подъема напорных соленых вод (восходящие минерализованные соленые источники). Глубина залегания подземных вод от 1,5-2,0 до 120-140 м.

В северном районе исследований карбонатно-сульфатная серия приурочена к Колвинской седловине. Разгрузка подземных вод этой серии осуществляется в долину р. Колвы (источник у пещеры Дивья, Закаменка и водопад Алалай).

Водоносный ассельско-артинский терригенный комплекс (sP_{1a-ar}) объединяет терригенные фации ассельского, сакмарского и артинского ярусов, представленные песчаниками, аргиллитами с прослоями и линзами конгломератов, известняков и мергелей. Характерной особенностью этих отложений является фациальная невыдержанность прослоев, замещение одних пород другими и полное отсутствие загипсованности, что отличает их

от кунгурских терригенных отложений. Мощность ассельско-артинской терригенной толщи достигает нескольких сот метров.

Водоносными являются прослои и линзы конгломератов, песчаников, реже алевролитов, мергелей, известняков, водоупорными – глины, алевролиты и нетрещиноватые разности песчаников. Невыдержанность водоносных прослоев, залегание их среди водоупорных слоев, часто отсутствие между ними гидравлической связи заставляет объединить эти породы в водоносный комплекс. В верхней наиболее развитой трещиноватой части разреза развиты трещинно-грунтовые воды, а ниже – безнапорные и субнапорные трещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды. Ненапорные трещинно-грунтовые и пластовые воды вскрыты на глубинах до 25-30 м, напорные – на 15-120 м и более. Глубина залегания изменяется от 0,6 до 83,7 м.

Водообильность комплекса зависит от трещиноватости, литологического состава и условий залегания пород. Родники с высокими дебитами тяготеют к трещиноватым зонам и тектоническим нарушениям (например, Свято-Никольский в *северном* районе исследований).

Водоносная локально-слабоводоносная нижнепермская карбонатная серия (сР₁) объединяет карбонатные породы филипповского горизонта кунгурского яруса, артинского, сакмарского и ассельского ярусов и занимает верхнюю часть верхнекаменноугольно-нижнепермского газонефтеводоносного комплекса. Наиболее обводненными являются филипповские и артинские карбонатные отложения. В пределах Пермско-Башкирского свода, где серия выходит на поверхность, с ней связан бассейн трещинно-карстовых вод с двусторонним стоком: на западе – к р. Ирени и на востоке – к рекам Сылве и Кишертки. Наибольшая обводненность пород наблюдается в долинах рек, приуроченных к Кишертско-Иргинской зоне распространения верхнедевонских барьерно-рифовых образований. В *южном* районе в долине р. Кишертка происходит разгрузка вод этой серии в виде родников и в котловинах карстовых озер (родник в д. Низкое, озеро Молебное и озеро Провальное).

Подощва рассматриваемой зоны соответствует нижней границе верхнего гидрогеодинамического этажа, которая проводится, как отмечалось ранее, по кунгурскому региональному водоупору.

Рассматриваемая гидродинамическая зона характеризуется нисходящей фильтрацией подземных вод в областях питания и восходящим движением их на участках разгрузки. Движение вод от областей питания к областям разгрузки происходит под действием разности гидростатических напоров по наиболее проницаемым слоям и пластам.

Нижний гидрогеодинамический этаж сложен мощными карбонатными слабоводоносными сериями, разделенными терригенными (карбонатно-терригенными) водоупорными локально-водоносными (слабоводоносными) комплексами, залегающими ниже первого от поверхности кунгурского водоупора. Здесь в восстановительной геохимической обстановке широкое распространение получили рассолы, температура, минерализация и степени метаморфизации, которые растут с глубиной. В пределах этажа выделена зона напорных нисходяще-восходящих вод и зона напорных и избыточно-напорных восходящих вод.

Зона напорных нисходяще-восходящих вод. Эта зона расположена в верхней части рассматриваемого этажа, включающего нижнепермскую (P_1), средне-верхнекаменноугольную (C_{2-3}) и ниже-среднекаменноугольную (C_{1-2}) карбонатные серии, а также водоупорные локально-водоносные (слабоводоносные) верейско-каширский (C_{2vt-ks}) карбонатно-терригенный и визейский (C_{1v}) терригенные комплексы. Ведущая роль в гидродинамических процессах принадлежит субвертикальной нисходяще-восходящей миграции подземных вод по проницаемым зонам литолого-фациального и тектонического генезиса.

Водоносная надзона средне-верхнекаменноугольных карбонатных и терригенно-карбонатных пород ($c.scC_{2-3}$) сложена трещиноватыми и закарстованными известняками, доломитами с прослоями песчаников, аргиллитов, алевролитов и мергелей. Обводненность надзоны неравномерная.

Наиболее водообильные участки приурочены к зонам нарушений, повышенной трещиноватости и закарстованности.

Водоносная надзона девонско-нижекаменноугольных терригенных карбонатных и терригенно-карбонатных пород (s.c.scD-C₁). Сложена известняками турнейского, фаменского и франского ярусов с прослоями обломочных пород. Мощность колеблется в пределах нескольких сот метров. Водоносны известняки, в которых циркулируют трещинно-карстовые воды. К терригенным прослоям приурочены трещинно-грунтовые и трещинно-пластовые воды. Водообильность пород неравномерна и связана с неравномерной трещиноватостью и закарстованностью пород.

Зоны напорных и избыточно-напорных восходящих вод занимают нижнюю часть разреза осадочного чехла, включающего средне-верхнедевонский (D₂₋₃) и основную часть рифейско-вендского (R-V) карбонатно-терригенных комплексов.

Слабоводоносная локально водоносная надзона рифейско-нижедевонских терригенных и метаморфических кварцитовидных пород (s.c.gR-D₁). Надзона в пределах территории северного района приурочена к Западно-Уральской зоне складчатости и сложена песчаниками, аргиллитами, алевролитами, конгломератами, глинистыми и кремнистыми сланцами. Надзона слабо изучена. В ней развиты трещинно-грунтовые, трещинно-пластовые и жильные воды. Глубина их залегания от 7 до 40 м. Водообильность в целом незначительна и неравномерна. Крупные родники приурочены к зонам разломов, например, Вилипский источник в *северном* районе. Воды надзоны питаются атмосферными осадками, разгрузка осуществляется в долине реки Колвы.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ ПО РАЗДЕЛУ 3.

1. Северный и южный районы исследований характеризуются повышенной водообильностью, которая определяется приуроченностью подземных вод к проницаемым зонам литолого-фациального и тектонического генезиса – границам литологически различных пород и зонам разрывных

нарушений с повышенной трещиноватостью. Для северного района исследований на границе Ксенофоновского и Соликамского карстовых районов водообильная зона связана с Красновишерско-Ныробским надвигом и оперяющими его разломами. Повышенная концентрация подземного стока южного района, относящегося к Иренскому, Нижнесылвинскому и Кишертскому карстовым районам, определяется разломно-блоковым строением осадочного чехла. Здесь выделены две водообильные зоны: Кишертско-Иргинская и Кунгурская.

2. Основные ресурсы подземных вод северного и южного районов исследований сосредоточены в нижнепермских отложениях в районах развития карбонатно-сульфатных и терригенных пород. В частности, подземные воды сконцентрированы в соликамской терригенно-карбонатной свите (P_{1slk}), иренской карбонатно-сульфатной серии (P_{1irn}), карбонатно-сульфатной и терригенной серии поповской, кошелевской и лекской свит (P_{1k}), ассельско-артинском терригенном комплексе (sP_{1a-ar}) и нижнепермской карбонатной серии (cP_1). Для исследованных районов характерны все возможные виды разгрузки: родниковая, субаквальная, подземная и разгрузка в руслах рек и на дне озер. Разгрузка подземных вод в виде источников осуществляется в долины рек Колва, Сылва, Кишертка и Ирень.

4. Особенности формирования состава природных вод исследуемых районов на основе изотопно-гидрохимических данных

В разделе приведены основные результаты комплексного изотопно-гидрохимического изучения атмосферных осадков, речных вод и вод источников, проведенных в период 2016-2018 гг. на двух участках исследований в пределах Нижнесыльвинского, Иренского, Кишертского, Ксенофонтовского и Соликамского карстовых районах, раскрывающие суть трех защищаемых положений.

4.1 Роль атмосферных осадков в формировании состава подземных вод

Определенная роль в формировании состава подземных и поверхностных, в частности речных вод, принадлежит атмосферным осадкам, поэтому интерпретация данных химического и изотопного состава атмосферных осадков (сезонные, годовые, многолетние изменения) является основой для понимания процессов формирования состава как подземных, так и поверхностных вод.

Атмосферные осадки являются основным источником питания подземных вод зоны активного водообмена, поэтому их состав напрямую влияет на состав подземных вод. Осадки вызывают изменение состава, минерализации и запасов подземных вод. Поэтому их оценка важна при изучении подземных вод. Изотопно-гидрохимический облик подземных вод подчиняется и формируется в зависимости от распределения изотопного и химического состава атмосферных осадков. Сезонные изменения изотопного и химического состава, соотношение со средневзвешенным составом атмосферных осадков позволяют установить источники питания подземных вод по сезонам года.

Нами проанализированы данные изотопного и химического состава атмосферных осадков полуторагодового периода исследований (2016-2018 гг.), проведенные на территории *северного* (Колвинская седловины и Соликамская депрессия) *южного* (Уфимское плато) районов Среднего

Предуралья на территории Пермского края. Здесь были установлены две станции с пробоотборниками атмосферных осадков: *северный* район – с. Искор (Чердынский район), *южный* – г. Кунгур (Кунгурский район), где ежемесячно отбирались пробы воды на изотопный анализ в течение периода исследований (38 проб). Химический состав атмосферных осадков на территории *северного* района (с. Искор, точка отбора 12 на рис. 2.4) был проанализирован на основе проб, отобранных в осенний и зимний периоды 2017-2018 гг., *южного* – по архивным данным Кунгурской лаборатории-стационара за 1968-1993 гг. (35 проб).

Обобщение полученных данных показывает, что атмосферные осадки *северного* и *южного* районов исследований характеризуются гетерогенным химическим и изотопным составом. Так, осадки *северного* района (с. Искор) исследований имеют значительно низкую минерализацию ($6,0-12,2$ мг/дм³) по сравнению с осадками *южного* района ($22,0-71,9$ мг/дм³, табл. 4.1, 4.2). Преобладающими в составе осадков обоих районов являются ионы гидрокарбоната и кальция, при этом химический тип воды разнороден для *северного* и *южного* районов. Зимние осадки с. Искор относятся к простому типу $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$, осенние характеризуются сложным составом $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg-Na}$. Осадки г. Кунгура в зимний период характеризуются $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$ составом, в весенних осадках повышается содержание сульфат иона ($\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Ca-Na}$), в летне-осенних – магния ($\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Mg}$).

По данным изотопного состава атмосферных осадков исследуемых районов впервые получены средние значения дейтерия и кислорода-18 вод атмосферного происхождения (локальная линия метеорных вод, ЛЛМВ) [24, 27, 36]. Они представлены на графике относительно глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ; рис. 4.1), уравнение которой $\delta^2\text{H}=8\cdot\delta^{18}\text{O}+10$. Из расчётов исключили значения, смещённые относительно ГЛМВ более чем на 1‰ $\delta^{18}\text{O}$ (февраль, апрель, июнь 2017 г., март 2018 г. – *северный* район, июнь, август 2017 г. – *южный*). Такое смещение указывает на возможное испарение

пробы при хранении. ЛЛМВ *северного* района имеет вид $\delta^2\text{H}=7,7\times\delta^{18}\text{O}+4,1$, *южного* – $\delta^2\text{H}=7,8\times\delta^{18}\text{O}+5,1$.

Таблица 4.1

Химический и изотопный состав атмосферных осадков северного района (с. Искор)

Сезон	Химический состав (мг/дм ³)												Изотопный состав (‰)		Химический тип воды
	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Минерализация	pH	δ ¹⁸ O	δ ² H	
Лето	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-9,7	-68,4	-
Осень	3,1	1,0	0,5	0,8	0,0	0,6	0,3	0,5	0,5	0,5	6,0	6,2	-14,0	-102,6	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg-Na
Зима	4,3	1,2	0,5	1,4	0,2	1,9	0,3	0,5	0,5	0,5	12,2	5,1	-22,7	-168,8	HCO ₃ -SO ₄ -Ca
Весна	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-16,1	-118,9	-

Таблица 4.2

Химический и изотопный состав атмосферных осадков южного района (г. Кунгур)

Сезон	Химический состав (мг/дм³)											Изотопный состав (‰)		Химический тип воды
	HCO₃⁻	SO₄²⁻	Cl⁻	NO₃⁻	NO₂⁻	Ca²⁺	Mg²⁺	Na⁺+K⁺	NH₄⁺	Минерализация	pH	δ¹⁸O	δ²H	
Лето	43,9	6,0	3,9	-	0,1	6,0	3,3	8,8	-	71,9	7,0	-9,4	-70,2	HCO₃-Ca-Mg-Na
Осень	21,7	1,5	3,8	2,1	0,1	3,2	1,1	5,7	0,5	36,9	7,0	-13,8	-99,9	HCO₃-Cl-Ca-Mg
Зима	11,6	1,9	2,3	0,4	0,0	1,3	0,3	4,7	0,2	22,0	6,9	-22,6	-170,5	HCO₃-Cl-Na-Ca
Весна	23,0	16,0	10,2	1,7	0,1	9,7	1,8	10,0	0,4	70,8	6,2	-14,4	-107,1	HCO₃-SO₄-Cl-Ca-Na

Изотопный состав атмосферных осадков исследуемых районов за период наблюдений (декабрь 2016 г. – июнь 2018 г.) варьирует в широком диапазоне. Для с. Искор значения δ¹⁸O изменяется от -7,5‰ до -25,1‰, δ²H – от -57,9‰ до -185,7‰. В г. Кунгуре значения изотопного состава атмосферных осадков изменяется от -8,5‰ до -26,8‰ (δ¹⁸O) и от -58,0‰ до -197,7‰ (δ²H). Значения δ¹⁸O и δ²H для обоих районов имеют простой характер распределения – низкие значения характерны для холодного зимнего периода, высокие – для теплого летнего.

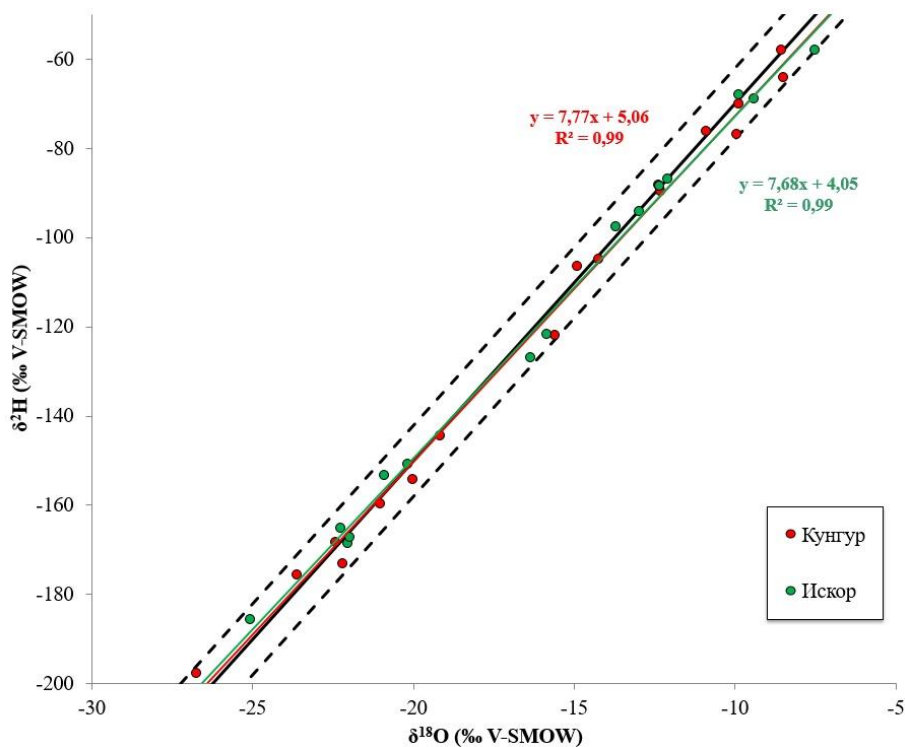


Рис. 4.1. Локальные линии метеорных вод для северного и южного районов исследований. Штриховые линии ограничивают «коридор» $\pm 1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$, отражающий обычную вариабельность изотопных параметров атмосферных осадков

По данным изотопного анализа на двух станциях (с. Искор и г. Кунгур), совместно с данными по станции Пермь за 1970-1990 гг. [119] впервые получена локальная линия метеорных вод для Пермского края. Уравнение ЛЛМВ для Пермского края имеет вид $\delta^2\text{H} = 7,9 \times \delta^{18}\text{O} + 8,4$ и практически не отличается от ГЛМВ ($\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$; рис. 4.2). В целом, изотопный состав демонстрирует хорошо выраженную сезонность, характеризующуюся более «тяжелыми» значениями в летний период, и более «лёгкими» – в зимний. Средневзвешенные значения за 1982 г. (полный период наблюдений) по метеостанции Пермь составили: $\delta^{18}\text{O} = -12,9\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -93,9\text{‰}$.

Полученные данные ЛЛМВ и вариабельности $\pm 1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ для Пермского края и отдельно для станций при исследованиях подземных и поверхностных вод позволяют оценивать влияние физико-химических процессов на формирования состава вод в пределах изучаемых районов. Так, например, отклонение вправо или влево от локальной линии метеорных вод указывает на формирование состава вод под влиянием испарительных или криогенных процессов. Или обеднение вод стабильными изотопами указывает на питание

преимущественно легкими зимне-весеннее атмосферными осадками, поскольку именно в этот период они облегчены относительно годового распределения.

В подземных условиях значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ контролируются не процессами испарения и конденсации, как в случае с атмосферными осадками, а процессами смешения вод различного происхождения. Изотопный состав вод зоны активного водообмена, как правило, близок к изотопному составу местных осадков. Поэтому сезонные значения изотопного состава атмосферных осадков и корреляционная зависимость между разными типами вод позволяют определить временные характеристики транзита, оценить вклад осадков в питание подземных вод и вод поверхностного руслового стока и установить дополнительные источники питания.

Изотопный состав осадков напрямую зависит от климатических условий (температура воздуха) и изменяется в соответствии с экваториально-полярным эффектом. Поскольку атмосферные осадки являются одним из основных источников питания подземных вод зоны активного водообмена, поэтому их состав напрямую влияет на состав подземных вод и, существует большая вероятность, что для подземных вод *северного* и *южного* районов будет прослеживаться широтная зональность изменения изотопного и химического состава.

В целом, для территории Пермского края характерен умеренный континентальный климат. Климатические условия формируются под определяющим влиянием западного переноса воздушных масс с Атлантического океана и особенностей рельефа. На режим и состав атмосферных осадков в Прикамье значительное влияние оказывают два фактора: характер атмосферной циркуляции (перемещение циклонов), и барьерная роль Уральских гор, усиливающих выпадение атмосферных осадков в восточной части региона (каждые 100 м высоты дают увеличение количества осадков примерно на 60-80 мм [58]). По результатам изотопного анализа для каждой станции по отдельности и для Пермского края получены

угловые коэффициенты (7,7-7,9), которые оказываются несколько меньше углового коэффициента ГЛМВ (8), что указывает на влиянии испарительного фракционирования на изотопный состав осадков при движении со стороны Атлантического океана.

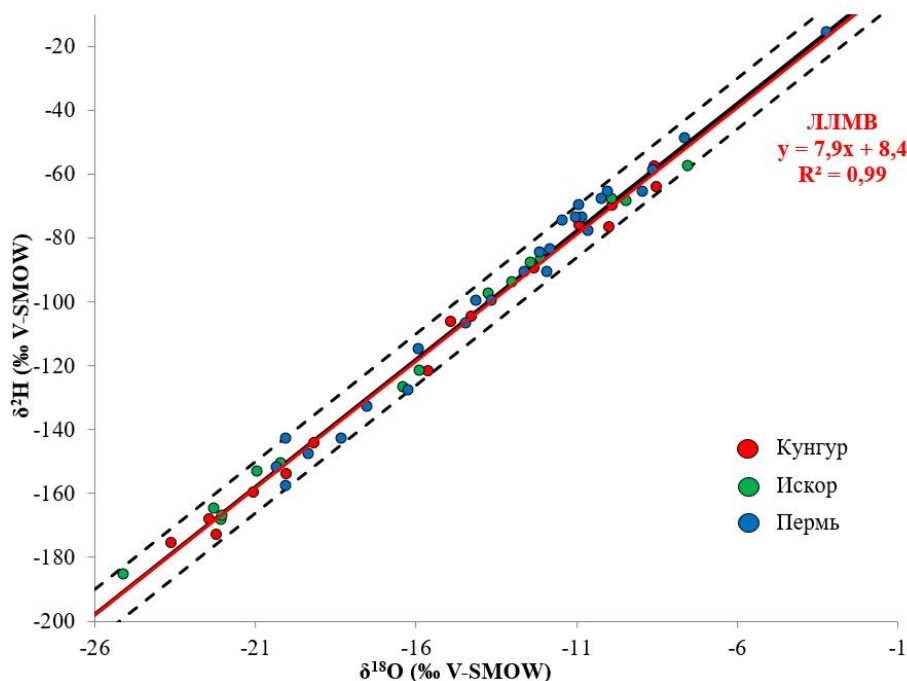


Рис. 4.2. Локальная линия метеорных вод для Пермского края

На территории Пермского края хорошо прослеживается широтная зональность, т.е. изменение метеорологических параметров с севера на юг. Это отражается на распределении изотопного состава атмосферных осадков. По данным метеостанции п. Ныроб в *северном* районе среднегодовая температура за полный 2017 г. равнялась $+1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в *южном* районе (метеостанция г. Кунгур) – $+4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Нами получены средневзвешенные значения (с учетом количества осадков) изотопного состава за 2017 г. для каждого района. Для *северного* – $\delta^{18}\text{O} = -14,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -108,4\text{‰}$, *южного* – $\delta^{18}\text{O} = -12,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -90,8\text{‰}$ и станции Пермь за 1982 г. (полный период наблюдений) – $\delta^{18}\text{O} = -12,9\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -93,9\text{‰}$. Сравнение средневзвешенных значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для станций Искор, Кунгур и Пермь, свидетельствует о том, что происходит «утяжеление» изотопных параметров в направлении с севера на юг и, в целом, отражает широтную зональность изотопного состава осадков.

4.2. Влияние вод руслового стока на формирование состава подземных вод

Поверхностные воды, в том числе воды руслового стока, являются важным элементом гидрологического цикла. Одна из стадий процесса круговорота воды в природе характеризуется водообменом между поверхностной и подземной частями гидросферы. Характер взаимосвязи между речными и подземными водами различен. Изотопно-гидрохимический облик вод поверхностного руслового стока подчиняется и формируется в зависимости от распределения изотопного и химического состава атмосферных осадков и подземных вод. Поэтому использование статистических методов в исследованиях позволяет оценить и определить характер взаимосвязи не только между водами руслового стока и подземными водами, а также с атмосферными осадками. В результате эти исследования позволяют определить роль речных вод в питании подземных вод и наоборот.

Речные воды из-за низкой минерализации и нехватки водных ресурсов часто используются населением в изучаемых районах в бытовых целях. Из-за высокой нагрузки на них в результате оросительных работ, внесения удобрений и сбросов отходов теряют ценность и становятся ненадлежащего качества. Поэтому также важно проанализировать микроэлементный состав и оценить уровень загрязнения речных вод.

Для характеристики состава вод руслового стока в пределах *северного и южного* районов исследований было проведено опробование основных водных артерий, которые протекают на территории разных карстовых районов (Ксенофонтовский, Соликамский, Иренский, Нижнесылвинский, Кишертский), и определены их основные гидрохимические и изотопные параметры [22, 23].

На территории *северного* района опробованы воды р. Колвы, протекающей в пределах Ксенофонтовского и Соликамского карстовых районов, которая является основной водной артерией северного района и крупным притоком р. Вишеры. Протяженность реки составляет 460 км,

площадь бассейна 13 500 км², средняя высота водосбора – 233 м н.у.м., средний уклон – 0,3 м/км. Река Колва имеет восточноевропейский тип водного режима, с высоким весенним половодьем, низкой летней и зимней меженью, и несколько повышенным стоком осенью [115]. Бассейн р. Колвы лежит в зоне умеренно континентального климата и характеризуется избыточным увлажнением. Питание реки смешанное, с преобладанием снегового. Ежегодно здесь выпадает от 700 до 1000 мм осадков. Расход воды колеблется в значительных пределах (рис. 4.3), от минимума в $1,8 \pm 0,8$ м³/с в марте до ярко выраженного максимума 860 ± 407 м³/с в июне; среднегодовой расход составляет 165 ± 32 м³/с [114]. Ледостав на Колве начинается в начале ноября и завершается в конце апреля – начале мая; весеннее половодье начинается в конце апреля. К долине р. Колвы приурочены грунтовые и трещинно-жильные безнапорные и напорные воды, приуроченные к аллювиальным четвертичным отложениям, терригенному, терригенно-карбонатному комплексам пород нижней перми и к рифейско-нижнедевонским терригенным и метаморфическим породам.

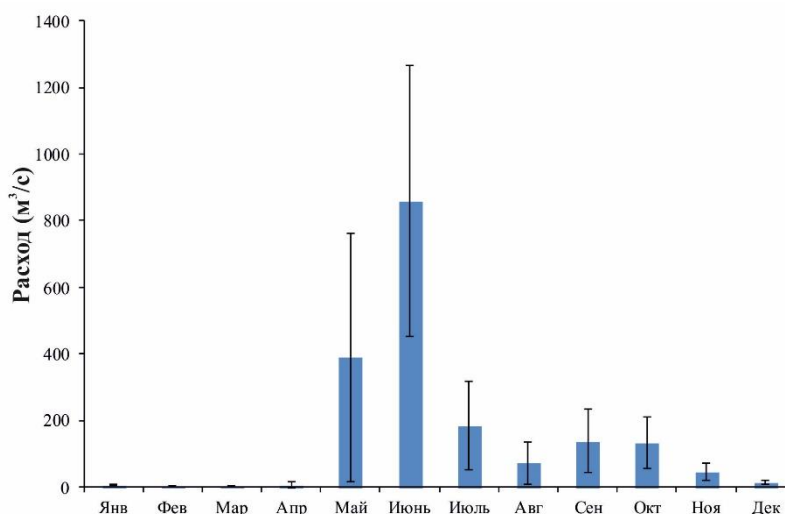


Рис. 4.3. Среднемесячный расход воды р. Колва (1975-1993 гг.). По данным гидрологического поста у п. Колва. Вариабельность показана на уровне 1σ

В целом, химический характер вод реки Колва меняется по сезонам, будучи наиболее простым весной и летом, и становясь многокомпонентным осенью и зимой (таблица 4.3). Отмечается, также, изменчивость от года к году (например, опробование осени 2017 и 2018 гг.). По водородному показателю

речные воды близки к нейтральным, значения pH варьируют от 6,5 до 7,9, в среднем составляя 7.

Таблица 4.3

Химический состав вод р. Колва (мг/дм³)

Сезон 2017-2018	Точка отбора	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Минерализация	pH	δ ¹⁸ O	δ ² H	Химический тип воды
Лето 2017	4	213,5	6,6	0,4	0,9	0,2	27,5	5,8	29,0	0,6	285,0	6,7	-13,8	-100,9	Ca-Na-HCO ₃
Осень 2017		109,8	27,0	34,4	0,2	0,0	33,7	5,9	22,5	0,5	228,0	7,9	-14,2	-102,9	Ca-Na-HCO ₃ -Cl
Зима 2017-2018		153,0	55,0	56,7	1,0	1,1	54,0	10,5	46,1	1,2	383,0	6,5	-15,1	-108,7	Ca-Na-HCO ₃ -Cl-SO ₄
Весна 2018		53,0	9,3	4,0	4,5	0,2	16,0	2,4	3,1	3,3	103,0	7,0	-16,1	-118,3	Ca-HCO ₃
Осень 2018	11	162,0	34,9	37,6	0,4	0,0	44,8	12,0	26,6	0,5	319,0	8,2			Ca-Na-Mg HCO ₃ -Cl

Минерализация вод р. Колвы меняется в течение года: в летне-осенний период она остается в пределах 230-290 мг/дм³, в зимний период достигает максимальной величины 380 мг/дм³, а в весенний период уменьшается до 100 мг/дм³. В течение года HCO₃⁻ и Ca²⁺ являются доминирующими ионами. При этом, в летний и зимний периоды повышается роль Na⁺, а в осенний и зимний несколько повышается содержание иона Cl⁻. Исходя из характера водного режима Колвы (рис. 4.3), минимальные значения минерализации речной воды весной связаны с повышением роли талых вод в питании реки в это время. Преобладающими ионами в речной воде в это время являются HCO₃⁻ и Ca²⁺; они же доминируют и в зимних атмосферных осадках. Оценочный расчет с использованием этих ионов показывает, что доля талых вод в питании реки в весеннее время может превышать 70 %. Поскольку в зимний период поверхностный сток практически отсутствует, то высокую минерализацию в этот период логично было бы объяснить тем, что основное питание в это время Колва получает из подземных вод.

