

ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ И РЕЖИМ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 556.16

ЭКСПРЕСС-ДИАГНОСТИКА ИСТОЧНИКОВ ПИТАНИЯ МАЛОЙ АРКТИЧЕСКОЙ РЕКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ КРАТКОСРОЧНОЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ (ЧАУНСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ, ЧУКОТКА)¹

© 2023 г. Т. С. Губарева^{a, b, *}, А. Г. Болдескул^b, О. Д. Трегубов^c,
А. М. Тарбеева^d, В. В. Шамов^{b, e}, Л. С. Лебедева^e, Т. Н. Луценко^b

^aИнститут водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

^bТихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, 690041 Россия

^cСеверо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
Магадан, 685000 Россия

^dМГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, 119991 Россия

^eИнститут мерзлотоведения СО РАН, Якутск, 677010 Россия

*e-mail: tgubareva@bk.ru

Поступила в редакцию 27.09.2021 г.

После доработки 27.05.2022 г.

Принята к публикации 09.06.2022 г.

Приведены результаты обобщения краткосрочной экспедиционной гидролого-гидрохимической съемки в арктическом речном бассейне в северо-восточной части Чаунской низменности в северной части Чукотки, выполненной в июле 2020 г. В масштабе малого речного бассейна р. Янранайваам проанализирована структура водных масс, выявлены водосборы отдельных притоков с интенсивным развитием криогенных процессов, что находит отражение в их химическом составе воды, а именно – в повышенном содержании гидрокарбонат-ионов, растворенного железа и растворенного органического углерода. С использованием двухтрассерной модели смешения на момент съемки определены и оценены доли источников питания, а также их пространственные соотношения. Основные источниками питания – атмосферные воды (преимущественно от снеготаяния), склоновые почвенные воды сезонно-талого слоя, талые воды гольцовых льдов. В водосборах средней и верхней частей бассейна преобладающий источник – атмосферная вода (67–78%), а в водосборах нижней части бассейна – почвенные воды сезонно-талого слоя (59–64%). Питание рек водами от таяния гольцовых льдов – типично для всего бассейна и в верховьях реки на момент съемки составляет 10–14%.

Ключевые слова: арктический речной бассейн, гидрохимическая съемка, источники питания, двухтрассерная модель смешения.

DOI: 10.31857/S032105962301008X, **EDN:** EDDQMP

ВВЕДЕНИЕ

Арктические и субарктические речные бассейны северо-восточной части России остаются малоизученными в силу их труднодоступности, суровости климатических условий и сокращения в последние десятилетия числа труднодоступных станций и постов государственной сети гидрометеорологического мониторинга. Однако необходимость их изучения достаточно высока, поскольку именно тундровые ландшафты претерпевают наиболее кардинальные изменения в связи с

наблюдаемыми изменениями климата [1, 12, 20]. Криогенные процессы и явления играют ключевую роль в формировании стока малых арктических водосборов, изменяя гранулометрический и минералогический состав отложений и растворенных веществ [13], контролируя рельеф русла и склонов, нарушая сплошность растительного покрова на водосборах и меняя пути и скорости стока воды [28]. Это диктует необходимость не только получения режимной информации, но и проведения экспериментальных исследований [15]. При этом важны и результаты экспедиционных исследований, выполняемых даже в течение не продолжительного времени [9, 11, 14, 18, 21, 27].

¹ Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 18-05-60036) и в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема 122041100222-7).

