

*На правах рукописи*



**ТОКАРЕВ  
Игорь Владимирович**

**«ИЗОТОПНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ,  
ЭВОЛЮЦИИ И ОЦЕНКА ТЕКУЩЕГО СОСТОЯНИЯ ВОДНО-  
ЛЕДОВЫХ ОБЪЕКТОВ»**

Специальность  
1.6.6 – Гидрогеология

**АВТОРЕФЕРАТ**  
диссертации на соискание учёной степени  
доктора геолого-минералогических наук

Санкт-Петербург  
2024

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном образовательном учреждении высшего образования «Санкт-Петербургский государственный университет» (СПбГУ)

**Официальные оппоненты:**

**Артамонова Светлана Юрьевна**

доктор геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории прогнозно-металлогенических исследований ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

**Рассказов Сергей Васильевич**

доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий лабораторией изотопии и геохронологии ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

**Харитонова Наталья Александровна**

доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры гидрогеологии ФГОУ ВПО «Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова», г. Москва

**Ведущая организация:**

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, г. Новосибирск

Защита состоится 10 февраля 2025 г. в 14:00 ч. на заседании диссертационного совета 24.1.062.01 при ФГБУН Институте земной коры Сибирского отделения РАН 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, конференц-зал.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ИНЦ СО РАН (г. Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128) и на сайте: [https://www.crust.irk.ru/newsfull\\_249.html](https://www.crust.irk.ru/newsfull_249.html).

Отзывы на автореферат в 2-х экземплярах, заверенные печатью учреждения, просим направлять по указанному адресу ученому секретарю диссертационного совета к.г.-м.н. Бабичевой Виктории Аркадьевне. Тел.: +79148816658, e-mail: khak@crust.irk.ru

Автореферат разослан « \_\_\_\_\_ » \_\_\_\_\_ 2024 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета,  
кандидат геол.-мин. наук



В.А. Бабичева

## **ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ**

**Актуальность исследования.** Освоение естествоиспытателями продвинутых инструментальных методов анализа вещества и математических приемов обработки данных повлекло за собой коренную перестройку представлений об образовании и эволюции Земли, а также способах получения и интерпретации исходной информации. Изотопно-геохимические методы стали одним из основных инструментов в геологическом цикле наук, позволяющим определять возраст геологических образований, идентифицировать их генезис, а также оценивать скорости и направление протекания процессов в геосферах. Теоретический базис изотопных методов исследования водно-ледовых объектов был заложен, в основном, в ходе «урановых проектов» СССР и США. Современное развитие этих подходов идет, в основном, за счет работ по обоснованию безопасности захоронения радиоактивных отходов в геологической среде и при изучении глобальных вариаций климата.

В гидрогеологических исследованиях использование природных и техногенных изотопов существенно продвинуло понимание фундаментальных механизмов функционирования гидро- и криосфер. При решении прикладных задач применение изотопных трассеров позволяет получать принципиально новую информацию о водно-ледовых объектах по сравнению со стандартными (нормативно предусмотренными) подходами. Существует, однако, ряд нерешенных проблем, при объяснении наблюдаемых изотопных эффектов, включая:

- недостаточное понимание условий формирования изотопных сигналов в подземной крио- и гидросферах для трассеров, связанных с молекулой воды (дейтерий, тритий и кислород-18) или растворенных компонентов атмосферного и/или терригенного происхождения;

- определение области применимости конкретных изотопных методов в различных природно-техногенных обстановках и количественной оценки ошибок параметров, рассчитываемых на базе изотопной информации;

- обоснование выбора корректных способов получения и интерпретации изотопно-гидрохимической и геохронологической информации для решения практических задач на реальных объектах.

**Цель работы** – теоретическое и экспериментальное обоснование способов применения изотопно-геохимических и геохронологических методов для реконструкции происхождения, эволюции, оценки текущего состояния и прогноза изменения характеристик водно-ледовых объектов под действием природных и антропогенных факторов.

### **Задачи исследования.**

1. Анализ теоретических представлений о процессах, контролируемых поведением изотопов водорода ( $^1,2,3\text{H}$ ), кислорода ( $^{16,18}\text{O}$ ), урана ( $^{234,238}\text{U}$ ) и благородных газов ( $^3,4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ,  $^{36}\text{Ar}$ ) в подземной гидро- и криосферах. Развитие способов интерпретации изотопно-геохимиче-

ских данных, определение области применимости отдельных изотопных методов для решения гидрогеологических задач, с оценкой погрешности расчетов, базирующихся на изотопной информации.

2. Натурное и модельное (физическое и компьютерное) исследование поведения изотопов в природных и техногенных обстановках. Количественное определение влияния отдельных физико-химических факторов на перераспределение изотопов между средами при изменении фазового состояния воды и ее взаимодействии с вмещающими породами. Оценка информативности изотопных данных при изучении месторождений пресных, минерально-лечебных, промышленных и термальных вод, а также захоронении радиоактивных отходов.

3. Апробация стандартных и вновь предлагаемых автором способов получения и интерпретации изотопно-гидрохимической информации на конкретных объектах в рамках решения задач по оценке закономерностей формирования ресурсов и качества подземных вод, а также их защищенности от загрязнения и истощения в результате инженерной деятельности.

**Фактический материал и методы.** В работе использованы тысячи изотопных и химических анализов, относящихся к десяткам участков исследований в пределах северной части Евразии, а также аналогичный объем опубликованных результатов для остальной части Мира. Аналитика выполнена на комплексе современной аппаратуры, включая масс- и лазерно-спектрометрические, а также счетно-сцинтилляционные приборы. Используются общепринятые и/или новые методически обоснованные автором способы отбора, консервации, хранения и подготовки проб, а также выполнения аналитических процедур. Интерпретация результатов производилась с помощью стандартных и предложенных автором подходов.

#### **Защищаемые положения.**

1. В гумидных и аридных районах Мира вне зоны сплошного развития мерзлоты концентрации и режим поступления изотопов в подземную гидро- и криосферу, описывается кусочно-импульсной входной функцией, отвечая для дейтерия, кислорода-18 и трития средне-взвешенным концентрациям в осадках холодного, а для благородных газов – теплого периода года, поэтому общепринятое использование синусоидальной входной функции или среднегодовых концентраций в атмосферных осадках значительно искажает результаты расчетов, основанных на указанных трассерах.

2. Ураганные избытки урана-234 ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$ ) в подземных водах обусловлены его накоплением в пленочной влаге мерзлых грунтов в ледниковые периоды с последующим его высвобождением при таянии мерзлоты, что позволяет (совместно с датированием и изучением изотопного состава воды) оценивать глубину промерзания в периоды климатических похолоданий, темпы деградации мерзлоты при поте-

плении, а также устанавливать факт наличия мерзлоты в прошлом для районов ныне от нее свободных.

3. Неон-гелиевая систематика ( $^3\text{He}/^4\text{He}$  vs.  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ ) позволяет определять условия формирования инфильтрационного питания, диагностировать наличие избыточных газов атмосферного и радиогенного происхождения, рассчитывать пропорции смешения молодых и древних вод, и, при наличии данных по родительским изотопам, выполнять тритий/гелий-3 и гелиевое датирование подземных вод.

4. Апробация предлагаемых методов использования системы изотопных трассеров ( $^{1,2,3}\text{H}$ ,  $^{16,18}\text{O}$ ,  $^{3,4}\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ,  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) в широком круге природно-географических условий и варьирующих типах техногенной нагрузки подтвердила эффективность их комплексного применения, позволяющего: а) реконструировать обстановки, определявшие условия формирования водно-ледовых объектов, б) диагностировать и количественно оценивать основные факторы, контролирующие формирование ресурсов и качества подземных вод, в) использовать изотопные данные для решения прогнозных задач, например, при оценке обосновании безопасности захоронения радиоактивных отходов в подземном пространстве.

#### **Научная новизна.**

1) Входная функция, описывающая содержания изотопных трассеров ( $^{1,2,3}\text{H}$ ,  $^{16,18}\text{O}$ ,  $^{3,4}\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ) в водах, питающих водно-ледовые объекты вне зоны сплошного распространения мерзлоты, имеет не синусоидальный, соответствующий их вариациям в атмосферных осадках, а кусочно-импульсный вид с максимумом потока указанных изотопов в период преимущественного восполнения запасов. Этот период не совпадает по времени с максимумами концентраций указанных изотопов в осадках и пиками атмосферных выпадений, так как а) за счет эвапотранспирации большая часть осадков изымается из водного баланса в теплое время года и б) питание водно-ледовых объектов происходит преимущественно в период весеннего снеготаяния (гумидные районы Мира) или зимнего максимума осадков (аридные районы). Соответственно, в питании водно-ледовых объектов преобладают осадки холодного периода года, который во времени ограничен периодами перехода среднесуточной температуры воздуха через  $+5^\circ\text{C}$ . Использование синусоидальной входной функции или средне-годовых концентраций изотопов вместо средневзвешенных для холодного периода года ведет к ошибке оценки начальных их содержаний, которая может достигать для дейтерия  $+20\%$ , для кислорода  $+18$   $+2,7\%$ , для трития  $10$ – $30\%$ .

Из-за усечения входного синусоидального сигнала возникает рас-согласование между оценками температур в период восполнения за-пасов, выполняемым по стабильным изотопам и благородным газам, так как содержания последних отвечают температурам зоны аэрации в периоды питания и оказываются, как правило, существенно выше,

рассчитанных по дейтерию и кислороду-18. При наличии неравновесного фракционирования изотопов водорода и кислорода водно-ледовых объектов за счет частичного испарения и замерзания, которое диагностируется по смещению фигуративных точек на дейтерий-кислородной диаграмме относительно линии метеорных вод, возможность использования стабильных изотопов для оценки температур и связанных с этим построений полностью исключена.

Указанные выше преобразования входного сигнала накладывают существенные ограничения на тритиевый метод датирования, который дает только полуколичественные оценки возраста подземных вод, если отсутствует учет количеств дочернего тритигенного гелия-3.

**II)** Существование мерзлоты в прошлом может быть диагностировано на основании присутствия в подземных водах избытков урана-234 ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 8-10$ ). Эти избытки объясняются двухстадийной моделью, включающей 1) этап промерзания пород и накопления урана-234 в течение геологически значимого времени в незамерзающей пленочной влаге при отсутствии гравитационной воды и 2) процесс «залпового» экстрагирования  $^{234}\text{U}$  в ходе таяния мерзлоты. Предложенный механизм формирования ураганных избытков урана-234 в подземных водах в наиболее общем виде подтверждается массивом данных по океану и крупным озерам, для которых рост отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  отмечается при потеплении, а снижение – в холодные периоды. Использование метки  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в комплексе с датированием дает основания для оценки темпов современного таяния подземных льдов, позволяет диагностировать наличие мерзлоты и определять глубину промерзания в прошлом, для регионов ныне от нее свободных.

Потенциально возможное наличие избытков  $^{234}\text{U}$  в гидрогенных образованиях в географических регионах, в которых в прошлом могла существовать мерзлота, накладывает ограничения на уран/ториевое датирование ( $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ), требуя обоснования величины начального отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  для каждого объекта.

**III)** Предложена неон-гелиевая систематика ( $^3\text{He}/^4\text{He}$  vs.  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ ), которая, при измерении концентраций благородных газов и родительских изотопов (U, Th,  $^3\text{H}$ ), позволяет выполнить тритий/гелий-3 датирование молодых и уран-торий/гелиевое датирование древних вод, а также оценить пропорции их смешения. Разработана математическая модель, позволяющая выполнить уран-торий/гелиевое датирование подземных вод в многопластовых системах. Математическим моделированием и на практике показано, что результаты  $^3\text{H}/^3\text{He}$  датирования подземных вод в гетерогенных средах могут содержать существенные искажения, как правило, в сторону завышения возрастов, которое в наиболее неблагоприятных условиях достигает 200–300 %.

**IV)** На примере р. Колымы на базе мониторинга  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  показано участие талой мерзлоты в формировании современного стока крупных северных рек вследствие потепления климата, что может объяс-

нять наблюдаемый рост речного стока в бассейне Северного Ледовитого океана.

**V)** Предложена обобщенная схема вертикальной изотопно-гидрохимической зональности подземной гидросферы для севера Евразийского материка, формирующаяся под воздействием климатических вариаций.

**Практическая значимость** работы доказана в ходе выполнения коммерческих проектов на предприятиях ГК «Росатом» с целью прогноза безопасности размещения РАО в подземном пространстве и других промышленных объектах, в том числе, для оценки качества и ресурсов водных объектов для водоснабжения (Приложение). Впервые для России автором на практике реализован тритий/гелий-3 метод датирования подземных вод и показана возможность определения источника загрязнения подземных вод нитратами по  $\delta^{15}\text{N}$ .

**Апробация работы и публикации.** Разработка теоретических положений выполнялась в рамках проектов, финансируемых научными фондами (Приложение). Практические результаты и теоретические выводы представлены на нескольких десятках российских и международных научных форумов, а также опубликованы в 5 монографиях и 68 статьях в индексируемых изданиях (Приложение).

**Структура работы.** Работа состоит из двух томов, включая Введение, 3 главы и Заключение (т. 1 – главы I и II – 226 стр., 27 таблиц, 106 рисунков, 862 ссылки и 2 приложения; т. 2 – глава III – 178 стр., 49 таблиц, 118 рисунков, 219 ссылок, не повторяющих т. 1).

Автор **благодарен** коллегам Толстихину И.Н., Каменскому И.Л., Румынину В.Г., Зубкову А.А., Полякову В.А., Озерскому А.Ю., Малову А.И., Мироненко В.А., Прасолову Э.М., Бородулиной Г.С., Рыженко Б.Н., Мелиховой Г.С., Самсоновой А.А., Алехиной В.М., Коносавскому П.К., Маркову М.Л., Зыкину Н.Н., Мавлюдову Б.Р., Амеличеву Г.Н., Козлову А.В., Левскому Л.К., Лохову К.И. а также другим за консультации и критику работы, предоставление материалов и помощь в работе.

## **СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ**

### **ГЛАВА I. ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИМЕНЕНИЯ ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ВОДНО-ЛЕДОВЫХ ОБЪЕКТОВ.**

Основными изотопными системами, используемыми при изучении водных (подземные и поверхностные воды) и ледовых (мерзлота, ледники и плавучие льды) объектов являются:

– дейтерий – кислород-18 (в виде  $\delta^2\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ ), и тритий ( $^3\text{H}$ ) – маркируют молекулу воды, позволяют идентифицировать генезис элементов водного баланса и процессы, влияющие на его формирование;

– благородные газы ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ ,  $^{36}\text{Ar}$ ) – предоставляют данные о происхождении компонентов водного и вещественного баланса

и, в совокупности с родительскими изотопами, позволяют выполнять датирование, оценивая скорости протекания процессов;

– четные изотопы урана ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) – маркируют взаимодействие в системе вода-порода и присутствие мерзлоты в прошлом.

**Разд. I.1 и I.2.** Выпадение атмосферных осадков и последующие процессы, включающие метеогенные воды, определяют «входную функцию» поступления  $^{1,2,3}\text{H}$ ,  $^{16,18}\text{O}$  и благородных газов в водно-ледовые объекты. В гумидных и аридных районах, имеющих выраженный сезон отрицательных температур, и вне зоны сплошного распространения мерзлоты запасы восполняются, в основном, в период снеготалого половодья и/или максимума выпадений осадков в холодный период года (Рис. 1). В период отрицательных температур питание отсутствует из-за аккумуляции влаги в снеге и промерзания почвы, а осадки теплого периода частично или полностью поглощаются эвапотранспирацией. Холодный и теплый сезоны разделены периодом перехода среднесуточных температур через  $+5\text{ }^\circ\text{C}$  [Блютген, 1972; Гриневский 2012]. Поэтому поступление рассматриваемых изотопов в водно-ледовые объекты нужно аппроксимировать кусочно-импульсной (не синусоидальной и не ступенчатой среднегодовой) функцией:

– для  $^{1,2,3}\text{H}$  и  $^{16,18}\text{O}$  в гумидных и аридных районах должны учитываться осадки только холодного периода года, однако для зоны распространения сплошной мерзлоты в деятельном слое характерны изотопные составы поровой влаги близкие к средневзвешенным осадкам теплого периода года;

– для благородных газов – учитывается питание преимущественно теплого сезона года.

Предлагаемая концептуальная схема имеет два следствия.