При рассмотрении микрокомпонентного состава речных вод *северного* района видно, что содержания основных микроэлементов (Sr, Cu, Zn, Pb; табл. 4.4) в водах р. Колвы не превышают соответствующих ПДК [11]. Вместе с этим, содержание железа в летне-осенний период повышается до 0,72 мг/дм³, превышая ПДК (0,3 мг/дм³) более чем вдвое. Вероятно, это связано с поступлением в речную воду органических соединений железа с

заболоченных участков долин р. Колвы и ее притоков. О поступлении вод богатых органикой указывает и перманганатная окисляемость равная 12,6 мгО/дм³ [48].

Таблица 4.4

Содержание основных микроэлементов в водах р. Колвы (мг/дм³)

Наименование показателей	ПДК	Зимний период	Весенний период	Летне-осенний период
Медь	1	0,0029	0,0020	0,0060
Цинк	5	0,0068	0,0011	0,0050
Стронций	7	0,0034	0,0800	0,2145
Железо	0,25	0,0500	0,2800	0,7200
Свинец	0,03	0,0002	0,0002	0,0005

Изотопные данные, полученные в период исследований, нанесены на диаграмму $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ (рис. 4.4).

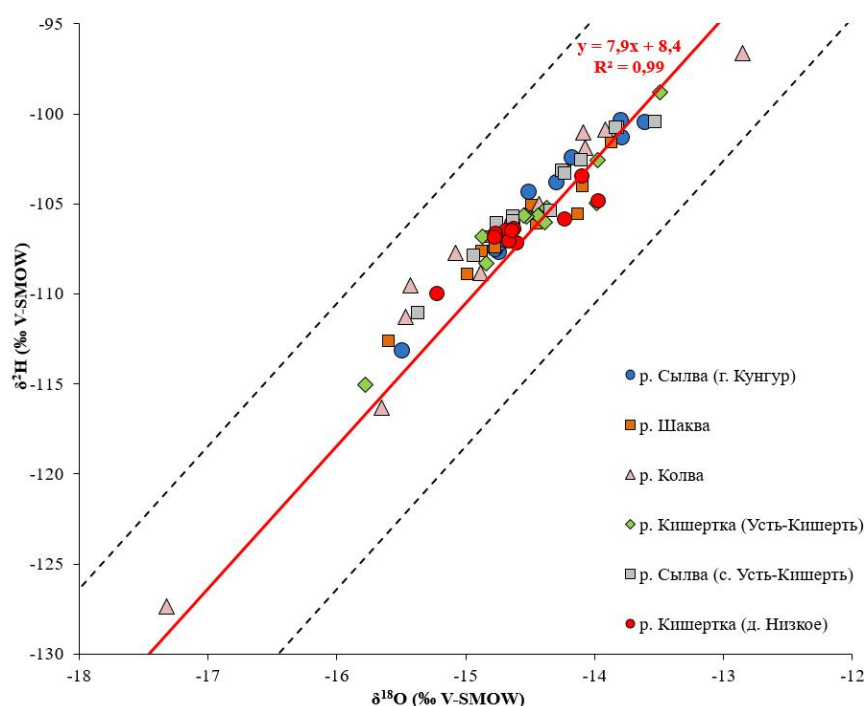


Рис. 4.4. Изотопный состав речных вод. Сплошная красная линия – ЛЛМВ Пермского края (см. рис. 4.2); штриховые линии ограничивают коридор $\pm 1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$, соответствующий обычной вариабельности изотопного состава атмосферных осадков

Распределение изотопного состава р. Колвы не свидетельствуют о влиянии испарения, что выразилось бы в смещении точек вправо относительно ЛЛМВ Пермского края. Воды реки показывают наиболее «тяжелый» изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = -13\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -97\text{‰}$) в летнее время (июль 2017 г.),

и наиболее «легкий» ($\delta^{18}\text{O} = -17 \text{ ‰}$, $\delta^2\text{H} = -127 \text{ ‰}$) – в весеннее (апрель 2018 г.). Последнее объясняется влиянием талых вод.

При прямом сравнении 12-месячных серий наблюдений, корреляция между изотопными составами речных вод и атмосферных осадков представляется статистически значимая ($r_s = 0,58$, $r_{s\,0,05} = 0,58$, $n = 12$). Однако, сдвиг серии речных вод на 1 месяц относительно серии атмосферных осадков, приводит к резкому возрастанию корреляции, которая становится сильной ($r_s = 0,91$, $r_{s\,0,05} = 0,60$, $n = 11$). Такой характер взаимоотношения рядов наблюдения объясняется задержкой передачи изотопного сигнала от атмосферных осадков к речной воде. Можно выделить два механизма такой задержки. Зимние (декабрь-март) «легкие» осадки задерживаются на длительное время (порядка одного месяца), поскольку они выпадают в твердой форме и попадают в р. Колву только в период снеготаяния (апрель-май). В теплое время года, в связи с тем, что осадки выпадают на большой площади водосбора, на то, чтобы они, через поверхностный и подземный сток, попали в реку, также требуется некоторое время («время добегания»).

На территории *южного района* исследования проанализирован химический и изотопный состав вод р. Сылвы, протекающей по территории Иренского, Нижнесыльвинского, Кишертского карстовых районов, и ее притоков (р. Шаква и р. Кишертка). Река Сылва является левым притоком р. Чусовой (бассейн р. Волги). Река относится к восточноевропейскому типу с четко выраженным весенним половодьем, летне-осенними дождевыми паводками и длительной устойчивой зимней меженью [116]. Бассейн р. Сылвы расположен в зоне умеренно континентального климата и характеризуется избыточным увлажнением. Ежегодно выпадает от 650 мм осадков (южная часть бассейна) до 800 мм (северная часть). Продолжительность залегания снежного покрова 170-180 дней. Высота снежного покрова около 80 см. Река Сылва относится к типу рек с преимущественно снеговым и дождевым питанием, доля подземного питания может составлять 15% [37]. Расход воды колеблется в значительных пределах (рис. 4.5), от минимума в $53,1 \pm 4,0 \text{ м}^3/\text{с}$ в

марте до ярко выраженного максимума $536,5 \pm 301,3$ м³/с в мае; среднегодовой расход составляет $1804,5 \pm 277,6$ м³/с [50]. Река замерзает в ноябре, вскрывается в апреле.

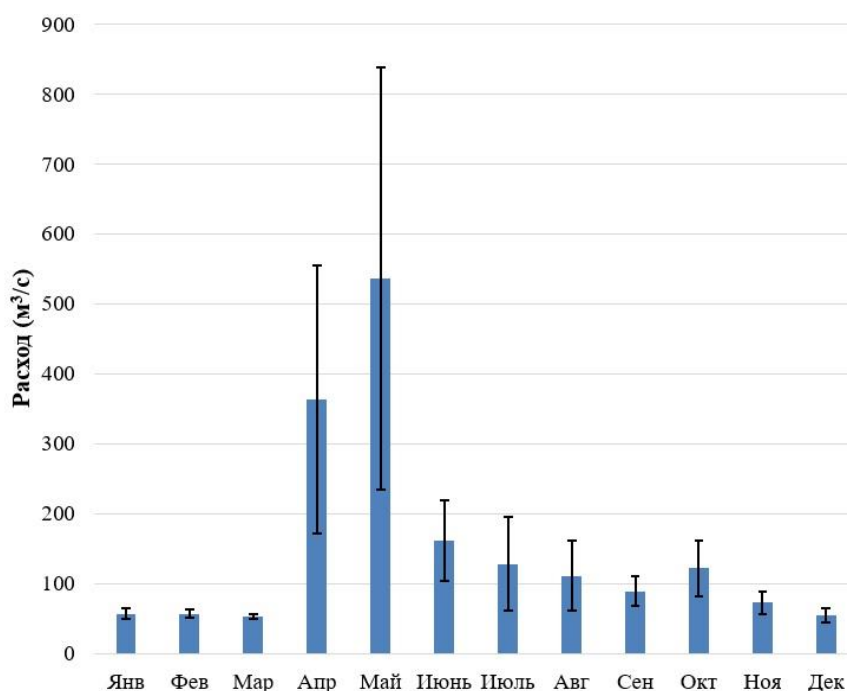


Рис. 4.5. Среднемесячный расход воды р. Сылва (1948-1951 гг.). По данным гидрологического поста у д. Подкаменное. Вариабельность показана на уровне 1σ

Речные воды, особенно во время весеннего паводка, оказывают воздействие на развитие карстовых процессов. Незамерзающие полыньи на участке реки свидетельствуют о наличии мощных выходов карстовых вод [56]. При этом карстовые воды сульфатных пород подпитывают речные воды, что приводит к увеличению их минерализации. Повышенная водообильность района исследования характерна для зон, приуроченных к тектоническим нарушениям, которые располагаются на правобережье р. Сылвы на западной окраине г. Кунгура, водоразделе рр. Сылва и Шаква и левобережье р. Сылвы на восточной окраине города. Ориентировка региональных трещинно-разрывных структур предполагает возможность локализованных перетоков подземных вод в соответствии с направлением регионального стока, обуславливаемого в данном случае направлением падения пород сульфатно-карбонатного комплекса с северо-восточного-восточного направления на запад, юго-запад, северо-запад. Предположение о гидрогеологической

активности трещинно-разрывных структур подтверждается и их пространственным совпадением с участками локализованной разгрузки подземных вод в аллювий долины р. Сылвы.

Химический и изотопный состав на реке Сылва проанализирован на двух участках: на территории г. Кунгура (точка опробования 14 на рис. 2.5) и с. Усть-Кишерти (20).

При детальном рассмотрении изотопно-геохимических характеристик прослеживается некоторая зависимость изменения химического и изотопного состава речных вод. Для вод р. Сылвы в г. Кунгуре (14) наиболее низкие значения макрокомпонентов, минерализации ($384,0 \text{ мг/дм}^3$) и pH (7,1) и более легкий изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = -15,0\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -109,3\text{‰}$) характерны для весеннего периода (табл. 4.5, 4.6).

Таблица 4.5

Химический состав речных вод в 2017-2018 гг. (мг/дм^3)

Сезон	Точка отбора	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Минерализация	pH	Химический тип воды
Весна	20	299,4	116,8	15,7	0,8	84,1	14,8	13,3	0,5	475,0	7,3	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$
	14	195,0	82,0	14,8	0,2	68,3	11,5	12,1	0,5	384,0	7,1	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$
	26	292,8	98,9	2,1	5,0	92,1	30,3	1,1	0,5	523,0	7,2	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
	21	375,8	505,7	6,3	1,2	246,1	36,0	3,3	0,7	1176,0	7,8	$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$
	15	302,6	227,0	30,7	2,5	128,6	28,6	22,1	1,1	743,0	7,9	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
Лето	20	219,6	141,2	25,9	0,7	105,8	16,3	18,9	0,7	529,0	7,4	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$
	26	317,2	83,6	1,9	6,3	94,6	27,7	1,9	1,0	535,0	7,0	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
	21	317,2	431,0	6,3	3,3	232,5	37,7	4,3	1,0	1034,0	7,3	$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$
Осень	20	262,3	186,7	37,1	3,8	133,7	19,6	25,6	0,7	671,0	7,2	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$
	14	244,0	138,9	26,6	1,2	100,2	17,2	18,4	0,6	547,0	8,1	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$
	26	286,7	84,2	1,9	6,5	89,3	25,2	1,9	0,7	497,0	7,1	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
	21	323,3	551,1	6,9	3,9	290,7	40,5	4,5	3,5	1225,0	7,2	$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$
	15	298,9	234,8	28,6	2,5	140,3	28,7	20,8	0,7	756,0	8,2	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
Зима	20	275,0	215,0	29,7	4,3	143,7	22,7	23,6	0,5	717,0	7,6	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$
	26	293,0	101,0	1,5	7,2	94,2	26,4	1,7	0,7	528,0	7,6	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
	21	317,0	723,0	6,4	4,6	307,0	39,9	4,5	1,0	1408,0	7,6	$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$
Содержание NO_2 во всех пробах $0,2 \text{ мг/дм}^3$, $\text{NH}_4^+ = 0,5 \text{ мг/дм}^3$												

При этом речные воды имеют постоянный $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ состав. Река Сылва в с. Усть-Кишерть (20) также имеет постоянный $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ состав, минерализация воды увеличивается от весеннего ($475,0 \text{ мг/дм}^3$) к зимнему

(717,0 мг/дм³) периоду и наиболее легкий ($\delta^{18}\text{O} = -14,9\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -107,4\text{‰}$) изотопный состав речных вод ус. Усть-Кишерт характерен для весеннего периода. Наиболее тяжелый изотопный состава воды р. Сылвы на обоих участках имеют в летний период.

Таблица 4.6

Среднегодовые и сезонные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ речных вод (содержание в ‰)

	р. Сылва (с. Усть-Кишерт)		р. Сылва (г. Кунгур)		р. Шаква		р. Кишертка (д. Низкое)		р. Кишертка (с. Усть-Кишерт)	
Количество измерений за год	12		12		12		12		12	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Среднегодовое значение	-14,4	-104,4	-14,4	-105,1	-14,6	-106,2	-14,6	-106,5	-14,5	-106,0
Лето 2017	-13,7	-100,7	-13,7	-100,7	-14,1	-102,9	-14,2	-104,9	-14,1	-103,4
Осень 2017	-14,3	-103,9	-14,3	-103,5	-14,6	-105,9	-14,7	-106,6	-14,5	-105,7
Зима 2017-2018	-14,6	-105,8	-14,7	-106,9	-14,6	-106,9	-14,6	-106,6	-14,5	-106,1
Весна 2018	-14,9	-107,4	-15,0	-109,3	-15,0	-109,2	-14,8	-107,9	-14,9	-108,6

Исходя из характера водного режима р. Сылвы и полученных изотопно-гидрохимических характеристик можно оценить роль атмосферных осадков в питании речных вод. Так, минимальные значения минерализации и наиболее легкий изотопный состав речной воды весной обусловлены повышенной ролью талых вод в питании реки в это время. В летний период с увеличением доли относительно тяжелых атмосферных осадков теплого периода года ($\delta^{18}\text{O} = -9,4\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -70,2\text{‰}$) речные воды имеют наиболее тяжелый состав ($\delta^{18}\text{O} = -13,7\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -100,7\text{‰}$).

А повышение минерализации вод р. Сылва в осенне-зимний период связано с их подпиткой подземными водами иренского горизонта и водами филипповского горизонта. При этом зимний изотопный состав речных вод легче летне-осеннего периода. В бассейне р. Сылва в районе Кунгура филипповский водоносный горизонт выходит на поверхность, а к западу от линии сел Филипповка-Орда погружается под иренские гипсоангидритовые отложения. Доломитовые пласты филипповского горизонта играют роль барражей, препятствуя движению вод вкост простирания пород, и способствуют стоку к р. Сылве. В зимний период на берегах р. Сылвы

наблюдаются непрерывные выходы подземных вод из филипповских известняков и доломитов, что непосредственно доказывает преобладающую роль подземных вод в питании речных.

Как было сказано ранее, характер взаимосвязи между водами поверхностного руслового стока, подземными водами и атмосферными осадками определяется методами статистического (корреляционного) анализа. В этом разделе определяли взаимосвязь между изотопными составами атмосферных осадков и речных вод, в последующем – речных и подземных вод. Корреляционный анализ показывает, что между изотопными составами вод р. Сылвы и в г. Кунгуре (14) и атмосферных осадков статистически значимой корреляции не обнаружено ($r_s = 0,50$, $r_{s\,0,05} = 0,58$, $n = 12$). Это объясняется тем, что в течение года питание речной воды смешанное и осуществляется не только атмосферными осадками, но и подземными водами. Между изотопными составами вод р. Сылвы в с. Усть-Кишерти (20) и атмосферными осадками корреляционная взаимосвязь статистически значимая средней силы ($r_s = 0,64$, $r_{s\,0,05} = 0,58$, $n = 12$). При сдвиге данных изотопного состава рек относительно атмосферных осадков на один месяц, также, как и для вод р. Колвы наблюдается усиление корреляции ($r_s = 0,93-0,94$, $r_{s\,0,05} = 0,60$, $n = 11$). Эта задержка во времени в один месяц в зимне-весенний период объясняется сезонным изменением фазового состава (твердые-жидкие) атмосферных осадков. То есть зимние атмосферные осадки попадают в речной сток только во время весеннего снеготаяния. А в теплое время года, чтобы осадки, выпавшие на большой площади водосбора, попали в реку через поверхностный сток, также требуется некоторое время.

За период наблюдений опробованы воды р. Шаквы (точка отбора 15 на рис. 2.5), которая является правым притоком р. Сылвы. Точка отбора воды находится ниже по течению р. Сылвы. Воды р. Шаквы в течение периода исследования являются слабощелочными ($pH = 7,9-8,2$), для них также характерна сезонная изменчивость химического состава (табл. 4.7). В 2017 г. речные воды имеют постоянный $HCO_3-SO_4-Ca-Mg$ состав, а изотопный состав

изменяется в небольших пределах $\delta^{18}\text{O} = -14,1 \div -15,0\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -102,9 \div -109,2\text{‰}$, с облегчением в весенний период и утяжелением в летний (табл. 4.6). Между изотопными составами вод р. Шаквы и атмосферными осадками зависимости не прослеживается ($r_s = 0,50$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$). Но при сдвиге значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ для речных вод на один месяц относительно атмосферных осадков, корреляционная связь становится сильной ($r_s = 0,82$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$). Последнее указывает на некоторую задержку по времени от момента выпадения осадков, до их поступления в р. Шакву. То есть, сток атмосферных осадков по реке происходит, но с некоторой задержкой во времени (один месяц), по отношению к моментам их выпадения, поэтому изотопный состав речных вод также изменяется через определенное время поступления осадков. Но поскольку в течение года взаимосвязи между изотопными составами осадков и вод р. Шаквы не установлено, то это предполагает, что в питании реки Шаквы принимают участие и подземные воды.

Поскольку часть исследований проводились на территории Иренского карстового района в пределах Ординской пещеры, то стоит упомянуть р. Кунгур, которая протекает в Ординском районе. Река Кунгур (19 на рис. 2.5) является правым притоком р. Ирени (левый приток р. Сылвы), длина реки составляет около 40 км. Воды р. Кунгур, отобранные ниже по течению Ординской пещеры (4) имеют минерализацию более 2000 мг/дм^3 и постоянный $\text{SO}_4\text{-Ca}$ состав (табл. 4.5). Как установлено ранее [51], высокое значение минерализации связано с линейной зоной разгрузки подземных вод, вытянутой от входа в пещеру к Арсеновскому источнику. Понижение минерализации в весенний и летний периоды связано с преобладающей долей атмосферного питания в это время. Изотопный состав этих вод не определялся.

В пределах Кишертского карстового района опробована река Кишертка, которая является левым притоком р. Сылвы, и обследована в нижнем (с. Усть-Кишерт) и в верхнем (д. Низкое) течении. Химический состав вод

р. Кишертки изменяется вниз по течению, имеет сезонный характер и зависит от условий питания (табл. 4.5). В верхнем течении у д. Низкое (26) речная вода имеют низкую минерализацию ($497,0-535,0$ мг/дм³) и $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ состав за счет разбавления более пресными водами, поступающих из карбонатных отложений. Вблизи устья (21) минерализация повышается и в течение года изменяется от $1034,0$ мг/дм³ до $1408,0$ мг/дм³, что обусловлено разгрузкой сульфатных вод в этой части района исследования. Преобладающими ионами в весенний, осенний и зимний периоды являются Ca^{2+} , SO_4^{2-} и HCO_3^- , при этом в летнее время происходит трансформация состава и воды становятся $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Весной изотопный состав вод р. Кишертки наиболее легкий ($\delta^{18}\text{O} = -14,8\text{‰} \div -14,9\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -107,9\text{‰} \div -108,6\text{‰}$), летом – наиболее тяжелый ($\delta^{18}\text{O} = -14,1\text{‰} \div -14,2\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -103,4\text{‰} \div -104,9\text{‰}$; табл. 4.6). Между изотопными составами вод р. Кишертки и атмосферными осадками корреляционной зависимости не прослеживается ($r_s = 0,30-0,48$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$). Корреляционная связь между изотопными составами атмосферными осадками и р. Кишерткой в с. Усть-Кишерть становится заметной силы и статистически значимой ($r_s = 0,68$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$) при сдвиге ряда данных на один месяц. Река Кишертка – типичная карстовая река, начало ей дает восходящий источник и на своем протяжении в исследуемом районе она уходит по землю и появляется снова. Такое распределение корреляционной зависимости и характер реки указывает на смешанный тип питания речных вод в течение года.

Анализ микроэлементного (Cu, Zn, Sr, Fe, Pb) состава речных вод южного района (табл. 4.7) показывает, что содержания меди ($0,001-0,003$ мг/дм³), цинка ($0,001-0,007$ мг/дм³), свинца ($0,0002-0,0007$ мг/дм³) и стронция ($0,0024-5,66$ мг/дм³) в речных водах не превышают предельно допустимые концентрации [11].

В тоже время, концентрация железа изменяется от $0,05$ до $0,92$ мг/дм³, близко или превышая ПДК ($0,3$ мг/дм³) в весенний (р. Кишертка в

с. Усть-Кишерть (9) – 0,28 мг/дм³, р. Шаква (3) – 0,40 мг/дм³ и р. Сылта г. Кунгур (2) – 0,90 мг/дм³) и осенний (р. Кишертка (9) и р. Сылта в с. Усть-Кишерть (8) – 0,30-0,92 мг/дм³) периоды. Значение перманганатной окисляемости речных вод не превышает 6 мгО/дм³, поэтому повышенные концентрации железа можно объяснить поступлением с вод с заболоченных территорий, с поступлением органики из почвы или процессами, связанными с заболачиванием реки.

Таблица 4.7

Изменение основных микроэлементов в речных водах (мг/дм³)

Наименование показателей	ПДК	р. Сылта (с. Усть-Кишерть)	р. Сылта (г. Кунгур)	р. Шаква	р. Кишертка (д. Низкое)	р. Кишертка (с. Усть-Кишерть)
Зимний период 2018						
Медь	1	0,0010	0,0019	0,0010	0,0010	0,0010
Цинк	5	0,0036	0,0010	0,0033	0,0034	0,0030
Стронций	7	0,0114	0,0097	0,0190	0,0070	0,0490
Железо	0,25	0,0900	-	0,2000	0,0500	0,1300
Свинец	0,03	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002
Весенний период 2018						
Медь	1	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	0,0110
Цинк	5	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	0,0070
Стронций	7	0,0029	0,0081	0,0180	0,0024	0,0161
Железо	0,25	0,2200	0,9000	0,4000	0,0500	0,2800
Свинец	0,03	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002
Летний период 2018						
Медь	1	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010	0,0010
Цинк	5	0,0050	0,0050	0,0050	0,0010	0,0050
Стронций	7	0,0770	0,0370	0,0230	0,0650	0,0310
Железо	0,25	0,0900	-	-	0,0500	0,1700
Свинец	0,03	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007	0,0007
Осенний период 2018						
Медь	1	0,0011	0,0014	0,0020	0,0010	0,0030
Цинк	5	0,0012	0,0011	0,0010	0,0010	0,0010
Стронций	7	1,5560	1,5690	2,8510	0,6480	5,6590
Железо	0,25	0,9200	0,1000	0,2000	0,1700	0,3000
Свинец	0,03	0,0006	0,0005	0,0006	0,0006	0,0006

Результаты изотопного и химического анализов показали, что речные воды *северного* и *южного* районов исследований характеризуются общими условиям питания. При этом химический тип поверхностного руслового стока

северного района изменяется посезонно, *южного* района – имеют постоянный фациальный состав. Для обоих районов исследований выявлена задержка времени передачи изотопного сигнала от атмосферных осадков к речным водам в один месяц. Вместе с тем, слабая корреляционная связь между изотопными составами атмосферных осадков и речных вод, а в некоторых случаях, как с р. Кишертка, характер реки, указывает на дополнительный источник питания – подземные воды. Микроэлементный анализ содержания железа показывает, что речные воды *северного* района в летний и осенний периоды, *южного* района – в весенний и осенний периоды, подпитываются водами, поступающих с заболоченных участков. Концентрация остальных микроэлементов не превышает ПДК и поэтому речные воды в перспективе могут использоваться в хозяйственно-бытовых целях, в том числе питьевых, после проведения дополнительных исследований.

4.3. Особенности формирования изотопно-гидрохимического состава подземных вод

Подземные воды наряду с поверхностными водами используются для хозяйственно-бытовых, оросительных и питьевых целей. В связи, с чем изучение условий формирования химического и изотопного состава подземных вод и их режима приобретает особую значимость. Нами опробованы подземные воды разных гидрогеологических подразделений, приуроченные к трем гидродинамическим зонам, выделенные А. Г. Максимовичем [49]: зона вертикальной нисходящей циркуляции, зона горизонтальной циркуляции и зона сифонной циркуляции напорных вод.

К зоне вертикальной нисходящей циркуляции относятся *инфильтрационные воды*, отобранные и проанализированные нами в виде капли со сводов гротов Эфирного Кунгурской Ледяной пещеры и Сухого зала Ординской пещеры в *южном* районе исследования. Поскольку эти воды не могут напрямую использоваться для целей народной хозяйства, но могут

помочь при решении ряда производственных задач, то они были также включены в диссертационное исследование.

На протяжении шестидесяти лет в Кунгурской Ледяной пещере экспериментально изучаются процессы растворения карстующихся пород [29]. В стенах органных труб заложены металлические штыри, которые фиксируют изменения в процессе растворения. И именно временные данные транзита инфильтрационных вод зоны вертикальной нисходящей циркуляции, которые получены во время исследований, внесут определенный вклад в решение вышеупомянутых вопросов. Определение времени инфильтрации и фильтрации вод до горизонта подземных вод является частью второго защищаемого положения.

Разгрузка инфильтрационных вод в виде капли из органной трубы в гроте Эфирный Кунгурской Ледяной пещеры происходит постоянно. Значения химического состава капли заимствованы из архивных данных Кунгурской лаборатории-стационара за 1953-1993 гг. (33 пробы), изотопный состав определен в ходе исследований автора.

По результатам макроэлементного анализа прослеживается сезонная изменчивость минерализации капли: максимальная минерализация характерна для осеннего периода ($1813,2 \text{ мг/дм}^3$), минимальная – для зимнего ($1491,0 \text{ мг/дм}^3$), весной и летом минерализация равна $1671,0\text{-}1706,8 \text{ мг/дм}^3$. Воды капли имеют постоянный сульфатно-кальциевый состав в течение года. А изотопный состав капли изменяется в небольших пределах ($\delta^{18}\text{O} = -12,1\text{‰} \div -13,7\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -89,5\text{‰} \div -97,8\text{‰}$; рис. 4.7). При этом изотопно легкий состав капли характерен для зимнего периода ($\delta^{18}\text{O} = -12,8\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -93,4\text{‰}$; табл. 4.8), изотопно тяжелый – распределен в течение весеннего, летнего и осеннего периодов ($\delta^{18}\text{O} = -12,2\text{‰} \div -12,3\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -89,8\text{‰} \div -89,9\text{‰}$).