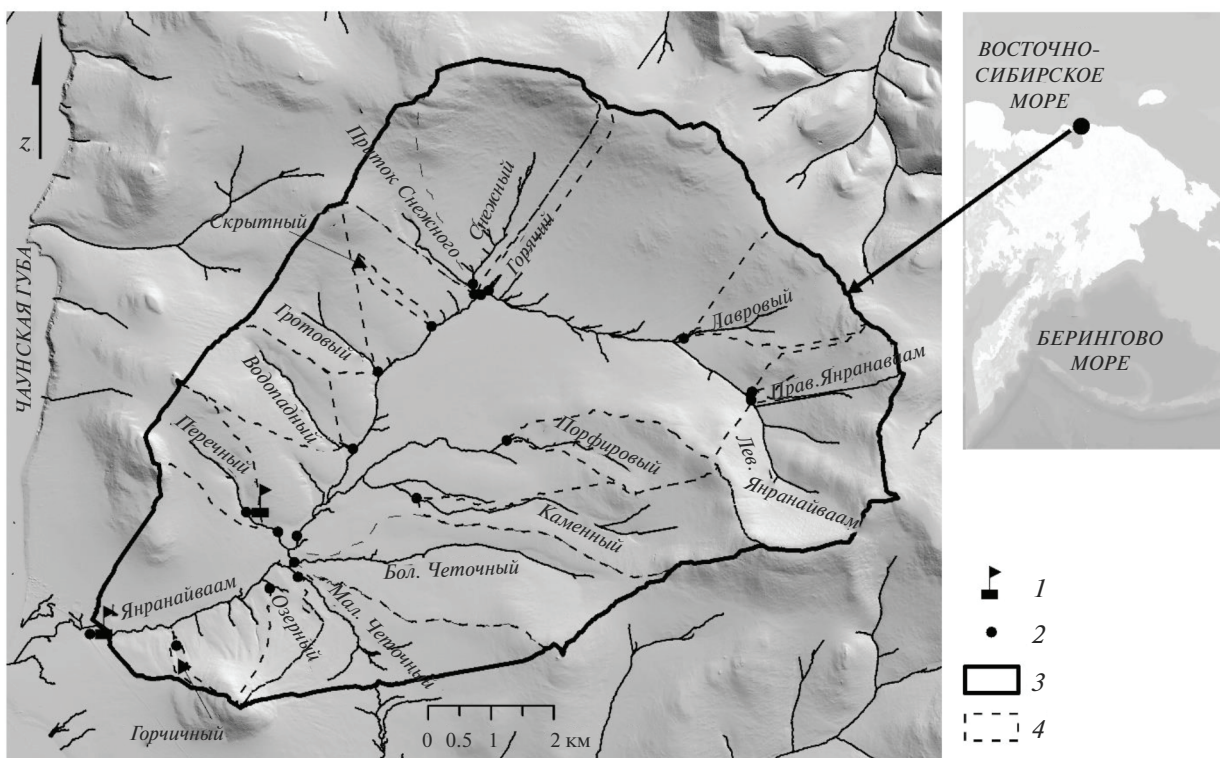


Рис. 1. Картограмма бассейна р. Янранайваам. 1 – контрольные створы, 2 – пункты отбора речных проб воды, 3 – граница бассейна, 4 – границы частных водосборов.

В данной статье приведены результаты обобщения краткосрочной экспедиционной гидролого-гидрохимической съемки в бассейне р. Янранайваам в северо-восточной части Чаунской низменности, выполненной в июле 2020 г. При малой длительности исследования и небольшом объеме собранных данных применяемая методология анализа позволила сформулировать обоснованные гипотезы относительно структуры водных масс бассейна и закономерностей пространственной вариации химического состава вод. Это дает основание трактовать результаты как пример эффективной экспресс-диагностики источников питания реки и оценки их соотношения, что имеет ценность для отдаленных и слабо изученных территорий.

ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА

Бассейн р. Янранайваам расположен в северо-восточном обрамлении Чаунской низменности в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП). Река берет начало на северо-западной оконечности Шелагского хребта и впадает в Чаунскую губу (рис. 1). Площадь бассейна – 84 км²; наивысшая его точка – г. Туманная (710 м н.у.м.). Мощность многолетнемерзлых пород составляет 200–250 м, их температура ме-

няется от –5 до –7,5°С. Мощность сезонно-талого слоя (СТС) на задернованных склонах – 0,3–0,6 м и увеличивается до 1 м на склоновых осыпях и в поймах рек [10].

Климат района – арктический морской. Для периода 1981–2010 гг. (данные м/с Певек) среднегодовая температура воздуха составляет –9,8°С, средняя годовая сумма осадков, выпадающая поровну в холодный и теплый периоды, – 146 мм. Преобладающие ландшафты – гольцы и пятнистые мохово-кустарничковые арктотундры.

В верхней и средней частях бассейна отмечаются выходы плагиогранитов, гранит-порфиров, а в нижней приустьевой части распространены сланцы и аргиллиты [4]. Граниты обнажаются в привершинных частях междуречий, достигают русла реки в верхнем течении, а также образуют крутой правый берег в среднем течении. Остальные склоны долины покрыты чехлом рыхлых отложений, имеющих разный механический состав в разных частях бассейна. В верховье, где река имеет горный характер, склоны долины крутые (15°–30°) и сложены грубообломочным обвальнo-осыпным материалом. Согласно [5], в днище долины отмечены, помимо коллювия, верхнеоплейстоценовые флювиогляциальные отложения. Грубообломочные склоновые чехлы распространены также ниже выходов скал в привершинных

частях междуречий, где на ступенях нагорных террас они образуют развалы глыб – курумы. Это места наиболее долго сохраняющихся снежников, а также образования гольцовых льдов. Нижние части склонов более пологие и сложены более тонкодисперсным материалом. В нижнем течении реки вдоль правого борта долины склоновый чехол имеет щебнисто-суглинистый состав, здесь широко распространены пятна-медальоны.

Левый склон долины в нижнем и среднем течении сильно отличается от других по морфологии и составу отложений. Его нижняя часть от подножья до абсолютных отметок 70–100 м имеет уклоны до 8° – 10° и сложена сильнольдистыми алевритистыми супесями и суглинками с незначительным включением обломков. Эти отложения включают в себя полигонально-жильные льды и несут следы активного развития термокарста и термоэрозии в виде обводненных границ полигонов, небольших озер, байджерахового рельефа, глубоких (до 10 м глубиной) термоэрозийных оврагов и четковидных русел водотоков (руч. Большой Чёточный и Малый Чёточный). Предположительно, эта часть бассейна относится к так называемому полигенетическому “ледовому комплексу” (ЛК) – синкриогенным отложениям неоплейстоценового возраста с сингенетическими повторно-жильными льдами, сформировавшимися в эпохи похолоданий [22] и показанными в этом районе в [2].