1. Изотопный состав подземных вод должен быть легче, а начальные концентрации трития меньше, чем во взвешенных среднегодовых выпадениях. Оценочно – на величину до  $+20\text{ }‰$  по  $\delta^2\text{H}$  и до  $+2,7\text{ }‰$  по  $\delta^{18}\text{O}$ , а по содержаниям трития на  $10\text{--}30\text{ }‰$  меньше, чем в осадках.

2. При расчете палеотемператур методом Noble Gas Temperature technique определяется температура зоны аэрации в период снеготалого половодья и теплый период года, а по  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$  – температуры холодного периода года (Рис. 2).

В зоне аэрации большой мощности межгодовые вариации содержаний  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{H}$  и благородных газов в питании усредняются. Дальнейшее сглаживание вариаций происходит в водоносных горизонтах за счет дисперсионных механизмов и трехмерности сетки движения. Контроль сглаживания входной функции может быть выполнен через датирование. Осреднение является значимым в случае, когда сумма времени движения через зону аэрации и возраст подземных вод оказывается больше, чем характерный промежуток времени между отдельными флуктуациями.



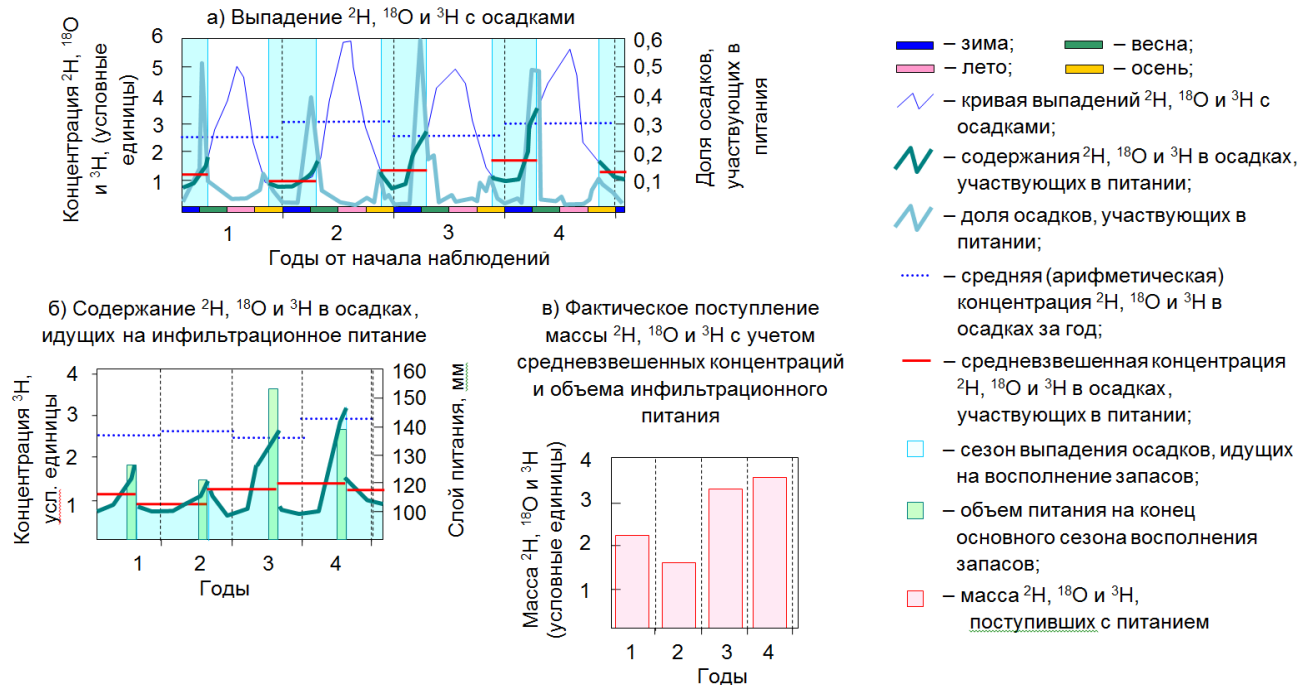


Рис. 1. Концептуальная схема формирования входной функции  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  и  $^3\text{H}$ : (а) хронологический график концентраций  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  и  $^3\text{H}$  в атмосферных осадках; (б) формирование входной функции  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  и  $^3\text{H}$  с учетом сезонности питания; в) фактическое поступление массы  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$  и  $^3\text{H}$  в водные объекты с учетом средневзвешенных концентраций за холодный период и объема питания.

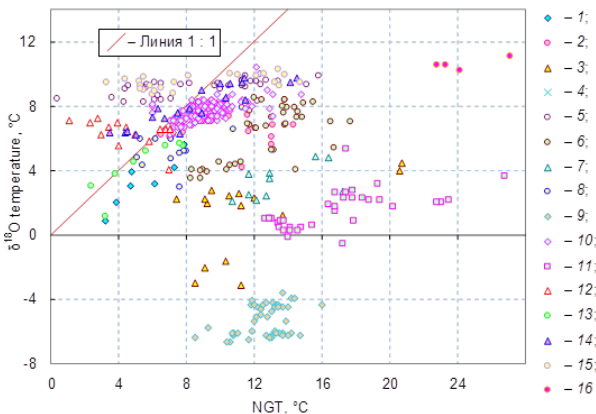


Рис 2. Сопоставление температур, рассчитанных по методу NGT с температурами, рассчитанными по содержаниям дейтерия и кислорода-18:

- 1 – Ballentine and Hall, 1999;
- 2 – Clark et al., 1998;
- 3 – Manning, 2009;
- 4 – Stute et al., 1995;
- 5 – Dennis et al., 1997;
- 6 – Kreuzer et al., 2009;
- 7 – Kulongoski et al., 2009;
- 8 – Edmunds et al., 2006;
- 9 – Plummer et al., 2000a;

10 – Plummer et al., 2000b; 11 – Cey, 2008; 12 – Ma, 2009; 13 – Beyerle et al., 1998; 14 – Huneau et al., 2002; 15 – Aeschbach-Hertig et al., 2002; 16 – Lehmann et al., 2003.

**Раздел 1.3.** Обогащение природных вод ураном-234 сверх равновесных величин  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}^1 = 1$  (по активностям) известно с 1950<sup>-x</sup> г. [Чалов, 1954; Чердынцев, 1955] для подземных вод характерны отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,8-3$ . Обогащение объясняется радиокинетическим разделением, которое предполагает а) преимущественное выщелачивание  $^{234}\text{U}$  из вмещающих пород, вследствие большей геохимической подвижности и/или б) прямое поступление ядер отдачи  $^{234}\text{Th}$  из минеральной матрицы в поровое пространство, с превращением  $^{234}\text{Th} \rightarrow ^{234}\text{U}$ . Далее такие модели будут называться одностадийными.

Теоретический анализ условий накопления  $^{234}\text{U}$  и  $^{238}\text{U}$  в подземных водах показал [Токарев, 2023], что при наличии постоянного фильтрационного потока, обогащение подземных вод ураном-234 по одностадийной схеме дает  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 5-6$ . Однако, во многих регионах Мира обнаружены подземные воды с  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$  [Поляков, 1991; Тихонов, 2009; Arndt, West, 2004; Yakovlev et al., 2021, 2023].

Автором развивается идея Полякова В.А. [1991] о двухстадийном процессе, предусматривающая стагнацию водообмена и накопление урана-234 в многолетнемерзлых горных породах (ММГП) с последующим «залповым» высвобождением при таянии мерзлоты. Далее такие модели будут называться двухстадийными. Численным моделированием показано [Токарев, 2023], что ключевым фактором возникновения ураганных избытков урана-234 ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$ ) является наличие пленочной влаги в мерзлых грунтах. После вытеснения «возрожденных» (талых мерзлотных) вод свежими инфильтрационными, ураганные избытки  $^{234}\text{U}$  исчезают.

Следствием нарушения равновесия в цепочке  $^{238}\text{U} \rightarrow \dots \rightarrow ^{234}\text{U} \rightarrow ^{234}\text{Th}$  является возникновение ошибок при датировании подземных вод, а

<sup>1</sup>  $^{238}\text{U}$  – родительский и  $^{234}\text{U}$  – дочерний, при наличии радиоактивного равновесия отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$  по активностям и атомное  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 5,5 \times 10^{-5}$ .

также молодых хемогенных и органогенных осадков по неравновесному урану в районах развития мерзлоты в прошлом. Получение истинных возрастов требует обоснования величин начального отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  для каждого отдельного объекта.

**Раздел I.4.** Рассмотрены тритий/гелий-3 –  $^3\text{H}/^3\text{He}$  и уран-торий-гелиевый –  $(\text{U}+\text{Th})/^4\text{He}$  методы датирования подземных вод<sup>1</sup>. В [Kamensky et al., 1991] предложено использовать гелий-неоновую систематику (см. диаграмму  $^3\text{He}/^4\text{He}$  vs.  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  на Рис. 3).

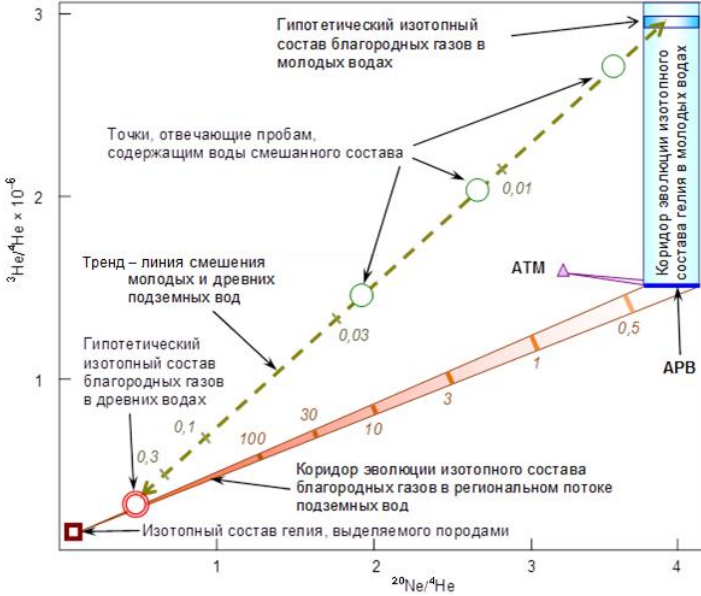


Рис. 3. Гелий-неоновая систематика для определения условий формирования инфильтрационных вод, диагностики наличия избыточных газов атмосферного и радиогенного происхождения, эволюции изотопного состава растворенных газов в молодых и древних водах, расчета пропорций смешения разновозрастных вод и их датирования [Kamensky et al., 1992].

Диаграмма  $^3\text{He}/^4\text{He}$  vs.  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$  позволяет определять условия формирования инфильтрационных вод, диагностировать наличие избыточных газов атмосферного и радиогенного происхождения, оценивать тренды эволюции изотопного состава растворенных благородных газов в молодых и древних подземных водах, рассчитывать пропорции смешения разновозрастных вод и выполнять их датирование. Совместно с член.-корр. РАН, д.г.-м.н., проф. Румыниным В.Г. разра-

<sup>1</sup> Возраст отдельной порции подземных вод можно определить как время, прошедшее с момента попадания данной порции воды в зону насыщения. На практике определяют «среднее время пребывания» воды в гидрогеологической системе. Шкала  $^3\text{H}/^3\text{He}$  метода составляет от первых недель до  $\times 10^2$  лет и  $(\text{U}+\text{Th})/^4\text{He}$   $> \times 10^2$  лет, в положении, что пределы контролируются погрешностями измерений.

ботана математическая модель для  $(U+Th)/^4\text{He}$  датирования подземных вод многопластовых систем [Токарев и др., 2009 а; Токарев и др., 2009 б].

Ключевым вопросом использования возрастных данных является определение области применимости и величины ошибок. Наиболее существенные ограничения на возможности  $^3\text{H}/^3\text{He}$  и  $(U+Th)/^4\text{He}$  методов накладывает:

- несоответствие реальной ситуации требованию закрытости системы (натурное геохимическое ограничение);
- использование для расчета возраста схемы, не отвечающей натурным условиям (ограничение, обусловленное неполнотой геологической информации).

Основной фактор нарушения замкнутости гидрогеологических систем – это смешение разновозрастных вод и собственное диффузионное движение гелия ( $^3,^4\text{He}$ , включая тритигенный  $^3\text{He}_{\text{ТРИТ}}$ ) и трития ( $^3\text{H}$ ). Причиной ошибок является то, что радиоактивный распад происходит по логарифмическому, а смешение – по линейному закону. Расчет показывает, что при  $^3\text{H}/^3\text{He}$  датировании для двухкомпонентного смешения ошибки возрастают:

- при росте разрыва в возрастах и уменьшении возраста младшей компоненты;
- при увеличении содержаний трития в младшей компоненте, по сравнению со старшей.

Ошибки  $^3\text{H}/^3\text{He}$  датирования на фоне двухкомпонентного смешения могут достигать  $n \times 10\%$  в сторону занижения и  $n \times 10^2\%$  в сторону завышения. В настоящее время на практике появление экстремально высоких погрешностей за счет этого фактора невелико, вследствие:

- общего снижения и пространственно-временного нивелирования концентраций трития в атмосферных осадках;
- действия дисперсионных механизмов, выравнивающих концентрации трития и тритигенного гелия-3 в порциях воды, поступивших в подземную гидросферу в различные моменты времени.

Ошибки  $^3\text{H}/^3\text{He}$  датирования могут быть снижены за счет:

- раздельного опробования гидравлически изолированных горизонтов (исключение практики использования длинных фильтров или применение пакеров);
- уменьшения длины интервалов опробования в мощных водоносных горизонтах;
- проведения опробования при относительно маломощном гидравлическом воздействии на пласт.

В гетерогенных средах (слоистая среда или среда с двойной пористостью) ошибки  $^3\text{H}/^3\text{He}$  датирования обусловлены различием в поведении компонентов, а наиболее неблагоприятно:

1) наличие в слабопроницаемых зонах неограниченной емкости для  $^3\text{H}$  и, одновременно, конечной емкости для  $^3\text{He}_{\text{ТРИТ}}$  (ориентировочно, при мощности слабопроницаемых пластов  $\sim 0,1\text{--}0,5$  м, а хорошо проницаемых пластов – до первых метров и примерном равенстве объемов порового пространства);

2) близкие к среднему времени жизни атома трития ( $\tau = 17,7$  года) вариации начальных его концентраций.

Завышение возрастов может достигать  $n \times 10^2$  %. Одновременно указанные особенности поведения  $^3\text{H}$  и  $^3\text{He}_{\text{ТРИТ}}$ , а также их геохимическая инертность расширяет возможности  $^3\text{H}/^3\text{He}$  метода.

1. Уменьшение отношения начальной концентрации трития ( $^3\text{H}_0$ ) к сумме текущих концентраций трития и тритигенного гелия-3 –  $^3\text{H}_0 / (^3\text{H} + ^3\text{He}_{\text{ТРИТ}}) < 1$  (так называемый «нераспадающийся» тритий) указывает на гетерогенность среды.

2. Сопоставление датирования и скорости распространения реальных загрязнений может быть использовано для калибровки математических моделей массопереноса, поскольку позволяет определить обменные характеристики пород и системы в целом *in situ*.

## **Глава II. НАТУРНАЯ АПРОБАЦИЯ ИЗОТОПНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИИ И ИЗУЧЕНИЯ РЕАКЦИИ МЕРЗЛОТЫ НА СОВРЕМЕННЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ВАРИАЦИИ.**

**Раздел II.1.** Фиксируемое в настоящее время потепление отражает фундаментальную для Земли характеристику системы «атмосфера–океан–суша» – периодические вариации средних приземных температур воздуха. Воздействие цикла «похолодание←потепление» на состояние водно-ледовых объектов может быть описано следующей последовательностью событий [Оледенение..., 2007].

1. В период похолодания на площадях, где покровные ледники отсутствуют, но имеют место отрицательные среднегодовые температуры, формируются толщи ММГП, в которых подземный водооборот локализован в маломощном активном слое и таликах. В подошве мерзлоты формируются переохлажденные соленые воды (криопеги), которые могут мигрировать вниз по разрезу, вследствие повышенной плотности, а также давления, развиваемого на фронте замерзания. Нисходящая фильтрация таких вод имеет следствием быстрое охлаждение нижележащего разреза.

2. Ледники мощностью до 200–400 м сглаживают сезонные вариации температур, а деятельный слой исчезает. Дальнейшее увеличение мощности льда ведет к таянию его подошвы и возникновению инфильтрационного потока воды, пересыщенной кислородом, который может охватывать значительную часть геологического разреза.