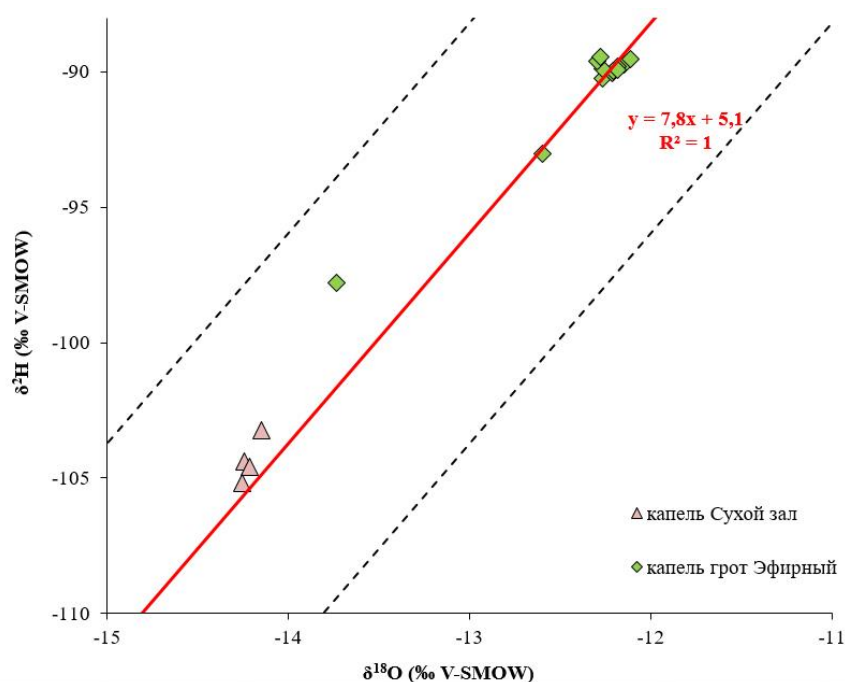


Рис. 4.7. Изотопный состав инфильтрационных вод. Сплошная красная линия – ЛЛМВ для южного района (см. рис. 4.1); штриховые линии ограничивают коридор $\pm 1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$, соответствующий обычной вариабельности изотопного состава атмосферных осадков

Таблица 4.8

Гидрохимическая характеристика инфильтрационных вод

Сезон	Химический состав (мг/дм³)	Изотопный состав(‰)		Химический тип воды
	Минерализация	δ ¹⁸ O	δ ² H	
Капель грот Эфирный (Кунгурская Ледяная пещера)				
Зима	1491,0	-12,8	-93,4	SO ₄ -Ca
Весна	1671,0	-12,3	-89,8	SO ₄ -Ca
Лето	1706,8	-12,2	-89,8	SO ₄ -Ca
Осень	1813,2	-12,2	-89,9	SO ₄ -Ca
Капель Сухой зал (Ординская пещера)				
Зима	2209,0	-14,2	-103,2	SO ₄ -Ca
Весна	2564,0	-14,2	-104,4	SO ₄ -Ca
Лето	2237,0	-14,2	-104,6	SO ₄ -Ca
Осень	2146,0	-14,3	-105,2	SO ₄ -Ca

В целом, в течение года изотопный состав капли постоянен, за исключением зимних месяцев (декабрь, январь). Такое распределение химического и изотопного состава указывает на то, что воды капли, просачиваясь с поверхности, максимально обогащаются сульфатами в теплые периоды года и накапливаются на местном водоупоре. Таким образом, участок разгрузки относится к гидродинамической подзоне подвешенных вод зоны вертикальной нисходящей циркуляции, сформированном на местном водоупоре – неволинской пачки, представленной доломитами и известняками,

прослоями глин и глинистых доломитов. Изотопный состав капли в весеннее, летнее и осеннее время соответствует изотопному составу атмосферных осадков осеннего периода ($\delta^{18}\text{O} = -12,4\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -88,1\text{‰}$). Из этого следует, что осенние осадки формируют состав капли и с учетом последнего, время просачивания инфильтрационных вод составляет от одного до девяти-двенадцати месяцев.

Стоит отметить, что практически в течение всего периода исследования изотопный состав инфильтрационных вод оказываются тяжелее средневзвешенного состава атмосферных осадков ($\delta^{18}\text{O} = -12,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -90,8\text{‰}$; рис. 4.8). Только в декабре 2017 г. и январе 2018 г., воды капли изотопно легче осадков. Это может быть связано с обогревающим эффектом в зимний период в зонах выхода теплого воздуха из пещеры [16]. В результате обогревающего эффекта происходит таяние снежного покрова и поступление влаги по органной трубе. Температура почвы в провалах над органной трубой грота Эфирного в зимний период (декабрь-январь) составляет $+0,5^\circ\text{C} \div +2,0^\circ\text{C}$, поэтому происходит просачивание талых вод с поверхности, обедненных тяжелыми изотопами кислорода и водорода.

Статистически значимой корреляционной зависимости между изотопными составами ($\delta^2\text{H}$) осадков и каплей в Кунгурской Ледяной пещере не выявлено ($r_s = 0,17$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$), что подтверждает приуроченность капли к подзоне подвешенных вод. По результатам изотопного анализа нами выделено два вида просачивания капли: быстрое (один месяц), обусловленное снеготаянием и резким облегчением изотопного состава, и медленное (до девяти-двенадцати месяцев) – перенос воды от подвешенной зоны до уровня пещеры.

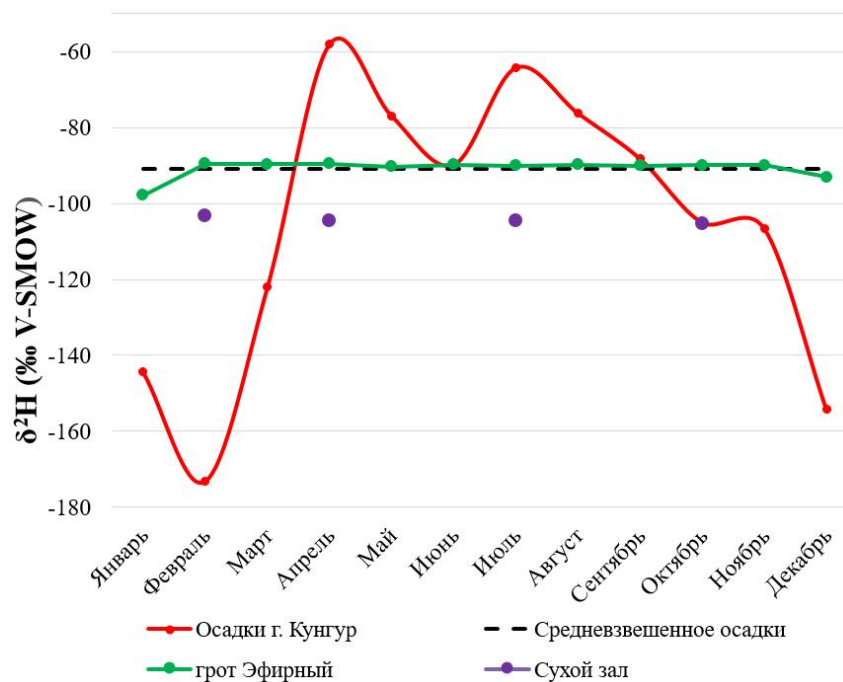


Рис. 4.8. Сезонный ход изотопного состава ($\delta^2\text{H}$) инфильтрационных вод

Разгрузка вод в виде капли в Сухом зале Ординской пещеры происходит постоянно вне зависимости от сезона года. Нами отобраны сезонные пробы на химический и изотопный анализы (табл. 4.8). Инфильтрационные воды Ординской пещеры также относятся к гидродинамической подзоне подвешенных карстовых вод, сформированной на местном водоупоре – туюйской пачке доломитов. Это подтверждается данными изотопного состава капли, при котором изотопный состав капли практически постоянен и не зависит от состава осадков ($r_s = -0,20$, $r_{s\,0,05} > 0,9$, $n = 4$). По изотопу кислорода состав в течение исследуемого периода меняется в пределах $0,1\text{‰}$ ($\delta^{18}\text{O} = -14,2\text{‰} \div -14,3\text{‰}$), по изотопу водорода – $\delta^2\text{H} = -104,2 \pm 1,0\text{‰}$, с облегчением в осенний период. Необходимо добавить, изотопный состав капли оказывается значительно легче средневзвешенного состава осадков и означает, что питание вод капли осуществляется преимущественно зимними осадками. В тоже время, легкий состав капли в осенний период, который характерен для зимних осадков, предполагает, что время необходимое для инфильтрации воды по трещинам из подвешенной зоны в грот Сухой зал составляет примерно шесть месяцев.

Посезонный отбор позволил установить, что весной минерализация инфильтрационных вод имеет максимальное значение – до 2564 мг/дм³, что соответствует минерализации атмосферных осадков. В то же время, такое распределение не соответствует нормальному, при котором максимальное насыщение вод ионами характерно для летнего и осеннего периодов, минимальное – для весеннего. В процессе медленного просачивания по трещинам сквозь толщу сульфатно-карбонатных коренных отложений пресные инфильтрационные воды в данном случае насыщаются преимущественно SO₄, Ca, HCO₃, приобретают повышенную минерализацию до 2-2,5 г/дм³, переходя в разряд слабосолоноватых вод. То есть требуется некоторое время, чтобы произошло выщелачивание и насыщение капли, поэтому проявляется такая аномалия в распределении химического состава. Таким образом, данные изотопного и химического анализа позволили выявить временной интервал формирования состава капли, что составляет примерно шесть месяцев.

Стоит обратить внимание, что инфильтрационные воды Ординской пещеры значительно легче по изотопному составу, чем воды капли Кунгурской Ледяной пещеры. Возможно, это связано с составом пород, на котором происходит скопление воды. Так инфильтрационные воды Кунгурской пещеры скапливаются на неволинской пачке, представленной доломитами и известняками, прослоями глин и глинистых доломитов, капель Ординской пещеры – на туйской пачке доломитов. Поскольку инфильтрация происходит по сульфатным породам, слагающих массив пещер, то их необходимо учитывать при формировании состава вод. Получается, что капель при инфильтрации через карбонатные, сульфатные и местами терригенные породы имеет тяжелый состав, а через карбонатные и сульфатные породы – легкий. При этом по химическому составу вод степень обогащения сульфатами разная.

В период 2017-2018 гг. нами опробованы *подземные воды*, разгружающиеся в виде источников в пределах исследуемых участков в

долинах рек Колвы, Сылвы, подземные и поверхностные озера. Перечисленные виды вод относятся к различным водоносным горизонтам, свитам, комплексам и зонам и приурочены к зонам горизонтальной циркуляции и сифонной циркуляции вод. Подземные воды *северного района* исследования приурочены к аллювиальным четвертичным отложениям, терригенному, терригенно-карбонатному комплексам пород нижней перми и к рифейско-нижнедевонским терригенным и метаморфическим породам, *южного района* – разгружаются в пределах сульфатного и карбонатного комплекса пород нижнего отдела пермской системы.

На основе изотопно-гидрохимических данных получены основные характеристики гидрогеологических подразделений, распространенных в пределах исследуемых районов.

К локально-слабоводоносному четвертичному аллювиальному горизонту (aQ) относится источник у пионерского лагеря Жемчужина Урала (10 на рис. 2.4), разгружающийся в долине р. Колвы. Всего отобрано семь проб (осенний, зимний и летний периоды) из источника, что связано с труднодоступностью и природными условиями района. Источник характеризуется низкой минерализацией (45-48 мг/дм³) и изменчивым химическим составом (осенью 2017 г. – $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$; летом 2018 г. – $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$; табл. 4.9). Химический состав вод источника соответствует составу атмосферных осадков.

Результаты изотопного анализа показали, что в летнее время пробы обеднены стабильными изотопами водорода и кислорода ($\delta^{18}\text{O} = -16,0\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -115,7\text{‰}$; табл. 4.9) и идентичны по составу с весенними осадками ($\delta^{18}\text{O} = -16,1\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -118,9\text{‰}$). В осеннее время, напротив, обогащены ($\delta^{18}\text{O} = -14,8\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -108,6\text{‰}$). По такому распределению изотопного состава источника можно утверждать, что существует задержка передачи изотопного сигнала от атмосферных осадков к источнику равная трем месяцам, связанная с инфильтрацией атмосферных осадков на водосборной площади и поступлением в аллювиальный горизонт.

Сезон 2017- 2018	Химический состав (мг/дм³)									Изотопный состав (‰)		Химический тип воды
	HCO₃⁻	SO₄²⁻	Cl⁻	NO₃⁻	Ca²⁺	Mg²⁺	Na⁺	K⁺	Минера- лизация	δ¹⁸O	δ²H	
Осень	24,4	6,8	0,7	1,8	7,5	1,1	1,6	0,6	45,0	-14,8	-108,6	HCO₃-SO₄- Ca
Зима	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-15,1	-109,8	-
Лето	19,4	6,2	2,8	1,6	6,7	1,3	2,7	0,6	48,0	-16,0	-115,7	HCO₃-SO₄- Ca-Na-Mg
Содержание NO₂⁻ во всех пробах 0,2 мг/дм³, NH₄⁺ = 0,5 мг/дм³, pH = 6,0												

Низкая минерализация источника, единство химического и изотопного состава с атмосферными осадками предполагают, что воды аллювиального четвертичного горизонта метеогенного генезиса.

Источник Параскевы Пятницы (точка отбора 2 на рис. 2.4) приурочен к водоносной соликамской терригенно-карбонатной свите (P₁slk). Гидрогеологическое строение участка, а именно невыдержанность водоупоров приводит к разделению горизонта на отдельные водообильные слои, что определяет и формирует химический облик свиты. Сезонные изменения минерализации источника незначительны (258-274 мг/дм³; табл. 4.10).

Таблица 4.10

Сезон 2017- 2018	Химический состав (мг/дм ³)									Изотопный состав (‰)		Химический тип воды
	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Минера- лизация	pH	δ ¹⁸ O	δ ² H	
Лето	195,2	10,1	1,9	9,1	48,3	7,1	2,1	274,0	6,9	-14,9	-108,7	HCO ₃ -Ca
Осень	195,2	5,8	0,5	0,2	49,7	6,1	1,8	259,0	7,7	-15,4	-110,5	HCO ₃ -Ca
Зима	185,0	5,9	0,5	1,4	53,0	7,1	2,2	258,0	7,8	-15,4	-111,0	HCO ₃ -Ca
Весна	189,0	7,5	1,1	1,1	49,3	6,6	2,6	265,0	7,3	-15,4	-111,0	HCO ₃ -Ca
Содержание NO ₂ ⁻ во всех пробах 0,2 мг/дм ³ , NH ₄ ⁺ = 0,5 мг/дм ³ , K ⁺ = 0,5												

Подток из толщ гипса и ангидрита иренского и соликамского горизонтов в летний и весенний периоды приводит к увеличению сульфатов и хлоридов в источнике и, следовательно, минерализации. При этом в течение года воды имеют постоянный гидрокарбонатно-кальциевый состав.

Данные изотопного анализа показывают, что изотопный состав вод источника варьирует в небольших пределах: от $-14,9\text{‰}$ до $-15,4\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и от $-108,7\text{‰}$ до $-111,0\text{‰}$ по $\delta^2\text{H}$. Вместе с этим, для летнего периода наблюдается утяжеление состава ($\delta^{18}\text{O} = -14,9\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -108,7\text{‰}$; табл. 4.10, рис. 4.9), в зимне-весеннее – облегчение ($\delta^{18}\text{O} = -15,4\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -111,0\text{‰}$), что соответствует изменению изотопного состава атмосферных осадков.

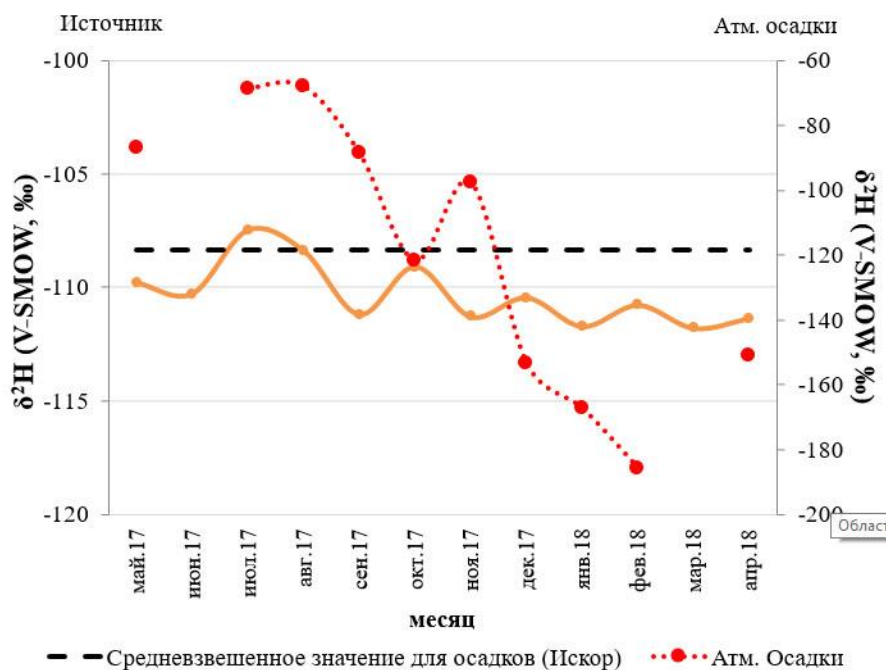


Рис. 4.9. Сезонный ход ($\delta^2\text{H}$) изотопного состава подземных вод водоносной соликамской терригенно-карбонатной свиты

Стоит отметить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ подземных вод легче средневзвешенного значения атмосферных осадков ($\delta^{18}\text{O} = -14,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -108,3\text{‰}$) практически в течение всего года, за исключением июля и августа, что предполагает питание подземных вод преимущественно легкими зимними осадками. А утяжеление состава водопроявлений в июле и августе может быть вызвано смешением подземных вод с атмосферными осадками (дожди) более тяжелого состава, выпавших в этот период. В отношении

осадков, 2017 г. был аномальным: за три месяца (июль и август) этого года выпало около 37% годовой нормы.

Корреляционная связь между изотопными составами вод источника и атмосферных осадков не является статистически значимой ($r_s = 0,52$, $r_{s\,0,05} = 0,58$, $n = 12$; рис. 3а). Мы предположили, что для «прохождения» атмосферных осадков в водоносный горизонт требуется некоторое время. При сдвиге серии проб подземных вод на один месяц вперёд относительно серии проб атмосферных осадков корреляционная связь между их изотопными составами уменьшилась ($r_s = 0,50$, $r_{s\,0,05} = 0,60$, $n = 11$). Однако, на графике сезонного хода (рис. 4.9) в осенний период (октябрь) прослеживается изменение изотопного состава подземных вод на изменение изотопного состава атмосферных осадков через два месяца, в зимний период (декабрь) – через один месяц. Отсутствие взаимосвязи изотопных составов атмосферных осадков и подземных вод подтверждает, что атмосферные осадки не единственный источник питания подземных вод данной свиты. Между изотопными составами ($\delta^2\text{H}$) вод источника и р. Колвы статистически значимой взаимосвязи не обнаружено ($r_s = 0,33$, $r_{s\,0,05} = 0,58$, $n = 12$)

Таким образом, питание соликамского водоносного горизонта смешанное: за счет атмосферных осадков периода снеготаяния и обильных дождей и разгрузки вод из нижележащих водообильных сульфатных и карбонатных прослоев в весенне-летний период.

По результатам микроэлементного анализа видно, что концентрации микроэлементов в источнике Параскевы Пятницы подвержены сезонным изменениям и соответствуют ПДК. Содержание железа (ПДК = 0,25 мг/дм³) в подземных водах изменяется от 0,05 до 0,07 мг/дм³. Концентрация меди (ПДК = 1,0 мг/дм³) изменяется от 0,001 до 0,011 мг/дм³, максимальное значение отмечено осенью. Содержание цинка (ПДК = 5,0 мг/дм³) изменяется от 0,001 до 0,006 мг/дм³, повышенные концентрации отмечены в летне-осенний периоды, а минимальные – в весенний период. Количество стронция (ПДК = 7,0 мг/дм³) в источниках колеблется от 0,003 до 0,17 мг/дм³.

На контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта (P₁slk/aQ) разгружаются два источника: Вильгортский (точка отбора 3 на рис. 2.4) и Покчинский (1). Результаты химического и изотопного анализа в таблице 4.11.

Таблица 4.11

Гидрохимическая характеристика вод контакта соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта

Сезон 2017-2018	Точка отбора на рис 2.4	Химический состав (мг/дм ³)										Изотопный состав (‰)	
		HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Минерализация	pH	δ ¹⁸ O	δ ² H
Лето	1	207,4	13,5	2,7	1,4	44,3	11,6	2,5	0,7	284,0	7,2	-15,0	-110,3
	3	286,7	34,2	8,4	7,9	69,0	19,7	3,6	0,8	431,0	7,3	-14,9	-109,5
Осень	1	183,0	8,9	1,0	0,2	41,1	10,0	2,0	0,5	246,0	7,9	-15,4	-111,1
	3	250,1	26,8	3,9	4,5	62,4	16,8	3,0	0,6	369,0	7,7	-15,4	-111,6
Зима	1	188,0	11,8	1,4	0,9	50,9	12,3	2,9	0,7	271,0	7,2	-15,4	-112,1
	3	256,0	18,6	4,2	6,2	69,6	18,4	4,3	1,2	381,0	7,3	-15,3	-111,4
Весна	1	196,0	13,4	1,6	1,3	45,7	11,4	2,3	0,5	279,0	7,8	-15,6	-112,9
	3	217,0	13,5	10,7	6,0	56,2	12,6	2,8	1,7	327,0	7,6	-15,7	-114,9
Содержание NO ₂ во всех пробах 0,2-0,3 мг/дм ³ , NH ₄ ⁺ = 0,5-0,9 мг/дм ³ Химический тип воды постоянный HCO ₃ -Ca-Mg													

Подземные воды имеют HCO₃-Ca-Mg состав и минерализацию 246-431 мг/дм³ в течение года. Как показало химическое исследование вод источников, повышенные значения минерализации (284-431 мг/дм³) характерны для летнего и зимнего периодов. В летний период отмечены повышенные содержания сульфат-, гидрокарбонат- и хлорид-ионов. Такое распределение определяется гидрогеологическим и геологическим строением участка и разгрузкой вод из нижележащих слоев соликамской свиты или иренского горизонта. Для Покчинского источника высокая минерализация фиксируется и весной (279 мг/дм³), что не связано с водами поверхностного стока. Весной для Вильгортского источника, осенью для всех источников отмечается снижение минерализации (246-369 мг/дм³). В питании вод в это время принимают участие талые воды и осадки периода дождей. Вильгортский источник разгружается в зоне повышенной трещиноватости (рис. 2.2), поэтому содержание растворенных в воде веществ больше, чем в воде Покчинского источника.

Анализ изотопного состава подземных вод показывает сезонные изменения с облегчением состава в весенний период ($\delta^{18}\text{O} = -15,6\text{‰} \div -15,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -112,9\text{‰} \div -114,9\text{‰}$), утяжелением в летний ($\delta^{18}\text{O} = -14,9\text{‰} \div -15,0\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -109,5\text{‰} \div -110,3\text{‰}$), что соответствует нормальному распределению при питании вод атмосферными осадками. В питании преимущественно участвуют зимние и весенние осадки, поскольку значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ источников легче средневзвешенного значения атмосферных осадков ($\delta^{18}\text{O} = -14,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -108,3\text{‰}$) и наиболее легкий состав вод характерен для весеннего периода. Интенсивные дожди в июле и августе привели к утяжелению изотопного состава Покчинского источника в октябре (рис. 4.10). То есть влияние изотопного состава атмосферных осадков проявилось через два месяца. Изотопный состав Вильгортского источника никак не отреагировал на выпадение осадков в летний период.

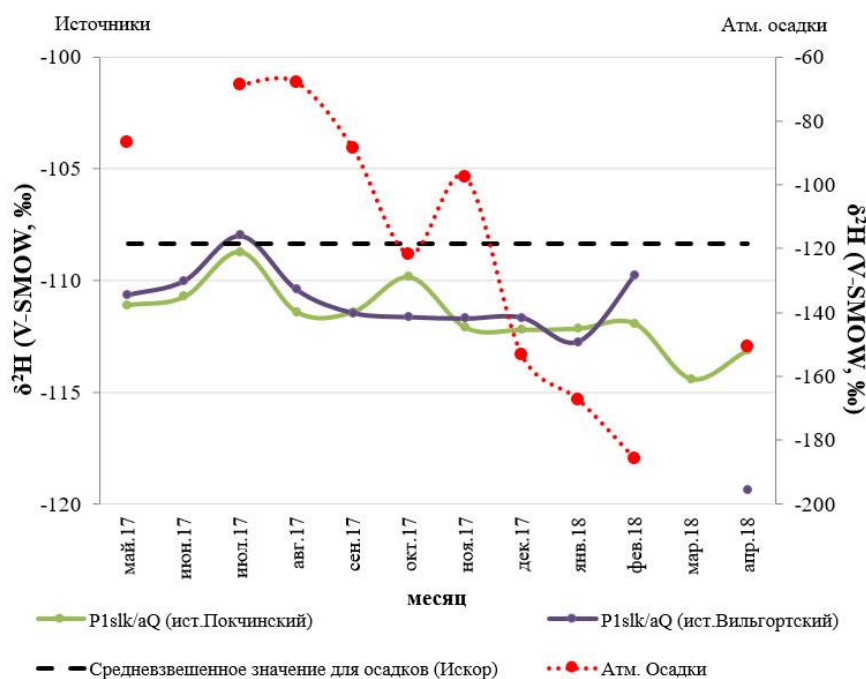


Рис. 4.10. Сезонный ход ($\delta^2\text{H}$) изотопного состава подземных вод контакта соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта

Статистически значимой корреляционной зависимости между изотопными составами ($\delta^2\text{H}$) осадков и водами источника Вильгортского не выявлено ($r_s = 0,47$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$), а с изотопным составом вод Покчинского источника имеет среднюю силу связи ($r_s = 0,59$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$,

$n = 12$). Сдвиг серии проб подземных вод на один месяц вперёд относительно серии проб атмосферных осадков приводит к возрастанию корреляционной связи между изотопными составами источников и атмосферными осадками. Между изотопными составами атмосферных осадков и Покчинского источника взаимосвязь становится сильной ($r_s = 0,70$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$), а с изотопным составом Вильгортского источника увеличивается, но остается статистически незначимой ($r_s = 0,58$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$). По графику сезонного хода (рис. 4.10) осенью (октябрь) прослеживается изменение изотопного состава источников через два месяца после выпадения осадков, а зимой в феврале на три месяца, что также предполагает небольшую задержку во времени поступления атмосферных вод в водоносный горизонт. Изотопные составы ($\delta^2\text{H}$) вод р. Колвы и источников не имеют прямых взаимосвязей ($r_s = 0,48-0,55$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$).

Для источников, разгружающихся на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта отмечена зависимость изменения химического и изотопного состава. В летний период для обоих источников, в зимний для Вильгортского, когда происходит разгрузка вод нижележащих водоносных слоев, минерализация повышается, а изотопный состав утяжеляется. Таким образом, преимущественно в летнее время, а в зоне интенсивной трещиноватости и в зимний период в питании вод интенсивно участвуют воды нижележащих горизонтов и инфильтрационные воды. В остальное время питание инфильтрационное.

Анализ микрокомпонентного состава источников на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта показывает соответствие элементов предельно допустимым концентрациям. Концентрация железа (ПДК = $0,25\text{ мг/дм}^3$) в водах источников изменяется от $0,05$ до $0,06\text{ мг/дм}^3$, меди (ПДК = $1,0\text{ мг/дм}^3$) – $0,001-0,01\text{ мг/дм}^3$, цинка (ПДК = $5,0\text{ мг/дм}^3$) – $0,001-0,009\text{ мг/дм}^3$, стронция (ПДК = $7,0\text{ мг/дм}^3$) – $0,006-0,30\text{ мг/дм}^3$, свинца (ПДК = $0,03\text{ мг/дм}^3$) – $0,0002-0,0006$. Летом повышено содержание Sr и Pb, осенью – Cu, зимой – Zn.

Водоносная иренская карбонатно-сульфатная серия (P_{irn})

характеризуется повышенной водообильностью, разгрузка вод осуществляется по трещиноватым нарушенным зонам в виде подземных озер Кунгурской Ледяной пещеры, вод Ординской пещеры и источников, выходящих вблизи пещеры.

По характеру движения воды подземные воды *Кунгурской Ледяной пещеры* относятся к зоне горизонтальной циркуляции вод. Химический и изотопный состав подземных вод определен для пяти озер в пяти гротах (рис. 4.11).