В западной приустьевой части бассейна рыхлый чехол представлен морскими и лагунными засоленными отложениями, состоящими из ила, торфа и гравия [10].

Все пологие склоны долины, имеющие крутизну 2° – 5° , изрезаны задернованными ложбинами стока, широко развитыми в условиях криолитозоны, образующими пути стока склоновых надмерзлотных вод [19, 27]. В англоязычной литературе такие ложбины упоминаются как “water tracks” [25, 26]. В русскоязычной литературе аналогичные ложбины часто обозначаются термином “делли”, но это понятие используется в более узком смысле [19]. Поэтому для описания всех слабо выраженных в рельефе склоновых полос ложбин стока как источников надмерзлотного питания используем транслитерированный англоязычный термин “вотертрек”.

ПОЛЕВЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ И ЛАБОРАТОРНЫЙ АНАЛИЗ

Гидролого-гидрохимическая съемка в бассейне р. Яранайваам (рис. 1) выполнялась с 1 по 10 июля 2020 г. Расходы воды регулярно измерялись на главной реке и ее основных притоках. В контрольных створах реки и надмерзлотных шурфах логгеры непрерывно с 1-часовым интер-

валом регистрировали уровень и температуру воды.

Отборы проб речной воды проводились одновременно с измерением расходов. Физико-химические показатели – pH, электропроводность ЕС, температура воды T – измерялись *in situ* прибором “НМ-200 Digital”. Отбирались также воды болотных массивов и термокарстовых озер, талые воды грунтового льда в пределах области распространения ЛК, а также воды родников, выходящих из-под шлейфов грубообломочных отложений, снежников, вотертреков (в шурфах) и отдельных мочажин на склонах в местах глубокого сезонного протаивания. Общее число проб – 50.

Химические анализы выполнены в лаборатории геохимии ТИГ ДВО РАН. Содержание HCO_3^- принималось равным общей щелочности и определялось потенциометрическим титрованием по стандартной методике. Вода пропусклась через фильтр с диаметром пор 0.45 мкм. Содержание анионов Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} определялось на жидкостном хроматографе “Shimadzu LC 10Avp”; содержание катионов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe общее – методом атомной абсорбции; K^+ , Na^+ – методом эмиссионной спектрометрии на спектрофотометре “Shimadzu AA 6800”. Содержание растворенного органического углерода (РОУ) в воде определялось на ТОС-анализаторе “Shimadzu” ТОС- V_{CPN} , кремний – методом спектрофотометрии (синий комплекс с молибдатом аммония).

МЕТОДЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ

Пробы природных вод были сгруппированы по характеру места их отбора, каждой подвыборке присваивался индекс от 1 до 8. Систематизация гидрохимических данных выполнялась с применением диаграмм Пайпера (рис. 2). Характеристика состава воды выполнялась по Е.В. Посохову по преобладающим ионам ($\geq 25\%$ -экв).

С помощью метода главных компонент (МГК) исследовались гидрохимические матрицы, где в строках записывались образцы проб воды, в колонках – химические показатели (переменные). Суть МГК состоит в понижении размерности рассматриваемой системы, т. е. перехода от большого количества коррелированных переменных к нескольким некоррелированным, называемым главными компонентами (ГК). МГК применялся для объективного объединения проб в группы по схожести их химического состава, для проверки консервативности трассеров, для построения диаграммы смещения в пространстве ГК с целью выявления источников питания и адаптации модели смещения. Исследовались 2 матрицы исходных данных. Первая включала в себя всю выборку измерений – 50 проб природных вод различного