3. Рост щитовых ледников ведет к снижению уровня океана и иссушению климата, что имеет следствием снижение базисов эрозии и увеличение мощности зоны аэрации. При этом содержание кислорода

в инфильтрационных водах растет из-за увеличения растворимости газов при понижении температуры. То есть, в целом, ледниковая эпоха характеризуется господством окислительных условий в значительно большем объеме пород, чем в эпоху потепления.

4. Разрушение ледовых щитов и таяние мерзлоты приводит к появлению объемов пресной воды специфического изотопного и химического состава и соответствующему изменению режима функционирования поверхностных и подземных водных объектов.

**Раздел II.2.** Отклик параметров  $\delta^{2}\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  в речном стоке зоны ММГП на современные погодно-климатические вариации изучен на примере нижнего течения р. Колымы (пос. Черский, в 2012–2015 г.).

Резко континентальный климат и среднегодовая температура  $-10,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  (1980–2012 г.) определяет распространение а) лиственничной тайги в долинах рек, б) тундры на равнинах, в) арктических пустынь и реликтов степей на возвышенностях. Мерзлота имеет мощность до 600 м и температуры до  $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$  [Лупачев, 2010]. Деятельный слой 0,8–1,2 м. Равнинные участки заняты высокольдистыми лессовидными суглинками – едомой [Попов, 1956].

Мерзлота реагирует на потепление с задержкой. Например, зима 2013–2014 г. была теплой, но толщина деятельного слоя на площадке CALM в 2014 г. мало отличалась от средней за 15 лет, а реакция мерзлоты выражается в повышении ее температуры [Федоров-Давыдов и др., 2015]. Однако, сток Колымы летом 2014 г. был на 10 % выше среднего за 1936–2011 г. [Федоров-Давыдов и др., 2015].

Наблюдения за изотопным составом атмосферных осадков, речного стока, подземных вод и мерзлоты дали следующие результаты.

Состав осадков меняется от  $\delta^{18}\text{O} = -13,6\text{ }_{\text{‰}}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -110\text{ }_{\text{‰}}$  летом до  $\delta^{18}\text{O} = -38,2\text{ }_{\text{‰}}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -292\text{ }_{\text{‰}}$  зимой:

$$\text{ЛЛМВ}^1 \delta^{2}\text{H} = 7,57 \times \delta^{18}\text{O} - 2,10 \quad (R^2 = 0,97, n = 113).$$

Средневзвешенный состав осадков:

- $\delta^{18}\text{O} = -23,7\text{ }_{\text{‰}}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -184\text{ }_{\text{‰}}$  – в целом за годы наблюдений;
- $\delta^{18}\text{O} = -26,8\text{ }_{\text{‰}}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -208\text{ }_{\text{‰}}$  в холодный сезон (среднесуточная температура приземного слоя воздуха  $< +5\text{ }^{\circ}\text{C}$ );
- $\delta^{18}\text{O} = -18,5\text{ }_{\text{‰}}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -145\text{ }_{\text{‰}}$  в теплый сезон.

Среднемесячный изотопный состав осадков и сумма месячных температур ( $t$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ) коррелируют:

$$\delta^{18}\text{O} = 0,0118 \times t - 20,8 \quad (R^2 = 0,86),$$

$$\delta^{2}\text{H} = 0,0871 \times t - 161 \quad (R^2 = 0,85),$$

По данным бурения (Рис. 4) изотопный состав влаги в деятельном слое в августе, в среднем,  $\delta^{18}\text{O} = -22,3\text{ }_{\text{‰}}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -168\text{ }_{\text{‰}}$ , изотопный состав льда в переходном слое –  $\delta^{18}\text{O} = -27,2\text{ }_{\text{‰}}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -209\text{ }_{\text{‰}}$  и в мерзлоте  $\delta^{18}\text{O} = -31,4\text{ }_{\text{‰}}$  и  $\delta^{2}\text{H} = -236\text{ }_{\text{‰}}$ .

---

<sup>1</sup> ЛЛМВ – локальная линия метеорных вод.

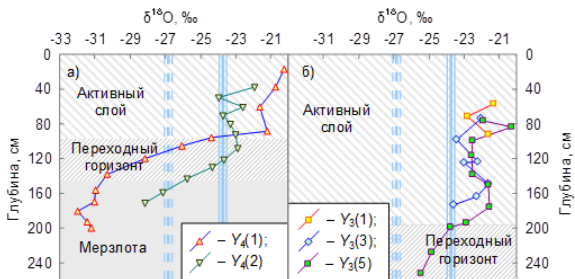


Рис. 4. Изотопный состав влаги в деятельном, переходном слоях и мерзлоте (низовья Колымы): сплошная линия – среднегодовой состав осадков  $\delta^{18}\text{O} = -23,7\text{‰}$ ; пунктирная линия – средний состав осадков за холодный период года  $\delta^{18}\text{O} = -26,8\text{‰}$ .

Для воды в Колыме  $\delta^{18}\text{O} = -14,6\text{‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -138\text{‰}$  летом, в среднем, и до  $\delta^{18}\text{O} = -26,1\text{‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -195\text{‰}$  в период весеннего половодья при среднегодовом взвешенном составе  $\delta^{18}\text{O} = -22,2\text{‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -171\text{‰}$ . Для притоков Колымы, перемерзающих на зиму, вариации составляют от  $\delta^{18}\text{O} = -17,2\text{‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -140\text{‰}$  до  $\delta^{18}\text{O} = -24,9\text{‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -186\text{‰}$ , то есть, меньше, чем в Колыме. В притоках Колымы в конце лета проявляется облегчение изотопного состава воды (Рис. 5).

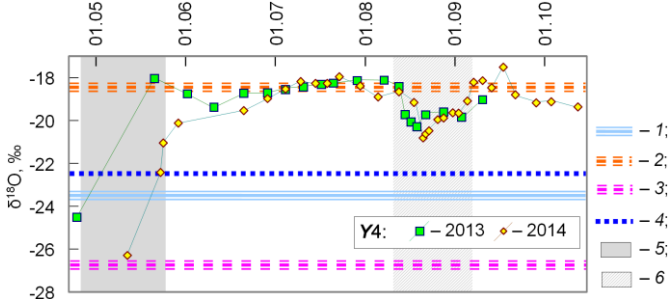


Рис. 5. Сезонные изменения изотопного состава кислорода в воде малого притока Колымы Y4. Средневзвешенные изотопные составы атмосферных осадков: 1 – за год ( $\delta^{18}\text{O} = -23,7\text{‰}$ ); 2, 3 – за теплый ( $\delta^{18}\text{O} = -18,5\text{‰}$ ) и холодный ( $\delta^{18}\text{O} = -26,8\text{‰}$ ) сезоны, соответственно; 4 – средневзвешенный состав воды в деятельном слое ( $\delta^{18}\text{O} = -22,3\text{‰}$ ); 5 – период снеготаяния; 6 – период облегчения воды летом во время наибольшего протаивания; точки и ломанные цветные линии – изотопный состав кислорода в ручье.

Логично связать это облегчение с приходом волны талой воды от мерзлоты и деятельного слоя, так как позднее вода опять изотопически утяжеляется вследствие осенних дождей. Согласно расчету, вклад мерзлотной воды становится заметным при слое стаивания 2–5 мм/год в водном эквиваленте (0,6–1,5 см/год по мощности при льдистости 0,3).

**Раздел II.3.** Реконструкция палеоклимата российской Арктики по полигонально-жильным льдам (ПЖЛ) выполнена в кооперации с МГУ им. М.В. Ломоносова (руководитель исследования – к.г.-м.н. Стрелецкая И.Д., Рис. 6).

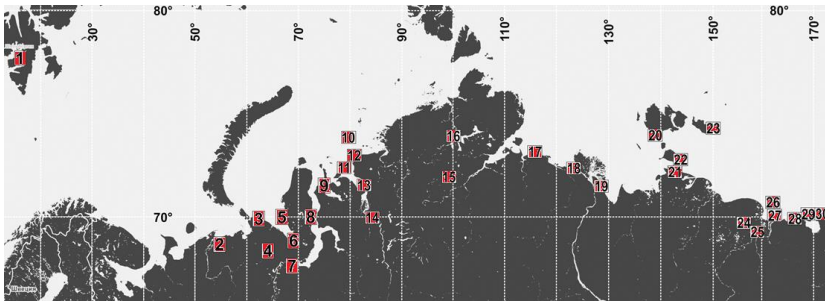


Рис. 6. Участки изучения ПЖЛ [Стрелецкая и др., 2015].

ПЖЛ формируются за счет попадания снега и талой воды в криогенные трещины. Впервые рассчитывать температуры по изотопным данным ПЖЛ предложил [Васильчук, 1992; Васильчук, 2006]. В [Стрелецкая и др., 2015] получены следующие уравнения связи для элементарных молодых жилоч:

$$t_{\text{СР. ЗИМН.}} = 1,15 \times \delta^{18}\text{O} - 4,6 \quad (R^2 = 0,75, \sigma = 2,7),$$

$$t_{\text{СР. ЯНВ.}} = 1,12 \times \delta^{18}\text{O} - 6,43 \quad (R^2 = 0,75, \sigma = 2,6),$$

$$t_{\text{СР. ХОЛ. ПЕР.}} = 0,885 \times \delta^{18}\text{O} - 2,55 \quad (R^2 = 0,67, \sigma = 2,7),$$

где индекс «ср. зимн.» отвечает декабрю–февралю; «ср. хол. пер.» – октябрю–маю. Различия в оценке температур с [Васильчук, 1992; 2006] составляют около  $\pm 2^\circ\text{C}$ .

В зырянское похолодание (МИС-4) для побережья моря Лаптевых получены  $t_{\text{СР. ХОЛ. ПЕР.}} \approx -31^\circ\text{C}$ ,  $t_{\text{СР. ЯНВ.}} \approx -41^\circ\text{C}$ , а Восточно-Сибирского моря –  $-32^\circ\text{C}$  и  $-44^\circ\text{C}$ , соответственно. В каргинское время (МИС-3) температура зимы возросла в восточной Арктике до  $-27..-29^\circ\text{C}$  при  $t_{\text{СР. ЯНВ.}} \approx -38..-40^\circ\text{C}$ , соответственно, в западном секторе –  $-23..-25^\circ\text{C}$  и  $t_{\text{СР. ЯНВ.}} \approx -32..-35^\circ\text{C}$ . В сартанское время (МИС-2) на Европейском Севере и в восточном секторе Арктики зима была теплее на  $1-4^\circ\text{C}$ , по сравнению с МИС-3. Голоцен (МИС-1) характеризуется повышением температур. На Чукотке и Таймыре  $t_{\text{СР. ХОЛ. ПЕР.}}$  повысилась на  $7-8^\circ\text{C}$ , а в западном секторе Арктики – на  $\sim 4^\circ\text{C}$ .

В период с МИС-4 по МИС-1 характер атмосферного переноса в Арктике в зимнее время принципиально не изменялся. Последнее противоречит предположению о наличии мощного ледникового щита в Карском море в период последнего оледенения (МИС-2) [Svendsen et al., 2004]. Скорее, ледниковый щит был незначительным по площади и высоте, как это следует из изучения подводных краевых морен [Гусев и др., 2012].

**Раздел II.4.** Палеотемпературы позволяют предположить, что область распространения ММГП на севере Евразии в прошлом была существенно больше, чем в настоящее время. Соответственно, значимой оказывается разработка подходов, позволяющих идентифицировать положение границы ММГП в прошлом. Автором разрабатыва-



ется подход, использующий отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в качестве метки «возрожденных» (талых мерзлотных) вод. Генерализованная диагностика зависимости избытков  $^{234}\text{U}$  от климатических стадий может быть выполнена по крупным водоемам.

*Океанический резервуар*, значительно осредняющий вариации потоков вещества с континентов, охарактеризован десятками тысяч анализов отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в осадках и органических образованиях, а также большой длительностью непрерывных осадочных разрезов. По широте  $40^\circ$  океан удобно разделить на приэкваториальную и высокоширотную зоны. В первой изотопный состав урана мало меняется, колеблясь около  $\delta^{234}\text{U} = 140 \pm 15^1$ , [Chen et al. 1986; Henderson, Anderson, 2003]. Для кораллов и карбонатных отложений высокоширотной зоны рост  $\delta^{234}\text{U}$  в периоды потеплений существенен (Рис. 7, [Токарев, 2020; Tokarev, Yakovlev, 2021]).

*Озеро Байкал* – континентальный резервуар пресной воды в зоне, где температурное состояние горных пород в позднем плейстоцене и голоцене существенно менялось [Безрукова и др., 1999]. Таяние мерзлоты оказывает влияние на объем и химический состав речного стока [Афанасьев, 1976; Biskaborn et al., 2019]. В донных отложениях Байкала в периоды потеплений резко возрастает концентрация створок диатомей, в холодные – поток глинистого материала и доля терригенного урана. Синхронно с климатическим потеплением растут избытки  $^{234}\text{U}$  (рис. 8, [Токарев, 2020; Tokarev, Yakovlev, 2021]).

В *Средней Азии*, где распространена горная мерзлота, для поверхностного стока выявлено обогащение  $^{234}\text{U}$ , которое возрастает [Чердынцев, 1967; Чалов, 1975]:

- при увеличении среднегодового расхода рек и росте доли подземного питания (из-за увеличения объема дренируемых пород);
- при увеличении площади оледенения водосборного бассейна.

Для бассейна р. Ала-Арча (малый водоток на северном склоне Киргизского хребта) установлена связь параметров  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  и отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  с наличием погребенных льдов [Токарев и др., 2023].

По данным автора климатические вариации отражаются в системе  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  подземных вод и в других районах северной Евразии [Malov et al., 2015; Malov, Tokarev, 2019; Tokarev et al., 2012, 2019].

*Ленинградская область*. В вендском водоносном комплексе по мере удаления от области питания (в настоящее время Карельский перешеек) вода сменяется с пресной на соленую, а химический состав с  $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$  на  $\text{Cl--Na}$ , переход типа воды происходит при достижении минерализации 0,6 г/л [Токарев и др., 2012; Виноград и др., 2019].

<sup>1</sup> в океанологии принято выражать изотопный состав урана в виде  $\delta^{234}\text{U} = (^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - 1) \times 1000$ , где  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  – отношение в активностях. То есть, равновесный уран  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$  (по активности) будет иметь  $\delta^{234}\text{U} = 0$ , характерное для современного океана отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,14$  соответствует  $\delta^{234}\text{U} = 140$  и т.д.

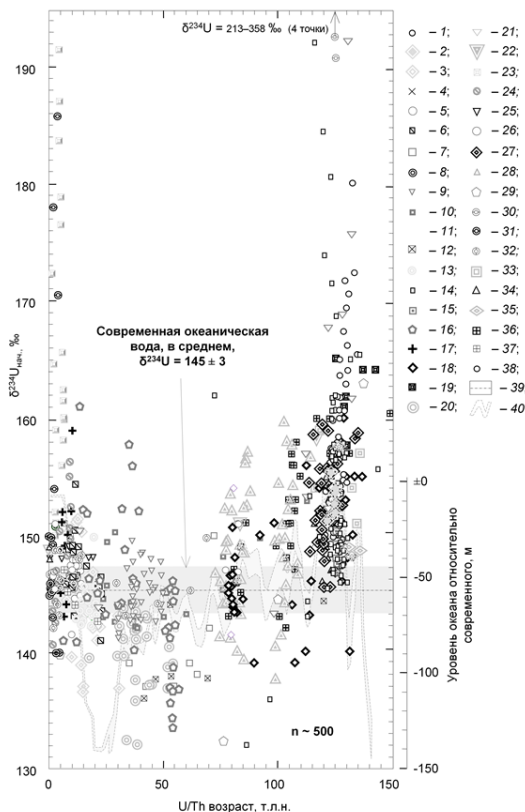


Рис. 7. Изотопный состав урана ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) в кораллах и карбонатах приполярных и арктических областей Мирового океана: 1 – Bar-Matthews et al., 1993; 2 – Thompson et al., 2011; 3 – Bard et al., 1990; 4 – Bard et al., 1991; 5 – Bard et al., 1996; 6 – Cabioch, Ayliffe, 2002; 7 – Chappel et al., 1996; 8 – Copard et al., 2012; 9 – Chui et al., 2005; 10 – Cutler et al., 2003; 11 – Cutler et al., 2004; 12 – Dia et al., 1992; 13 – Douarin et al., 2013; 14 – Dutton et al., 2015; 15 – Dutton et al., 2017; 16 – Eisele, 2010; 17 – Eisenhauer et al., 1993; 18 – Esat et al., 1999; 19 – Esat, Yokoyama, 2000; 20 – Esat, Yokoyama, 2006; 21 – Hamelin et al., 1991; 22 – Gallap et al., 1994; 23 – Gutjahr et al., 2013; 24 – López Correa et al., 2012; 25 – Ludwig et al., 1991; 26 – Ludwig et al., 1996; 27 – Muhs et al., 2002; 28 – Potter et al., 2004; 29 – Potter et al., 2005; 30 – Roberts et al., 2009; 31 – Shaked et al., 2004; 32 – Shen et al., 2008; 33 – Stein et al., 1993; 34 – Stirling et al., 1998; 35 – Thomas et al., 2012; 36 – Thompson et al., 2003; 37 – Yokoyama, Esat, 2004;

38 – Yokoyama et al., 2001a; 39 – современный океан  $\delta^{234}\text{U} = 145 \pm 3 \text{ ‰}$  (Chen et al. 1986; Henderson, Anderson, 2003); 40 – флуктуации уровня океана (Spratt, Lisiecki, 2016).