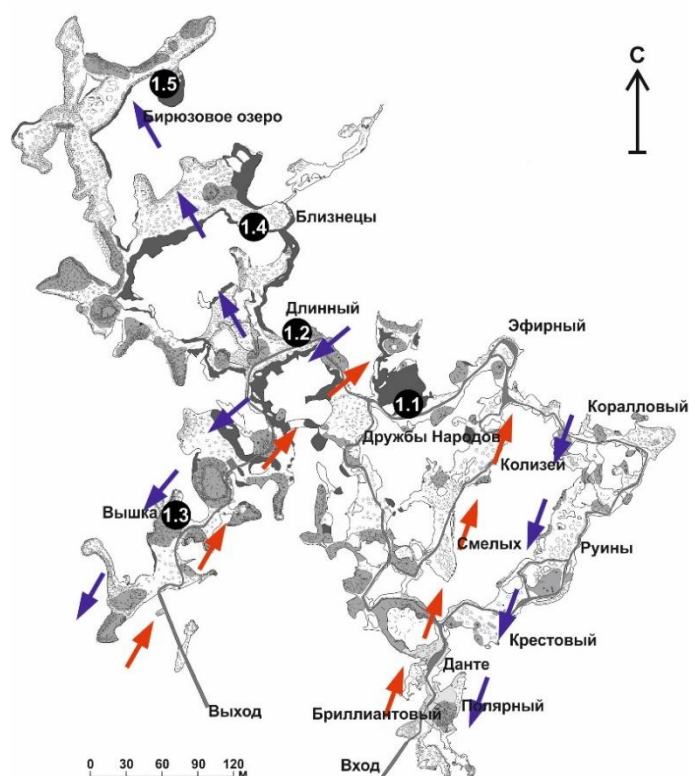


Рис. 4.11. План Кунгурской Ледяной пещеры с точками отбора проб и направлением движения воды в периоды паводка (красные стрелки) и межени (синие стрелки). План Кунгурской Ледяной пещеры составлен Е.П. Дорофеевым в 1964 г. и оцифрован И.А. Лавровым А.А. Чугаевой в 2001 г. [47]

Пункты отбора проб: 1.1. – озеро грот Дружбы Народов; 1.2. – озеро грот Длинный; 1.3. – озеро грот Вышка; 1.4. – озеро грот Близицы; 1.5. – озеро грот Бирюзовое озеро.

Изучение химического состава вод подземных озер показывает, что минерализация подземных вод изменяется посезонно (табл. 4.12), но эти изменения не приводят к изменению химического типа воды. Озерная вода имеет постоянный $\text{SO}_4\text{-Ca}$ состав.

Таблица 4.12

Химический состав подземных вод Кунгурской Ледяной пещеры (содержание в мг/дм³)

Сезон	Точка отбора	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe _{общ}	Минерализация	pH
Весна 2017	1.1	126,9	1495,0	0,5	6,5	507,9	58,4	1,5	0,7	0,07	2197,0	7,2
	1.2	141,5	1534,0	0,9	9,8	515,9	55,5	2,4	0,5	0,08	2260,0	7,0
	1.3	165,9	1415,0	2,9	15,5	523,8	47,9	2,8	0,5	0,35	2175,0	7,5
	1.4	131,8	1465,0	0,5	9,2	507,9	55,4	1,9	0,6	0,08	2172,0	6,8
	1.5	209,8	1380,0	3,9	10,8	492,1	56,5	2,7	0,7	0,05	2157,0	7,0
Осень 2017	1.1	183,0	1146,5	2,8	8,3	460,9	44,1	0,5	0,5	0,20	1846,0	7,0
	1.2	176,9	1275,5	3,8	7,5	516,0	42,1	0,5	0,5	0,14	2022,0	7,6
	1.3	122,0	1365,0	1,5	20,9	526,1	50,9	0,5	0,5	0,46	2087,0	7,5
	1.4	170,8	1323,0	34,6	8,8	541,1	49,1	113,7	0,5	0,25	2241,0	7,0
	1.5	189,1	1179,0	5,5	9,8	491,0	51,6	0,7	0,5	0,21	1927,0	7,2
Содержание NO ₂ ⁻ во всех пробах 0,2 мг/дм ³ , NH ₄ ⁺ = 0,5 мг/дм ³ Химический тип воды постоянный SO ₄ -Ca												

Минерализация вод в 2017 г. изменяется от 1846 до 2260 мг/дм³. При этом максимальное значение минерализации достигается во всех гротах в весенний период, за исключением озера в гроте Близнецы (точка отбора 1.4 на рис. 4.11). Высокая минерализация в осенний период для грота Близнецы обусловлена повышенной концентрацией ионов натрия (113,7 мг/дм³) и хлорид-иона (34,6 мг/дм³) по сравнению с весенним периодом (1,9 мг/дм³ и 0,5 мг/дм³ соответственно).

Ранее исследователи изменение минерализации воды в озерах пещеры связывали с поступлением речных вод во время весеннего половодья. Весной в период снеготаяния слабоминерализованные речные воды поступают в подземное пространство, после чего фиксируется уменьшение минерализации воды в озерах, что характерно, например, для весны 2016 г.

Нами установлено, что весной 2017 г. повышенные значения минерализации связаны с участием в питании вод нижележащей нижнепермской карбонатной серии (филипповский горизонт). Как было упомянуто ранее, филипповский водоносный горизонт в бассейне р. Сылва в районе г. Кунгура выходит на поверхность, а к западу от линии сел Филипповка-Орда погружается под иренские гипсоангидритовые отложения. Основным источником питания – атмосферные осадки Уфимского плато. Область питания совпадает с областью развития пород водоносного комплекса, где

выпадающие осадки поглощаются трещинами, понорами и отводятся вглубь закарстованного массива.

Воды филипповского горизонта слабо минерализованы (400-600 мг/дм³), но на контакте с иренскими гипсами минерализация повышается до 1500-3600 мг/дм³. В зимне-весенний период воды филипповского горизонта имеют SO₄-Ca состав, в летне-осенний состав усложняется, и он становится SO₄-HCO₃-Ca-Mg и SO₄-HCO₃-Ca-Na-Mg [12, 37]. При подъеме воды на р. Сылва, происходит подпор вод нижнепермской карбонатной серии, по трещиноватому массиву они поступают в вышележащий иренский горизонт, что ведет к изменению минерализации вод. Еще одним доказательством подпитки вод филипповского горизонта является изменение уровня воды в реке и в пещерных озерах. Так, например, в 2020 г. незначительный подъем на р. Сылве (абс. отметка 116,8 м) привели к высокому уровню воды в пещере, где произошло подтопление некоторых гротов (Хлебникова, Романтиков). В то время как в 2017 г. при этой же абсолютной отметке речной воды уровень воды в пещере был на 0,8-1,1 м ниже уровня 2020 г. Таким образом, в 2020 г. существенную роль в подпитке пещерных озер сыграли воды филипповского горизонта. В осенний период 2017 г. в гроте Близнецы также зафиксирована подпитка вод из нижележащих горизонтов, вследствие чего воды обогатились ионами натрия и хлора.

Результаты изотопного анализа показывают, что изотопный состав подземных вод изменяется в довольно узких пределах: от -14,1‰ до -15,2‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от -104,3‰ до -111,8‰ по $\delta^2\text{H}$ (табл. 4.13), при этом состав вод в каждом гроте почти постоянен. Облегчение и утяжеление состава вод в каждом гроте происходит неравномерно.

Это связано с режимом подъема уровня воды на р. Сылве и составом атмосферных осадков в разные периоды времени и перемещением воды внутри массива Ледяной горы. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ подземных вод оказываются легче средневзвешенного значения атмосферных осадков г. Кунгура ($\delta^{18}\text{O} = -12,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -90,8\text{‰}$) в течение всего года

(рис. 4.12). Это предполагает, что в питании этих вод преобладают изотопно легкие воды зимнего и весеннего периодов.

Таблица 4.13

Среднегодовые и сезонные значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ подземных вод (содержание в ‰)

	гр. Дружбы Народов		гр. Длинный		гр. Вышка		гр. Близнецы		гр. Бирюзовое озеро	
Количество измерений за год	12		11		12		11		12	
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Среднегодовое значение	-14,3	-105,2	-14,4	-106,0	-15,2	-111,0	-14,4	-106,0	-15,0	-109,6
Лето 2017	-14,2	-105,6	-14,7	-108,1	-15,0	-110,5	-14,1	-106,6	-14,5	-108,5
Осень 2017	-14,6	-106,4	-14,4	-105,7	-15,2	-110,5	-14,5	-106,1	-15,1	-109,7
Зима 2017-2018	-14,3	-104,7	-14,2	-105,2	-15,2	-111,8	-14,5	-105,4	-15,2	-109,9
Весна 2018	-14,2	-104,3	-14,4	-105,9	-15,2	-111,3	-14,5	-105,9	-15,1	-110,1

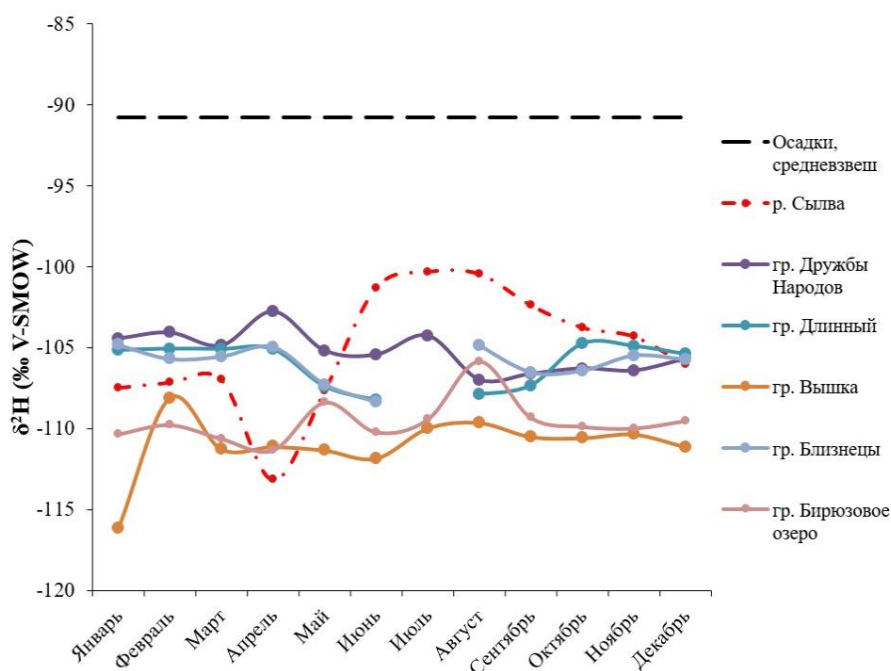


Рис. 4.12. Сезонный ход ($\delta^2\text{H}$) изотопного состава подземных вод Кунгурской Ледяной пещеры

В зимне-весенний период в гротах Вышка (1.3) и Бирюзовое озеро (1.5) отмечается наиболее легкий состав вод, когда происходит влияние на них изотопно легких осадков и речных вод во время подъема уровня воды. В летний период они имеют наиболее изотопно тяжелый состав (табл. 4.13), формирующийся под влиянием тяжелых осадков, выпавших в этот период, и состава речных вод. Между изотопными составами вод грота Бирюзовое озеро и атмосферных осадков установлена статистически значимая корреляционная

взаимосвязь средней силы ($r_s = 0,59$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$), с изотопным составом речных вод также установлена связь средней силы ($r_s = 0,68$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$). При этом между изотопными составами вод в гроте Вышка, атмосферными осадками и речными водами статистически значимой связи не установлено ($r_s = 0,00-0,50$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$). При сдвиге рядов данных по изотопному составу подземных вод относительно атмосферных осадков и речных вод установлено, что существует задержка в один месяц при передачи изотопного сигнала от осадков и речных вод к подземным. Так, через месяц между составами вод Бирюзового озера, атмосферными осадками и водами р. Сылвы корреляционная связь становится заметной силы ($r_s = 0,75-0,85$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$), для с водами в гроте Вышки взаимосвязь также не устанавливается ($r_s = 0,38-0,40$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$).

Для гротов Длинный (1.2) и Близнецы (1.4) летом наблюдается облегчение изотопного состава, зимой – утяжеление. В летний период состав вод в гротах Длинный и Близнецы формируется под влиянием изотопно легких паводковых вод, поскольку состав вод р. Сылвы весной облегчен по сравнению с летними осадками. При этом статистически значимой корреляционной зависимости между изотопными составами вод грот Близнецы ($r_s = -0,05-0,05$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$) и грота Длинный ($r_s = -0,72 - -0,69$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$), атмосферными осадками и водами р. Сылвы не выявлено.

Движение воды в период весеннего половодья осуществляется со стороны р. Сылвы вглубь пещеры по направлению от грота Вышка к гроту Дружбы Народов (1.1; рис. 4.11). Наши исследования позволили разделить воды в Кунгурской Ледяной пещере на две группы, связанные с передачей изотопного сигнала от речных вод к озерным. В первую группу включены воды гротов Вышка и Бирюзовое озеро, изотопный состав которых связан с изотопным составом речных вод. На рисунке 4.12 отчетливо видно, что ход изменения изотопного состава вод в этих гротах повторяет ход речных вод, но с некоторой задержкой. Время, которое требуется для транзита воды через

карстовую систему и формирования состава в гротах Вышка и Бирюзовое озеро составляет один-два месяца. Во вторую группу включены воды гротов Дружбы Народов, Длинный и Близнецы, корреляционно не связанные с речными водами. На графике сезонного хода изотопного состава отражена идентичность изменения состава в этих гротах. Время транзита речной воды в гроты в разное время года различно: весной изменение изотопного состава вод в этих озерах происходит через месяц после поступления речных вод, летом интервал увеличивается до двух месяцев, а осенью – до трех месяцев. Учитывая, что в гроте Вышка наиболее легкий состав вод характерен для зимнего периода, то время транзита увеличивается до шести месяцев. Для грота Дружбы Народов наиболее легкий состав отмечен осенью 2017 г., наиболее тяжелый – весной 2018 г. Таким образом, время прохождения речных вод до озера грота Дружбы Народов при движении потока со стороны грота Вышка, составляет девять месяцев. Зависимости между изотопным составом вод озера Дружбы Народов и поверхностными водами (атмосферные осадки и речные воды) не обнаружено ($r_s = -0,48-0,00$ $r_{s,0,05} = 0,58$, $n = 12$).

Временные данные транзита речных вод, а также данные полученные в 2020 г. позволяют уточнить схему движения вод во время половодья. Данные изотопного анализа позволяют утверждать, что весной речные воды поступают в массив пещеры через гроты Вышка и Бирюзовое озеро (рис. 4.11). Направление движения воды со стороны грота Бирюзовое озеро подтверждает переток воды с северо-запада (грот Вышка 2) на юго-восток (грот Дорофеева) в заповедной части пещеры, который заметили сотрудники Кунгурской лаборатории-стационара во время половодья в 2020 г. Малая корреляционная зависимость между изотопными составами подземных и речных вод подтверждает, что в питании подземных вод участвуют не только речные воды, но и воды нижележащих горизонтов.

Полученные данные микроэлементного состава (Cu, Zn, Sr, Pb, Fe) вод озер Кунгурской Ледяной пещеры показывают сезонные изменения. Содержание меди варьирует от 0,001 до 0,006 мг/дм³ и не превышает

предельно допустимых значений (ПДК = 1,0 мг/дм³). Концентрация меди повышена в основном в осенний период, для двух гротов – в летний (Близнецы) и зимний (Бирюзовое озеро). Содержание цинка в водах КЛП изменяется от 0,0001 до 0,1140 мг/дм³ при ПДК = 5,0 мг/дм³, достигая максимальных значений в летне-осенне-зимний периоды. Содержание железа (ПДК = 0,3 мг/дм³) повышено во всех гротах в осенний период и колеблется от 0,1 до 0,5 мг/дм³. В гроте Вышка концентрация железа (0,5 мг/дм³) превышает предельно допустимое значение. Концентрация стронция минимальная в летне-зимний периоды (0,029-0,073 мг/дм³), максимальная (7,93-10,0 мг/дм³) в осенний период и в трех гротах (Дружбы Народов, Длинный и Вышка) превышает ПДК = 7,0 мг/дм³. Возможны две причины повешенного содержания стронция в водах подземных озер. Первая причина связана с растворением гипсоангидритовых пород и образованием целестина, который составляет основную массу стронция в составе сульфатов. Остаточные продукты выщелачивания вмещающих сульфатных и карбонатных пород накапливаются в пещере в виде пещерной глины, а ее формирование сопровождается карбонатизацией, сульфатизацией вод и отложением целестина [12]. Содержание стронция в сульфатных породах по архивным данным Кунгурской лаборатории-стационара достигает и превышает 1 вес. %, что превышает кларковое содержание в земной коре (0,034 вес. %). Вторая причина – загрязнение подземных вод стронцием происходит в результате поступления загрязнения с поверхности земли с территории свалки, которая организована несанкционированно на Ледяной горе над Кунгурской Ледяной пещерой. Максимальные содержания свинца (0,0007 мг/дм³, ПДК = 0,03 мг/дм³) зафиксированы в летний период во всех гротах.

Также проанализированы воды *Ординской пещеры*, приуроченные к двум гидродинамическим зонам: зона горизонтальной и сифонной циркуляции вод. Зона горизонтальной циркуляции характеризуется свободным стоком безнапорных вод к р. Кунгур. Трещиноватость массива, в котором заложена

пещера, создает гидравлическую связь речных вод с карстовыми. В Ординской пещере в этой зоне нами исследованы воды озера Входного, воды сводовой и нижней частей галереи Свердловского хода и воды в пределах сводовой части Большого зала (рис. 4.13).

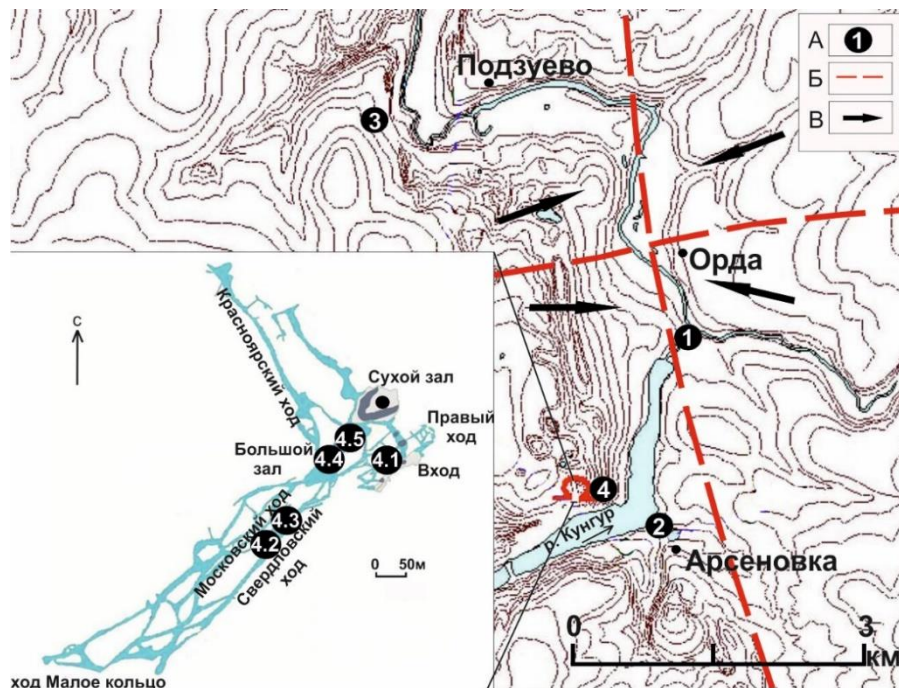


Рис. 4.13. Местоположение отбора водных проб в районе Ординской пещеры и с. Орда

А – водопроявления: 1 – р. Кунгур с. Орда; 2 – Арсеновский источник; 3 – Подзуевский источник; 4 – Ординская пещера: 4.1. Входное озеро; 4.2 – Свердловский верх; 4.3. – Свердловский низ; 4.4 – Большой зал верх; 4.5. – Большой зал фидер. Б – гидрогеологические водоразделы [73]; В – направление локального стока подземных вод.

Здесь установлены два направления движения поверхностных вод: субвертикальная инфильтрация от приповерхностной части массива Казаковской горы и субгоризонтальное инфлюационное внедрение речных вод вглубь массива [18]. При субвертикальной инфильтрации движение вод внутри массива направлено от Большого зала (сводовая часть) в сторону Входного озера. В результате анализа данных химического состава (табл. 4.14, рис. 4.14а) установлено, что воды имеют постоянный кальциево-сульфатный состав, в зимний, весенний и осенний периоды воды нейтральные ($pH = 7,1-7,4$), в летний – слабощелочные ($pH = 7,5-7,7$).

Таблица 4.14

**Химический и изотопный состав подземных вод Ординской пещеры
зоны горизонтальной циркуляции вод**

Сезон	Точка отбора	Химический состав (мг/дм ³)									Изотопный состав (‰)	
		HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	Минерализация	pH	δ ¹⁸ O	δ ² H
Зима	4.1	271,0	1493,0	5,9	9,3	578,5	40,2	2,8	2401,0	7,1	-14,1	-103,6
	1.4	277,0	1408,0	4,7	10,4	596,6	39,9	2,8	2340,0	7,2	-14,2	-103,9
	4.2	270,0	1473,0	5,0	10,2	584,1	40,3	4,0	2387,0	7,2	-14,3	-103,4
	4.3	270,0	1361,0	5,7	9,9	575,2	40,4	3,8	2267,0	7,0	-14,3	-103,7
Весна	4.1	273,3	1359,0	0,5	18,2	572,0	34,9	1,7	2258,0	7,3	-14,4	-104,8
	1.4	268,4	1387,0	4,5	18,6	568,0	34,1	1,7	2281,0	7,1	-14,4	-104,8
	4.2	258,6	1581,6	7,3	16,4	682,6	39,4	1,6	2587,0	7,0	-13,8	-103,3
	4.3	258,6	1553,8	7,0	16,4	674,6	38,1	1,6	2550,0	7,0	-14,1	-104,5
Лето	4.1	290,4	1472,9	7,2	15,2	613,0	42,7	2,7	2444,0	7,7	-14,4	-105,4
	1.4	287,9	1492,2	7,1	15,4	628,7	42,5	2,9	2477,0	7,5	-14,3	-104,6
	4.2	290,4	1491,6	7,2	15,1	628,7	43,0	2,4	2478,0	7,7	-14,2	-104,5
	4.3	292,8	1477,7	7,1	15,7	573,7	42,1	2,7	2412,0	7,7	-14,1	-103,9
Осень	4.1	265,4	1283,0	5,6	13,2	511,0	33,3	2,2	2113,0	7,3	-14,3	-105,3
	1.4	271,5	1304,0	6,3	13,6	528,0	34,3	2,5	2159,0	7,4	-14,3	-105,3
	4.2	268,4	1288,0	6,0	13,4	528,0	34,1	2,0	2140,0	7,3	-14,3	-105,1
	4.3	262,3	1314,0	6,1	13,7	539,0	34,7	2,0	2172,0	7,4	-14,3	-105,0

Содержание NO₂ во всех пробах 0,2 мг/дм³, NH₄⁺ = 0,5 мг/дм³
Химический тип воды постоянный SO₄-Ca

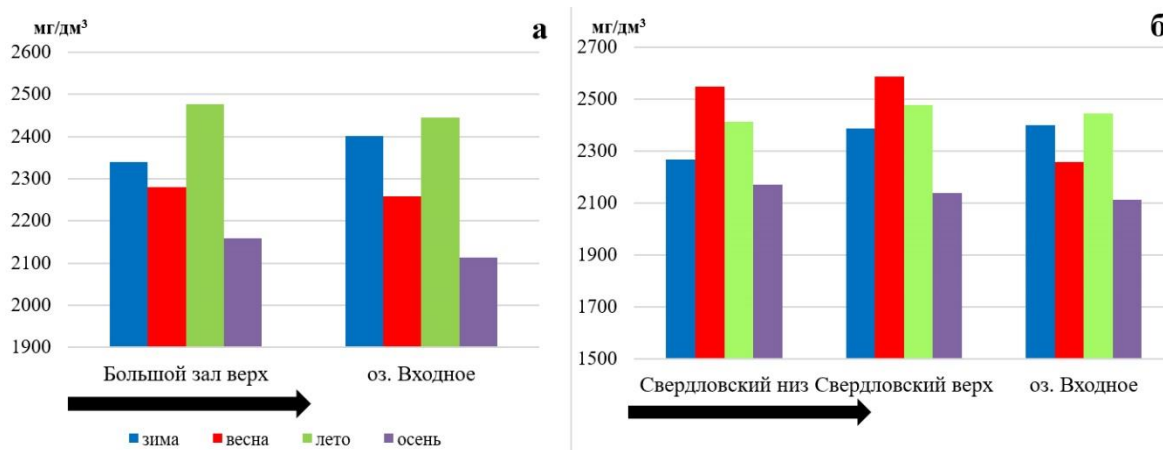


Рис. 4.14. График изменения минерализации при движении вод

а – со стороны массива; б – со стороны реки. Стрелкой показано направление движения фильтрационного потока.

В зимнее время минерализация увеличивается при движении вод вглубь пещеры, в весенний, летний и осенний периоды наблюдается обратная тенденция. Максимальная минерализация (2444-2477 мг/дм³) и содержание основных ионов (HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻, NO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na+K⁺) отмечено в летний период. Данные изотопного анализа показывают небольшие вариации

изотопного состава: $\delta^{18}\text{O}$ меняется от $-14,1\text{‰}$ до $-14,4\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ – от $-103,6\text{‰}$ до $-105,4\text{‰}$ (табл. 4.14, рис. 4.14а).

В зимний период при движении вод в сторону озера у входовой части отмечается утяжеление изотопного состава по кислороду-18 на $0,1\text{‰}$, по дейтерию на $0,3\text{‰}$. Весной и осенью состав вод постоянен, а летом, наоборот, происходит облегчение по кислороду-18 на $0,1\text{‰}$, по дейтерию на $0,8\text{‰}$.

Поскольку питание этого участка осуществляется путем инфильтрации вод по трещиноватому массиву от приповерхностной части Казаковской горы, то целесообразно сравнить состав атмосферных осадков с составом подземных вод. Как уже отмечалось, наиболее легкий изотопный состав осадков характерен для зимнего периода, но инфильтрация вод происходит в период снеготаяния весной. При движении вглубь массива по направлению от Большого зала (4.4 на рис. 4.13) к Входному озеру (4.1) происходит постепенное облегчение вод. Для верхней части Большого зала максимально облегченный состав вод отмечен в осенний период, то есть, время движения вод от участка питания до Большого зала составляет примерно шесть месяцев. Для озера Входное наиболее легкий состав характерен для летнего периода, что может объясняться дополнительным источником питания. Это подтверждается химическим анализом: минерализация вод озера в этот период максимальна, как и содержание таких элементов, как Cl^- , Na^+ , что говорит о возможной разгрузке вод нижележащего горизонта через тектонические нарушения. Анализ корреляционных зависимостей иллюстрирует отсутствие функциональной связи изотопного состава вод Большого зала верхней части с изотопным составом атмосферных осадков ($r_s = -0,2$, $r_{s\ 0,05} > 0,9$, $n = 4$). Отсутствие взаимосвязи изотопных составов указывает на то, что воды, попадая в карстовый массив, настолько меняют свой состав, что взаимосвязь уловить очень сложно. Однако, мы знаем, что движение вод происходит со стороны Большого зала вглубь пещеры. Взаимосвязи между изотопными составами атмосферных осадков и водами озера Входного не установлено ($r_s = -0,8$, $r_{s\ 0,05} > 0,9$, $n = 4$).