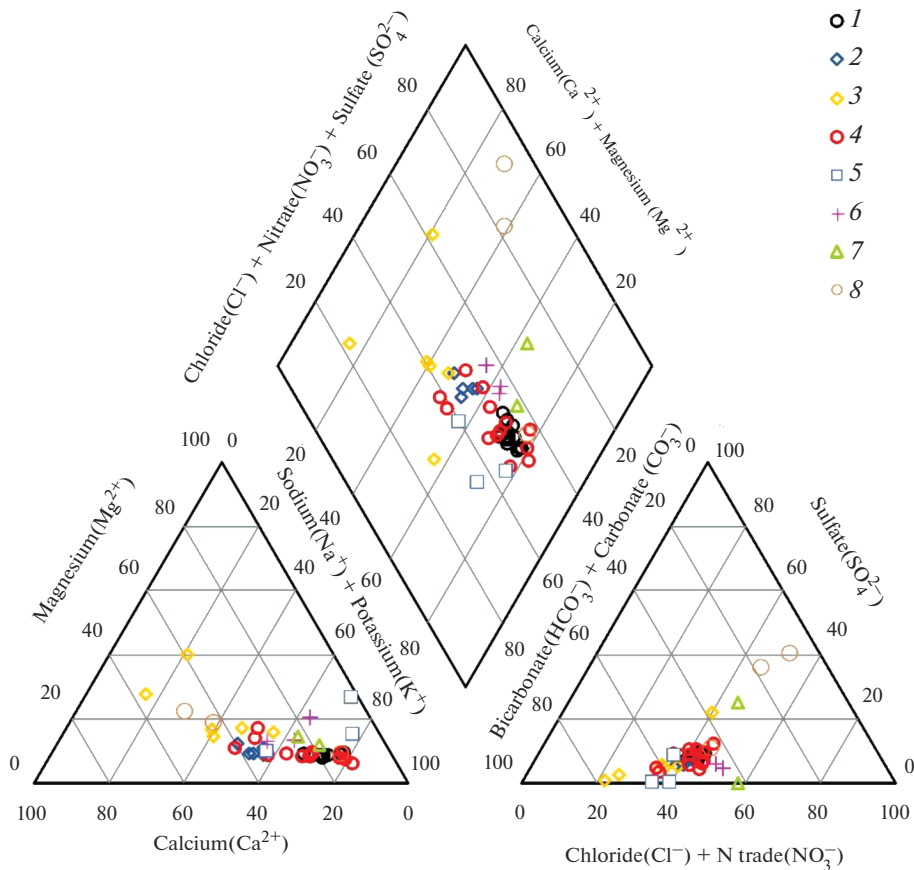


Рис. 2. Диаграмма Пайпера, представляющая соотношение ионов, %-экв. Индексы: 1 – р. Янрайнаваам, контрольный створ; 2 – руч. Перечный; 3 – ручьи в пределах ледового комплекса; 4 – водотоки средней и верхней частей бассейна (ручьи Каменный, Водопадный, Порфиновый и др.); 5 – снежники; 6 – водотреки, 7 – болотные воды; 8 – родники.

генезиса, в том числе все предполагаемые источники. Вторая матрица включала 34 речные пробы, отобранные на контрольных створах и притоках. Отдельно анализировались отскакивающие точки.

Адаптация модели смешения выполнялась в соответствии с рекомендациями методики в [23], согласно которой матрица речных проб проецировалась в пространство ГК. В это же пространство выполняется проецирование проб потенциальных источников. При проецировании использовались только концентрации консервативных трассеров, отбор которых выполнялся по методике в [24]. Проверка трассеров на консервативность основана на построении диаграмм “остатки – измеренные значения” по каждому трассеру, где остатки представляют собой отклонения модельных концентраций, рассчитанных в МГК-модели, от фактических. Отсутствие выраженных корреляций (структур) на графиках “остатков” свидетельствует о консервативности используемых трассеров [24]. Значения, получаемые путем проецирования исходных концентраций в новое

пространство ГК, рассматриваются как сложные (модельные) трассеры. Первые две ГК используются для построения двухтрассерной модели смешения трех источников питания. Надежность МГК-модели оценивалась по критерию объясненной дисперсии первыми двумя ГК, принятому $\geq 80\%$.

Модель смешения для трех источников, в основе которой – система уравнений баланса воды и трассеров, имеет вид

$$\begin{cases} f_1 + f_2 + f_3 = 1 \\ \text{ГК1}_1 f_1 + \text{ГК1}_2 f_2 + \text{ГК1}_3 f_3 = \text{ГК1}_r \\ \text{ГК2}_1 f_1 + \text{ГК2}_2 f_2 + \text{ГК2}_3 f_3 = \text{ГК2}_r, \end{cases} \quad (1)$$

где f_1, f_2, f_3 – доли источников питания речных вод; $\text{ГК1}, \text{ГК2}$ – первая и вторая главные компоненты – концентрации модельных трассеров, индексы 1, 2, 3 указывают на соответствующие источники; r – на концентрацию трассеров в речной воде.

Для оценки вклада каждого источника для каждой пробы аналитически решаются уравнения относительно источников:

$$f_1 = \frac{(\text{ГК1}_r - \text{ГК1}_3)(\text{ГК2}_2 - \text{ГК2}_3) - (\text{ГК1}_2 - \text{ГК1}_3)(\text{ГК2}_r - \text{ГК2}_3)}{(\text{ГК1}_1 - \text{ГК1}_3)(\text{ГК2}_2 - \text{ГК2}_3) - (\text{ГК1}_2 - \text{ГК1}_3)(\text{ГК2}_1 - \text{ГК2}_3)}, \quad (2)$$

$$f_2 = \frac{(\text{ГК1}_r - \text{ГК1}_3)}{(\text{ГК1}_2 - \text{ГК1}_3)} - \frac{(\text{ГК1}_1 - \text{ГК1}_3)}{(\text{ГК1}_2 - \text{ГК1}_3)} f_1, \quad (3)$$

$$f_3 = 1 - f_1 - f_2. \quad (4)$$

Геометрическое построение модели смешения выполнялось в координатах ГК1 и ГК2, где отображались совместно речные воды и источники и очерчивалось пространство смешения речных вод, ограниченное тремя краевыми источниками [23]. Интерпретация источников осуществляется из физических соображений и данных о химическом составе источников. Валидация модели смешения выполнялась прямым расчетом (уравнение (1)) для каждой речной пробы с использованием измеренных концентраций трассеров и рассчитанных долей (уравнения (2)–(4)). Детальное описание модели смешения и процедуры МГК-моделирования, включающие подготовку данных, алгоритм декомпозиции исходной матрицы в новое пространство, приведены в работах [7, 8].