На правобережье р. Невы и северном берегу Финского залива в пресных водах  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,94\text{--}1,15$  (среднее 0,98 [Yakovlev et al., 2023]) при наличии современного питания, судя по  $^3\text{H}$  [Воронюк и др., 2016]. В зоне повышения минерализации до 1,0–1,5 г/л появляются отношения от  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 8$  [Кадука и др., 2018] до  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 25$  [Yakovlev et al., 2023]. В районе г. Сосновый Бор в солоноватых водах  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,48\text{--}0,65$  (в породах  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,70\text{--}0,96$ ) при  $^{14}\text{C}$  возрасте воды  $\tau = 9\text{--}15$  т.л. [Соботович и др., 1977; Бондаренко и др., 1981; Гудзенко, 1983]. Автором здесь найден облегченный и фракционированный изотопный состав воды  $\delta^{18}\text{O} = -18,7 \text{ ‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -113 \text{ ‰}$  (сдвиг влево относительно ЛЛМВ [Токарев et al., 2015]). Пониженные величины  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  являются следствием мобилизации урана-234 в период трансгрессий и регрессий морских и пресноводных водоемов со сменой химического состава воды и содержания кислорода.

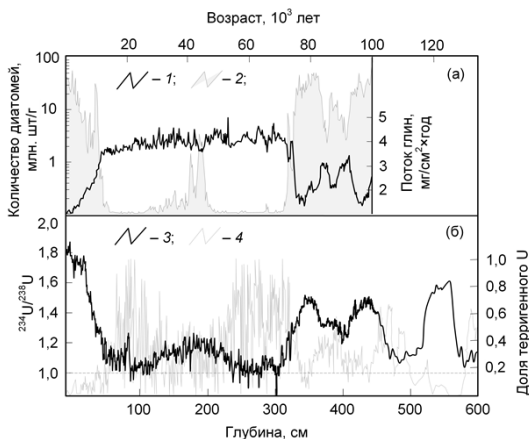


Рис. 8. Распределение по глубине донных осадков оз. Байкал различных биологических, кластических и изотопно-геохимических индикаторов (адаптировано из [Чебыкин, 2006; Goldberg et al., 2010] с изменениями):  
 1 – поток глин;  
 2 – количество диатомей;  
 3 – отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ;  
 4 – концентрация терригенного урана.

**Карелия.** [Токарев и др., 2008; Бородулина и др., 2020]. Подземные воды имеют, в основном, современное питание (присутствует  $^3\text{H}$ ), их изотопный состав  $\delta^2\text{H} = -91..-112\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = -12,0..-14,1\text{‰}$  близок или несколько легче современных осадков. В Салминском массиве на глубине 450 м обнаружена вода с  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 6,4$  (при региональных вариациях  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,78-1,51$  и среднем 1,15), изотопически легким и фракционированным составом  $\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -124\text{‰}$  (сдвиг вправо от ЛЛМВ). В воде отсутствует тритий, а содержание гелия повышено на два порядка по отношению к фону<sup>1</sup>. Сохранению реликтовых вод способствовала малая трещиноватость массива [Турченко, 2004; Кислов и др., 2002]. В «Марциальных водах»<sup>2</sup>, в 1979–1980 г. [Ресурсы..., 1987]  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 3-4$ , изотопный состав воды отражал неравновесное изотопное фракционирование  $\delta^2\text{H} = -110..-114\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = -12,0..-13,1\text{‰}$  (сдвиг вправо от ЛЛМВ). В 2005–2015 г. найдено [Токарев и др., 2015]  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 1$ , при  $\delta^2\text{H} = -100..-104\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = -13,3..-14,1\text{‰}$  (соответствует ЛЛМВ). То есть, произошла «промывка» системы современными метеорными водами.

**Мурманская область.** Исследовалась южная половина Хибинского щелочного массива. По  $^3\text{H}/^3\text{He}$  датированию время циркуляции подземных вод варьирует от нескольких недель – первых месяцев для комплекса кристаллических пород до 20 лет для четвертичных отложений, заполняющих долины [Kamensky et al., 1992; Гудков и др., 2014]. Изотопный состав урана практически не отличается от равновесного  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,89-1,23$ , при составе воды  $\delta^2\text{H} = -105..-115\text{‰}$  и  $\delta^{18}\text{O} = -14,1..-15,7\text{‰}$ , соответствующем осадкам [Гудков и др., 2021]. Наличие на Кольском полуострове маломощной горной мерзлоты [Ро-

<sup>1</sup> Под фоном понимается концентрация равная равновесной с атмосферой.

<sup>2</sup> Единственный в Карелии спа-курорт, с 1972 г. интенсивность отбора минеральных вод увеличилась вследствие перехода на эксплуатацию месторождения скважинами.

маненко, Гаранкина, 2012] позволяет предположить, что отсутствие эффектов в системе изотопов урана для Хибинского массива обусловлено а) высокими темпами водообмена; б) формированием указанных проявлений мерзлоты относительно недавно – в бореальный период голоцена или даже в «малый ледниковый период».

*Архангельская область.* В долине Сев. Двины по изотопным данным ( $\delta^{2}\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) оконтурена линза реликтовых морских вод, сформированная в период микулинской трансгрессии, с аномально высокими концентрациями йода, имеющая  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,81\text{--}6,84$  [Токарев, 2012]. Региональное обогащение  $^{234}\text{U}$  характерно для падунского (венд) горизонта [Malov, Tokarev, 2019]. В дренажных водах карьеров на алмазные трубки  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,99\text{--}7,81$ , а грунтовый горизонт и поверхностные воды имеют  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,15\text{--}2,21$  [Киселев и др., 2016; Malov, 2018].

*Ненецкий автономный округ.* Термоминеральные источники Пымвашор (Полярный Урал,  $S = 1,8\text{--}2,0$  г/л,  $T = 19\text{--}30$  °C), исследованы с помощью  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{2}\text{H}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ,  $^{230}\text{Th}$ ,  $^{232}\text{Th}$  [Malov et al., 2015].  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  датировки травертинов определяют возникновение термальной системы 2,0–7,7 т.л.н. Отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 3,5\text{--}4,2$  в минеральной воде свидетельствуют о наличии некоторой доли возрожденных вод, сформированных при протаивании мерзлоты в ходе подъема термальных вод к поверхности.

*Чукотский автономный округ.* Травертины термальных источников [Поляк и др., 2008; Поляк и др., 2010], прорывающих толщу мерзлоты датированы  $^{230}\text{Th}/\text{U}$  методом (возраст 0–160 т.л.). В «старых» травертинах  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,19\text{--}2,84$ , в «молодых»  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 4,42\text{--}8,59$ . То есть, участки с недавно возникшей циркуляцией термальных вод имеют некоторый вклад талой мерзлотной воды, а на «проработанных» участках доля такого компонента существенно уменьшается.

*Предволжье.* Верхняя часть разреза сложена переслаиванием алевро-песчаников перми. Уже на глубине 100–120 м встречаются воды с  $M=4\text{--}6$  г/л при изотопном составе  $\delta^{2}\text{H}=-94\text{--}119\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}=-12,7\text{--}16,1\text{‰}$ . Изотопный состав урана  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,17\text{--}20,1$  [Солнцев и др., 1999; Тихонов, 2009; Yakovlev et al., 2021]. Диагностировано (в том числе, по  $^3\text{H}$ ) трехкомпонентное смешение с крайними членами [Yakovlev et al., 2021]: 1) современные пресные инфильтрационные воды  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 1$ , изотопически наиболее тяжелые; 2) пресные воды постгляциального периода  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1\text{--}3$ , изотопически наиболее легкие и 3) возрожденные воды различной солености с  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 10\text{--}20$  и изотопным составом промежуточным между современными инфильтрационными водами и водами постгляциального периода.

*Крым.* На северном склоне Крымских гор и в Равнинном Крыму в отдельных точках воды имеют экстремально легкий изотопный состав  $\delta^{2}\text{H}=-90\text{--}97\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}=-13,0\text{--}13,5\text{‰}$ , который легче современных зим-

них осадков в горах [Dublyansky et al., 2018; Dublyansky et al., 2019]. В с. Пятихатка вода из скважины глубиной ~1200 м с  $t = 53^{\circ}\text{C}$  и минерализацией 1,3 г/л имеет датировку по  $^{14}\text{C} \sim 28$  т.л., при отсутствии  $^3\text{H}$  [Амеличев и др., 2019]. Изотопный состав урана  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,59$  близок к равновесному. По-видимому, в этой точке и других, где фиксируется экстремальное обеднение  $^2\text{H}$  и  $^{18}\text{O}$ , обнаружена вода, поступившая в водоносные горизонты в последнее похолодание. Однако, из-за отсутствия мерзлоты, изотопный состав урана подземных вод не демонстрирует значимых избытков  $^{234}\text{U}$ .

*Северная Америка.* При массовом опробовании ураганные обогащения в системе  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  обнаружены в подземных водах штата Висконсин, где выявлены отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 40\text{--}50$  [Arndt, West, 2004].

*Дополнительные замечания* по формированию смещенного изотопного состава урана ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) в подземных водах и гидрогенных образованиях. Заметное обогащение ураном-234, по-видимому, может возникать при резкой смене гидрохимического типа подземных вод, например:

- при росте содержаний  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и других анионов, с которыми уран образует хорошо растворимые соединения;
- при переходе редокс потенциала среды (Eh) из восстановительной в окислительную область;
- изменении pH среды с нейтральной на резко кислую/щелочную.

Действием указанных факторов, по-видимому, объясняются:

- 1) значительные вариации отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  в областях современного вулканизма, а также его отклик на сейсмические события;
- 2) гидрогенные месторождений «молодого» урана, когда рост Eh среды в ледниковый период приводит к окислению сульфидов с последующей «залповой» мобилизацией сульфатов при деградации мерзлоты, снижением pH и параллельной экстракцией U.

Пример воздействия вулканической деятельности – участок Yucca Mountain (Nevada, USA), для которого доказано существование гидротермальной системы в позднем кайнозое [Dublyansky, Spötl, 2010; Neumark et al., 2000]. В зоне прошлой активности гидротермальных растворов  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,3\text{--}8,4$ , а на соседних участках (вне зоны действия гидротерм)  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,1\text{--}3,9$  при единичных выбросах до  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 5,4$  [Paces et al., 2013].

Мелкомасштабные вариации отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  могут быть связаны с движением инфильтрационных вод через потенциалзадающие барьеры и смешением, например:

- при нисходящей фильтрации через почву и зону аэрации, растворении биогенного  $\text{CO}_2$  и последующем отложении педогенных карбонатов [Suresh et al., 2013; Maher et al., 2014];
- при разгрузке подземных вод в мелкие лагуны [Smith, 2008];

– для поверхностных водотоков – за счет притока из различных гидродинамических или литологических зон [Pierret et al., 2014].

Мелкомасштабные вариации отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , обусловленные действием химических факторов, обнаружены автором в Рудных горах в системе горных выработок глубиной около 800 м (г. Фрайберг, Саксония, юго-восток Германии). Изотопный состав дренажных вод близок к современным осадкам, а отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=0,45\text{--}1,34$ . Наименьшие значения обнаружены на верхних этажах отработки в богатой рудной зоне, где вода имеет  $\text{pH} \approx 1,2\text{--}2,0$ , а время отработки исчисляется несколькими сотнями лет. В выработках, залегающих на 200 м ниже  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,95\text{--}1,34$ . Ясно, что верхняя зона отработки промыта кислыми водами, что и привело к дефициту урана-234.

**Выводы к разделу.** Теоретические обобщения и натурные наблюдения позволяют сформулировать следующую концептуальную схему распределения рассмотренных выше изотопных трассеров в подземной гидросфере (Рис. 9).

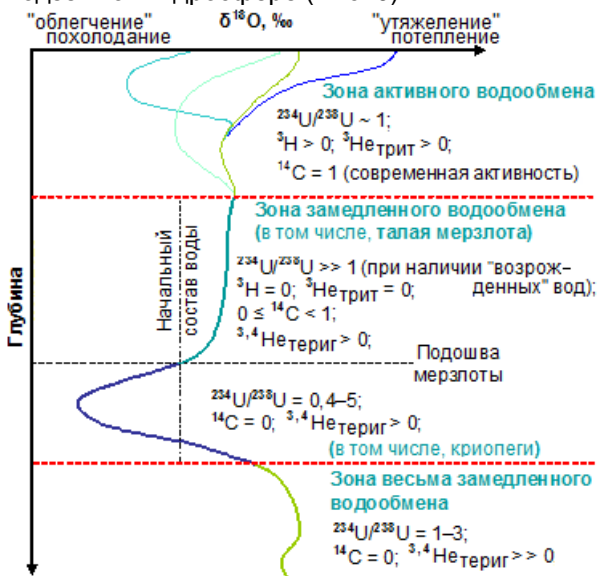


Рис. 9. Концептуальная схема вертикальной гидрогеологической зональности и изотопно-гидрохимических характеристик подземных вод севера Евразии, сформированной под воздействием геофлюкклиматических вариаций конца плейстоцена и в голоцене.

1. Зона активного водообмена содержит пресные воды, изотопный состав которых соответствует средневзвешенным местным осадкам или оказывается несколько легче. Региональные вариации средних величин  $\delta^{2}\text{H}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  для грунтовых вод определяются, в основном, температурой холодного периода года (наступлением среднесуточной температуры ниже  $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). Изотопный состав воды может быть смещен относительно ЛЛМВ за счет неравновесного фракционирования при испарении (начальный изотопный состав оценивается по точке пересечения линии аппроксимации с ЛЛМВ). Содержания  $^3\text{H}$

снижены относительно осадков холодного периода года пропорционально времени пребывания инфильтрационной влаги в зоне аэрации и возрасту подземных вод.

Содержания  $^{14}\text{C}$  находятся примерно на уровне современных активностей в осадках. Изотопный состав урана близок к равновесному. Концентрации благородных газов близки к равновесным с атмосферой при температуре зоны аэрации в теплый период года. Имеют место избытки гелия-3 за счет накопления  $^3\text{He}_{\text{ТРИТ}}$ . В грунтовых водах могут наблюдаться и сезонные вариации указанных параметров.

2. Зона замедленного водообмена содержит пресные и солоноватые воды, изотопный состав которых может заметно отличаться от местных осадков современности, как за счет сдвига, обусловленного климатическими вариациями температур, так и за счет вторичного неравновесного фракционирования при замерзании. В зоне, занимаемой в прошлом мерзлотой, изотопный состав воды может быть утяжелен, а в зоне, залегающей ниже подошвы мерзлоты – облегчен относительно начального состава инфильтрационной воды. Отложения четвертичного периода могут содержать захороненные седиментогенные воды, например, морского генезиса. Тритий отсутствует. Содержания радиоуглерода снижены относительно современных активностей, вплоть до нуля. Изотопный состав урана может существенно отличаться от равновесного а) за счет обогащения  $^{234}\text{U}$  в зоне «возрожденных» вод, формирующихся за счет таяния мерзлоты; б) за счет потерь  $^{234}\text{U}$  породами при промывке разреза после таяния мерзлоты. В составе благородных газов появляется радиогенная компонента (терригенный гелий-3 и гелий-4), обусловленная их эманацией вмещающими породами. Тритигенный гелий-3 отсутствует.

3. Зона весьма замедленного водообмена содержит соленые воды и рассолы, изотопный состав которых, как правило, заметно отличается от местных осадков современности, в некоторых случаях это, по-видимому, могут быть седиментогенные воды. Тритий, тритигенный гелий-3 и радиоуглерод отсутствуют. Изотопный состав урана близок к равновесному. Изотопный состав и концентрации благородных газов существенно отличаются от равновесных с атмосферой за счет накопления радиогенных газов, эманлируемых вмещающими породами.