Другое направление движения вод в Ординской пещере – субгоризонтальное, при котором циркуляция вод от р. Кунгур осуществляется вглубь массива со стороны Свердловского хода (рис. 4.13, 4.14б) ко входовой части пещеры. Воды этого участка также кальциево-сульфатного состава с рН от 7,0 до 7,7. Анализ изотопно-гидрохимических параметров показывает, что изменение изотопного и химического состава происходит как в вертикальном направлении, так и в горизонтальном. При этом в зимний период величина общей минерализации увеличивается в сторону Входного озера, в остальные сезоны – наоборот, уменьшается (табл. 4.14, рис. 4.14б). Наибольшую минерализацию имеют воды Свердловского хода (2550 и 2587 мг/дм³) весной, наименьшую – воды Входного озера (2113 мг/дм³) осенью. Изотопный состав вод меняется от –13,8‰ до –14,4‰ по $\delta^{18}\text{O}$ и от –103,6‰ до –105,4‰ по $\delta^2\text{H}$ (табл. 4.14). Одновременно в зимний и весенний периоды при вертикальном движении вод (из нижней части Свердловского хода к верхней) происходит утяжеление изотопного состава, в летний и осенний – облегчение. При горизонтальном движении (Свердловский верх-озеро Входное) отмечено постоянное облегчение во все периоды замеров.

Между изотопным составом речных вод и атмосферных осадков должна быть высокая корреляция, поскольку основную долю в питании речных вод составляют атмосферные осадки. Из-за отсутствия данных по р. Кунгур, предположим, что это действительно так. По результатам наших исследований изотопно легкий состав речных вод (атмосферных осадков) характерен для весеннего периода интенсивного снеготаяния. При проникновении легких вод в массив Казаковской горы, происходит облегчение состава подземных вод, что подтверждается нашими данными. Наиболее легкий состав воды нижней и верхней частей Свердловского хода имеют именно осенью. Предполагается, что движение воды и формирование состава вод от зоны питания к зоне транзита составляет около шести месяцев. Для озера Входного также отмечено облегчение состава вод в летний период, что выше объяснено дополнительным источником питания.

Корреляционный анализ рядов наблюдений показывает, что статистически значимой взаимосвязи между изотопными составами вод верхней и нижней частей Свердловского хода и атмосферными осадками не обнаружено ($r_s = 0,0-0,80$, $r_{s\ 0,05} > 0,9$, $n = 4$), хотя она выше, чем для остальных вод. Однако, при отсутствии статистически значимой корреляции, коэффициент детерминации $r_s^2 = 0,64$, говорит о том, что 64% вариабельности изотопного состава вод нижней части Свердловского хода можно объяснить изменением состава осадков. Таким образом, в зимнее время предполагается, что движение воды со стороны реки Кунгур осуществляется от основания к сводовой части Свердловского хода и далее ко Входу озеру.

Зона сифонной циркуляции вод – зона восходящего движения напорных карстовых вод по тектоническим нарушениям. Нами исследованы восходящие субаквальные источники (фидеры) в Большом зале *Ординской пещеры*, где зафиксировано восходящее движение воды из углублений в донной части зала и субаквальные Арсеновский (точка 2 на рисунке 4.13) и Подзубевский источники (3) у с. Орда. Опробование вод из фидера Большого зала позволило установить, что при движении в вышележащих сульфатных породах гидрокарбонатно-кальциевые воды филипповского горизонта преобразуются в сульфатно-кальциевые воды с повышенной минерализацией (> 2250 мг/дм³). Субаквальные источники в течение года всегда имеют высокое значение общей минерализации (от 2148 до 2608 мг/дм³). Максимальная концентрация ионов для большинства источников характерна в летний период, минимальная – в осенний (табл. 4.15, рис. 4.15). При этом значения pH вод в зимний, весенний и осенний периоды имеют нейтральный характер (pH = 6,7-7,4), летом pH возрастает и воды приобретают слабощелочной характер (pH = 7,7-7,8). Изотопный состав вод этой зоны практически постоянен и изменяется в пределах $\delta^{18}\text{O} = -14,2 \pm 0,1\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -103,6 \pm 1,4\text{‰}$ (табл. 4.15).

Таблица 4.15

**Химический и изотопный состав подземных вод Ординской пещеры
зоны сифонной циркуляции вод**

Сезон	Точка отбора	Химический состав (мг/дм ³)									Изотопный состав (‰)	
		HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Минерализация	pH	δ ¹⁸ O	δ ² H
Зима	2	274,0	1266,0	4,5	9,7	602,9	40,5	2,1	2200,0	7,3	-14,2	-103,3
	3	262,0	1597,0	6,6	12,0	683,6	44,9	3,2	2610,0	7,2	-14,1	-103,4
	4.5	270,0	1453,0	5,5	8,9	551,5	38,8	2,4	2331,0	7,2	-14,1	-103,8
Весна	2	278,2	1278,0	2,9	12,5	556,0	33,0	2,4	2161,0	6,9	-14,1	-102,2
	3	273,3	1407,0	5,1	17,6	572,0	34,1	1,7	2311,0	7,1	-14,3	-104,0
	4.5	273,3	1352,0	4,6	16,5	572,0	34,6	1,8	2254,0	6,7	-14,3	-104,3
Лето	2	287,9	1432,0	5,3	10,9	558,0	41,0	2,8	2338,0	7,8	-14,1	-102,4
	3	287,9	1507,6	7,9	14,8	597,3	43,2	2,7	2461,0	7,7	-14,3	-104,1
	4.5	292,8	1503,4	5,9	14,4	636,6	42,0	2,7	2498,0	7,7	-14,1	-103,2
Осень	2	277,6	1279,0	3,1	9,75	542,0	34,3	1,9	2148,0	7,1	-14,2	-103,2
	3	268,4	1307,0	6,2	13,1	521,0	34,5	2,2	2153,0	7,4	-14,3	-104,9
	4.5	268,4	1294,0	5,4	12,7	534,0	34,7	2,4	2152,0	7,3	-14,3	-104,7
Содержание NO ₂ во всех пробах 0,2 мг/дм ³ , NH ₄ ⁺ = 0,5 мг/дм ³ Химический тип воды постоянный SO ₄ -Ca												

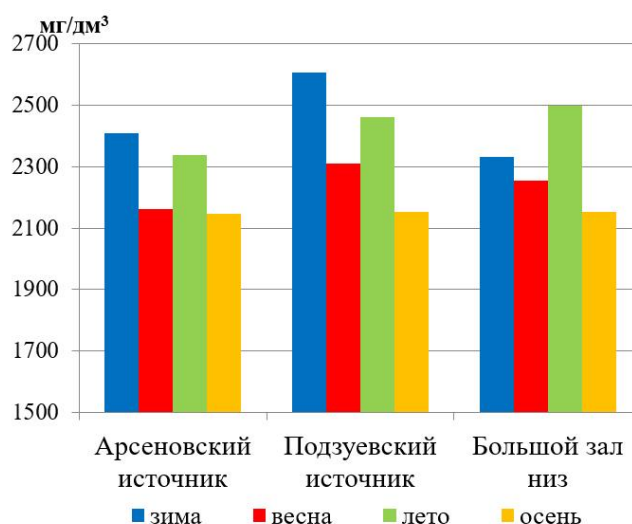


Рис. 4.15. Диаграмма изменения минерализации на участках разгрузки подземных вод гидродинамической зоны сифонной циркуляции

Почти для всех источников наиболее легкий изотопный состав вод характерен для осеннего периода, при этом изотопный состав атмосферных осадков демонстрирует полную функциональную связь ($r_s = 1,0$, $r_{s, 0,05} > 0,9$, $n = 4$) с изотопным составом вод Арсеновского источника. Поскольку обильное снеготаяние происходит весной, то с учетом значений изотопного состава осадков и источников предполагается, что время формирования состава источников составляет примерно шесть месяцев. В то же время изотопный состав остальных водопроявлений (Подзуевский и нижняя часть

Большого зала) не коррелирует с составом атмосферных осадков ($r_s = -0,4 - -0,2$, $r_{s\ 0,05} > 0,9$, $n = 4$).

Стоит отметить, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ подземных вод Ординской пещеры оказались легче средневзвешенного значения атмосферных осадков ($\delta^{18}\text{O} = -12,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -90,8\text{‰}$) в течение всего года, и предполагает, что пополнение запасов подземных вод происходило преимущественно за счет изотопно легких зимних осадков. Это можно объяснить скоростью водообмена в карстовой системе и временем пребывания атмосферных осадков в водоносном горизонте. Для того, чтобы воды из зоны питания поступили в водоносный горизонт, требуется примерно шесть месяцев.

В целом, подземные воды Ординской пещеры и источников обладают повышенной жесткостью (30-37 °Ж), максимальные значения наблюдаются весной. В весенний и летний периоды во всех водных объектах прослеживается повышенное значение нитрат-ионов (до 18,6 мг/дм³), поступающих вместе с атмосферными осадками, но не превышающих значение ПДК (45 мг/дм³) [11]. В водах Подзубовского источника весной обнаружено превышение предельно допустимой концентрации железа в 3 раза (0,94 мг/дм³ при норме 0,3 мг/дм³).

Таким образом, для вод зоны горизонтальной циркуляции водоносной иренской карбонатно-сульфатной серии установлено три источника питания: атмосферные осадки, речные воды и разгрузка вод из нижележащего филипповского горизонта. Отмечено некоторое расхождение экстремальных значений $\delta^2\text{H}$ и $\delta^{18}\text{O}$ во времени, связанное с изменением фазового состава вод и их фильтрацией через массив пород. Время транзита вод составляет от одного до девяти месяцев. Для зоны сифонной циркуляции вод характерны несколько повышенные значения минерализации по сравнению с горизонтальной зоной. Дополнительным источником питания зоны служат атмосферные осадки. Скорость водообмена и формирования состава вод составляет примерно шесть месяцев.

К водоносной кунгурской карбонатно-сульфатной серии (P_{1k}) приурочены выходы вод *северного* (источник у входа в п. Дивья, Закаменка и водопад Алалай) и *южного* районов (источник у д. Зуево). Анализ данных химического состава позволили выделить два типа подземных вод: HCO₃-Ca-Mg и SO₄-HCO₃-Ca типы (табл. 4.16).

Таблица 4.16

Гидрохимическая характеристика вод кунгурской карбонатно-сульфатной серии

Сезон 2017- 2018	Точка отбора	Химический состав (мг/дм ³)									Изотопный состав (‰)		Химический тип воды
		HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Минера- лизация	pH	δ ¹⁸ O	δ ² H	
Весна	22	380,6	1177,3	16,1	10,2	436,5	76,5	11,9	2110,0	7,1	-14,9	-108,5	SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Mg
Лето	22	353,8	787,9	14,1	19,4	384,8	50,2	12,0	1623,0	7,0	-14,4	-106,0	SO ₄ -HCO ₃ -Ca
	7	172,0	28,2	6,9	0,8	46,8	14,4	6,3	285,0	7,8	-15,6	-111,7	HCO ₃ -Ca-Mg
	8	188,0	28,0	6,5	0,6	47,5	14,5	5,8	298,0	7,0	-15,4	-111,0	HCO ₃ -Ca-Mg
	9	145,0	4,0	0,5	0,4	49,4	2,6	2,0	213,0	8,0	-15,1	-109,0	HCO ₃ -Ca
Осень	22	311,1	967,1	14,8	10,6	413,7	57,9	11,8	1787,0	7,1	-14,8	-107,5	SO ₄ -Ca
	7	189,1	24,7	6,3	1,0	44,3	14,2	5,4	285,0	7,1	-15,2	-110,5	HCO ₃ -Ca-Mg
	8	195,2	22,7	4,6	1,1	44,3	14	4,8	287,0	7,7	-15,3	-110,2	HCO ₃ -Ca-Mg
	9	170,8	4,2	0,5	1,1	47,5	2,5	1,9	228,0	8,2	-15,1	-108,4	HCO ₃ -Ca
Зима	22	316,0	1107,0	13,8	7,8	484,0	57,9	12,4	2001,0	7,2	-14,8	-107,5	SO ₄ -Ca

Содержание NO₂⁻ во всех пробах 0,2 мг/дм³, NH₄⁺ = 0,5 мг/дм³

Первый тип вод распространён на севере края, минерализация вод небольшая (213,0-298,0 мг/дм³), изотопный состав однороден (δ¹⁸O = -15,1‰ ÷ -15,6‰ и δ²H = -108,7‰ ÷ -111,7‰). По изотопному распределению наиболее легкий состав вод характерен для летнего периода, утяжеляясь к осени. Поскольку данных по другим сезонам нет, то стоит предполагать, что для поступления вод в горизонт требуется около трех месяцев, поскольку легкий состав свойственен осадкам зимнего и весеннего периодов. Формирования вод этого типа HCO₃-Ca-Mg состава происходит за счет атмосферных осадков зимне-весеннего периода, поскольку значения δ¹⁸O и δ²H легче средневзвешенного состава осадков (δ¹⁸O = -14,7‰, δ²H = -108,3‰) *северного* района, и растворения вмещающих карбонатных пород.

Второй SO₄-HCO₃-Ca тип характерен для *южного* района, минерализация (1623,0-2110,0 мг/дм³) вод в 7 раз выше, чем на севере, при этом воды обогащены тяжелыми изотопами (δ¹⁸O = -14,4‰ ÷ -14,9‰ и δ²H = -106,0‰ ÷ -108,5‰). Высокая минерализация (2110,0 мг/дм³) и легкий

изотопный состав ($\delta^{18}\text{O} = -14,9\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -108,5\text{‰}$) отмечены в весенний период, низкая минерализация ($1623,0 \text{ мг/дм}^3$) и тяжелый состав ($\delta^{18}\text{O} = -14,4\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -106,0\text{‰}$) – для летнего. Такое соотношение химического и изотопного состава объясняется влиянием состава атмосферных осадков, и тем, что замещение с запада на восток карбонатно-сульфатных пород вала терригенными породами прогиба создает условия для напорной разгрузки пресных гидрокарбонатных вод с высокой сульфатной емкостью, сопровождающейся смешиванием с сульфатными водами, перемещающимися вдоль уступа Уфимского плато. Между изотопными составами атмосферных осадков и источником в д. Зуево статистически значимой взаимосвязи не выявлено ($r_s = 0,35$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$). Однако в весенний (март) и летний (август) месяцы состав источника изменяется через месяц после выпадения осадков, а в зимний период (февраль) через три месяца (рис. 4.16).

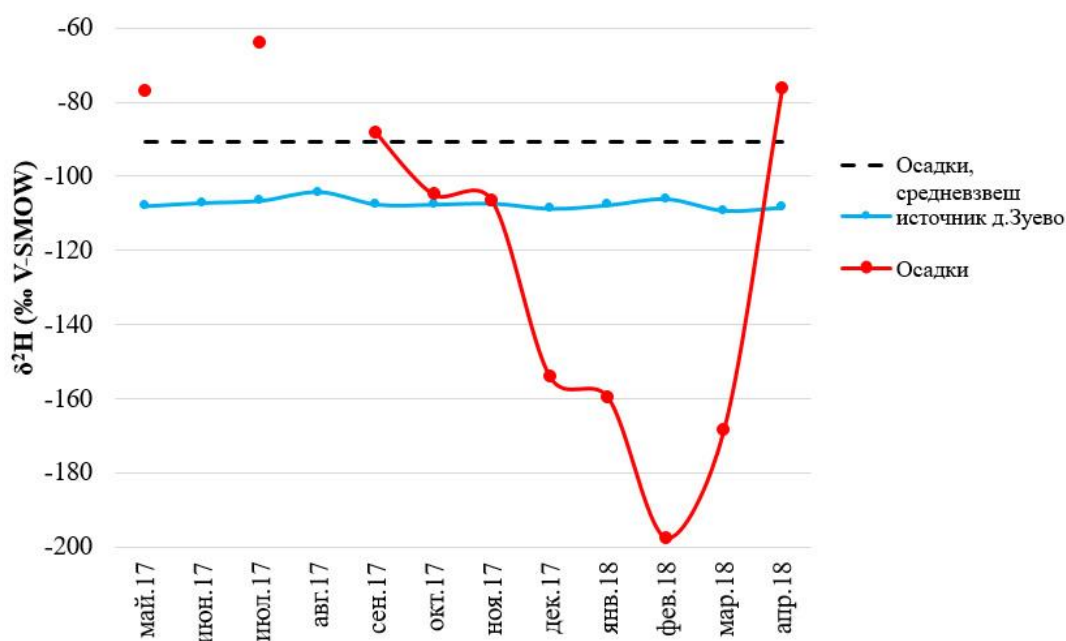


Рис. 4.16. Сезонный ход ($\delta^2\text{H}$) изотопного состава кунгурской карбонатно-сульфатной серии южного района

То есть время добегания изотопного сигнала в эти периоды составляет один-три месяца, что в основном связано с периодом снеготаяния, выпадения обильных дождей и временем прохождения через стадию поверхностных и подповерхностных (почвенных) вод. Корреляционная связь через один месяц

при этом повышается и становится статистически значимой ($r_s = 0,65$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$). Малая корреляционная взаимосвязь в течение года между изотопными составами подтверждает наличие напорной разгрузки из нижележащих горизонтов. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ источника легче средневзвешенного состава осадков ($\delta^{18}\text{O} = -12,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -90,8\text{‰}$), поэтому формирования вод этого типа происходит за счет легких атмосферных осадков периода снеготаяния.

Между изотопными составами источника и водам рек Кишертки и Сылвы установлена статистически значимая корреляционная связь ($r_s = 0,73-0,79$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$), что говорит о прямой их связи. Но поскольку источник находится гипсометрически выше уреза воды, то это указывает на то, что воды источника в д. Зуево участвуют в питании вышеупомянутых рек.

Анализ сезонного изменения микрокомпонентного состава показывает, что концентрации микроэлементов в источниках изменяются посезонно и соответствуют ПДК. Содержание меди (ПДК = $1,0\text{ мг/дм}^3$) изменяется от $0,001$ до $0,012\text{ мг/дм}^3$, цинка (ПДК = $5,0\text{ мг/дм}^3$) – $0,001-0,008\text{ мг/дм}^3$, стронция (ПДК = $7,0\text{ мг/дм}^3$) – $0,005-8,81\text{ мг/дм}^3$, железа (ПДК = $0,25\text{ мг/дм}^3$) – $0,05-0,16\text{ мг/дм}^3$, свинца (ПДК = $0,03\text{ мг/дм}^3$) – $0,0002-0,0006\text{ мг/дм}^3$. Повышенные концентрации фиксируются в летний (*северный* район) и осенний (*южный* район) периоды. Стоит выделить высокую концентрацию стронция осенью ($8,81\text{ мг/дм}^3$) в источнике у д. Зуево, что связано с его распределением во вмещающих породах (кунгурская карбонатно-сульфатная серия).

Из вышесказанного следует, что состав подземных вод водоносной кунгурской карбонатно-сульфатной серии отличается для северного и южного участков, и формируется преимущественно за счет питания атмосферными осадками зимнего периода и напорной разгрузки сульфатных вод.

Водоносный ассельско-артинский терригенный комплекс (sP_{1a-ar}) охарактеризован на основе данных по одному источнику *северного* района. Опробованный источник – Свято-Никольский (точка опробования 5 на

рис. 2.4) гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевого состава с небольшой минерализацией 335,0-364,0 мг/дм³ (табл. 4.17) и относительно постоянным изотопным составом ($\delta^{18}\text{O} = -14,5\text{‰} \div -15,5\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -107,3\text{‰} \div -110,9\text{‰}$). Химический состав источника соответствует составу атмосферных осадков осеннего и зимнего периодов. Гидрокарбонат-ион является главным компонентом вод ассельско-артинского комплекса, водоносными породами этого комплекса являются конгломераты, песчаники, мергели и известняки. А присутствие сульфатов и хлоридов в летний период можно объяснить приуроченностью источника к трещиноватой зоне, из которой возможно поступление вод повышенной минерализации, поскольку в данном комплексе отсутствуют сульфатные породы.

Таблица 4.17

Гидрохимическая характеристика вод ассельско-артинского терригенного комплекса

Сезон 2017- 2018	Химический состав (мг/дм ³)									Изотопный состав (‰)	
	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Минерализация	pH	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Лето	207,4	61,3	4,2	9,4	61,8	16,0	3,6	364,0	7,2	-14,8	-107,5
Осень	195,2	53,8	1,6	9,0	59,2	13,6	2,8	335,0	7,9	-15,1	-109,1
Зима	195,0	56,8	1,4	8,9	64,9	16,0	3,8	349,0	7,2	-15,1	-109,5
Весна	196,0	59,3	1,6	8,9	65,5	13,1	2,8	354,0	7,8	-15,1	-109,9
Содержание NO ₂ ⁻ во всех пробах 0,2-0,3 мг/дм ³ , NH ₄ ⁺ = 0,5 мг/дм ³ Химический тип воды постоянный HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg											

Детальный анализ макрокомпонентного и изотопного состава показывают, что летний период характеризуется повышенной концентрацией ионов (HCO₃⁻, SO₄²⁻ и Cl⁻), минерализацией (364 мг/дм³) и обогащением вод тяжелыми изотопами ($\delta^{18}\text{O} = -14,8\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -107,3\text{‰}$; табл. 4.19). Весной отмечен наиболее легкий состав вод ($\delta^{18}\text{O} = -15,1\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -109,9\text{‰}$), при этом минерализация повышена (354 мг/дм³) в отличие от осеннего периода. С одной стороны, это свидетельствует об их изолированности от поверхностного стока. То есть, высокие значения минерализации в весенний, а также в летние периоды указывают на разгрузку вод из нижележащих горизонтов, имеющих повышенную минерализацию. С другой (легкий изотопный состав весной), говорит о прямой связи с осадками. Установлена статистически значимая корреляционная взаимосвязь между изотопными

составами ($\delta^2\text{H}$) осадков и вод источника ($r_s = 0,65$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$). При сдвиге серии проб подземных вод на один месяц вперёд относительно серии проб атмосферных осадков корреляционная связь между изотопными составами вод источника и атмосферных осадков увеличивается ($r_s = 0,66$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$). По графику сезонного хода изотопного состава (рис. 4.17) отчетливо прослеживается, что изотопный состав источника реагирует на изотопный состав летних осадков через два месяца, а осенний через три. Взаимосвязь между изотопными составами вод источника и вод р. Колвы не обнаружено ($r_s = 0,57$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$) и даже при сдвиге серии данных источника относительно речных вод корреляционная взаимосвязь изотопных составов уменьшается ($r_s = 0,36$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$).

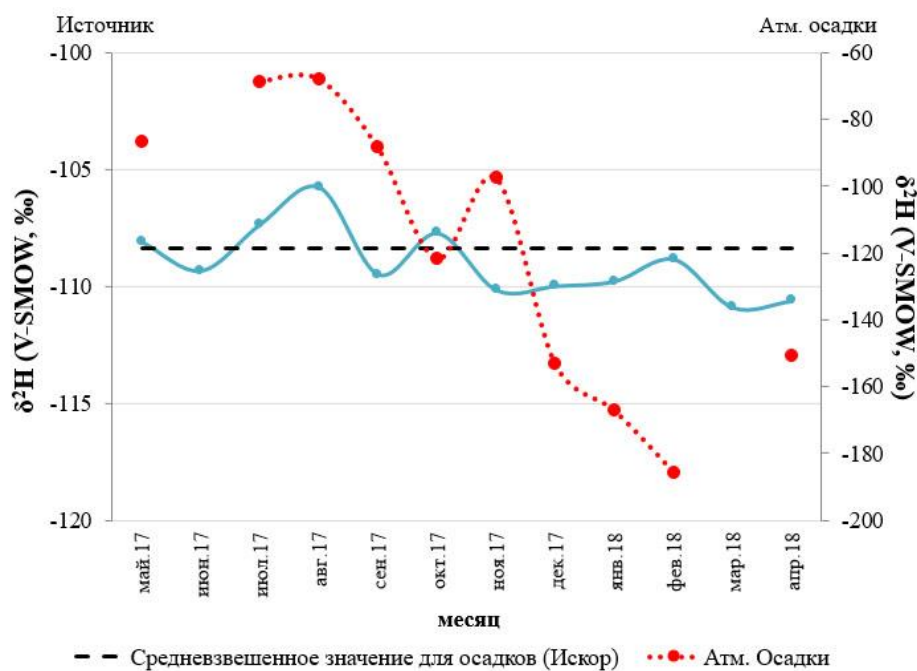


Рис. 4.17. Сезонный ход ($\delta^2\text{H}$) изотопного состава ассельско-артинского терригенного комплекса

Сравнение полученных данных изотопного состава вод Свято-Никольского источника со средневзвешенным значением атмосферных осадков ($\delta^{18}\text{O} = -14,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -108,3\text{‰}$) показывает, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ источника в течение года легче средневзвешенного значения осадков, что указывает на то, что основная доля в питании источника принадлежит легким осадкам зимне-весеннего периода. Одновременно наблюдается утяжеление

состава источника относительно средневзвешенного значения осадков в июле, августе и октябре 2017 г., что предполагает смешение подземных вод с жидкими атмосферными осадками более тяжелого состава в эти месяцы.

Таким образом, формирование и питание вод водоносного ассельско-артинского терригенного комплекса происходит за счет атмосферных осадков периодов снеготаяния и обильных дождей и разгрузки сульфатных вод на участке повышенной трещиноватости.

Изучение данных микроэлементного анализа (Cu, Zn, Sr, Pb, Fe) выявило, что высокие концентрации микроэлементов характерны для летне-осеннего периода, но не превышает ПДК. При этом содержание железа (ПДК = 0,25 мг/дм³) в подземных водах постоянное 0,05 мг/дм³, меди (ПДК = 1,0 мг/дм³) изменяется от 0,001 до 0,010 мг/дм³, цинка (ПДК = 5,0 мг/дм³) – от 0,001 до 0,005 мг/дм³, стронция (ПДК = 7,0 мг/дм³) в источнике колеблется от 0,006 до 0,44 мг/дм³, свинца – от 0,0002 до 0,0006 мг/дм³.

Локально-слабоводоносная нижнепермская карбонатная серия (сР₁). Выходы подземных вод этой серии локализованы вдоль трещинных и закарстованных зон, и литологических контактов. С подтоком пресных гидрокарбонатных вод со стороны Уфимского плато и движением их по наиболее нарушенным трещиноватым зонам или литологическим контактам в гипсоангидритовые отложения связано интенсивное проявление карстовых процессов [8]. Карстовые озера – одна из характерных форм проявления карста. Нами исследован источник, выходящий в д. Низкое и карстовые озера Молебное и Провальное в южном районе.

Химический анализ (табл. 4.18) исследуемых источников показывает, что подземные воды, разгружающиеся вблизи контакта карбонатно-сульфатных и терригенных пород, характеризуются HCO₃-SO₄-Ca-Mg (ист. д. Низкое (точка отбора 25 на рис. 2.5)) и HCO₃-Ca (оз. Провальное (23) и оз. Молебное (24)) составом и минерализацией 144,0-738,0 мг/дм³. В источнике д. Низкое осенью фиксируется минимальная минерализация (550 мг/дм³) и повышенное

значение хлорид-иона ($3,2 \text{ мг/дм}^3$) и низкое содержание сульфат-иона ($70,3 \text{ мг/дм}^3$). Для химического состава осадков этого периода отмечается смена типа воды с $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$ на $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Mg}$, и предполагает, что большую роль в питании вод источника в осенний период играют атмосферные осадки. Стоит отметить, что в воде озера Провальное в весенний период присутствуют ионы Mg^{2+} , присутствие которых обусловлено с растворением карбонатных вмещающих пород (доломита).

Таблица 4.18

Гидрохимическая характеристика вод нижнепермской карбонатной серии

Сезон 2017- 2018	Точка отбора	Химический состав (мг/дм^3)									Изотопный состав (‰)		Химический тип воды
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Минерализация	pH	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	
Весна	25	273,3	165,2	1,9	3,4	111,0	29,4	2,6	588,0	7,2	-14,6	-105,7	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
	23	244,0	25,3	16,1	0,2	60,3	11,5	17,6	375,0	7,2	-9,5	-79,5	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$
	24	117,1	1,4	5,0	0,2	27,0	4,7	11,8	167,0	7,6	-5,5	-62,8	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$
Лето	25	341,6	132,9	2,1	6,8	115,4	28,5	2,7	631,0	7,1	-12,6	-100,1	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
	23	219,6	18,7	15,5	0,2	59,3	10,1	16,4	340,0	6,9	-8,3	-74,7	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$
	24	97,6	0,8	5,1	0,2	25,7	4,1	11,0	144,0	7,0	-5,3	-61,9	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$
Осень	25	355,5	70,3	3,2	6,0	103,2	25,9	4,2	550,0	7,1	-14,9	-108,1	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
	23	286,7	26,2	20,9	0,2	82,9	12,6	22,9	453,0	6,8	-9,0	-79,1	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$
	24	164,7	1,6	7,0	1,2	40,1	5,3	15,8	236,0	6,8	-5,4	-62,7	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$
Зима	25	317,0	239,0	2,0	5,2	137,1	31,9	2,6	738,0	7,3	-14,8	-107,2	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
	23	328,0	32,9	24,9	0,2	88,5	15,7	26,1	535,0	7,1	-9,4	-81,5	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$
	24	153,0	1,3	5,8	0,2	38,1	5,2	14,6	225,0	7,3	-5,5	-63,1	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$

Содержание NO_2^- во всех пробах $0,1\text{-}0,7 \text{ мг/дм}^3$, $\text{NH}_4^+ = 0,5\text{-}0,9 \text{ мг/дм}^3$

Озера Молебное и Провальное относятся к озерам смешанного, преимущественно подземного питания водами покровных и коренных отложений [37]. Для них характерна вертикальная гидрохимическая зональность, связанная с изменением химических показателей и сменой типа вод с глубиной (рис. 4.18).