Пространственная интерполяция химических показателей выполнялась в среде ArcMap 10.3.1 с помощью алгоритма “Natural Neighbour”. Для выполнения корректной интерполяции, требующей покрытия измерениями территории за пределами бассейна р. Янранайваам, дополнительно создавались входные образцы вдоль внешних границ бассейна со значением, полученным в замыкающем створе частного водосбора. Таким образом, измерение, полученное в точке (замыкающем створе) на водотоке, распространялось на весь частный водосбор, а все частные вложенные водосборы бассейна участвовали для построения картосхем.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Гидрохимическое описание природных вод

Атмосферные воды представлены пробами снежников. Их минерализация очень низкая – <10 мг/л. В целом, воды слабокислые (рН 5.6–6.1), хлоридно-гидрокарбонатные натриевые; содержание РОУ в них колебалось от 0.8 до 1.7 мг/л; Si – в пределах 0.0–0.17 мг/л. На диаграммах Пайпера эта группа вод хорошо выделяется по преобладанию Na^+ в составе катионов и HCO_3^- среди анионов (рис. 2).

Родники, представляющие собой нисходящие источники, обнаружены в основании скальных выходов или развалов глыб гранит-порфиров в

гольцовом поясе в подножье горного склона, иногда в основании курумов. В родниках наблюдалась самая низкая температура воды – 1–2°C. Минерализация воды составляла 20–40 мг/л, состав хлоридно-сульфатный натриево-кальциевый. Воды слабокислые (рН 5.6–5.8), содержат 1.2–1.6 мг/л РОУ и 2.17–3.29 мг/л Si. Примечательно, что во всех родниковых водах обнаружено максимальное содержание NO_3^- – 4.3–5.1 мг/л, тогда как в других пробах зафиксирован аналитический нуль, и лишь в отдельных речных пробах, преимущественно из истоков реки, содержание достигает 1.0–1.6 мг/л.

Воды вотертрек имеют сходный гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый состав. При этом вотертрек, расположенный в левом борту р. Янранайваам, в пределах отложений ЛК, характеризуется чуть большей минерализацией, имеет более высокие по сравнению с правобережным вотертреком содержания РОУ – 25 мг/л и Fe – 12.8 мг/л. Содержание Si составляет 4.2–4.8 мг/л.

Речные воды, пробы которых регулярно отбирались в контрольных створах и в основных притоках р. Янранайваам, отличаются более высоким рН – 6.2–6.7. По соотношению основных анионов они делятся на две группы: хлоридно-гидрокарбонатные натриевые – преимущественно воды истоков (минерализация до 15 мг/л), и хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые (минерализация до 20 мг/л).

Экзогенно-криогенные процессы в наибольшей степени проявлены в районе распространения ЛК, на водосборах левых притоков нижнего течения реки. Талые воды пород ЛК сформировали в термоэрозионных оврагах и термокарстовых просадках специфическую и разнообразную по химическому составу водную массу.

Отобранные здесь пробы имеют нейтральную или слабощелочную реакцию, сильно различаются по минерализации – от 20 до 645 мг/л, имеют относительно высокое содержание РОУ (8.4–30.0 мг/л) и низкое – Si (0.04–2.0 мг/л). Различие этих вод по макросоставу, возможно, отражает разные этапы (стадии) таяния льда и/или криогенное концентрирование растворенных веществ (РВ). На диаграмме Пайпера эти пробы резко отклоняются от основного облака речных вод и могут рассматриваться как потенциальный источник, условно обозначенный как “ЛК”.