Во всех зонах при наличии современной или недавней вулканической активности в изотопном составе воды может проявляться «кислородный сдвиг».

### **ГЛАВА III. ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИЗОТОПНЫХ ИНДИКАТОРОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РЕСУРСОВ, КАЧЕСТВА И ПРОГНОЗА СОСТОЯНИЯ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ**

Рассмотрены результаты работ в:

– замкнутых межгорных структурах гумидных и аридных районов (Хибинский массив – Кольский полуостров, Россия; бассейн р. Нарын

- Киргизия и микробассейны Sierra de los Filabres – провинция Альмерия, Испания);
- пластовых структурах (северо-запад РФ, юго-восток Западной Сибири, Предволжье, равнинный Крым);
- гидрогеологических массивах и вложенных структурах (Карелия, Нижне-Канский гранитоидный массив, Теча-Бродская структура).

**Раздел III.1.** Горные районы с замкнутыми водосборами наиболее благоприятны для использования изотопных методов, поскольку:

- возможна диагностика источников питания в структуре стока, оценка связи поверхностных и подземных вод, а также учет испарения;
- расчеты могут быть выполнены на базе простейших математических моделей с сосредоточенными параметрами.

*Горно-аридный район* (Альмерия, юго-восток Испании)<sup>1</sup>. Водопотребление определяется промышленностью<sup>2</sup>, агросектором и хозяйственно-бытовыми нуждами. Из-за испарения, неравномерности выпадения и малого объема осадков [Espadafor et al., 2011] для муниципалитетов в горах подземные воды зачастую единственный источник водоснабжения [Pulido-Bosch et al., 1994], что приводит к их сверхэксплуатации [Custodio, 2000]. Территорию слагают слабопроницаемые метаморфические породы и карбонатные комплексы. Наиболее водообильны локально распространенные молодые рыхлые отложения [Pulido-Bosch, 1997]. Химический состав вод разнообразен вследствие испарения, наличия эвапоритов, гидротермальной деятельности и антропогенного загрязнения.

Для поверхностных и подземных вод определены макрокомпонентный, микроэлементный и изотопный состав воды, содержания трития. По опубликованным данным [база GNIP МАГАТЭ; Diaz-Teijeiro et al., 2009] найдена входная функция по  $^3\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^2\text{H}$ . Установлено влияние испарения на изотопный состав воды (Рис. 10) и найдена зависимость изотопного состава осадков от высоты местности, которая позволила определить положение областей питания (Рис. 11).

По тритию оценено среднее время пребывания воды в межгорных микробассейнах ( $\tau$ ), по  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  и топографии оценено положение и размер области питания, по ВЭЗ и ЯМР – объем воды в структурах ( $V$ ). На основании этих данных рассчитаны ресурсы подземных вод  $Q = V/\tau$ . Полученные данные позволили выделить площади, перспективные для расширения водоснабжения за счет подземных вод.

---

<sup>1</sup> Работы 2002 г., заказчик фирма TINGSA, руководитель с испанской стороны Carlos Ordonies Peres, с российской стороны – член-корр. РАН, д.г.-м.н, проф. Румынин В.Г.

<sup>2</sup> В муниципалитете Roquetas de Mar был расположен танковый завод, который имел средний годовой оборот около 64 млрд. евро (данные на 2000 г.)



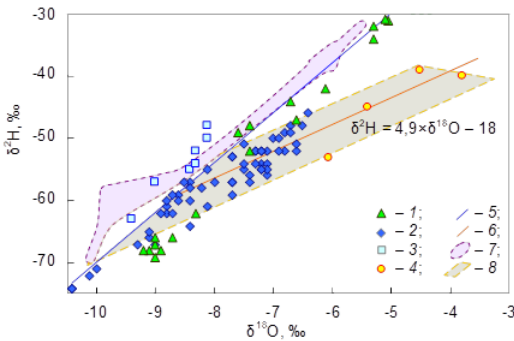


Рис. 10. Изотопный состав природных вод провинции Альмерия (Испания): 1 – поверхностные воды; 2, 3, 4 – подземные воды (в том числе, с признаками конденсации – 3 и испарения – 4); 5 – ЛЛМВ; 6 – линия испарения (уравнение на диаграмме); 7 – годовой ход изотопного состава осадков для Sierra de los Filabres по ОИРС на высоте 2000 м; 8 – смещение изотопного состава воды из-за испарения (исходный состав воды

соответствует осадкам декабря-февраля на высотах 1500–2000 м).

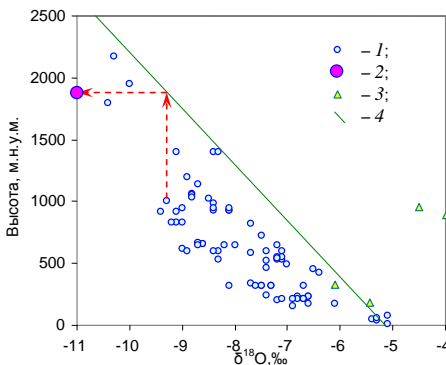


Рис. 11. Оценка высотного положения области питания подземных вод по изотопному составу кислорода: 1 – измеренный изотопный состав; 2 – реконструированное положение области питания; 3 – точки, характеризующиеся значительным испарением; 4 – зависимость изотопного состава кислорода осадков (среднее за ноябрь, декабрь, февраль) от высоты местности (расчет по ОИРС).

**Горный район с оледенением** (бассейн р. Нарын, Киргизия, Рис. 12, [Изучение..., 2010])<sup>1</sup>. Средняя Азия имеет напряженный водный баланс вследствие резко континентального, засушливого климата. Казахстан, Узбекистан, Туркменистан потребляют воду, в основном, для летнего полива; Киргизия и Таджикистан – используют гидроэнергетический ресурс с максимумом водопотребления зимой. По наличию пика стока в июле-августе некоторые исследователи относят р. Нарын к рекам с ледниковым питанием [Шульц, 1965].

По результатам наблюдений<sup>2</sup> (Рис. 13) вода р. Нарын при впадении в Токтогульское водохранилище и в самом водохранилище по изотопному составу идентичны среднегодовым осадкам (Рис. 14), что позволяет исключить влияние ледникового стока на водный баланс.

<sup>1</sup> Исследования выполнены в 2007–2010 г. в рамках проекта Международного научно-технического центра МНТЦ КР-1430, в котором автор был научным руководителем с российской стороны. Данные по атмосферным осадкам получены в проекте МНТЦ КР-330.3.

<sup>2</sup> Всего получено около 720 измерений изотопного состава атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод. На диаграмме (Рис. 14) для упрощения восприятия показаны поля распространения точек измерений для указанных объектов.



Рис. 12. Гидрогеологическая схема бассейна р. Нарын [Гидрологическая карта..., 2001].



Рис. 13. Схема водотоков и точек опробования в бассейне р. Нарын:

▼ – гидропост; ● – метеостанция; 2 – точки мониторинга; ● – остальные точки.

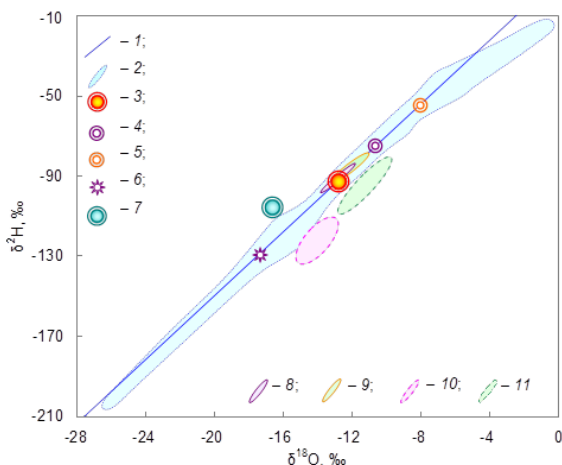


Рис. 14. Изотопный состав воды в Токтогульском водохранилище, р. Нарын и притоках 2007–2010 гг.: 1 – ЛЛМВ; 2 – поле атмосферных осадков до высот 2700 м; в том числе, средние 3 – за год; 4 – весна и осень; 5 – лето; 6 – зима; 7 – средний изотопный состав льда на леднике Иньлчек [Aizen et al., 2004]; 8 – Токтогульское водохранилище; 9 – р. Нарын перед впадением в водохранилище; истоки р. Нарын 10 – весна; 11 – лето, в обоих случаях видно влияние неравновесного изотопного фракционирования.

Подземные воды по изотопному составу варьируют в широких пределах. Для мелких родников состав воды близок к летним осадкам. Вода крупных восходящих родников и скважин иногда близка по изотопному составу к зимним осадкам. На такое распределение, в основном, оказывает влияние высотная зависимость состава питания.

Математическая модель стока<sup>1</sup> в бассейне р. Нарын реализована в рамках подхода «The Snow-melt Run-off Model». Используются:

а) цифровая модель рельефа по данным SRTM (с генерализацией под сеточную разбивку 0,5×0,5 км);

б) данные по сбросу воды на плотине Токтогульской ГЭС и притоку к водохранилищу на гидропосту «Учтерек»;

в) среднемесячные гидрометеорологические характеристики для бассейна р. Нарын [Кузьмиченок, 2009];

г) 8-суточные маски снежного покрова (прибор MODIS<sup>2</sup>).

По результатам исследования показано, что задержка пика стока р. Нарын (июль-август) по сравнению с периодом наступления снеготалого половодья и весеннего пика дождей (апрель-май) связана с пребыванием воды в рыхлых отложениях межгорных артезианских микробассейнов (Рис. 12), в которых изотопный состав осадков за различные сезоны осредняется (Рис. 14). По данным GRACE к концу мая в бассейне формируется основной годовой динамический запас воды [Киселев, Токарев, 2012], поэтому к началу поливного сезона может быть дан прогноз стока на весь вегетационный период.

*Горный район в гумидной области.* Подземные воды являются источником питьевого водоснабжения г. Кировска (Мурманская область) и нескольких поселков с 1930<sup>-х</sup> г. Качество воды на основном водозаборе – «Центральный» снижено за счет роста содержаний NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, а также превышение ПДК для алюминия и pH (Рис. 15).

Изотопный состав азота δ<sup>15</sup>N (пионерное для СССР исследование) позволил определить, что в северной части водозабора «Центральный» основным источником нитратов является канализационная система пос. Кукисвумчорр, а в юго-восточной – дренажные сбросы Расвумчоррского рудника, содержащие нитраты от растворения взрывчатых веществ [Прасолов и др., 1991].

Датирование подземных вод <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He методом выполнено на водозаборе «Центральный» дважды [Kamensky et al., 1991; Гудков и др., 2014] (работа 1989 г. была первой реализацией <sup>3</sup>H/<sup>3</sup>He метода в СССР). Для интерпретации материалов использована разрабатываемая автором гелий-неоновая систематика (Рис. 16). Возраст воды на водозаборе «Центральный» оценен величиной τ = 21±2 года.

Из полученных данных следует несколько практических выводов, важных для эксплуатации подземных вод.

1. Основной промежуток времени подземные воды движутся в рыхлых четвертичных отложениях, заполняющих долину оз. Б. Вудъявр.

---

<sup>1</sup> Программный код для модели разработан профессором Казанского федерального университета, д.б.н. Савельевым А.А. Описание аксиоматики модели представлено на сайтах <http://www.ars.usda.gov/main/> и <http://www.ars.usda.gov/Services/>.

<sup>2</sup> [<ftp://n4ftl01u.ucs.nasa.gov/MOST/MOD10A2.005>] дата обращения 31.10.2009.

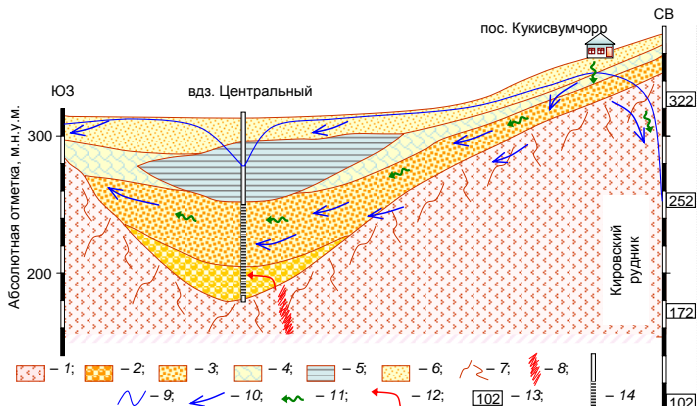


Рис. 15. Гидрогеология бассейна оз. Б. Вудъявр: 1 – кристаллические породы; 2 – конгломераты; 3 – песчано-гравийные отложения; 4 – суглинки и супеси; 5 – ленточные глины; 6 – озерные пески и супеси; кристаллические породы 7 – зона активной трещиноватости; 8 – зона тектонического дробления; 9 – уровни/напоры подземных вод; 10 – движение подземных вод; 11 – нитратное загрязнение; 12 – пути поступления высокощелочных Al-содержащих вод; 13 – горизонты Кировского рудника; 14 – скважина водозабора «Центральный» и положения фильтра.

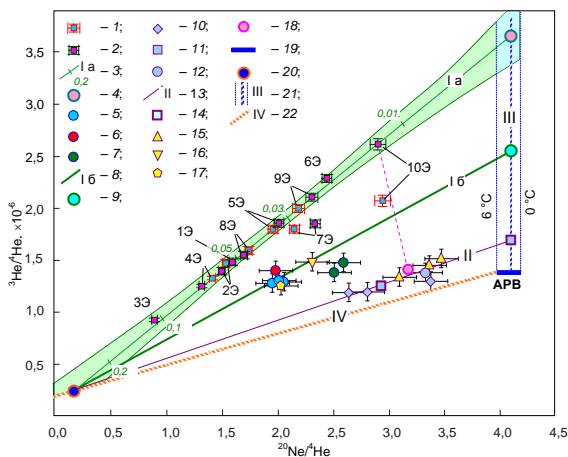


Рис. 16. Гелий-неоновая систематика подземных вод долины оз. Б. Вудъявр («усы» соответствуют ошибкам измерений, номера скважин рядом с точками).

Водозабор «Центральный»: 1, 2 – 1989 и 1992 г.; 3 – линия смешения молодых и древних вод (I а, риски и числа возле них – объемная доля древних вод, 1989, 1992 г.); 4 – изотопные координаты молодых вод (1989 и 1992 г., соответственно).

Водозабор «Центральный» и другие скважины в 2010–2011 г.: 5, 6, 7 – скважины 5Э, 9Э, 10Э

водозабора «Центральный»; 8 – линия смешения молодых и древних вод (I б), 9 – изотопные координаты молодых вод; 10 и 11 – скважины 1К и 3К водозабора «Ключевой»; 12 – Водозабор «Скважина 5В»; 13 – линия смешения молодых и древних вод для водозабора «Ключевой» и ближайших скважин (II, 2010–2011 г.), 14 – изотопные координаты молодых вод для водозаборов «Ключевой» и «Скважина 5В»; 15, 16, 17 – наблюдательные скважины № 13Н, № 63; 18 – воздух; 19 – инфильтрационные воды, равновесные с атмосферой в интервале температур 0–10 °С (APB – атмосфера, растворенная в воде), 20 – глубинные (древние) воды кристаллического массива; 21 – линия накопления тритиевого гелия-3 (III); 22 – линия накопления терригенного гелия, эмануруемого породами (IV).

Вследствие этого происходит осреднение изотопного состава воды и уменьшение вариаций содержаний трития [Гудков и др., 2014, 2021].

2. Возраст воды на водозаборе «Центральный»  $\tau = 21 \pm 2$  года меньше времени существования основных источников нитратного загрязнения. Следовательно, прогнозируются его относительно медленные вариации при изменении интенсивности основных источников.

3. Повышение pH и содержаний Al обусловлено подтоком воды, поступающей по зонам региональных тектонических нарушений из глубин щелочного массива.

### **Раздел III.2.** Незамкнутые структуры.

В пределах крупных артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и переходных структур обнаруживаются воды, сформировавшиеся в различных условиях из-за географо-климатических вариаций и новейших тектонических движений в плейстоцене и голоцене. Для участков эксплуатации подземных вод в таких обстановках зачастую довольно проблематично определить условия питания и очертить гидродинамические границы. Изотопные данные, как правило, значительно упрощают решение указанных задач.