Смена состава вод озера Провальное с $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ на $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ и резкое увеличение минерализации указывает на подток подземных вод из отложений кунгурского яруса. А повышение минерализации вод озера Молебное может быть объяснено увеличением содержания ионов Ca^{2+} и HCO_3^- , а не количества сульфатов. Исходя из распределения химического состав можно утверждать, что подток подземных вод в озеро Молебное осуществляется из карбонатных

отложений (мергель), а не из толщи сульфатных пород (гипс и ангидрит). Установлено, что воды озер имеют повышенные значения перманганатной окисляемости (4-12 мгО/дм³), что говорит о высокой активности микроорганизмов.

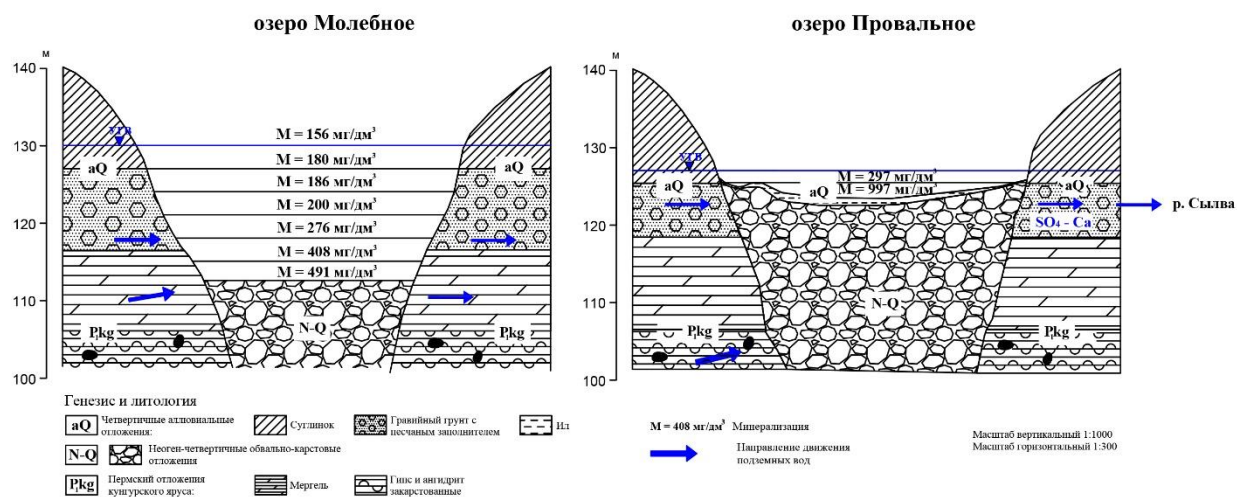


Рис. 4.18. Геологические разрезы озер Молебное и Провальное

Анализ изотопного состава вод источника и поверхностных озер выявил некоторые различия в формировании состава $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ (д. Низкое) и $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (озера Молебное и Провальное) вод. Изотопный состав вод источника в д. Низкое изменяется от $-11,1\text{‰}$ до $-15,1\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$ и от $-96,8\text{‰}$ до $-110,2\text{‰}$ по $\delta^2\text{H}$. Утяжеление состава отмечается в летний период, облегчение – в весенний (март), хотя сезонные значения показывают облегчение в осенний период (табл. 4.20, рис. 4.19). В летнее время для источника д. Низкое характерно интенсивное испарение, что проявляется в утяжеление изотопного состава, связанное с климатическими условиями и интенсивными дождями в этот период (за два месяца выпало 53% годовой нормы). Поскольку изотопный состав источника значительно легче средневзвешенного состава атмосферных осадков, то по аналогии с другими источниками, большой вклад в питание источника вносят изотопно легкие снеговые воды зимнего и весеннего периода.

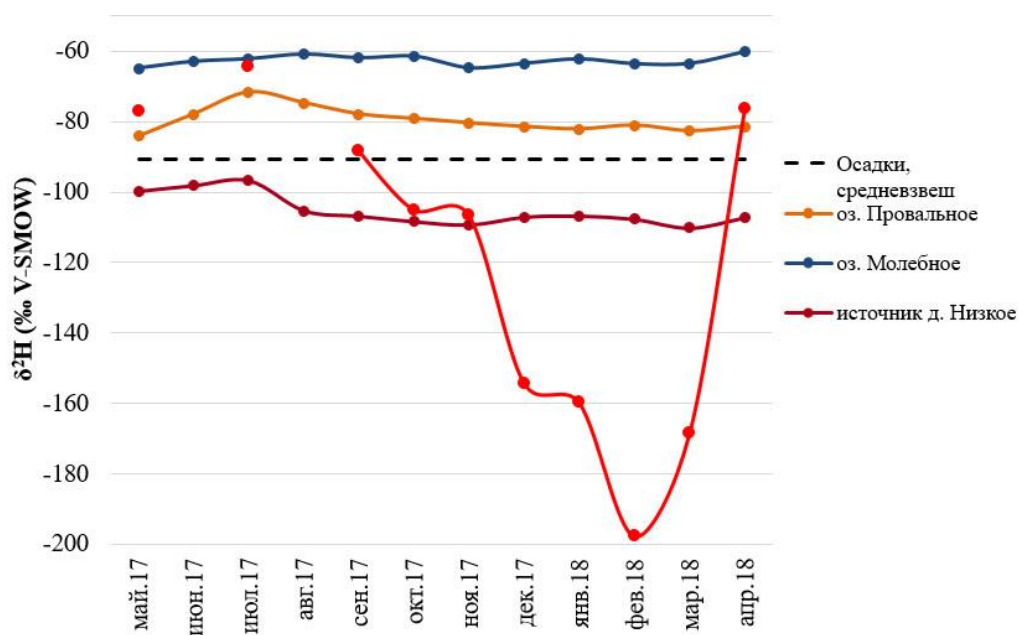


Рис. 4.19. Сезонный ход ($\delta^2\text{H}$) изотопного состава нижнепермской карбонатной серии

Пробы, отобранные в течение года из вод озер Молебное и Провальное значительно отклонены от ЛЛМВ (рис. 4.20). Как следует из характера распределения $\delta^2\text{H}$ (от $-60,1\text{‰}$ до $-82,7\text{‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ (от $-5,0\text{‰}$ до $-9,6\text{‰}$), озерные воды имеют наиболее тяжелый и относительно стабильный состав за счет процессов испарения с поверхности и разгрузки глубинных вод на дне озер. Наиболее тяжелый изотопный состав характерен в летнее время, наиболее легкий – в весеннее (оз. Провальное) и зимнее (оз. Молебное). При этом при разгрузке вод из сульфатных отложений состав вод наиболее легкий, по сравнению с водами, где разгрузка осуществляется из карбонатных пород.

Анализ корреляционной зависимости показывает, что между изотопными составами атмосферных осадков и карстовыми озерами взаимосвязи нет ($r_s = 0,17$ – $0,51$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$), а между изотопными составами источника в д. Низкое и осадками прослеживается сильная связь ($r_s = 0,75$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$). При сдвиге ряда данных изотопного состава водопроявлений на один месяц относительно атмосферных осадков, только корреляция между составами озера Провальное и осадками становится сильной ($r_s = 0,95$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$). Графически установлено, что изотопный состав

источников в осенний и зимний периоды реагирует на изменение состава осадков с задержкой в один (д. Низкое, оз. Провальное) месяц (рис. 4.19).

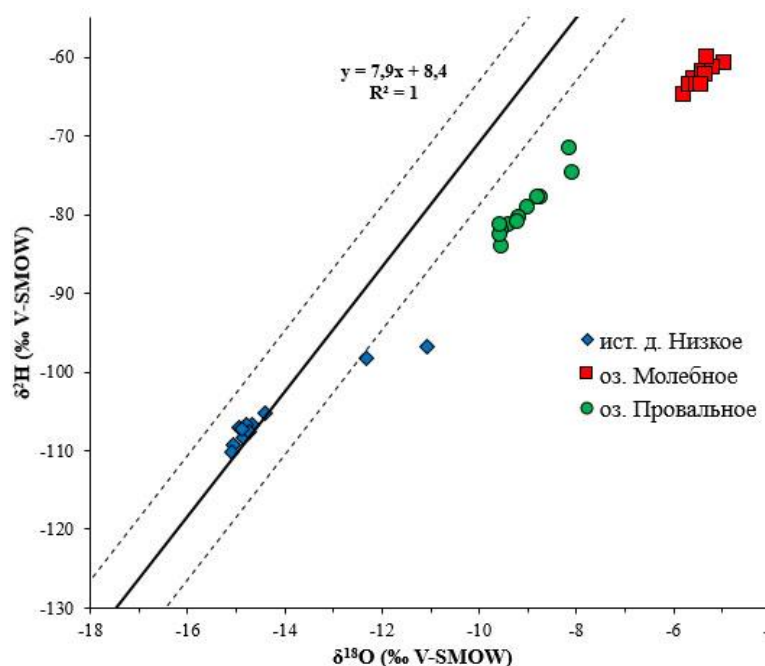


Рис. 4.20. Изотопный состав подземных вод нижнепермской карбонатной серии. Сплошная черная линия – ЛЛМВ для Пермского края; штриховые линии ограничивают коридор $\pm 1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$, соответствующий обычной вариабельности изотопного состава атмосферных осадков

Дополнительно проверили взаимосвязь изотопного состава речных вод и изученных водопроявлений нижнепермской карбонатной серией. Изотопный состав источника в д. Низкое имеет статистически незначимую корреляцию ($r_s = 0,43$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$) с водами р. Кишертки в д. Низкое (точка отбора 26 на рис. 2.5), но заметную и статистически значимую связь с составами вод р. Сылвы (20; $r_s = 0,69$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$) и сильную с р. Кишерткой в с. Усть-Кишерт (21; $r_s = 0,75$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$). Между изотопными составами озера Провальное и р. Сылвой отмечена сильная связь ($r_s = 0,80$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$), а с изотопным составом р. Кишертки в с. Усть-Кишерт устанавливается статистически значимая связь средней силы при сдвиге ряда данных озера на один месяц относительно речных вод ($r_s = 0,62$, $r_{s\ 0,05} = 0,60$, $n = 11$). Такое корреляционное распределение подтверждает схему направлений движений подземных вод по данным Турышева, где

многосторонний подземный сток осуществляется с запада по направлению к р. Сылва (рис. 2.6).

Данные мониторинга микроэлементного состава исследуемых водопроявлений показывают, что концентрация микроэлементов повышена в летне-осенний период. Вместе с тем содержания Cu ($0,001 \text{ мг/дм}^3$), Zn ($0,001\text{-}0,01 \text{ мг/дм}^3$), Sr ($0,002\text{-}1,56 \text{ мг/дм}^3$), Fe ($0,05\text{-}0,31 \text{ мг/дм}^3$), Pb ($0,0002\text{-}0,0007 \text{ мг/дм}^3$) в течение года не превышает ПДК, за исключением железа в осенний период. Концентрация железа повышена в озерных водах и составляет $0,29\text{-}0,31 \text{ мг/дм}^3$ при ПДК = $0,3 \text{ мг/дм}^3$.

Обобщение результатов химического и изотопного анализа позволяет охарактеризовать подземные воды нижнепермской карбонатной серии. Воды этой серии относятся к двум типам – гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой и гидрокарбонатно-кальциевой. В питании участвуют как атмосферные осадки зимнего и весеннего периодов, так и воды, разгружающиеся из карбонатных и сульфатных отложений. Определенную роль в формировании состава играет испарение с поверхности воды.

Подземные воды водоносной надзоны рифейско-нижнедевонских терригенных и метаморфических кварцитовидных пород (s.gR-D₁) охарактеризованы по данным изотопного и химического состава источника (Вилипский), выходящего на поверхность в *северном* районе и приуроченного к разломной зоне (точка отбора 6 на рис. 3.4). Вариации изменения минерализации малы ($287,0\text{-}304,0 \text{ мг/дм}^3$), а состав источника постоянный гидрокарбонатно-кальциево-магниевый (таб. 4.19). Детальный анализ сезонного изменения химического состава показывает, что в осенне-зимний периоды воды этой надзоны слабощелочные ($\text{pH} = 7,8\text{-}7,9$), весенне-летний – нейтральные ($6,9\text{-}7,2$). Кроме того, весной повышается роль SO_4^{2-} и Cl^- в формировании состава вод. Наличие сульфатов и хлоридов может быть объяснено повышенной ролью в питании вод атмосферных осадков зимнего периода, химический тип вод которых $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$. Как показывают результаты изотопного анализа, сезонное изменение изотопного состава

связано с облегчением состава в весенний период ($\delta^{18}\text{O} = -15,2\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -110,0\text{‰}$) и утяжелением в летний ($\delta^{18}\text{O} = -14,9\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -108,2\text{‰}$).

Таблица 4.19

Гидрохимическая характеристика вод рифейско-нижнедевонских терригенных и метаморфических кварцитовидных пород

Сезон 2017- 2018	Химический состав (мг/дм ³)									Изотопный состав (‰)	
	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	Минерализация	pH	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
Лето	219,6	10,1	1,9	9,1	40,1	19,9	3,0	304,0	7,2	-14,9	-108,2
Осень	207,4	10,2	2,3	6,9	42,0	15,6	2,8	287,0	7,9	-15,0	-109,7
Зима	201,0	10,9	2,2	7,9	45,7	18,1	3,6	291,0	7,8	-15,2	-109,9
Весна	203,0	12,2	3,0	7,0	43,7	15,5	3,7	295,0	6,9	-15,2	-110,0
Содержание NO ₂ во всех пробах 0,2 мг/дм ³ , NH ₄ ⁺ = 0,5-0,6 мг/дм ³ Химический тип воды постоянный HCO ₃ -Ca-Mg											

Стоит отметить, что изменения изотопного состава в осенне-зимне-весенний периоды незначительны и не превышают 0,2-0,3‰, а повышенные значения минерализации весной (295 мг/дм³) и хлорид-иона (3,0 мг/дм³) свидетельствует о некоторой изолированности источника от поверхностного стока. Сравнение данных сезонного хода изотопного состава источника и средневзвешенного значения атмосферных осадков, показывает, что значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ Вилипского источника относительно легче средневзвешенного состава местных осадков ($\delta^{18}\text{O} = -14,7\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -108,3\text{‰}$) за исключение трех месяцев (июль, август, октябрь). Как и в ранее охарактеризованных источниках, это связано с аномальным количеством выпавших тяжелых осадков за три указанных месяца, что привело к утяжелению состава вод источника. При этом статистически значимой корреляционной взаимосвязи между изотопными составами осадков и вод источника не обнаружено ($r_s = 0,23$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$) и при сдвиге серии проб подземных вод на один-два месяца вперёд относительно серии проб атмосферных осадков не меняется. Расчет взаимосвязи между изотопным составом источника и основной дренай *северного* района исследований – р. Колвой, что связи не обнаружено ($r_s = 0,27$, $r_{s\ 0,05} = 0,58$, $n = 12$), что указывает на то, что воды Вилипского источника не участвуют в питании реки.

Таким образом, состав водоносной надзоны рифейско-нижнедевонских терригенных и метаморфических кварцитовидных пород реагирует на «аномальные» метеорологические условия, связанные со снеготаянием в весенний период, длительных дождей в теплый период времени. Основной вклад в питание вносят осадки зимнего периода, но в зоне транзита изотопный состав меняется и зависит от литологии водовмещающих пород и от разгрузки более минерализованных вод.

Для вод этой зоны определен микроэлементный состав вод, при котором содержание меди в подземных водах изменяется от 0,001 до 0,012 мг/дм³, цинка – 0,001-0,005 мг/дм³, стронция – 0,009-1,19 мг/дм³, свинца – 0,0002-0,0006 мг/дм³ и не превышают ПДК. Концентрация микроэлементов в подземных водах в основном повышена в летне-осенний период, за исключением стронция, содержание которого увеличено весной (1,19 мг/дм³) и железа, имеющего постоянное содержание в воде (0,05 мг/дм³). Изменения содержаний большинства микроэлементов соответствуют по направлению изменениям в речных водах (р. Колва) и в атмосферных осадках.

Изотопный и химический состав подземных вод рифейско-нижнедевонских терригенных и метаморфических кварцитовидных пород позволяет утверждать, что воды пресные и имеют инфильтрационный генезис, но не исключается подток вод из нижележащих горизонтов.

Обобщая результаты изотопно-гидрохимических исследований подземных вод, проведенных на территории карстовых районов Среднего Предуралья в период 2017-2018 гг., мы пришли к следующему. Воды различных водоносных горизонтов, серий и комплексов *северного* (Ксенофонтовский и Соликамский карстовые районы) и *южного* (Нижнесылвинский, Иренский и Кишертский карстовые районы) районов исследований по изотопному (рис. 3.3) и химическому составу относятся к пресным или слабоминерализованным смешанного происхождения. Комплексная характеристика исследованных вод представлена в виде таблицы (табл. 4.20).

Таблица 4.20

Комплексная характеристика гидрогеологических подразделений по химическому и изотопному составу

Наименование и индексы гидрогеологических подразделений		Название источника	Местоположение	Гидрохимическая фация	Минерализация мг/дм ³	Изотопный состав, ‰	
						$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
aQ	аллювиальные четвертичные отложения	у п/л Жемчужина Урала	северный район	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca};$ $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na} *$	45-48	-14,8 ÷ -16,0	-108,6 ÷ -115,7
P ₁ slk	соликамская терригенно-карбонатная свита	Параскевы Пятницы		$\text{HCO}_3\text{-Ca}$	258-274	-14,2 ÷ -15,8	-107,5 ÷ -111,8
P ₁ slk//aQ	контакт соликамской терригенно-карбонатной свиты с четвертичным аллювием	Почкинский		$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$	246-431	-14,2 ÷ -16,3	-108,0 ÷ -119,4
		Вильгортский		$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$			
P ₁ im	иренская карбонатно-сульфатная серия	Озера Кунгурской Ледяной пещеры	южный район	$\text{SO}_4\text{-Ca}$	1846-2610	-13,5 ÷ -16,0	-102,2 ÷ -116,2
		Озера Ординской пещеры		$\text{SO}_4\text{-Ca}$			
		Арсеновский		$\text{SO}_4\text{-Ca}$			
		Подзудевский		$\text{SO}_4\text{-Ca}$			
P ₁ k	кунгурская карбонатно-сульфатная серия	У входа в п. Дивья	северный район	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$	213-2110	-13,9 ÷ -15,3	-104,3 ÷ -109,2
		Закаменка		$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$			
		Алалай		$\text{HCO}_3\text{-Ca}$			
		в д. Зуево (Зуевский)	южный район	$\text{SO}_4\text{-Ca};$ $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}; *$ $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg} *$			
sP ₁ a-ag	ассельско-артинский терригенный комплекс	Свято-Никольский	северный район	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$	335-364	-14,4 ÷ -15,5	-107,3 ÷ -110,9
cP ₁	нижнепермская карбонатная серия	в д. Низкое	южный район	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$	144-738	-5,0 ÷ -15,1	-60,1 ÷ -110,2
		Озеро Молебное		$\text{HCO}_3\text{-Ca}$			
		Озеро Провальное		$\text{HCO}_3\text{-Ca};$ $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg} *$			
s.gR-D ₁	рифейско-нижнедевонские терригенные и метаморфические кварцитовидные породы	Вилипский	северный район	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$	291-304	-14,3 ÷ -15,6	-104,7 ÷ -110,6

Примечание * гидрохимическая фация вод демонстрирует сезонную изменчивость.

Поскольку подземные воды четвертичного аллювиального горизонта и надзоны рифейско-нижнедевонских терригенных и метаморфических кварцитовидных пород охарактеризованы по данным одного источника, а подземные воды в нижнепермских отложениях — на основе достаточно большой выборки, то целесообразно обобщить и представить характеристику последней группы подземных вод.

4.3.1. Концептуальные модели формирования состава подземных вод в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья

В результате применения изотопных и химических методов анализа определены основные особенности формирования состава подземных вод

(источников, подземных и поверхностных озер), сосредоточенных в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья. Выявленные источники питания с учетом сезонных изменений изотопно-гидрохимических параметров подземных вод являются основой концептуальной модели формирования состава вод.

На график распределения изотопного состава разных типов вод, который был обобщен автором по материалам отечественных и зарубежных ученых, нанесли полученные данные изотопного состава подземных вод в нижнепермских отложениях (рис. 4.21). По изотопным данным следует, что подземные в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья пресные или слабоминерализованные инфильтрационного генезиса. Данные комплексного изотопного и химического анализов показывают, что питание подземных вод смешанное, которое происходит за счет атмосферных осадков в основном зимнего и весеннего периодов, напорной разгрузки вод и внедрения вод поверхностного руслового стока.

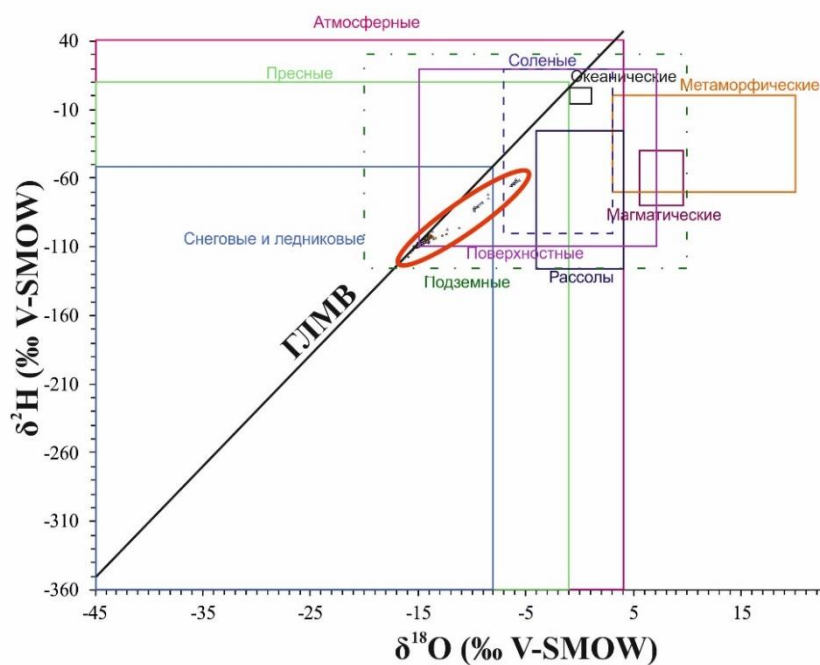


Рис. 4.21. Распределение типов воды по изотопному составу. Красным выделены вариации изотопного состава исследованных вод в нижнепермских отложениях

Воды исследованных *источников* приурочены к водоносной соликамской терригенно-карбонатной свите (P₁slk), водоносной кунгурской карбонатно-

сульфатной серии (P_{1k}), водоносному ассельско-артинскому терригенному комплексу (sP_{1a-ar}), локально-слабоводоносной нижнепермской карбонатной серии (cP_1) и разгружаются на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта (P_{1slk}/aQ). Для них установлено, что основная роль в питании принадлежит атмосферным осадкам и напорной разгрузке. Первое подтверждается обычным распределением содержаний стабильных изотопов водорода и кислорода в подземных водах: питание талыми водами в весеннее время приводит к облегчению состава вод, а питание дождями в летний период – к утяжелению состава летом и осенью. Соотношение изотопного состава источников со средневзвешенным составом атмосферных осадков, также подтверждает то, что основная доля в питании источников принадлежит относительно легким атмосферным осадками зимне-весеннего периода.

Подземные воды разных гидрогеологических подразделений оказались разные по режиму питания, что обусловлено разным литологическим строением, климатическими факторами, геоморфологией и др. Это отразилось на динамике изменения минерализации в течение года (рис. 4.22).

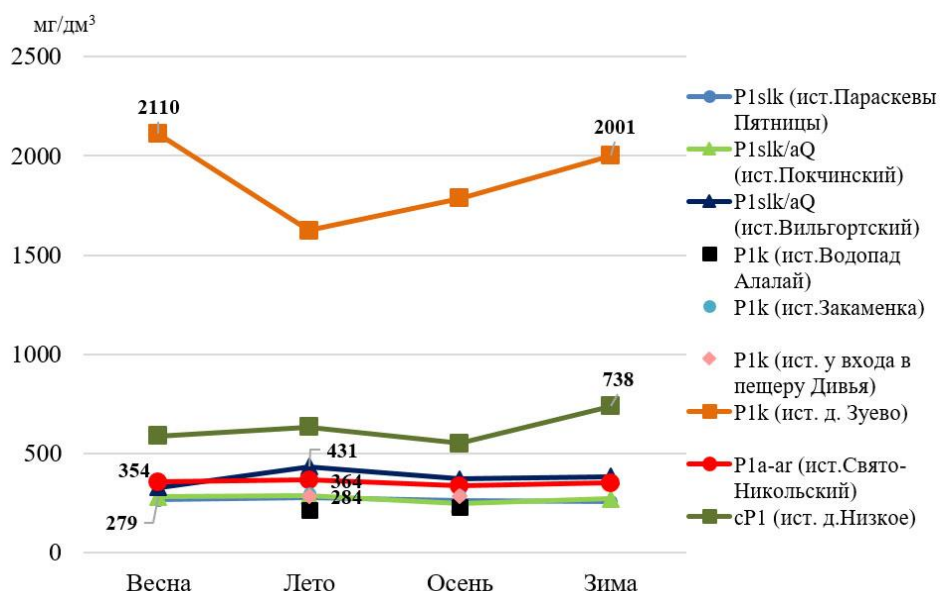


Рис. 4.22. Сезонное изменение минерализации источников северного и южного районов исследования

Повышенные значения минерализации в весенний и летний периоды свидетельствуют об отсутствии связи с поверхностным стоком и о наличии

напорной разгрузки, которая осуществляется в подземные воды соликамской терригенно-карбонатной свиты (P_{1slk}), ассельско-артинского терригенного комплекса (sP_{1a-ar}) и на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты с четвертичным аллювиальным горизонтом (P_{1slk}/aQ). Стоит отметить, что повышенная минерализация в водах вышеуказанных гидрогеологических подразделений в летний период сопровождается повышением сульфат-, хлорид- и гидрокарбонат-ионов. Это можно объяснить геологическим и гидрогеологическим строением территории исследования. Источники соликамской терригенно-карбонатной свиты (P_{1slk}), ассельско-артинского терригенного комплекса (sP_{1a-ar}) и на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты с четвертичным аллювиальным горизонтом (P_{1slk}/aQ) тяготеют к трещиноватым зонам и тектоническим нарушениям. Водоупоры часто невыдержанны и разделяют горизонт на отдельные водоносные слои, и в ряде случаев обуславливают появление напорных вод.

Для вод на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты с четвертичным аллювиальным горизонтом (P_{1slk}/aQ) и нижнепермской карбонатной серии (cP_1), расположенных в зоне интенсивной трещиноватости напорная разгрузка выявлена и в зимний период (поскольку минерализация в это время повышена). Для подземных вод кунгурской карбонатно-сульфатной серии (P_{1k}) напорная разгрузка зафиксирована весной и зимой (зафиксирована высокая минерализация, но легкий изотопный состав).

Для вод ассельско-артинского терригенного комплекса (sP_{1a-ar}) установлено, что атмосферные осадки питают их еще и в зимний период, поскольку химический состав осадков источника соответствует составу атмосферных осадков не только осеннего, но и зимнего периода. По распределению изотопно-гидрохимических параметров подземных вод составлена сводная таблица питания по сезонам (табл. 4.21).