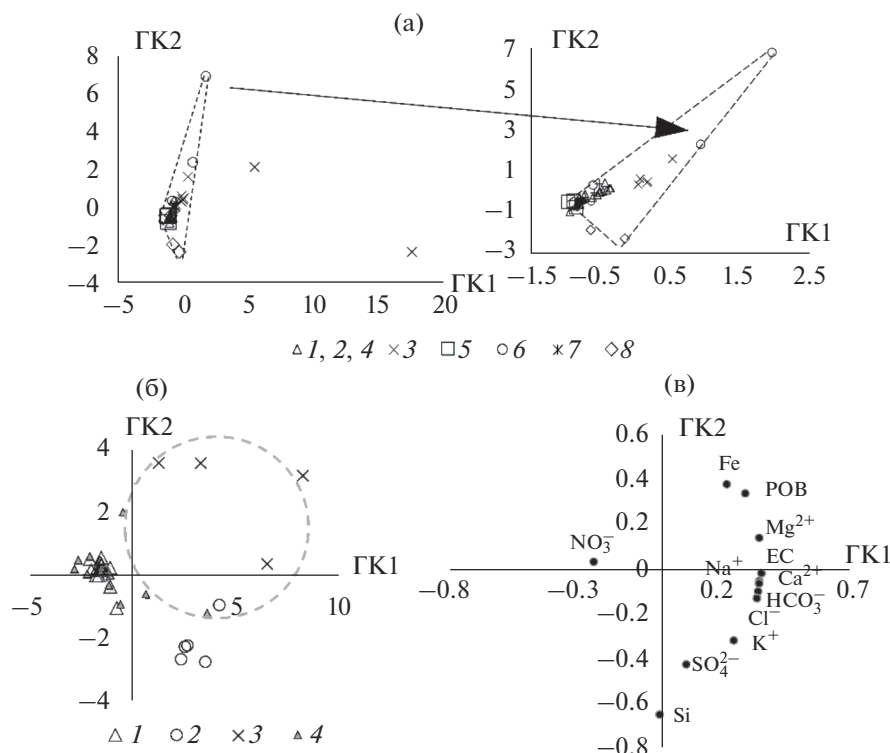


Рис. 3. Положение проб природных вод в пространстве GK1–GK2. График счетов для полной выборки (а); для выборки речных проб: график счетов (б), график нагрузок (в). Расшифровка индексов – на рис. 2. Пунктиром околонтурены пробы с относительно более высокими содержаниями Fe (>0.1 мг/л) и РОУ (>5 мг/л).

Вода, отобранная в овраге между проседающими полигонами, имеет самую высокую минерализацию – 650 мг/л и гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-магниевый состав. Она содержит РОУ, достигающий наибольшего значения – 30 мг/л, и Si – 1.7 мг/л.

Ручей Озерный, вытекающий из термокарстового озера и образующий эрозионный врез в районе ЛК, имеет меньшую минерализацию – 210 мг/л, но также сравнительно высокий показатель РОУ – 28 мг/л и преимущественно гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав. Содержание Si здесь очень низкое – на уровне вод атмосферного происхождения – 0.04 мг/л.

Ручей Горчишный – левобережный приток, протекающий в пределах ЛК, имеет хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав, невысокую минерализацию – 30 мг/л, содержание РОУ – 14 мг/л и Si – 0.29 мг/л.

Анализ данных методом МГК

Анализ матриц данных полного набора (50 проб воды) выполнен методом МГК для 12 переменных, а это почти весь список характеристик, за исключением температуры и рН. График счетов продемонстрированы на рис. 3а. Кумулятивная объясненная дисперсия расчета GK1–GK2 по

полной выборке составляет 78%. При выполнении пространственных обобщений такая величина – достаточно высокая и позволяет вывить группировки проб, обладающие сходством по набору переменных. График счетов (рис. 3а) демонстрирует положение проб, проиндексированных от 1 до 8, в системе координат GK1–GK2. Речные пробы (индексы 1, 2, 4) образуют компактную группу, ограниченную пробами вод потенциальных источников (5, 6, 8), занимающих крайнее положение в координатной плоскости. Группа проб (индекс 3), отобранных в пределах ЛК, как и следовало ожидать, несколько удаляется от основной массы речных проб, что связано с особенностью формирования химического состава вод. Ручьи из этой группы, в отличие от остальных рассматриваемых водотоков, могут иметь другие источники питания.

Две резко отклоняющиеся пробы (рис. 3а) отличаются минерализацией и содержанием HCO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} , K^+ , в десятки раз большими, чем пробы вод ЛК, а SO_4^{2-} , Mg^{2+} – в сотни раз. Степень участия таких вод в формировании речной водной массы явно ничтожна из-за крайне низкой водности и слабой проточности временной эрозионной сети. Эти пробы – представители локальных

очагов специфической водной массы. Более длительное их взаимодействие с частицами минерального грунта и процессы криогенного выщелачивания обуславливают высокую степень их насыщения РВ.

Кумулятивная объясненная дисперсия ГК1–ГК2 по расчету речных проб составляет 81%. График счетов ГК1–ГК2 (рис. 3б) демонстрирует отчетливую группировку речных проб в новой системе координат, а график нагрузок (рис. 3в) показывает связи между переменными и весами (коэффициентами перехода) по каждой главной компоненте.

Характеристики ES , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , HCO_3^- связаны между собой и имеют практически одинаковую максимальную нагрузку по ГК1 (рис. 3в). Именно эти факторы определяют положение проб относительно ГК1: в положительной области – пробы с высокими концентрациями перечисленных показателей, в отрицательной – с низкими. По ГК2 максимальная факторная нагрузка приходится на Si, и именно по этому показателю отчетливо удаляются в положительную область пробы с индексом 3 (содержание $Si < 2.5$ мг/л), и в отрицательную область – пробы индексом 2 (>3.5 мг/л). Достаточно высокие нагрузки приходятся на Fe и РОУ. Анализ проб в поле диаграммы ГК1–ГК2 подтвердил, что пробы с повышенным содержанием этих РВ можно условно объединить в отдельный кластер (окружность на рис. 3б). Анализ графика нагрузок показывает, что основные РВ, по которым следует искать различия между кластерами, – ES , Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , HCO_3^- , Si, SO_4^{2-} , Fe, РОУ. По ним же ожидаемы и заметные различия в предполагаемых водных источниках.