*Ленинградский и Северодвинский АБ, Карелия, Полярный и Приполярный Урал* [Бородулина и др., 2019, 2020, 2021, 2022; Виноград и др., 2019; Воронюк и др., 2016; Гудков и др., 2014, 2021; Коротков и др., 2013; Лозовик и др., 2019; Оценка..., 2003; Румянцев и др., 2017; Токарев, 2012; Токарев, Батуев, 2019; Токарев и др., 2008, 2012, 2015, 2020; Malov, Tokarev, 2019; Tokarev et al., 2019<sup>1</sup>]. В позднем плейстоцене и голоцене в зоне сочленения Восточно-Европейского артезианского супербассейна и Балтийского гидрогеологического массива, а также на западном склоне Полярного и Приполярного Урала ландшафтные перестройки включали появление и исчезновение крупных пресноводных и морских бассейнов, ледниковых щитов и мерзлоты, а также изменение региональных базисов эрозии, обусловленных вариациями уровня Мирового океана, гляциоэвстатическими движениями и новейшей тектоникой. Эти изменения отразились в химии природных вод, изотопном составе воды и урана.

Атмосферные осадки<sup>2</sup>. Локальные линии метеорных вод имеют вид: Петрозаводск –  $\delta^2\text{H} = 7,7 \times \delta^{18}\text{O} + 4,5$  при средневзвешенном многолетнем составе  $\delta^{18}\text{O} = -11,7 \text{‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -84 \text{‰}$  ( $n = 139$ ); Санкт-Петер-

---

<sup>1</sup> Далее по тексту раздела при обсуждении отдельных объектов ссылки на данные работы повторяются не будут. Суммарно в рамках указанных исследований автором получено около 3900 анализов изотопного состава воды, 140 определений отношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , 90 анализов активности трития, 45 измерений изотопного состава и концентраций благородных газов, 900 анализов химического состава воды, а также большой массив измерений неустойчивых показателей по полевым измерениям температуры, pH, Eh, электропроводности воды.

<sup>2</sup> Мониторинг выполняется с 2012 г., помощь в отборе проб оказывают сотрудники ГГИ Батуев В.И. и Марков М.Л. (СПб) и ИВПС РАН Бородулина Г.С. (Петрозаводск).

бург –  $\delta^2\text{H} = 7,9 \times \delta^{18}\text{O} + 1,7$  при  $\delta^{18}\text{O} = -9,6 \text{ ‰}$  и  $\delta^2\text{H} = -75 \text{ ‰}$  ( $n = 187$ ). Для зимних осадков обнаружен субмеридиональный тренд облегчения изотопного состава снега с юга на север. Однако, при приближении к Белому морю вновь происходит утяжеление состава снега, обусловленное наличием морского пара.

В Ладожском ( $\delta^{18}\text{O} = -11,7..-9,5 \text{ ‰}$ ,  $\delta^2\text{H} = -84..-74 \text{ ‰}$ ) и Онежском ( $\delta^{18}\text{O} = -11,5..-9,3 \text{ ‰}$ ,  $\delta^2\text{H} = -85..-71 \text{ ‰}$ ) озерах изотопный состав воды мало меняется во времени. Состав озерной воды и воды в притоках указывает на заметное влияние испарения, как на водосборах, так и с акваторий. Для рек доля потерь на испарение возрастает при увеличении озерности и заболоченности водосбора. В северной ванне Ладоги по небольшим, но устойчивым аномалиям  $\delta^{18}\text{O} < -10,2 \text{ ‰}$  в придонной зоне, по-видимому, фиксируется субаквальная разгрузка вод рифейского комплекса, в котором  $\delta^{18}\text{O} \approx -17 \text{ ‰}$  при минерализации около 0,6 г/л.

Изотопный состав вод в зоне активного водообмена (воды содержат  $^3\text{H}$ ), как правило, близок или несколько легче средневзвешенного состава осадков. Возраст воды меняется от нескольких месяцев (оценки по  $^3\text{H}$ ) до первых десятков лет (Ижорское плато  $\tau = 13 \pm 2$  года,  $^3\text{H}/^3\text{He}$  датирование). Зачастую уже в грунтовом горизонте происходит смена химического состава инфильтрационной воды, что обусловлено а) антропогенным воздействием; б) быстрым растворением легкодоступных солей (например,  $\text{FeSO}_4$  – «Марциальные воды»). Антропогенное воздействие уже приводит или может приводить в будущем к исчерпанию статических запасов водоносных горизонтов и привлечению современного питания с соответствующим изменением содержаний изотопных трассеров и химического состава подземных вод, в том числе, из-за антропогенного загрязнения.

Значительные изменения в химическом составе подземных вод, обусловленные природными факторами, возникают при наличии перекрывающих региональных водоупоров в связи с резким замедлением темпов водообмена. Наиболее вероятными механизмами эволюции химического состава в этом случае являются: а) прогрессивное накопление солей при взаимодействии воды с вмещающими породами; б) смещение с захороненными водами четвертичных морских трансгрессий и в) криогенный метаморфизм. Например, в Заонежье и в Архангельской области экстремально легким изотопным составом  $\delta^{18}\text{O} \sim -17..-14 \text{ ‰}$  (без признаков криогенной метаморфизации) отмечены воды Cl–Na типа с минерализацией до нескольких граммов на литр (Рис. 17).

Не все участки пока исследованы в отношении изотопного состава урана. Однако, найден рост избытков урана-234 до величин  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 3-7$  в водах вендского комплекса в долине р. Сев.Двины и в районе размещения архангельских алмазных трубок, а также в

термальных водах, прорывающих современную мерзлоту на Полярном Урале (Пымвашор).

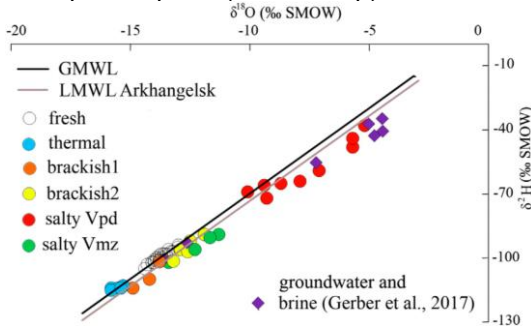


Рис. 17. Зависимость изотопного состава воды от солёности для подземных вод Архангельской области [Malov, Tokarev, 2019].

На участках, где по гидрогеологическим условиям возможно сохранение вод с возрастом не менее нескольких десятков тысяч лет, обнаруживаются слабосоленые воды с весьма легким изотопным составом  $\delta^{18}\text{O} \sim -18$  или составом, измененным вследствие неравновесного фракционирования при замерзании. Эти воды, как правило, характеризуются заметным ростом избытков урана-234 вплоть до  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \sim 25$  (Карелия и Приладожье).

**Раздел III.3.** Обоснование безопасности захоронения радиоактивных отходов (РАО) в геологическом пространстве.

Полигон захоронения жидких РАО ОАО «Сибирский химический комбинат» (ОАО СХК, Томская область) расположен в пределах моноклиальной многопластовой структуры [Зубков и др., 2007; Рыбальченко и др., 1996; Токарев и др., 2009 а; Токарев и др., 2009 б; Tokarev et al., 2005; Tokarev et al., 2010]. Защищаемыми объектами являются р. Томь и водозаборы г. Северск и Томск<sup>1</sup>. Мониторинг химического состава<sup>2</sup> и трития, анализ содержаний гелия указывает на подтягивание речных вод к водозаборам г. Северск, а глубинных вод – к водозабору г. Томск. Выполнено опробование наблюдательной сети скважин и определение  $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $\text{Ar}$ , а также  $(\text{U}+\text{Th})/{}^4\text{He}$  и  $^{14}\text{C}$  датирование<sup>3</sup>, природных вод (Рис. 18).

В районе полигона захоронения РАО на глубинах 270–420 м  $(\text{U}+\text{Th})/{}^4\text{He}$  возраст воды 7–14 т.л. (Рис. 18), а в приповерхностных горизонтах – 200–500 лет. Состав современных осадков  $\delta^2\text{H} = -117\text{‰}$  и

<sup>1</sup> Водозабор подземных вод для снабжения г. Томска – один из крупнейших в РФ.

<sup>2</sup> База данных содержала на момент проведения работ около 12 тыс. индивидуальных анализов химического состава.

<sup>3</sup> Всего выполнено 72 определения изотопного состава воды, получено 57 определений изотопного состава и концентраций благородных газов, для 12 точек определялась температура инфильтрационных вод методом NGT, изотопный состав урана и радиоуглеродный возраст. Пробы на тритий отобраны в 97 скважинах (в глубоких горизонтах метка  $^3\text{H}$  позволяет легко различать природные воды и техногенные растворы).

$\delta^{18}\text{O} = -15,7\text{‰}$ , а природных вод глубокой части разреза  $\delta^{2}\text{H} = -127..-140\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O} = -17,0..-18,2\text{‰}$ , что дает палеотемпературы  $-2,9..-4,7\text{ }^{\circ}\text{C}$  (современная среднегодовая  $+0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

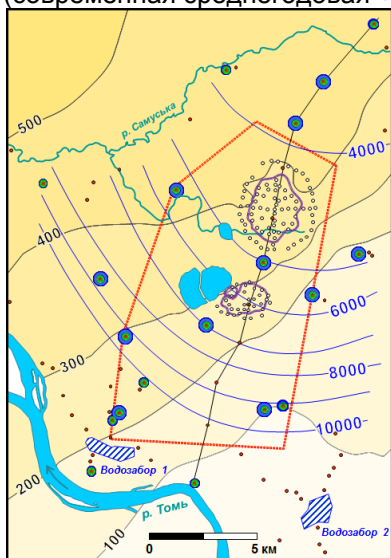


Рис. 18. Схема опробования в районе ОАО «Сибирский химический комбинат»:

- 1 – геологические скважины;
- 2 – наблюдательные скважины;
- 3 – скважины, опробованные для определения химического и изотопного состава воды;
- 4 – скважины, опробованные также для целей (U+Th)/<sup>4</sup>He датирования;
- 5 – изопакиты осадочного чехла;
- 6 – изолинии равных возрастов подземных вод нижних горизонтов, лет;
- 7 – водозаборы;
- 8 – горный отвод ОАО «СХК» и участки захоронения РАО; линия – разрез (Рис. 19).

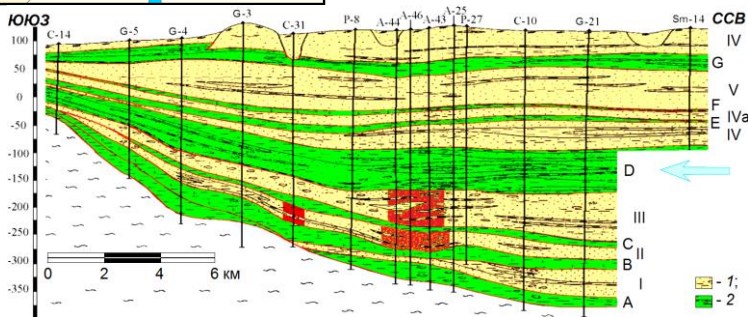


Рис. 19. Геологический разрез в районе опробования ОАО «СХК» [Данилов, 2010], линия разреза показана на Рис. 18: 1 – водоносные горизонты (римские цифры); 2 – водоупоры (латинские буквы); стрелка – направление регионального потока подземных вод.

По Ar и методу NGT температура сезона восполнения подземных вод  $-0,2..+4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  (современная для теплого периода года  $+10,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ).

Природные воды глубоких горизонтов, используемых для захоронения РАО, в некоторых случаях содержат воду изотопически фракционированную за счет замерзания (точки сдвинуты вправо от ЛЛМВ на диаграмме  $\delta^{2}\text{H}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$ ). В верхних горизонтах  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,74$ , в среднем, а на глубинах 250–290 м отношения достигают величин  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 16,1$ . Затем отношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  резко уменьшается до равновесных значений, что указывает на положение подошвы мерзлоты в прошлом. По термометрии скважин (около 1,5 тыс. термограмм)



оценка положения подошвы мерзлоты в пик похолодания 18 т.л.н. составляет 270–300 м [Заведий, 2010].

Таким образом, изотопная информация подтверждает, что выбранная схема захоронения жидких РАО является безопасной. Эксплуатационные горизонты изолированы от вышележащих участков разреза, а время движения нейтральных компонентов от участков закачки до защищаемых объектов существенно превышает нормативные требования, составляющие в настоящее время 1000 лет (Рис. 18).

В Нижне-Канском гранитоидном массиве (Красноярский край) предполагается разместить подземное хранилище РАО. Согласно опробованию, изотопный состав трещинных подземных вод, как правило, соответствует ГЛМВ. Отдельные пробы на глубинах 100–250 м демонстрируют неравновесное изотопное фракционирование, характерное для криогенного метаморфизма (Рис. 20). Для трещинных вод точки изотопных составов смещены вправо, а для поровых вод гнейсов – влево от ГЛМВ.

Вероятнее всего, на глубинах 100–250 м обнаруживаются «возрожденные» воды, сформированные преимущественно за счет таяния мерзлоты, а на глубинах около 500 м – остаточная вода от замерзания. Сохранению остаточной воды способствовала весьма низкая проницаемость пород скального массива.

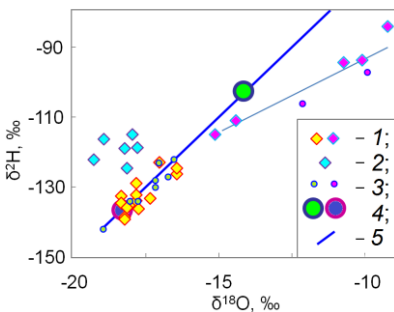


Рис. 20. Изотопный состав трещинных и поровых вод Нижне-Канского массива: 1 – трещинные воды, интервальное опробование скважин глубиной 400–700 м (точки с розовой заливкой – пробы воды, изотопически фракционированной за счет замерзания, показана линия аппроксимации); 2 – поровые воды гнейсов (глубина 474–518 м); 3 – подземные (до 140 м) и поверхностные воды [Гупало и др., 2004]; 4 – среднегодовой (слева) и средний за холодный период года (справа) изотопный состав осадков [данные МАГАТЭ]; 5 – глобальная линия метеорных вод.

## Выводы

Выполнено теоретическое и экспериментальное обоснование состава и методов применения комплекса изотопных трассеров, использование которых позволяет решать широкий круг задач гидрогеологии, геохимии, криологии, гидрологии, климатологии и смежных дисциплин по оценке текущего состояния, палеореконструкциям и прогнозу изменения состояния водно-ледовых объектов под действием природных и антропогенных факторов. Информационно необходимым и достаточным, а также экономически оптимальным в плане аппаратного оформления для фундаментального изучения гидро- криосфер и решения прикладных вопросов представляется комплекс,

включающий изотопы водорода ( $^1,2,3\text{H}$ ), кислорода ( $^{16,18}\text{O}$ ), урана ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) и благородных газов ( $^3,4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}$ ).

Анализ теоретических представлений о процессах, контролирующих формирование сигналов в гидро- и криосферах для указанных изотопных систем, а также с помощью математического моделирования показано.

1. В гумидных и аридных районах «входная» функция для дейтерия, кислорода-18 и трития соответствует их средневзвешенным концентрациям в осадках холодного (среднесуточная температура  $<+5\text{ }^\circ\text{C}$ ), а для благородных газов – теплого периода года.

2. Поступление указанных изотопов в водно-ледовые объекты с атмосферными осадками и инфильтрационными водами, описывается кусочно-импульсной входной функцией, а время и массы изотопов определяются фазами и интенсивностью питания, поэтому использование синусоидальной «входной» функции или среднегодовых концентраций ведет к ошибочному утяжелению расчетного изотопного состава питания на величину до  $+20\text{ }^\circ\text{‰}$  по  $\delta^2\text{H}$  и до  $+2,7\text{ }^\circ\text{‰}$  по  $\delta^{18}\text{O}$ , а и к завышению начальных концентраций трития на  $10\text{--}30\text{ }^\circ\text{‰}$ .

3. Ураганные избытки урана-234 в подземных водах ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} > 10$  по активностям) обусловлены его накоплением в пленочной влаге мерзлых грунтов в ледниковые периоды с последующим «залповым» высвобождением при таянии мерзлоты. Использование этого индикатора совместно с датированием и изотопным составом воды позволяет оценивать глубину промерзания в периоды климатических похолоданий, темпы деградации мерзлоты при потеплении, а также устанавливать факт наличия мерзлоты в прошлом для районов ныне от нее свободных.