Таблица 4.21

Сезонное распределение источников питания по результатам изотопного и химического анализа

Гидрогеологическое подразделение	Весна	Лето	Осень	Зима
Соликамская терригенно-карбонатная свита (P_1slk)	атм.осадки напорная разгрузка	атм.осадки напорная разгрузка	атм.осадки	атм.осадки
На контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта ($P_1slk//aQ$)	атм.осадки напорная разгрузка	атм.осадки напорная разгрузка	атм.осадки	атм.осадки напорная разгрузка
Кунгурская карбонатно-сульфатная серия (P_1k)	атм.осадки напорная разгрузка	атм.осадки	атм.осадки	атм.осадки напорная разгрузка
Ассельско-артинский терригенный комплекс (sP_1a-ar)	атм.осадки напорная разгрузка	атм.осадки напорная разгрузка	атм.осадки	атм.осадки
Нижнепермская карбонатная серия (cP_1)	атм.осадки	атм.осадки	атм.осадки	атм.осадки напорная разгрузка

Данные корреляционного анализа подтверждают, что питание источников смешанное. Для трех источников на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта ($P_1slk//aQ$), соликамской терригенно-карбонатной свиты (P_1slk) и кунгурской карбонатно-сульфатной серии (P_1k ; Вильгортский, Параскевы Пятницы и в д. Зуево) взаимосвязи между изотопными составами с атмосферными осадками не установлено ($r_s = 0,35-0,52$ при $r_{s\ 0,05} = 0,58$). Это и указывает на то, что атмосферные осадки не единственный источник питания. Для источников на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты и четвертичного аллювиального горизонта ($P_1slk//aQ$), ассельско-артинского терригенного комплекса (sP_1a-ar) и нижнепермской карбонатной серии (cP_1 ; Покчинский, Свято-Никольский и в д. Низкое) взаимосвязь между изотопными составами с атмосферными осадками подтверждается статистически ($r_s = 0,59-0,75$ при $r_{s\ 0,05} = 0,58$). Хотелось бы подчеркнуть, атмосферные осадки попадают в водоносный горизонт ассельско-артинского терригенного комплекса (Свято-Никольский источник), кунгурской карбонатно-сульфатной серии (источник у д. Зуево) и на контакте соликамской терригенно-карбонатной свиты и

четвертичного аллювиального горизонта (источник Покчинский) через один месяц после выпадения, что отражается в увеличении корреляционной взаимосвязи между изотопными составами атмосферных осадков и источников при сдвиге ряда данных источников на один месяц относительно осадков ($r_s = 0,65-0,70$ при $r_{s\ 0,05} = 0,60$). Для остальных подразделений графически установлено, что изменения изотопных составов источников в летний период происходит через месяц после выпадения атмосферных осадков, осенью – через два месяца, зимой – через один-три месяца. Сток атмосферных осадков к источникам происходит, но с некоторой задержкой во времени (до трех месяцев), по отношению к моментам их выпадения, поэтому изотопный состав подземных вод также изменяется через определенное время поступления осадков. Воды кунгурской карбонатно-сульфатной серии (P_{1k}), и нижнепермской карбонатной серии (cP_1) расположены гипсометрически выше уреза воды и поэтому они подпитывают речную сеть, а речные воды никак не влияют на химический и изотопный состав источников, что также подтверждается статистическими методами ($r_s = 0,69-0,79$ при $r_{s\ 0,05} = 0,58$).

Питание вод *подземных озер* водоносной иренской карбонатно-сульфатной серии (P_{1irn}), исследованных в Кунгурской Ледяной и Ординской пещер, имеет разный характер. Так, для подземных озер Кунгурской Ледяной пещеры нами выделено два источника питания – инфлюация речных вод (водами р. Сылвы) и разгрузка вод из филипповского горизонта. Но не стоит отбрасывать третий источник питания – инфильтрация атмосферных осадков по трещинам массива, которая выражена в виде капли. Данные изотопного состава позволили установить, что неравномерное распределение изотопных параметров в озерах Кунгурской Ледяной пещеры связано с режимом подъема уровня воды на р. Сылва и временем транзита вод внутри массива.

Комплексный анализ изотопных и химических данных позволил нам выделить две группы озер по их отношению с речными водами. Первая группа (грот Вышка, Бирюзовое озеро) связана с водами р. Сылва и ход изменения изотопного состава озер повторяет ход речных вод. При этом между

изотопными составами речных вод статистически значимая корреляция установлена только для вод грота Бирюзовое озеро и речные воды поступают в карстовый массив только примерно через один месяц. Вторая группа озер (гроты Длинный, Дружба Народов и Близнецы) не связана с речными водами. Поступление вод поверхностного руслового стока происходит, но за время транзита речной воды озера настолько меняют свой состав, что статистически связь с речными водами не устанавливается. По содержанию стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) определено время транзита, которое увеличивается до трех-девяти месяцев. Отсутствие статистически значимой корреляции между изотопными составами подземных и речных вод также связано с напорной разгрузкой вод филипповского горизонта, что подтверждается и химическим анализом. Весной для вод озер Кунгурской Ледяной пещеры отмечена повышенная минерализация, нехарактерная для этого периода.

Для ходов Ординской пещеры ранее [17] были установлены три источника питания: инфильтрационное, инфлюационное и разгрузка из нижележащих горизонтов. Наши исследования только дополнили известные данные. Так установлены пути фильтрации воды и его временные характеристики от источника питания к участку водопроявления в зоне горизонтального движения воды. При субвертикальной инфильтрации и субгоризонтальном движении вод время поступления воды составляет шесть месяцев. Такой временной интервал движения приводит к формированию изотопного состава, отличного от источника питания, что подтверждается данными корреляционного анализа – установлена слабая связь или ее отсутствие. С другой стороны, статистические данные и данные изотопного состава позволили определить основные пути движения вод со стороны реки и выявить некоторую особенность формирования вод озера в привходовой части пещеры. Озеро Входное подпитывают воды нижележащих горизонтов, что подтверждается высокой минерализацией, наличием ионов хлора и натрия, а также неравномерным изотопным составом. При этом связь с атмосферными осадками отсутствует. Стоит отметить, что для вод Ординской

пещеры характерны повышенные значения минерализации, но при этом относительно тяжелый состав и наоборот.

Воды сифонной циркуляции оказались легче по изотопному составу вод зоны горизонтальной циркуляции, что указывает на подток из карбонатных отложений филипповского горизонта. Но при этом также происходит питание легкими зимне-весенними атмосферными осадками, а время поступления последних занимает шесть месяцев.

Как было установлено ранее [38], поверхностные *карстовые озера*, приуроченные к локально-слабоводоносной нижнепермской карбонатной серии (сР₁) имеют смешанное питание. Питание вод осуществляется атмосферными осадками и напорной разгрузкой. Наши исследования подтвердили эти данные, а также выявили некоторые особенности при разгрузке вод. Изотопный анализ показывает, что состав карстовых озер значительно обогащен стабильными изотопами за счет процессов испарения с поверхности воды. На графике (рис. 4.23) это показано отклонением относительно ЛЛМВ Пермского края.

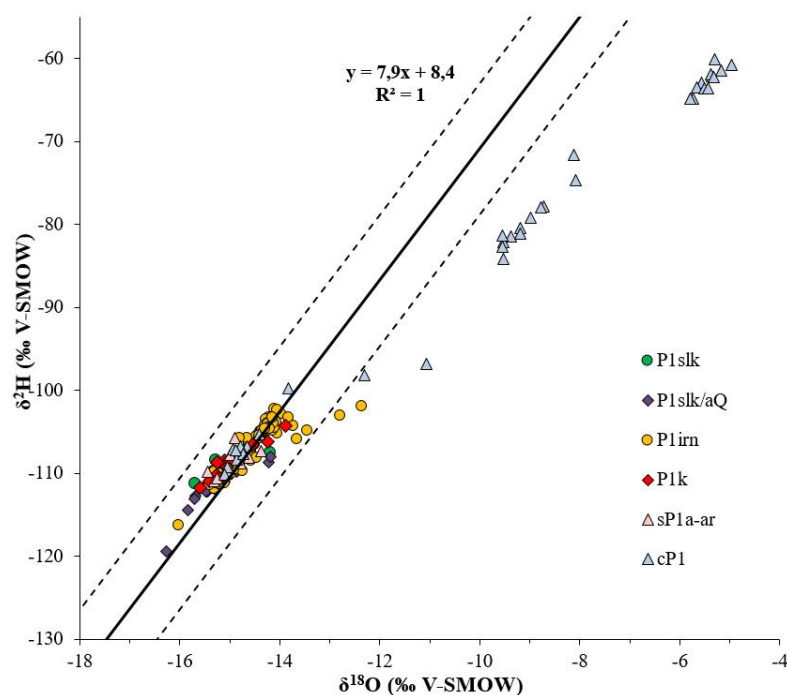


Рис. 4.23. Изотопный состав подземных вод в нижнепермских отложениях. Сплошная черная линия – ЛЛМВ для Пермского края. Штриховые линии ограничивают коридор $\pm 1\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$, соответствующий обычной вариабельности изотопного состава атмосферных осадков

Для озера Провальное изотопный состав соответствует обычному распределению изотопного состава атмосферных осадков, а разгрузка осуществляется из сульфатных пород кунгурского яруса. Стоит отметить, что атмосферные осадки после выпадения попадают в озеро через один месяц (статистически это выражено в усилении корреляции). Для озера Молебное связи с атмосферными осадками не выявлено, а напорная разгрузка вод происходит из карбонатных отложений. При этом при разгрузке из сульфатных отложений состав вод наиболее легкий, по сравнению с водами, где разгрузка осуществляется из карбонатных пород. Предполагается, что такое распределение вызвано активными процессами при взаимодействии вода-порода, то есть связано с процессами выщелачивания сульфатно-карбонатных пород, при котором происходит изотопный обмен.

Как известно, состав подземных вод отражает минералогические особенности той породы, через которые она фильтровалась, при этом химический состав вод формируется за счет процессов выщелачивания солей. Обогащение вод ионами осуществляется непосредственно за счет выщелачивания растворимых минералов, находящихся в породах. Поэтому изменение изотопного состава вод, так же, как и изменение их химического состава зависит от состава вмещающих пород.

По химическому составу изученные подземные воды были разделены на типы (фации). Было выделено четыре основных типа вод: гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые; сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевые и сульфатно-кальциевые (табл. 4.22). Первые два типа вод ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$) относятся к соликамской терригенно-карбонатной свите и ассельско-артинскому терригенному комплексу, где основные вмещающие породы этих подразделений являются мергели, известняки, песчаники, алевролит, то есть карбонатные и терригенные породы.

Подземные воды $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{SO}_4\text{-Ca}$ составов относятся к водоносной иренской карбонатно-сульфатной серии, частично кунгурской карбонатно-

сульфатной серии и нижнепермской карбонатной серии. Основными водоносными породами этой серии являются гипсы, ангидриты, доломиты, мергели, известняки, песчаники, то есть карбонатные, сульфатные и терригенные породы. Воды сульфатно-кальциевого состава распространены только в *южном* районе исследований.

Таблица 4.22

Комплексная характеристика подземных вод в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья

Наименование и индексы гидрогеологических подразделений		Гидрохимическая фация	Минерализация	Изотопный состав	
				$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
P ₁ slk	соликамская терригенно-карбонатная свита	HCO ₃ -Ca	258-274	-14,2 ÷ -15,8	-107,5 ÷ -111,8
P ₁ slk//aQ	контакт соликамской терригенно-карбонатной свиты с четвертичным аллювием	HCO ₃ -Ca-Mg	246-431	-14,2 ÷ -16,3	-108,0 ÷ -119,4
		HCO ₃ -Ca-Mg			
P ₁ irn	иренская карбонатно-сульфатная серия	SO ₄ -Ca	1846-2610	-13,5 ÷ -16,0	-102,2 ÷ -116,2
		SO ₄ -Ca			
		SO ₄ -Ca			
		SO ₄ -Ca			
P ₁ k	кунгурская карбонатно-сульфатная серия	HCO ₃ -Ca-Mg	213-2110	-13,9 ÷ -15,3	-104,3 ÷ -109,2
		HCO ₃ -Ca-Mg			
		HCO ₃ -Ca			
		SO ₄ -Ca; SO ₄ -HCO ₃ -Ca; * SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Mg *			
sP _{1a} -ar	ассельско-артинский терригенный комплекс	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg	335-364	-14,4 ÷ -15,5	-107,3 ÷ -110,9
cP ₁	нижнепермская карбонатная серия	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg	144-738	-5,0 ÷ -15,1	-60,1 ÷ -110,2
		HCO ₃ -Ca			
		HCO ₃ -Ca; HCO ₃ -Ca-Mg *			

По изотопным и химическим данным были обобщены изотопно-гидрохимические характеристики вод, залегающих в нижнепермских отложениях, и представлены в виде диапазонов изменения минерализации и изотопного состава (табл. 4.23). Из расчетов исключили данные изотопного состава карстовых озер Молебное и Провальное *южного* района исследований, поскольку большую роль в формировании их состава играет испарение с поверхности. Поэтому их первоначальный изотопный состав

значительно тяжелее относительно исследуемых источников (на графике отклонены вправо относительно ЛЛМВ для Пермского края; рис. 4.23).

Таблица 4.23

Распределение средних гидрохимических показателей подземных вод по типу воды

Химический тип воды	Минерализация (мг/дм ³)	Изотопный состав (‰)	
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
SO ₄ -Ca	2267,6	-14,5	-106,4
SO ₄ -HCO ₃ -Ca	1880,3	-14,7	-107,4
HCO ₃ -SO ₄ -Ca	400,2	-14,7	-107,6
HCO ₃ -Ca	296,4	-15,2	-110,6

Установлено, что при смене гидрохимической формации с HCO₃-Ca на SO₄-Ca происходит увеличение минерализации и обогащение вод тяжелыми изотопами. Легкий изотопный состав и низкую минерализацию имеют подземные воды соликамской терригенно-карбонатной свиты и ассельско-артинского терригенного комплекса, повышенной минерализацией и наиболее тяжелым изотопным составом обладают воды водоносной иренской карбонатно-сульфатной серии, частично кунгурской карбонатно-сульфатной серии и нижнепермской карбонатной серии.

Относительно литологического состава вмещающих пород низкую минерализацию и относительно легкий изотопный состав имеют подземные воды в карбонатно-терригенных отложениях, а воды в карбонатно-сульфатно-терригенных отложениях характеризуются повышенной минерализацией и тяжелым изотопным составом. Появление сульфатов привело к изменению изотопного состава вод.

Полученные сравнительные результаты позволили сделать предварительный вывод о том, что изотопный состав подземных вод зависит от состава вмещающих пород, но практически не зависит от возраста гидрогеологического подразделения, в которых сосредоточены подземные воды.

По данным, полученным в результате исследований, можно оценить влияние релеевской дистилляции на фракционирование изотопов между жидкостью и паром и определить в каких условиях оно происходило:

равновесных или неравновесных. В задачи исследований не входило определять изотопный состав парообразной фазы, поэтому судить о влиянии релеевского испарения на формирования изотопного состава вод возможно из расчетов тангенса угла наклона прямой для подземных вод Среднего Предуралья по изотопным данным.

Расчёты показали, что тангенс угла наклона прямой для подземных вод равен 4,9 (рис. 4.24), при этом при релеевском испарении он равен ~ 8 . То есть, накопление изотопов водорода и кислорода в подземных водах не подчиняется уравнению Рэля, испарение происходит в неравновесных условиях, при котором вступает в действие кинетический фактор, а также происходит изотопный обмен между жидкостью и паром. Как и упоминалось ранее, равновесные условия определяет температура воздуха. Если воздействуют еще какие-то факторы, то условия становятся неравновесными.

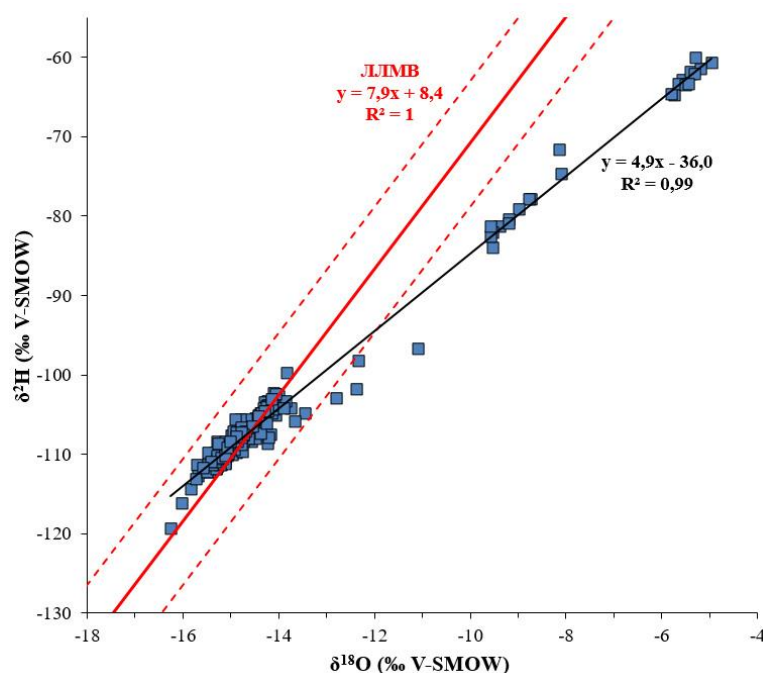


Рис. 4.24. Тангенс угла наклона прямой, описывающей изменение концентрации дейтерия и кислорода-18 в подземных водах в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья

Для уточнения процессов фракционирования в системе гипс-вода и карбонат-вода, мы рассчитали коэффициенты фракционирования для каждого источника, определили индекс насыщения (И.н.) и коэффициент растворимости (К.р.). Данные по кислороду-18 для карбонатов и сульфатов

заимствованы из работы [16]. Оказалось, что при взаимодействии гипс-вода коэффициент фракционирования меньше нормы, при котором происходит изотопный обмен ($\alpha = 0,332-0,938$, при $\alpha = 1,004$), а в системе карбонат-вода, наоборот, α в основном больше 1,031 ($\alpha = 1,504-1,631$), что указывает на обменные процессы в этой системе. Полученные данные индекса насыщения и коэффициента растворимости показали, что подземные воды в районах исследований в основном перенасыщены карбонатом кальция (И.н. > 0 , К.р. ≥ 1) и недосыщены (И.н. < 0 , К.р. < 1) или находятся в равновесии (И.н. $= 0$, К.р. $= 1$) с сульфатом кальция.

Поэтому можно сделать вывод, что изменение минерализации, а также изотопного состава вод, сосредоточенных в разных вмещающих породах Среднего Предуралья, главным образом определяется взаимодействием «вода-порода» и в меньшей мере – релеевской дистилляцией.

Распределение изотопного состава подземных вод в нижнепермский отложениях показывает, что в основном подземные воды находятся в пределах вариабельности значений изотопного состава атмосферных осадков (не выходят за пределы $\pm 1\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$). Значения концентраций стабильных изотопов поверхностных карстовых озер (Молебное и Провальное) в течение всего периода исследований, источника в д. Низкое и подземных озер в гротах Близнецы и Длинный летом отклонены относительно ЛЛМВ. Обогащение изотопами $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ происходит под влиянием испарительного фракционирования, что связано с испарением с поверхности озер, как поверхностных, так и подземных. В подземных озерах, как установлено ранее [52], при испарении с поверхности воды и концентрации растворов происходит образование пленки на поверхности. По данным мониторинга на озерах Кунгурской Ледяной пещеры пленка обычно образуется в летне-осенний период, что подтверждает процессы испарения с озер в этот период и утяжеление состава. Интересно, что только в двух гротах так отчетливо выражены процессы испарения, однако пленка образуется на поверхности озер и в других гротах. Это объясняется тем, что интенсивный подток вод

филипповского горизонта активизируют процессы растворения, и приводит к утяжелению состава вод. Такой же механизм был выявлен для поверхностных озер при напорной разгрузке из карбонатных отложений. Для источника в д. Низкое большое влияние на утяжеление состава воды оказало обилие дождей в летний период: в это время выпало 53% годовой нормы осадков.

Поскольку атмосферные осадки являются одним из основных источников питания подземных вод зоны активного водообмена, поэтому их состав напрямую влияет на состав подземных вод. Изотопный состав осадков напрямую зависит от климатических условий (температура воздуха) и изменяется в соответствии с экваториально-полярным эффектом. Соответственно изотопный и химический состав подземных вод также должен изменяться соответственно широтной зональности.

Как было установлено ранее, изотопный состава атмосферных осадков изменяется в широтном направлении утяжеляясь с севера на юг. Большой объем данных по изотопному и химическому составу водопроявлений позволил определить средние показатели химического и изотопного состава подземных вод, сосредоточенных в нижнепермских отложениях. Анализ изотопно-химического состава подземных вод позволил впервые установить широтную зональность изменения состава подземных вод с севера на юг. Средние изотопного состава рассчитаны без учета состава вод карстовых озер Кишертского карстового района, поскольку они имеют особые условия формирования изотопного состава, связанные с испарением. Для *северного* района средние значения минерализации составляют $302,7 \pm 8,9$ мг/дм³, изотопного состава – $\delta^{18}\text{O} = -15,2 \pm 0,05\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -110,5 \pm 0,27\text{‰}$ (1 σ), для *южного* – $2091,0 \pm 73,6$ мг/дм³, $\delta^{18}\text{O} = -14,5 \pm 0,06\text{‰}$ и $\delta^2\text{H} = -106,4 \pm 0,29\text{‰}$ (1 σ). Распределение гидрохимических характеристик подземных вод демонстрирует широтную зональность: состав вод утяжеляется, минерализация увеличивается с севера на юг (рис. 4.25). Такое распределение в основном связано с изменением климатических условий. Наряду с

метеорологическими факторами, особую роль в формировании состава подземных вод, в основном химического, играет состав вмещающих пород.

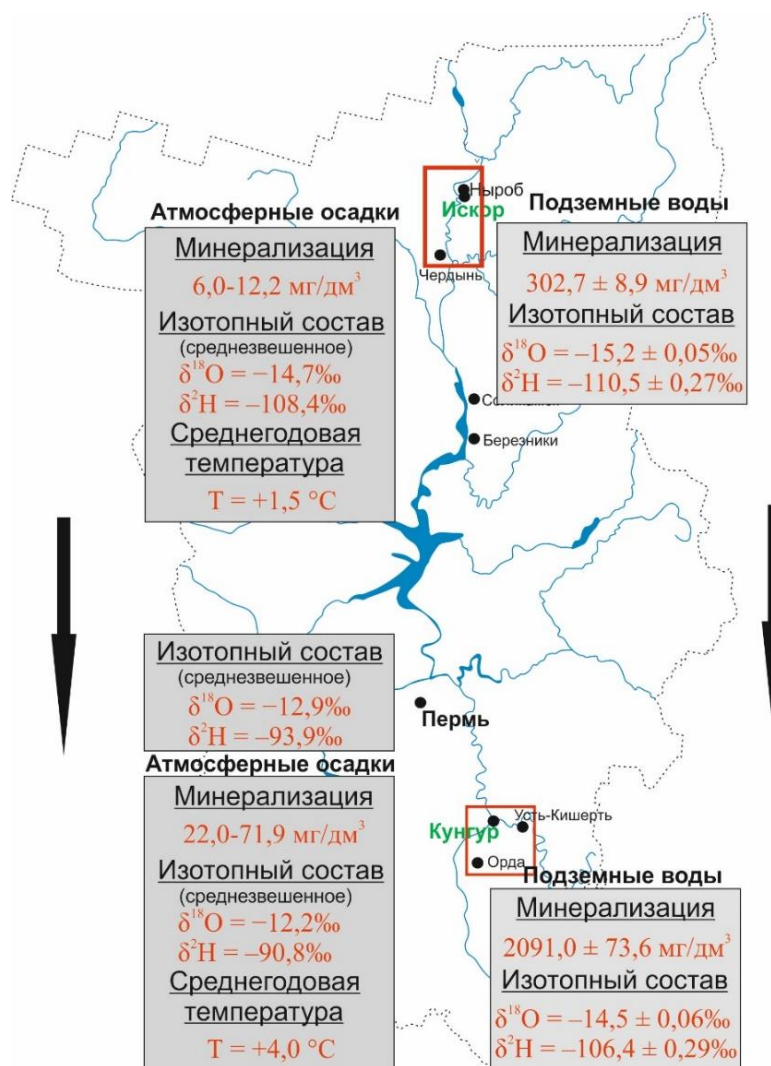


Рис. 4.25. Зональное изменение изотопного и химического состава атмосферных осадков и подземных вод

Обобщение данных микроэлементного анализа подземных вод всех гидрогеологических подразделений показывает, что содержания основных микроэлементов соответствуют и не превышают ПДК. Повышенные концентрации некоторых элементов (Sr и Fe) характерны для поверхностных и подземных озер водоносных иренской карбонатно-сульфатной серии и кунгурской карбонатно-сульфатной серии.

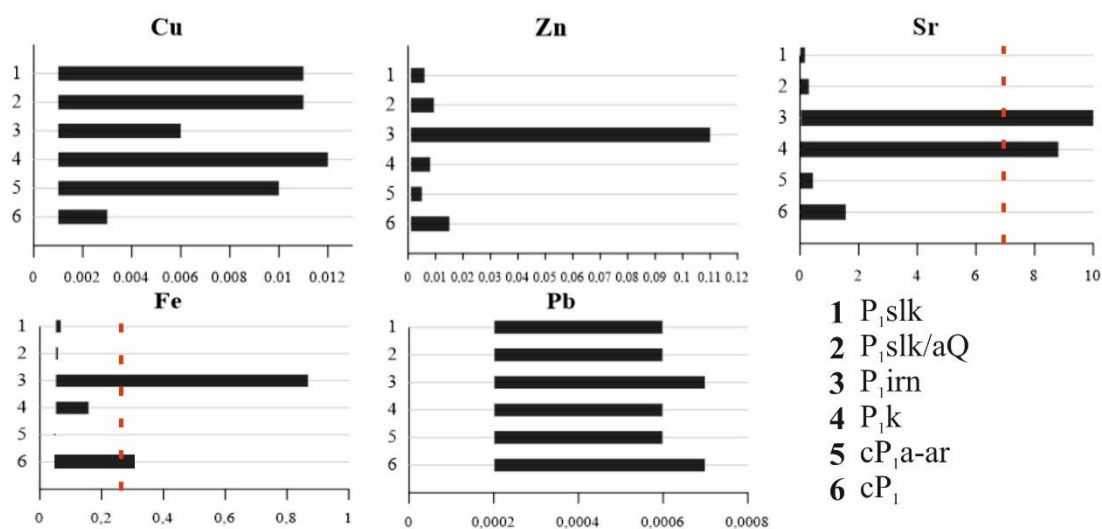


Рис. 4.25. Диапазоны изменения микроэлементного (Cu, Zn, Sr, Fe, Pb) состава в подземных водах разных гидрогеологических подразделений. Красная пунктирная линия – предельно допустимые концентрации

ОСНОВНЫЕ ВЫВООДЫ ПО РАЗДЕЛУ 4.

1. Данные изотопного состава атмосферных осадков *северного* и *южного* районов исследований позволили уточнить параметры локальной линии метеорных вод для исследуемых районов и для Пермского края в целом, которые оказались близки к параметрам глобальной линии метеорных вод. Угол наклона ЛЛМВ говорит о влиянии на изотопный состав осадков испарительного фракционирования при движении осадков со стороны Атлантического океана. А средневзвешенные годовые значения изотопного состава осадков для станций Искор, Пермь и Кунгур демонстрируют широтную зональность, снижаясь в направлении с юга на север, что с большой вероятностью отразится на составе подземных вод и вод поверхностного руслового стока. Полученные данные по распределению стабильных изотопов в атмосферных осадках являются основой для интерпретации подземных и речных вод.

2. Изучение химического и изотопного состава речных вод *северного* и *южного* районов позволили установить, что речные воды имеют несколько источников питания. В зимний период доминирующая роль в питании рек принадлежит разгрузке подземных вод, весной – талые воды, а летом и осенью – атмосферные осадки. Речные воды *северного* района меняют свой состав в

зависимости от сезона и преобладающей долей различных источников питания, воды *южного* района имеют постоянный состав. Между изменениями изотопного состава выявлена задержка времени передачи изотопного сигнала от атмосферных осадков к речным водам в один месяц, что связано с иммобилизацией осадков в виде снега в зимние месяцы, а также «прохождением» осадков через стадию поверхностных и подповерхностных (почвенных) вод. По данным микроэлементного анализа установлен еще один источник питания речных вод в летне-осенний периоды – болотные воды.