При группировке речных вод в качестве приоритетных условий были приняты попадание проб в определенный квадрант диаграммы и индекс пробы. В случае отклонения отдельных проб и тяготения их к подвыборке с другим индексом учитывалось расстояние от центра группы до положения пробы – оно должно быть минимальным.

В первый квадрант (**группа I**) попадают речные пробы с индексом 3. Это малочисленная (4 пробы) сильно рассеянная группировка. Их позволяет объединить приуроченность их к определенному типу ландшафта.

Пробы руч. Перечного (индекс 2) и единственная проба соседнего водосбора руч. Водопадного (индекс 4) образуют другую группу, расположенную во втором квадранте – **группа II**. Она менее рассеяна, некоторое отклонение демонстрируют две пробы, которые отобраны из устьевоего участка притока руч. Перечного. Действительно, в руч. Перечном в нижнем течении наблюдается

смена характера ландшафта, отмечаются очаги термоэрозии, заболачивание, распластывание водного потока, снижение скоростей течения, чрезвычайное обилие коллоидного железа и активное развитие водорослей. Концентрация Fe в пробе возрастает почти в 25 раз по сравнению с пробами в контрольном гидрометрическом створе выше по течению и составляет 0.71 мг/л.

На границе третьего и четвертого квадрантов выделяется достаточно компактная группа, образованная пробами с индексами 1 и 4, – **группа III**. Тесное соседство проб с разными индексами означает сходство их химического состава. Речная вода р. Янранайваам в контрольном створе близка по составу к водам основных притоков; следовательно, формирование стока происходит преимущественно за счет притоков средней и верхней частей бассейна. Это подтверждают вычисленные по данным инструментальных измерений модули стока, возрастающие от 10 л/(с км²) в нижних частях водосбора до 80 л/(с км²) в верховьях. Для группы III отмечается отклонение трех проб от центра группировки, одна из них тяготеет к группе I, две других – к группе II. Во время полевой съемки на некоторых участках главного водосбора отмечались небольшие по площади очаги термоэрозии, в том числе и на частных водосборах, где отобраны три отклонившиеся пробы. Очевидно, термоэрозия на участках с повышенной льдистостью почво-грунтов и с наличием подземных льдов оказывает заметное влияние на формирование химического состава талых вод, что в конечном итоге отражается и на составе речной воды.

Несмотря на однородность химического состава вод главной реки и ее притоков в среднем и верхнем течении, можно выделить отдельную **группу IV**, включающую в себя истоки р. Янранайваам, которые образуют зону формирования стока с его высокими модулями – до 69 л/(с км²) (руч. Правый Янранайваам) и 91 л/(с км²) (руч. Лавровый).

Пространственные различия химического состава вод

Для бассейна р. Янранайваам автоматизированным способом удалось построить схемы пространственного распределения концентраций трассеров, не противоречащие интуитивному представлению о характере этого распределения (рис. 4). Заметна общая тенденция увеличения минерализации от истоков к устью с выделением в западной (левобережной) части бассейна группы водных объектов, в которых минерализация достигает максимальных значений (от 50 до 650 мг/л).

Аналогичный характер распределения свойственен и для РОУ, содержание которого возрастает