4. Стандартные методы получения и интерпретации геохимической информации для тритий/гелий-3 датирования приводят к завышению датировок, которое при двухкомпонентном смешении и в гетерогенных средах (средах с двойной пористостью) может достигать десятков, а в особо неблагоприятных случаях – первых сотен процентов.

На базе теоретических изысканий и натуральных исследований предложены:

– неон-гелиевая систематика ( $^3\text{He}/^4\text{He}$  vs.  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ ), позволяющая получить первичную изотопно-геохимическую информацию, необходимую для идентификации условий питания подземных вод и их датирования тритий/гелий-3 и уран-торий/гелиевым методами;

– новые математические зависимости для расчета палеотемператур по полигонально-жильным льдам;

– способ индикации «возрожденных» (талых мерзлотных) вод с использованием изотопного состава урана ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ );

– концептуальная изотопная стратификация гидрогеологического разреза верхней части земной коры.

Предлагаемые способы получения и интерпретации изотопно-геохимической и геохронологической информации апробированы на широком круге конкретных водно-ледовых в ходе реализации научных проектов, а также при решении прикладных задач в рамках коммерческих договоров. Использование указанного выше комплекса изотопной информации в рамках прикладных проектов наряду со стандартными нормативно предусматриваемыми видами исследований позволит сократить финансовые затраты, объемы и сроки проведения полевых работ и лабораторных исследований при сохранении качества получаемых результатов.

## ПРИЛОЖЕНИЕ

### ОСНОВНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ АВТОРА ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

#### МОНОГРАФИИ.

1. **Токарев И.В.**, Батуев В.И. Использование изотопных трассеров для идентификации условий водного баланса болотного массива. Гл. 15 (с. 272-284). «Гидрометеорологический режим и водный баланс верховых болот Северо-Запада России (на примере болота Ламмин-Суо)». Под ред. С.М. Новикова и В.И. Батуева. СПб: Свое издательство, 2019, 448 с.
2. Коротков А.И., Румынин В.Г., Титенко А.П., **Токарев И.В.** и др. Исследование процессов формирования и разрушения Северодвинского месторождения йодных вод. Гл. 3 (с. 180–236). «Редкие типы минеральных вод Среднерусского арт. бассейна». Ред. А.И. Коротков, А.А. Потапов, В.Г. Румынин. СПб. Наука. 2013. 304 с.
3. Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами. Сб. научн. ст. под ред. к.г.-м.н. **Токарева И.В.** Бишкек, 2010, часть 1, 174 с.
4. Учаев В.К., Сапожников Б.Г., Харьковский К.С., **Токарев И.В.** и др. Гидрогеологические исследования и наблюдения на опытном полигоне «Васильевка». В кн. «Гидрогеоэкологические исследования в нефтедобывающих регионах Республики Татарстан». Под ред. д.г.-м.н. Короткова А.И. и к.г.-м.н. Учаева В.К. Казань, Мин-во экологии и природных ресурсов РТ, изд-во НПО «Репер», 2007, 300 с.
5. Оценка влияния атомно-промышленного комплекса на подземные воды и смежные природные среды. Коллективная монография. Под ред. д.г.-м.н. Румынина В.Г. СПб, изд-во СПбГУ, 2003, 247 с.

#### СТАТЬИ.

1. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П., Сысолятин Р.Г., **Токарев И.В.** и др. Криолитологическое строение и распределение стабильных изотопов кислорода и водорода в разрезе плейстоценовых отложений, вскрытых глубокой скважиной в пос. Чурапча, Лено-Алданское междуречье // Арктика и Антарктика. 2024. № 3. С. 46–64.
2. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П., **Токарев И.В.** и др. Стабильные изотопы кислорода и водорода в сезонных буртах пучения в долине р. Чара, Забайкалье // Арктика и Антарктика. 2024, № 2, с. 90–129.
3. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П., **Токарев И.В.** и др. Морфология наледи Булуус, Улахан-Тарын, условия ее залегания и распределение стабильных изотопов кислорода и водорода в нижней части // Арктика и Антарктика. 2024. № 1.
4. **Токарев И.В.** Математическое моделирование возникновения избытков  $^{234}\text{U}$  в подземных водах. Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2024, № 1, с. 13–22.
5. Namyatov A.A., **Tokarev I.V.**, et al. Genesis of the eastern Barents Sea part water masses using winter data of isotopic parameters  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$ . Deep-Sea Res. Part I. 2024, 208, 104302.
6. **Токарев И.В.** и др. Использование изотопных методов для оценки условий формирования ресурсов и запасов подземных вод. Разведка и охрана недр. 2024, 1, 74–82.
7. **Tokarev I.**, et al. Estimation of the thermal water formation at the Kuldur site (Amur region, Russia) according to water isotope composition ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ). Environmental Earth Sciences. 2024, 83(126).
8. **Tokarev I.**, et al. Reflection of daily, seasonal and interannual variations in runoff of a small river in the water isotopic composition ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ): the Ala-Archa mountain river basin (Kyrgyzstan, Central Asia). Water. 2024, 16, 1632.
9. Vasil'chuk Yu.K., Vasil'chuk A.C., Budantseva N. A., Girzburg A.P., **Tokarev I.V.** Early Holocene oxygen isotope chronologies (11267–6420 cal BP) from ice wedge at Chara, Transbaikalia. Radiocarbon. 2024, 66(2), 400–409.

10. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., **Токарев И.В.** и др. Радиоуглеродный возраст и стабильные изотопы кислорода в голоценовых повторно-жильных льдах на побережье Байдарской губы: Реконструкция январской палеотемпературы. Доклады РАН. Науки о Земле, 2023, 513(2), 117-122.
11. Никишин В.В., Блинов П.А., Никишина Е.К., & **Токарев И.В.** Анализ проблем добычи качественной питьевой воды из подземных водозаборов на о-ве Высоцкий в Выборгском районе Ленинградской области. Зап. Горного института. 2023, 12 с.
12. Borodulina G., **Tokarev I.**, Yakovlev E. Isotope Composition of Natural Water in Lake Onega Basin. *Water*. 2023, 15, 1855.
13. Kulik N.; Efremenko N., Strakhovenko V., Belkina N., Borodulina G., Malov V., **Tokarev I.** Geochemical Features of River Runoff and Their Effect on the State of the Aquatic Environment of Lake Onego. *Water*. 2023, 15, 964.
14. Yakovlev E., **Tokarev I.** et al. Assessment of the radiation quality of groundwater with an increased uranium isotope ratio  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  (Pre-Volga region, European Russia). *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 2023.
15. Bantsev D., Ganyushkin D., Terekhov A., Ekaykin A., **Tokarev I.**, Chistyakov K. Isotopic Composition of Glacier Ice and Meltwater in the Arid Parts of the Altai Mountains (Central Asia). *Water*. 2022, 14, 252.
16. **Tokarev I.** et al. Inflow of surface and groundwater to Lake Ladoga based on stable isotope ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) composition. *J. Great Lakes Res.* 2022, 48(4), 890-902.
17. **Токарев И.В.** и др. Задачи изотопных методов в структуре геологоразведочных работ на подземные воды. Разведка и охрана недр. 2022, 5, 33-38.
18. **Токарев И.В.** и др. Результаты применения изотопных методов при картировании листа Q-39 (Нарьян-Мар). Разведка и охрана недр. 2022, 9, 25-30.
19. Шамов В.В., **Токарев И.В.** и др. Динамика изотопного состава ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) вод малых речных бассейнов южного Сихотэ-Алиня в летне-осенний период. Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2022, 4(2), 202-215.
20. Бородулина Г.С., **Токарев И.В.**, Левичев М.А. Изотопный состав ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ) снежного покрова Карелии. Лед и снег. 2021, 61(4), 521-532.
21. Гудков А.В., **Токарев И.В.**, Толстихин И.Н. Формирование и баланс атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод южных склонов Хибинского массива (по данным изотопного состава кислорода и водорода). Водные ресурсы. 2021, 48(1), 90-99.
22. **Токарев И.В.** и др. Неравновесный уран ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) водных объектов и климатические вариации: Океанический резервуар. Геохимия. 2021, 66(9), 857-864.
23. **Tokarev I.**, Yakovlev E. Non-Equilibrium Uranium as an Indicator of Global Climate Variations – The World Ocean and Large Lakes. *Water*. 2021, 13, 3514.
24. Yakovlev E., **Tokarev I.** et al. Isotope Signs ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) of Groundwater: An Investigation of the Existence of Paleo-Permafrost in European Russia (Pre-Volga Region). *Water*. 2021, 13, 1838.
25. Zyk N.N., **Tokarev I.V.**, Vinograd N.A. Monitoring of stable isotopes ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) in precipitations of Moscow city (Russia): Comparison for 2005-2014 and 1970-1979 periods. Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2021, 66(4), 723-733.
26. **Токарев И.В.** и др. Способ расчета сосредоточенного инфильтрационного питания подземных вод по данным о распределении дейтерия и кислорода-18. Сб. «Научный парк СПбГУ: биомедицина, экология, природопользование» СПб.: Изд-во СПбГУ. 2020, с.124–163.
27. Vasil'chuk Y., Chizhova J., Frolova N., Budantseva N., Kireeva M., Oleynikov A., **Tokarev I.** et al. A variation of stable isotope composition of snow with altitude on the Elbrus Mountain, Central Caucasus. *Geography, Environment, Sustainability*. 2020, 13(1), 172-182.
28. Актаев М.Р., Лукашенко С.Н., Айдарханов А.О., Ляхова О.Н., **Токарев И.В.** Распределение микро- и макрокомпонентов и искусственных радионуклидов в водоеме "Атомное озеро". Радиационная биология. Радиэкология. 2019, 59(3), 311-320.
29. Амеличев Г.Н., **Токарев И.В.**, Токарев С.В. Установление условий формирования термо-минеральных вод «Бишули» (Равнинный Крым) Изотопно-геохимическими методами. Геохимия. 2019, 12, 1288-1292.
30. Бородулина Г.С., Каменский И.Л., Скиба В.И., **Токарев И.В.** Закономерности формирования железистых минеральных вод курорта «Марциальные воды» (Карелия) по благородным газам ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}/^4\text{He}$ ) и тритию ( $^3\text{H}$ ). Тр. XVII Всерос. Фермановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020, 17, 61-65.
31. Бородулина Г.С., **Токарев И.В.** Первому русскому курорту – 300 лет. История изучения Марциальных вод. Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физической культуры. 2019, 96(4), 76-82.
32. Виноград Н.А., **Токарев И.В.** Строганова Т.А. Особенности формирования подземных вод основных эксплуатируемых водоносных горизонтов Санкт-Петербурга и окрестностей по данным о химическом и изотопном составе. Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019, 4, 575-597.

33. Кизяков А.И., Стрелецкая И.Д., Савенко А.В., **Токарев И.В.** Химический, изотопный и газовый состав однолетнего морского льда по данным кернов дрейфующих станций БАРНЕО за 2013–2015 г. Лёд и снег. 2019; 59(3), 363-376.
34. Лозовик П.А., Зобков М.Б., Бородулина Г.С., **Токарев И.В.** Оценка внешнего водообмена заливов озер по химическим показателям воды. Водные ресурсы. 2019, 46(1), 91-101.
35. Malov A.I., **Tokarev I.V.** Using stable isotopes to characterize the conditions of groundwater formation on the eastern slope of the Baltic Shield (NW Russia). J. Hydrology. 2019, 578, 124-130.
36. **Tokarev I.V.** et al. Fingerprint of the geographic and climate evolution of the Baltic–White Sea region in the Late Pleistocene–Holocene in groundwater stable isotopes ( $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ). Quat. Intern. 2019, 524, p.76-85.
37. Rets E.P., Popovnin V.V., Toropov P.A., Smimov A.M., **Tokarev I.V.** et al. Djanquat Glacier Station in the North Caucasus, Russia: A Database of complex glaciological, hydrological, meteorological observations and stable isotopes sampling results during 2007-2017. Earth Syst. Sci. Data. 2019, 11, 1463-1481.
38. Банцев Д.В., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Екайкин А.А., **Токарев И.В.**, Волков И.В. Особенности формирования ледникового стока на северном макросклоне массива Табын-Богдо-Ола по изотопным данным. Лёд и снег. 2018, 58(3), 333-342.
39. Захаров Е.В., Кимбер В.Б., Резван В.Д., **Токарев И.В.**, Мавлюдов Б.Р. Результаты изотопных исследований 2013-2016 г. на закарстованных территориях Сочинского спелеологического района (Западный Кавказ). Вопросы географии. Сб. 147 «Спелеология и карстование». М. Изд. дом «Кодекс». 2018, 57-87.
40. Shestakova A., Guseva N., Kopylova Y., Khvashevskaya A., Polyva D., **Tokarev I.** Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal and cold  $\text{CO}_2$ -rich waters in East Tuva, Russia. Water. 2018, 10, 729.
41. Vasil'chuk Y., Frolova N., Kasimov N., Winde F., Budantseva N., Chizhova J., Efimova L., Krasnova E., **Tokarev I.** Isotope stratification of meromictic Lake Trekhtzvetnoe at the White Sea coast (Russia). Intern. J. Limnology. 2018, 54.
42. Амеличев Г.Н., **Токарев И.В.** и др. Комплексная оценка возраста и установление условий формирования минеральных вод «Бишули» (Равнинный Крым) на основе изотопно-геохимических данных. Уч. зап. КФУ им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2017, 2, 130-150.
43. Жексембаев Е.Ш., Муртазин Е.Ж., **Токарев И.В.** Гидрогеохимические особенности азотных терм Алакольской впадины (В. Казахстан). Изв. НАН Республики Казахстан. Сер. Геол. и техн. науки. 2017, 3, 185-197.
44. Мавлюдов Б.Р., **Токарев И.В.** и др. Водное питание карстовой системы в районе Нового Афона по изотопно-гидрохимическим данным 2014-2016 г. Сб. научн. тр. «Пещеры». Пермский ГНИУ Пермь. 2017, 40, 8-24.
45. Румянцев В.А., Рыбакин В.Н., **Токарев И.В.** Распространение вод притоков и подземных вод в Ладжском озере по данным изотопных индикаторов. Уч. зап. РГТМУ. Научно-теор. ж. СПб.: РГТМУ. 2017, 48, 94-109.
46. Токарев С.В., **Токарев И.В.**, Амеличев Г.Н. Изучение условий питания водоносных комплексов в неогеновых отложениях Равнинного Крыма с использованием метода стабильных изотопов. Геополитика и экогеодинамика регионов. 2017, 3(13), вып. 2, 71-77.
47. Rets E., Chizhova J., Budantseva N., Frolova N., Kireeva M., **Tokarev I.**, Vasil'chuk Y. Evaluation of glacier melt contribution to runoff in the North Caucasus alpine catchments using isotopic methods and energy balance modeling. Geography, Environment, Sustainability J. 2017, 11(3), 4-19.
48. Rets E., Chizhova J., Loshakova N., **Tokarev I.** et al. Using isotope methods to study alpine headwater regions in the Northern Caucasus and Tien Shan. Front. in Earth Sci. 2017, 11(6), 1-13.
49. Васильчук Ю.К., Рец Е.П., **Токарев И.В.** и др. Расчленение гидрографа стока реки Джанкуат, Центральный Кавказ с помощью изотопных методов. Водные ресурсы. 2016, 43(6), 1-16.
50. Воронюк Г.Ю., Бородулина Г.С., **Токарев И.В.** Водообмен в краевых частях Балтийского щита и прилегающих артезианских бассейнах по изотопным и химическим данным. Карельский перешеек. Тр. КарНЦ РАН. Сер. Лимнология. 2016, 9, 46-56.
51. Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Молодыхов А.Н., Яржембовский Я.Д., Макарьев А.А., Арсланов Х.А., Кузнецов В.Ю., **Токарев И.В.** Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям западного Таймыра и островов Карского моря. Проблемы Арктики и Антарктики. 2016, 3(109), 74-83.
52. Чижова Ю.Н., Рец Е.П., Васильчук Ю.К., **Токарев И.В.** и др. Два подхода к расчету расчленения гидрографа стока ледниковой реки с помощью изотопных методов. Лед и снег. 2016, 2, 161-168.
53. Сараев А.К., Симаков А.Е., Питулько В.М., **Токарев И.В.**, Тезкан Б. Инвентаризация и оценка погребенных объектов прошлого экологического ущерба в почвах и грунтовых водах с использованием новой технологии радиомангнитотеллурических зондирований. Региональная экология. 2015, 1(36), 7-21.
54. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., **Токарев И.В.** Реконструкция палеоклимата Российской Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене на основании данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов. Криосфера Земли. 2015, XIX(2), 98-106.