3. Исследованные подземные воды относятся к зоне вертикальной нисходящей, горизонтальной и сифонной циркуляции. Воды зоны вертикальной циркуляции в виде *капели* являются важным элементом при изучении растворимости карстующихся пород в естественных условиях. Инфильтрационные воды Кунгурской и Ординской пещер относятся к подзоне подвешенных вод вертикальной зоны циркуляции и имеют постоянный сульфатно-кальциевый состав. Время, необходимое для инфильтрации вод в карстовый массив составляет для Кунгурской Ледяной пещеры от одного до девяти-двенадцати месяцев в зависимости от сезона, для Ординской пещеры – шесть месяцев.

Подземные воды, опробованные в виде источников, поверхностных и подземных озер, исследуемых районов относятся к зонам горизонтальной и сифонной циркуляции вод. Приуроченность *источников* к зонам повышенной трещиноватости, невыдержанность водоупоров и разделение горизонтов на отдельные слои формирует химический и изотопный облик подземных вод. На основе изотопных данных и данных химического состава установлены сезонные источники питания состава подземных вод, сосредоточенных в нижнепермских отложениях. Формирование вод происходит за счет атмосферных осадков периода снеготаяния, обильных дождей и напорной разгрузки сульфатных и карбонатных вод из нижележащих горизонтов в зимний, весенний и летний периоды. Изотопный состав источников реагирует на изменение состава осадков в разные периоды года с задержкой в один-три

месяца: летом – один месяц, осенью – около двух месяцев, зимой от одного до трех месяцев.

Воды *подземных озер* имеют постоянный сульфатно-кальциевый состав. Химический и изотопный состав вод изменяются посезонно и зависят от режима подъема и внедрения речных вод, перемещения карстовых вод внутри массива и субвертикальной инфильтрации от приповерхностной части массива. Установлено, что весной большую роль в питании и формировании состава играют воды филипповского горизонта и атмосферные осадки зимнего и весеннего периодов. Движение подземных вод в Кунгурской Ледяной и Ординской пещерах имеет сложный характер и связано с режимом подъема уровня воды в реках и выпадением атмосферных осадков. Данные о времени транзита позволили уточнить схему движения воды внутри массива пещеры.

Формирование изотопного состава вод *карстовых озер* отличается от процесса формирования состава подземных вод. Водная поверхность озер подвержена значительному испарению, поэтому воды обогащены тяжелыми изотопами, в отличие от источников и подземных озер. При разгрузке вод из терригенно-карбонатно-сульфатных отложений состав вод наиболее легкий, по сравнению с водами, где разгрузка осуществляется из терригенно-карбонатных пород, что связано с изотопным обменом при взаимодействии «вода-порода».

Изменение изотопного состава подземных вод, так же, как и изменение их химического состава определяется взаимодействием «вода-порода» и практически не зависит от возраста гидрогеологического подразделения, в которых сосредоточены подземные воды. Фракционирование изотопов происходит в неравновесных условиях, т.е. реллевская дистилляция мало влияет на формирование состава вод. При смене гидрохимической формации с гидрокарбонатной на сульфатную повышается минерализация и в тоже время утяжеляется изотопный состав вод. Подземные воды в карбонатно-терригенных отложениях имеют низкую минерализацию и относительно легкий изотопный состав, по сравнению с водами в карбонатно-сульфатно-

терригенных отложениях. При напорной разгрузке вод из карбонатных отложений изотопный состав вод поверхностных и подземных озер обогащаются тяжелыми изотопами, при этом активно проявляются процессы выщелачивания.

4. Изотопный и химический состав подземных вод изменяется с севера на юг в соответствии с широтной зональностью, что характерно и для атмосферных осадков. В основном содержание стабильных изотопов ($\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$) подземных вод находится в пределах variability значений изотопного состава атмосферных осадков, при этом изотопный состав подземных вод утяжеляется, минерализация увеличивается с севера на юг.

Заключение

На основании выполненных исследований можно сделать следующие выводы.

1. Изучение сезонных вариаций изотопов в природных водах позволило получить новую количественную информацию и понять механизмы формирования состава подземных вод в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья, а также установить особенности питания водоносных горизонтов. Это позволяет использовать изотопный анализ в качестве дополнительного метода при гидрогеологических исследованиях.

2. Анализ результатов комплексных изотопно-гидрохимических исследований свидетельствует, что подземные воды в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего Предуралья с учетом сезонных изменений изотопно-гидрохимических параметров и влияния структурных, геологических, гидрологических, гидрогеологических и климатических факторов относятся к пресным или слабоминерализованным смешанного генезиса. Формирование состава подземных вод происходит за счет питания атмосферными осадками периода снеготаяния, а также за счет напорной разгрузки.

3. Выявлены временные периоды транзита поверхностных вод к водоносным горизонтам, которые варьируют от одного до девяти-двенадцати месяцев и зависят от удаленности источника питания и мощности слагающих пород. Эти данные рекомендуется использовать при проведении гидрогеохимического мониторинга для решения вопросов поступления загрязняющих веществ и уточнения процессов растворения сравнительно легкорастворимых горных пород. Подобные исследования осуществляются сотрудниками Кунгурской лаборатории-стационара в естественных условиях на базе Кунгурской Ледяной пещеры.

4. На основе обобщения и систематизации данных о составе подземных вод в нижнепермских отложениях карстовых районов Среднего

Предуралья автором впервые выявлена широтная зональность распределения изотопов водорода и кислорода в подземных водах в данном регионе. Утяжеление изотопных параметров и увеличением минерализации вод с севера на юг, что определяется климатическими условиями региона. При широтном изменении минерализации также важную роль играет состав вмещающих пород.

5. Установлены основные закономерности влияния литологического состава вмещающих пород на изотопный и химический состав подземных вод. При смене гидрохимической формации с гидрокарбонатной на сульфатную при увеличении минерализации подземных вод происходит их обогащение тяжелыми изотопами, что определяется взаимодействием в системе «вода-порода» и в меньшей степени – релеевской дистилляцией. Формирование изотопного состава поверхностных карстовых озер отличается от подземных вод, что обусловлено проявлением испарительного фракционирования на поверхности озер и обменными процессами в системе «вода-порода», которое приводит к значительному обогащению вод тяжелыми изотопами.

6. Данные изотопных соотношений водорода и кислорода в подземных водах рекомендуется использовать в качестве природных фоновых значений для нормирования антропогенных воздействий на территории Среднего Предуралья.

7. В результате исследований создана база изотопов атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод, данные которой внесены в международную базу данных GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation) и IAEA (International Atomic Energy Agency). Эти данные находятся в открытом доступе и могут быть использованы учеными в научных целях. В настоящее время полученные данные внедрены в мониторинговые исследования Кунгурской Ледяной пещеры.

Библиографический список

1. 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.
2. Белкин П.А., Коротаева Е.Н., Батулин Е.Н. Применение изотопного анализа для уточнения принадлежности источников к водоносным горизонтам и комплексам // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. Перм. гос. нац. исслед. ун-та. – Пермь, 2012. – Т.2. – С. 94-99.
3. Бродский А. И. Химия изотопов. – Москва, 1957. – 596 с.
4. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Чижова Ю.Н. Изотопные методы в географии. Часть 3: Геохимия стабильных изотопов атмосферы и гидросферы. Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ. 2013. – 216 с.
5. Ветштейн В. Е. Изотопы кислорода и водорода природных вод СССР. – Л.: Недра, 1982. – 216 с.
6. Ветштейн В. Е., Артемчук В. Г., Альтшулер П. Г. Формирование изотопного состава пластовых вод нефтегазоносных бассейнов СССР. В кн.: Тезисы докладов УП Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. – М., ГЕОХИ АН СССР, 1978, – С. 128-129.
7. Геология СССР. Том XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Часть I. Геологическое описание. Книга 2. – М.: Недра, 1969. – 304 с.
8. Горбунова К.А., Особенности гипсового карста. – Пермь, 1965. – 119 с.
9. Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1992. – 200 с.
10. ГОСТ 31861-2012 Вода. Общие требования к отбору. – М.: Стандартинформ, 2019. – 36 с.

11. ГОСТ 2874-82 Вода питьевая. Гигиенические требования и контроль за качеством. – М.: ИПК Издательство стандартов, 1985. – 10 с.
12. Дублянский В. Н. и др. Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений. – Екатеринбург: УрО РАН, 2005. – 376 с.
13. Дублянский Ю. В., Климчук А. Б., Амеличев Г. Н., Токарев С. В., Шпётль К. Изотопный состав атмосферных осадков и карстовых источников северо-западного склона Крымских гор // Спелеология и карстология, – № 9. – Симферополь, 2012. – С. 14-21.
14. Екайкин А. А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии: Методическое пособие. – Санкт-Петербург: Арктический и антарктический НИИ, 2016. – 63 с.
15. Иконников Е. А. и др. Отчет о результатах работ по составлению полистной гидрогеологической карты масштаба 1:500000 листов Р-39-Г, Р-40-В, Г, 0-40-Б, – Пермь, 1995 г.
16. Кадебская О. И. Минеральные и геохимические индикаторы природных процессов в подземных карстовых ландшафтах Урала: дис. ... доктора геогр. наук. – Пермь, 2016. – 296 с.
17. Кадебская О.И., Максимович Н.Г. Геологические, гидрогеологические и гидрогеохимические предпосылки формирования Ординской пещеры // Пещеры: межвуз. сб. науч. тр. – Пермь, 2009. Вып. 32. – С. 11-22.
18. Кадебская О. И., Максимович Н.Г. Ординская пещера как географический феномен мирового значения // Географический вестник. – 2016. – № 2 (37). – С. 17-28.
19. Казанцева А.С. Анализ химического состава воды и уровня загрязнения в гротах КЛП за период 2006-2015 гг. // Стратегия и процессы освоения георесурсов: Матер.ежегодной науч. сессии / Горный ин-т УрО РАН. – Пермь, 2016. – № 14. – С. 48-50.
20. Казанцева А. С. Гидрохимический мониторинг Кунгурской Ледяной пещеры (анализ десятилетних наблюдений) // Геология в развивающемся

мире: сб. науч. тр. (по материалам X Междунар. науч.-практ. конф. студ., асп. и молодых ученых): в 2 т. / отв. ред. Р. Р. Гильмутдинов; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2017. – Т. 2. – С. 205-207.

21. Казанцева А. С. Гидрохимическая характеристика озер Молебное и Провальное с. Усть-Кишерть // Всероссийская молодежная геологическая конференция памяти В. А. Глебовицкого. Сборник тезисов докладов всероссийской молодежной геологической конференции памяти В. А. Глебовицкого. – СПб.: Изд-во ВВМ, 2020. – С. 254-257.

22. Казанцева А. С. Гидрохимия и изотопный состав реки Колвы // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29–31 октября 2019 г.) Расширенные тезисы докладов/ ГЕОХИ РАН – М: Акварель, 2019. – С. 205-210.

23. Казанцева А. С. Изотопная и геохимическая характеристика вод р. Сылва // Горное эхо. – Пермь, 2020. – №1(78). – С. 3-7. DOI:10.7242/echo.2020.1.1.

24. Казанцева А. С. Изотопный состав атмосферных осадков Северного Урала на территории Пермского края // Инициатива в образовании: проблема интерпретации знания в современной науке. Сборник научных трудов. – Казань, 2019. – С. 278-280.

25. Казанцева А. С. Изотопный состав природных вод Колвинской седловины // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXIII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 120-летию со дня рождения академика К.И. Сатпаева, 120-летию со дня рождения профессора К. В. Радугина. В 2-х томах. Том 1 / Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2019. – С. 421-423.

26. Казанцева А. С. Использование методов изотопного анализа в гидрогеологии // Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. Вып. 15 / ГИ УрО РАН. – Пермь, 2017. – С. 53-55.

27. Казанцева А. С. Исследование изотопного состава атмосферных осадков в г. Кунгуре в 2016-2018 гг. // Горное эхо. – Пермь, 2019. – №1(74). – С. 7-10.
28. Казанцева А. С. История изотопных исследований в гидрогеологии // Вектор ГеоНаук, 2018. – Т.1. – №3. – С. 11-22.
29. Казанцева А. С. Многолетний эксперимент по изучению растворимости сульфатных пород в Кунгурской Ледяной пещере // Вестник Пермского университета. Геология. – Пермь, 2018. – Том 17, – № 2. – С. 105-111.
30. Казанцева А. С. О возможности использования методов изотопного анализа в гидрогеологических исследованиях // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. – Пермь, 2020. – Вып. 3(40). – С. 237-242.
31. Казанцева А. С. О формировании химического и изотопного состава подземных вод на границе Ксенофоновского и Соликамского карстовых районов // Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. Вып. 16 / ГИ УрО РАН. – Пермь, 2018. – С. 37-40. <https://doi.org/10.7242/gdsp.2018.16.10>.
32. Казанцева А. С. Особенности динамики изменения химического состава вод иренского водоносного горизонта (на примере Ординской пещеры) // Изучение и использование естественных и искусственных подземных пространств и закарстованных территорий. Материалы Всероссийской научно-практической конференции II Крымские карстологические чтения, Симферополь, 25-28 сентября 2018 г. – Симферополь, 2018. – С. 110-114.
33. Казанцева А. С. Применение методов изотопного анализа в гидрогеологических исследованиях на территории Пермского края // Подземная гидросфера: Материалы XXIII Всероссийского совещания по подземным водам востока России с международным участием. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. – С 410-414.

34. Казанцева А. С. Характеристика подземных вод в нижнепермских отложениях Соликамской впадины // Вестник геонаук. – Сыктывкар, 2020. – №8. – С. 18-27. DOI: 10.19110/geov.2020.8.3.
35. Казанцева А. С., Кадебская О. И., Дублянский Ю. В., Катаев В. Н. Гидрогеохимическая характеристика подземных вод зоны сочленения Уфимского вала и Предуральского прогиба // Известия УГГУ. 2020. Вып. 2(58). – С. 83-96. DOI 10.21440/2307-2091-2020-2-83-96.
36. Казанцева А. С., Кадебская О. И., Дублянский Ю. В., Катаев В. Н. Мониторинг изотопного состава атмосферных осадков на территории Пермского края (предварительные результаты) //Метеорология и гидрология. – 2019 (2020). №.3 – С. 87-94.
37. Катаев В. Н., Кадебская О.И. Геология и карст города Кунгура: монография. – Пермь, 2010. – 236 с.
38. Катаев В. Н., Копанцева Е. Н., Ермолович И. Г. Современный химический состав вод озер зоны сочленения Уфимского вала и Предуральского прогиба // Вестник Пермского университета. Геология. – Пермь, 2017. – Том 16, – № 4. – С. 332-346.
39. Каюкова Е. П. Использование стабильных изотопов для оценки элементов водного баланса // Вестник СПбГУ. Сер. 7. – 2013. Вып. 4. – С. 53-61.
40. Килин Ю. А., Минькевич И. И. и др. Гидрогеологическая обстановка района Кунгурской Ледяной пещеры // Пещеры: сб. научн. тр. / Естественнонаучн. Ин-т Перм. гос.. Нац. Иссл. Ун-та. – Пермь, 2014. – Вып. 37. – С. 148.
41. Киреева Т. А. Нефтегазопромысловая гидрогеохимия и гидрогеодинамика. Ч.1 Нефтегазопромысловая гидрогеохимия Учебное пособие. – М.: МГУ, 2016. – 217 с.
42. Красиков А. В., Казанцева А. С., Богомаз М. В. Многопрофильный мониторинг в Кунгурской Ледяной пещере // Горный журнал. – Москва, 2018. – № 6. – С. 60-64.

43. Крайнов С. Р., Швец В. М. Гидрохимия: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1992. – 463 с.
44. Коротаева Е. Н., Мелехина Е. А. Вариация изотопного состава воды на территории Пермского края // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2014. – Т.2. – С 174-177.
45. Котляков В. М., Гордиенко Ф. Г. Изотопная и геохимическая гляциология. – Ленинград, 1982. – 288 с.
46. Кудряшов А. И. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. – Пермь: 2006. – 464 с.
47. Лавров И. А., Чугаева А. А. Электронный план Кунгурской Ледяной пещеры // Пещеры: Межвуз. сб. научн. тр. / Перм. ун-т. – Пермь, 2001. – С. 73-75.
48. Максимов А. Ю., Позюмко Э. Н., Павлова Ю. А., Катаев В. Н. Метагеномный анализ микрофлоры карстовых озер Кишертского карстового района // История и методология физиолого-биохимических и почвенных исследований. Сборник научных трудов по материалам научной конференции, посвященной 100-летию кафедры физиологии растений и микроорганизмов Пермского государственного национального исследовательского университета. Перм. гос. нац. иссл. ун-т. – Пермь, 2017. – С. 93-94.
49. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т.1: Вопросы морфологии карста, спелеологии и гидрогеологии карста: учеб. пособие / Геогр. о-во СССР; Ин-т карстоведения и спелеологии; Перм. ун-т. – Пермь, 1963. – 445 с.
50. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т.2: Вопросы гидрогеологии карста, реки и озера карстовых районов, карст мела, гидротермокарст: учеб. пособие / Геогр. о-во СССР; Ин-т карстоведения и спелеологии; Перм. ун-т. – Пермь, 1969. – 529 с.
51. Максимович Н. Г., Максимович Е. Г., Лавров И. А. Ординская пещера. Длиннейшая подводная пещера России. – Пермь, 2006. – 64 с.

52. Максимович Г. А., Панарина Г. Н. Химический состав вод подземных карстовых озер Пермской области // Пещеры, вып. 7 (8). – Пермь, 1966. – С. 47-53.
53. Маринов Н. А. Гидрогеологические исследования за рубежом. – М., Недра, 1982. – 428 с.
54. Митюшева Т. П. Изотопный состав подземных вод пермских отложений южного Тимана и Притиманья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Сб. науч. статей. Перм. Ун-т. – Пермь, 2014. – Вып. 17, – С. 255-265.
55. Михайлов Г. К., Булдаков Б. А., Иванов М. И. Режим карстовых родников в центральной части Уфимского плато // Вопросы карстоведения. – Пермь, 1969.
56. Михайлов Г. К., Оборин А. А. Подземная кладовая пресных вод Сылвенского кряжа: монография / УрО РАН; Перм. гос. ун-т. – Пермь, 2006. – 154 с.
57. Мустафин Ш. А. К новейшей тектонике Уфимского плато // материалы VIII Межрегиональной геологической конференции. – Уфа, 2010. – С. 92-95.
58. Назаров Н.Н. География Пермского края: учеб. пособие / Перм. ун-т. – Пермь, 2006. Ч. I. Природная (физическая) география. – 139 с.
59. Наумов Д.Ю. Данные об изотопном составе некоторых родников г. Перми // Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2012. – Т.2. – С. 99-102.
60. Николаев В. И., Михалев Д. В., Романенко Ф. А., Брилли М. Реконструкция условий формирования многолетнемерзлый пород Северо-Востока России по результатам изотопных исследований опорных разрезов Колымской низменности // Лед и снег. – Москва, 2010. – № 4 (112). – С.79-90.
61. Пейн Б. Р. Методы изотопной гидрологии – практическое решение водных проблем // Бюллетень МАГАТЭ, Том 24, №3, – Вена, 1982. – С. 9-12.

62. 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.
63. Поляков В. А., Батова Э. А., Бобков А. Ф., Дубинчук В. Т., Пятницкий Н. В. Результаты изотопных исследований гидрогеологических и гидрологических объектов // Разведка и охрана недр. – 2009. – 9. – С. 61-64.
64. Поляков В.А., Соколовский Л.Г. Генезис и динамика минеральных вод Кавказа по результатам изотопно-геохимических исследований / Гидрогеология, инж. геология. – М.: Геоинформмарк, 2003.
65. Попов А. Г. Глубинный геологический разрез и тектоника Северного Урала // Вестник Пермского университета. Геология. Пермь, 2017. Том 16, – № 1. – С. 26-33.
66. Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. – Ленинград, 1966. – 258 с.
67. Проворов В. М. Тектоника // Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. – Пермь, 2006. – С. 63-74.
68. Соботович Э. В., Бондаренко Г. Н., Ветштейн В. Е. и др. Изотопно-геохимические методы оценки степени взаимосвязи подземных и поверхностных вод. – Киев: Наукова думка, 1977. – 154 с.
69. Соколовский Л. Г., Поляков В. А. и др. Изотопно-гидрогеохимическое изучение подземных и поверхностных вод Западно-Сибирского артезианского бассейна и Уральской сложной гидрогеологической складчатой области // Разведка и охрана недр. – Москва, 2010. – С. 65-71.
70. 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.

71. Токарев И. В., Бородулина Г. С. и др. Исследование подземных вод в отдельных районах Карелии изотопно-геохимическими методами // Вестник Санкт-Петербургского университета. – Сер. 7. – 2008. – Вып. 2.
72. Токарев И. В., Поляков В. А., Самсонова А. А., Шило В. Н., Толстихин Г. М., Нурбаев Т. Н. и др. Исследование условий формирования водного баланса Токтогульского водохранилища по изотопному составу воды // Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами. 2010. – С. 56-86.
73. Турышев А. В. Карстовые явления и подземные воды северной части Уфимского плато. Т. 1. – Кунгур, 1960. – 321 с.
74. Турышев А. В. Особенности подземного стока и разгрузки трещинно-карстовых вод северной части Уфимского плато // Гидрогеологический сборник. – № 2. – Свердловск, 1962. – С. 131-142.
75. Федоров Ю. А. Изотопный состав поверхностных и подземных вод и его формирования под влиянием естественных и антропогенных процессов: Автореф. дис. ... док. геогр. наук. – Ростов-на-Дону, 1992.
76. Федоров Ю. А. Стабильные изотопы и эволюция гидросферы. Изд-во: Истина, 1999. – 366 с.
77. Ферронский В. И. Изотопия природных вод. – Москва, 1978. – 245 с.
78. Ферронский В. И., Поляков В. А. Изотопия гидросферы Земли. – М.: Научный мир, 2009. – 632 с.
79. Шварцев С. Л. Общая гидрогеология: Учебник для вузов – М.: Недра, 1996. – 423 с.
80. Шестов И. Н. Минеральные лечебные воды Пермской области и перспективы курортного строительства: Дис. ... канд. геол-минер. наук. Т. 1. – Пермь, 1976. – 267 с.
81. Шимановский Л. А., Шимановская И. А. Пресные подземные воды Пермской области. – Пермь, 1973. – 197 с.

82. Arnason B. Hydrothermal systems in Iceland traced by deuterium. – *Geothermics*, 1976, vol. 5. – p. 125-151.
83. Craig H. Isotopic composition and origin of the Red Sea and Salton Sea geothermal brines. – *Science*, 1966, vol. 154, – p. 1544-1548.
84. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // *Science*. – 1961. – №133 (3465). – p. 1702-1703.
85. Craig H. and Gordon L. I. *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. – Pisa, 1965. – p.131.
86. Criss R. E. *Principles of stable isotope distribution*. – New York, 1999. – p. 254.
87. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // *Tellus XVI*, 1964. – p. 436-468.
88. Dansgaard W. The O18-abundance in fresh water // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 6, Issues 5–6, – 1954, – p. 241-260.
89. Deak J. Environmental isotopes and water chemical studies for groundwater research in Hungary.— In: *Isotope Hydrology. Proc. Symp. IAEA*, 1979, vol. 1, – p. 221-247.
90. Ferrara G. C., Gonfiantini R., Panichi C. La composizione isotopica della vapore de alcuni soffioni di Larderello e della’acqua di alkune sorgenti e moffete della Toscana. – In: *Atti. soc. tosc. sci. nat.*, 1965, t. 75, – p. 570-588.
91. Hackley, K. C., Panno, S. V., & Anderson, T. F. (2010). Chemical and isotopic indicators of groundwater evolution in the basal sands of a buried bedrock valley in the midwestern United States: Implications for recharge, rock-water interactions, and mixing. *Bulletin of the Geological Society of America*, 122(7-8), 1047-1066. DOI: 10.1130/B26574.1.
92. Julián González Identifying Groundwater Recharge Sites through Environmental Stable Isotopes in an Alluvial Aquifer // *Water* 2017, 9, 569; doi:10.3390/w9080569.
93. Kadebskaya O.I., Kataev V.N., Maksimovich N.G., Kazantseva A.S. Morphological indications of hypogene speleogenesis in caves of the Urals (Russia)

// Environmental Earth Sciences, 2019. 78: 485. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8498-3>.

94. Knauth L.P., Lowe D R. Oxygen isotope geochemistry of cherts from the Overwacht Group (3.4 billion years), Transvaal, South Afrika, with implication for secular variations in isotope composition of cherts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. – p. 209-222.

95. Li, X., Shi, W., Sun, Z., Zhou, W., and Zhang, W.: An oxygen and hydrogen study of thermal springs of Jiangxi province, southeastern China, IAEA Research Contract Report. (1993), – p. 42.

96. Mazor E. The Ram Crater Lake. A note on the revival of a 2000-year old groundwater tracing experiments. — In: Interp. of environm. isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. Proc. Adv. Group Meeting IAEA, 1976, – p. 179-181.

97. Metanie J. Leng Isotopes in Palaeoenvironmental Research. – UK, Volume 10, 2006. – 307 pp.

98. Nguyen D.T., Lam H.Q.V. Using isotope hydrology method to determine the origin of ground water sources in the middle-Pliocene aquifer in the Mekong Delta, Vietnam // International conference on clean water, air & soil (Clean WAS 2017). 25-27 August 2017 – Bangkok, Thailand, 2017.

99. Payne B. R., Schroeter P. Importance of infiltration from the Chimbo River in Equador to ground water: A study on enveronmental isotope variations. – In: Isotope Hydrology, Proc. Symp. IAEA, 1979, vol. 1, p. 145-156.

100. Pierre Séraphin and etc. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer // Journal of Hydrology. Volume 542, November 2016, pp. 241-253.

101. Riikka Kietäväinen // Deep Groundwater Evolution at Outokumpu, Eastern Finland: From Meteoric Water to Saline Gas-Rich Fluid. – Espoo, Finland, 2017.

102. Rozanski K, Araguas-Araguas L, Gonfiantini R (1993) Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Swart PK, Lohmann KC, McKenzie J, Savin S

(eds) Climate change in continental isotopic records. American Geophysical Union, Geophys Monogr 78:1–36.

103. Shahul Hameed A., T.R. Resmi and etc. Isotopic characterization and mass balance reveals groundwater recharge pattern in Chaliyar river basin, Kerala, India // Journal of Hydrology: Regional Studies. Volume 4, Part A, September 2015, pp. 48-58.

104. Sharp Zachary Principles of stable isotope geochemistry. – New Jersey, – p. 270-344.

105. 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.

106. Sun, Z.X, Li, X.L.: Studies of geothermal waters in Jiangxi Province using isotope techniques. Science in China (series E), 44S, (2001), p. 144-150.

107. Susana Prada and etc. Using stable isotopes to characterize groundwater recharge sources in the volcanic island of Madeira, Portugal // Journal of Hydrology. Volume 536, May 2016, p. 409-425.

108. Theodorsson P. Natural tritium in groundwater studies // Isotope in Hydrology. Proc Symp. IAEA. 1967. p. 371-380.

109. Urey H. C., Brandner J. D. Kinetics of the isotopic exchange reaction between carbon monoxide and carbon dioxide. J. Chem. Phys. 13:351-62.

110. Vinograd /. J., Friedman /. Deuterium as a tracer of regional ground- water flow, Southern Great basin, Nevada a47nd California. — Bull. Geol. Soc. America, 1972, vol. 83, p. 3691-3708.

111. Yurtsever Y, Gat JR (1981) Atmospheric waters. In: Gat JR, Gonfiantini R. (eds) Stable Isotope Hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. IAEA Tech Rep Ser 210:103–142.

112. <http://isohis.iaea.org>

113. <http://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v4.0/AllData/index.html>

114. https://water-rf.ru/Водные_объекты/1501/Колва

115. https://water-rf.ru/Водные_объекты/619/Сылва
116. <http://www.meteonovosti.ru>
117. http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/IHS_resources_gnip.html
118. <http://www.psu.ru/fakultety/geologicheskij-fakultet/kafedry/kafedra-dinamicheskoy-geologii-i-gidrogeologii/nauchno-issledovatel'skaya-deyatelnost-kafedry>
119. IAEA/WMO: Global Network of Isotopes in Precipitation. The GNIP Database. <http://www.iaea.org/water>, 2006.