55. Streletskiy D., Tananaev N., Opel T., Shiklomanov N., Nyland K., Streletskaya I., **Tokarev I.**, Shiklomanov A. Permafrost Hydrology in Changing Climatic Conditions: Seasonal Variability of Stable Isotope Composition in Rivers in Discontinuous Permafrost. *Environ. Res. Lett.* 2015, 10, 095003.
56. Malov A.I., Bolotova I.N., Zykova S.B., **Tokarev I.V.** et al. Modeling past and present activity of a subarctic hydrothermal system using O, H, C, U and Th isotopes. *Appl. Geoch.* 2015, 63, 93-104.
57. **Токарев И.В.** и др. Условия формирования железистых минеральных вод по изотопным и гидрохимическим данным (курорт «Марциальные воды», Карелия). *Геохимия.* 2015, 1, 88-91.
58. Конников В.Н., Голубев В.Н., Рогов В.В., Софратов С.А., **Токарев И.В.** Экспериментальное исследование изотопного фракционирования воды в процессе сегрегационного льдообразования. *Криосфера Земли.* 2014, XVIII(3), 3-10.
59. Гудков А.В., Каменский И.Л., Мелихова Г.С., Скиба В.И., **Токарев И.В.**, Толстikhин И.Н. Тритий-гелий-3 метод и его применение для датирования подземных вод (на примере Кировского горнопромышленного района, Мурманская область). *Геохимия.* 2014, 7, 647-653.
60. **Токарев И.В.** и др. Экологические проблемы эксплуатации подземных вод Карельского перешейка. *Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и география.* 2013, 2, 21-31.
61. **Токарев И.В.** Реконструкция условий формирования северодвинского месторождения йодных вод по изотопным данным. *Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и география.* 2012, 4, 34-45.
62. **Токарев И.В.** и др. Оценка долгосрочной безопасности захоронения радиоактивных отходов. 1. Палеорекострукция условий формирования подземных вод. *Водные ресурсы.* 2009, 36(2), 219-227.
63. **Токарев И.В.** и др. Оценка долгосрочной безопасности захоронения радиоактивных отходов. 2. Исследование водообмена в многослойной системе изотопными методами. *Водные ресурсы.* 2009, 36(3), 363-374.
64. **Токарев И.В.** Использование изотопных данных ( $\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) при изучении процессов деградации мерзлоты в результате долговременных вариаций климата. *Зап. Горного ин-та.* 2008, 176, 191-195.
65. **Токарев И.В.** и др. Исследование подземных вод в отдельных районах Карелии изотопно-геохимическими методами. *Вестник СПбГУ. Сер. 7. Геология и география.* 2008, 2, 25-36.
66. Зубков А.А., Рыбальченко А.И., Румынин В.Г., **Токарев И.В.** и др. Анализ системы геотехнологического мониторинга полигона подземного захоронения жидких радиоактивных отходов Сибирского химического комбината. *Разведка и охрана недр.* 2007, 11, 56-62.
67. Мольский Е.В., Миронова А.В., Румынин В.Г., Румянцев В.А., **Токарев И.В.** и др. Методические подходы к реализации мониторинга трансграничных водных объектов. *Разведка и охрана недр.* 2007, 7, 31-35.
68. **Tokarev I.V.** et al. Origin of high  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ratio in post-permafrost aquifers. *Uranium in the Environment.* Merkel V.J. and Hasche-Berger A. eds, Springer, 2005, p. 847-856.
69. Козлов А.В., Лохов К.И., Капитонов И.Н., **Токарев И.В.**, Левский Л.К. Изотопно-геохимические индикаторы флюидного режима гидротермальных систем (на примере хрусталеобразующих систем Полилярного Урала). *Записки ВМО.* 2004, 133(1), 3-22.
70. Хархордин И.Л., **Токарев И.В.** Использование изотопных методов при изучении баланса подземных вод (Альмерия, Испания). *Записки Горного ин-та.* 2003, 153, 221-222.
71. Суцневская Т.М., **Токарев И.В.** Изотопы аргона во флюидных включениях минералов вольфрамитовых месторождений Иультин и Светкое (Чукотка). *Геохимия.* 2003, 1, 1227-1230.
72. Конников Э.Г., Прасолов Э.М., **Токарев И.В.** и др. Изотопы Ar и He из пород Довыренского мафит-ультрамафитового массива. *Геология и геофизика.* 2002, 43(6), 543-552.
73. Prasadov E.M., **Tokarev I.V.** et al. Helium and other noble gases in gas-hydrate sediments of the Haakon-Mosby mud volcano. *Geo-Marine Lett.* 1999, 19, 84-88.
74. Tolstikhin I.N., Lehmann B.E., Loosli H.H., Kamensky I.L., Nivin V.A., Orlov S.P., Ploschan-sky L.M., **Tokarev I.V.**, Gannibal M.A. Radiogenic helium isotope fractionation: the role of tritium as  $^3\text{He}$  precursor in geochemical applications. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 1999, 63, 1605-1611.
75. Козлов А.В., Лохов К.И., **Токарев И.В.**, Левский Л.К. Методические вопросы анализа состава газов из флюидных включений в кристаллах кварца. *Записки ВМО.* 1996, 3, 113-128.
76. Kamensky I.L., **Tokarev I.V.**, Tolstikhin I.N.  $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$  dating: A case for mixing of young and old groundwaters. *Geoch. Cosmoch. Acta.* 1991, 55, 2895-2899.
77. Прасолов Э.М., **Токарев И.В.** и др. Источники нитратного загрязнения водозабора г. Кировска по данным об изотопном составе азота. *ДАН СССР.* 1991, 316(5), 1271-1276.

#### Список конференций

V Всерос. науч. им. проф. С.Л. Шварцева «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Томск, 2023. XXIII симпозиум по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. Москва,

2023. Снежный покров, атмосферные осадки, аэрозоли. V Байкальская междунар. научн. конф. Иркутск, 2023. Sixth Conference of geocryologists of Russia. Москва, 2022. XXIII Сочествования по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. 2021. III Крымские карстологические чтения. Симферополь, 2021. XVII и XIII Фермановские научн. сесс. ГИ КНЦ РАН. Апатиты, 2020 и 2016. II Междунар. конф. «Озера Евразии: проблемы и пути их решения». Казань, 2019. География: развитие науки и образования. Междунар. научно-практ. конф. СПб, 2018. III Всеросс. научная конф. «Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами». Чита, 2018. II Всеросс. конф. «Гидрометеорология и экология: научные достижения и перспективы развития». СПб, 2018. XXII Сочествование по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 2018. III Виноградовские чтения. Грани гидрологии. СПб, 2018. Lateglacial-Interglacial transition: glaciotectionic, seismoactivity, catastrophic hydrographic and landscape changes. Petrozavodsk, 2018. International youth scientific conference on the polar geodesy, glaciology, hydrology and geophysics. St.Petersburg, 2018. 17th Intern. Congress of Speleology. Sydney, 2017. Всеросс. конф. «Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы». СПб, 2017. VII Российская молодёжная научно-практ. школа «Новое в познании процессов рудообразования». Москва, 2017. Научн. сесс. «Современные проблемы четвертичной геологии и географии Северо-запада европейской части России и сопредельных стран». Петрозаводск, 2017. 23rd European Meeting of Environ. and Engineering Geophysics. Malmö, 2017. 3rd Pan-Eurasian Experiment (PEEX) Conf. and the 7th PEEX Meeting. Helsinki, 2017. Палеолимнология Северной Евразии. Опыт, методология, современное состояние. Якутск, 2016. Всеросс. научн. конф. «Роль науки в решении проблем региона и страны: фундаментальные и прикладные исследования». Петрозаводск, 2016. VI Всеросс. научн. конф. «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения». Апатиты, 2016. V Ладожский симп. «Всеросс. конф. по крупным водоемам». СПб, 2016. Научное обеспечение реализации "Водной стратегии Российской Федерации на период до 2020 г.". Петрозаводск, 2015. Всеросс. конф. «Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и гидрогеологии Евразии». Томск, 2015. IV Всеросс. научн. конф. «Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов». Москва, 2015. XXI Междунар. научн. конф. (школа) по морской геологии. Москва, 2015. 4th Annual Meeting of G@GPS Palaeogroundwater from past and present glaciated areas. Tallinn, 2015. International Symposium on Isotope Hydrology: Revisiting Foundations and Exploring Frontiers. Vienna, 2015. XII Междунар. научн. конф. «Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа». Мурманск, 2014. V Всеросс. научн. конф. «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения». Апатиты, 2014. V регион. научно-практ. конф. «Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований». Сочи, 2014. Paleolimnology of Northern Eurasia. Intern. Conf. Petrozavodsk, 2014. Научн. конф. «Комплексные проблемы гидрогеологии». СПб, 2013. Междунар. научн. конф. «Гидрогеология сегодня и завтра. Наука, образование, практика». Москва, 2013. Научно-практ. конф. «Фундаментальные аспекты безопасности захоронения РАО в геологических формациях». Москва, 2013. Goldschmidt conf.: Prague, Czech Republic, 2015; Florence, Italy, 2013; Prague, Czech Republic, 2011; Davos, Switzerland, 2009. V Российская конф. по изотопной геохронологии («Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, геохронология геологических процессов»). Москва, 2012. III Всеросс. научн. конф. с междунар. участ. «Экологические проблемы северных регионов и пути их решения». Апатиты, 2010. ГЕОХИ, симпозиумы по геохимии изотопов: XX (2013), XIX (2010), XVII (2004), XVI (2001), XV (1998). Москва. IV Intern. Nuclear Forum. St.-Petersburg, 2009. Междунар. конф. «Будущее гидрогеологии: современные тенденции и перспективы». СПб, 2008. Междунар. конф. «Геология крупных городов». СПб, 2009. II Междунар. ядерный форум (X Юбилейн. конф. «Безопасность ядерных технологий: обращение с РАО и ОЯТ»). СПб, 2007. Uranium Mining and Hydrogeology. Freiberg, 2005. Геохимия магматических пород, XXI Всеросс. семинар и школа «Щелочной магматизм Земли». Апатиты, 2003. 7th biennial SGA meeting. Athens, Greece, 2003. V Freiberg Isotopen Kolloquium. Freiberg, 1996.

#### Список проектов

**РНФ. 20-77-10057** продлен до 2025 г. (исп.) - Диагностика деградации мерзлоты на базе изотопных трассеров ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $\delta^{18}\text{O}+\delta^2\text{H}$ ,  $\delta^{13}\text{C}+^{14}\text{C}$ ). 14-17-00766 (исп.) - Онежское озеро и его водосбор: история геологического развития, освоение человеком и современное состояние.

**РФФИ. 19-45-910008** (исп.) - Развитие экспериментальных методов изучения карстовых водообменных систем на примере Крымского полуострова. 18-45-910007 (исп.) - Комплексная оценка элементов водного баланса малых бассейнов Предгорного Крыма с использованием режимных гидрологических наблюдений, изотопных данных и численного моделирования. 18-45-100004 (исп.) - Закономерности формирования железистых минеральных вод (курорт «Марциальные воды», Карелия) по изотопно-геохимическим данным. 16-45-910579 (исп.) - Происхождение, возраст и оценка ресурсов подземных вод артезианских бассейнов Равнинно-Крыма по изотопно-геохимическим данным. 15-05-08144 (исп.) - Исследование трансформации воды в поверхностных, почвенных и подземных емкостях на водосборах на основе изотопных оценок времени задер-

хания и истечения с целью совершенствования детерминированных моделей формирования стока. 13-05-00647 (исп.) - Комплексное использование изотопных трассеров ( $^3\text{H}$ - $^3\text{He}$ ,  $^{20}\text{Ne}/^{84}\text{Kr}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) для анализа источников и эволюции талых, поверхностных и подземных вод в условиях крайнего Севера (Кольский полуостров). 13-05-00070 (исп.) - Роль подземного стока в водном и солевом балансе Ладожского озера. 12-05-01004 (рук.) - Мониторинг изотопного состава осадков ( $\text{d}^2\text{H}$ ,  $\text{d}^{18}\text{O}$ ) на территории России. 10-05-00306 (исп.) - Миграция, массоперенос и смешение вод в подземной гидросфере - по результатам анализа изотопных трассеров. 07-05-00796 (исп.) - Теоретическое и экспериментальное изучение механизмов фильтрации и миграции подземных вод в глинистых формациях (в связи с обоснованием захоронения радиоактивных и токсичных отходов). 04-05-97508 p\_офи (рук.) - Оценка долгосрочных перспектив хозяйственного использования ресурсов подземных вод юго-запада Республики Татарстан изотопно-геохимическими методами. 03-05-20000 БНТС (Россия-Австрия, рук.) - Воздействие глобальных климатических изменений на изотопные системы подземных вод ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  и  $^2\text{H}/^1\text{H}$ ).

**CRDF-RFBR.** 2005-2008. Development methodology for assessing prospective change of recharge due to climate change and its application for Russian and US major nuclear waste disposal sites.

NSF. 2014-2016. ARC 1204070 (исп.) - Collaborative Research: Interactions Between Air Temperature, Permafrost and Hydrology in the High Latitudes of Eurasia.

**Международный научно-технический центр.** 2014-2016. KR-2091 (научн. рук.) - Изучение переноса тория и других отходов редкоземельного производства природными водами Кыргызстана. 2007-2010. KR-1430 (научн. рук.) - Изучение факторов формирования и оценка влияния водохранилищ Нижне-Нарынского каскада ГЭС на качество водных ресурсов бассейна реки Нарын изотопными методами. 2007-2010. 3590 (научн. рук.) - Тритий/гелий-3 метод датирования молодых подземных вод в гидрогеологии. 2007-2009. 3193 (исп.) - Инженерно-геологическое, гидрогеологическое и радиозологическое обоснование строительства хранилищ токсичных и радиоактивных отходов в кембрийских и вендских глинах Северо-Западного региона России.

**Базовое финансирование Научного парка СПбГУ (2013-2023).** Разработка методик исследования структуры и свойств материалов и наноматериалов. Разработка исследовательских методик в области нанотехнологий, композитных наноматериалов и изучения свойств материалов.

**Базовое финансирование СПб отделения ИГЭ РАН (2003-2013).** Темы в рамках Научных программ Президиума РАН (координатор – ак. РАН Лаверов Н.П.). № 4 “Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений и техногенных катастроф, включая проблемы ускоренного развития атомной энергетики”. № 13 и № 16 “Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы”

**Хоздоговорные работы** (наиболее значимые). Интерпретация результатов изотопных исследований для условий площадки проектируемой АЭС «Эль-Дабба» в Арабской Республике Египет (для АО «СПБ НИИИ «ЭИЗ» 2018-2019). Научное сопровождение разработки отечественного базового программного обеспечения для имитационного моделирования фильтрации и массопереноса в геологической среде на супер-ЭВМ (для ФГУП «РФЯЦ-ВНИИЭФ» ГК «Росатом», 2010-2012). Оценка состояния трансграничных подземных водных объектов Россия-Эстония и выполнение опытно-методических работ по применению изотопно-гидрохимических методов для оценки качества и загрязнения подземных вод при ведении (для ГМСН ФГУПП “Гидроспецгеология”, 2008-2010). Экспериментальная оценка безопасности захоронения РОА СХК по данным опробования систем природных изотопов пластов-коллекторов и буферных горизонтов (для ОАО «Сибирский химический комбинат», 2008-2010). Экспертная оценка микрокомпонентного состава и абсолютного возраста подземных вод напорных горизонтов как показателей безопасности захоронения жидких РОА на полигоне СХК (для ОАО «Сибирский химический комбинат», 2003-2004). Оценка ресурсов и качества подземных вод юга Испании, провинция Альмерия (для THG SA, г. Мадрид, Испания, 2002-2003).

**Послужной список.** 2016 – по настоящее время. Ведущий специалист. Ресурсный центр РДМИ. Научный парк СПбГУ. 2013-2016. Заместитель директора Ресурсного центра «Геомодель». Научный парк СПбГУ.

2003-2013. Научный сотрудник, затем ведущий научный сотрудник, зав. лаб. «Экспериментальной гидрогеологии и гидрогеомеханики» Санкт-Петербургское отделение института геоэкологии РАН. 1993-2003. Ведущий инженер, затем научный сотрудник. Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. Санкт-Петербург. 1993. Защита диссертации на тему «Разработка и апробация изотопных методов индикации подземных вод при изучении их загрязнения» на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. Ленинградский горный институт. 1981-1993. Инженер, затем научный сотрудник. Научно-исследовательская часть кафедры гидрогеологии. Ленинградский горный институт.