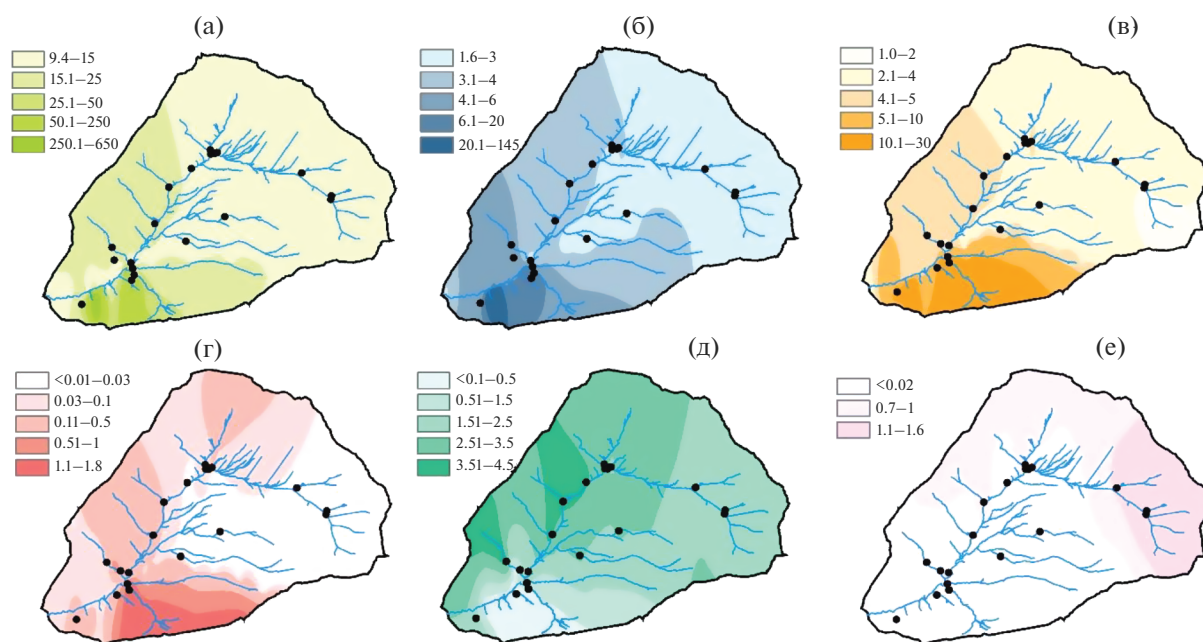


Рис. 4. Картограммы пространственного распределения концентраций растворенных веществ в речных водах бассейна р. Янранайваам, мг/л: а – минерализации, б – Cl^- , в – PO_4 , г – Fe, д – Si, е – NO_3^- .

тает от истоков к устью от 1 до 4 мг/л и достигает максимальных значений (10–30 мг/л) в водотоках, приуроченных к району распространения ЛК.

Содержание Cl^- также увеличивается от 1.6 мг/л в истоках до 3 мг/л в замыкающем створе. В левобережных притоках его концентрации несколько повышаются – до 6 мг/л, а в отдельных водотоках весьма существенно – до 20 и 140 мг/л.

Отмечается увеличение содержания в воде Fe от истоков к устьевой части от <0.01 до 0.1 мг/л, при этом есть участки бассейна, где его содержание заметно выше (рис. 4г).

Содержание Si, напротив, в пределах распространения ЛК минимально – от <0.1 до 0.5 мг/л и возрастает до 4.5 мг/л преимущественно в левобережных притоках. Концентрация NO_3^- для большого числа водотоков – на пределе обнаружения (<0.2 мг/л) и возрастает до значений 0.7–1.6 мг/л в левобережных притоках и истоках.

Результаты обобщения химических данных с учетом характера их отбора и объективного пространственного анализа в бассейне р. Янранайваам дают основание выделить группы речных вод по содержанию в них исследованных РВ (табл. 1).

Анализ диаграммы смешения и оценка источников питания

Модель смешения природных вод для бассейна р. Янранайваам адаптирована с использованием восьми трассеров, для которых, согласно ана-

лизу графиков “остатки – измеренные значения” (рис. 5), подтверждена их консервативность.

Диаграмма смешения, где в качестве трассеров используются ГК1 и ГК2, представлена на рис. 6. На диаграмме отчетливо выделяется зона смешения, ограниченная источниками (“end-members”), представленными средними значениями выборок проб снежников, востертреков и родников. Выборка проб снежников достаточно компактна в виду небольшой вариации химического состава, генезис этих вод не вызывает сомнений. Атмосферные осадки депонируются в виде снежного покрова и снежников (преимущественно сезонных) и являются одним из основных источников питания реки. Осредненный химический состав снеговых вод приведен в табл. 1. В поле диаграммы также спроецирован осредненный химический состав проб атмосферных осадков Заполярья из работы [17], отобранных в летний период 2007 г. на Ледовой базе 35. Близкое расположение проб снежников и атмосферных осадков вполне закономерно и, очевидно, отражает естественную вариацию их химического состава без значительной трансформации.

Одна из сторон области смешения (имеет форму треугольника) соединяет атмосферный источник и наиболее удаленную пробу одного из родников. Вдоль этой стороны располагаются пробы остальных родников, что отражает эволюцию химического состава этих вод. Исходя из условий образования гольцовых льдов [6], можно выдвинуть гипотезу, что родники питаются именно

Таблица 1. Химический состав речных вод и потенциальных источников в бассейне р. Янранайваам, мг/л (*n* – количество проб; в числителе – пределы изменения, в знаменателе – средние арифметические)

Трассер	Речные воды				Воды потенциальных источников				
	I <i>n</i> = 4	II <i>n</i> = 6	III <i>n</i> = 21	IV <i>n</i> = 3	вотертреки <i>n</i> = 3	родниковые <i>n</i> = 3	ЛК <i>n</i> = 2	болотные <i>n</i> = 2	снежники <i>n</i> = 3
ЕС, мкСм/см	$\frac{26-53}{41}$	$\frac{31-44}{36}$	$\frac{15-29}{20}$	16–17	$\frac{28-152}{98}$	$\frac{24-91}{54}$	38	30	$\frac{8-12}{10}$
PO ₄	$\frac{6.1-18.0}{16.0}$	$\frac{4.1-5.2}{4.6}$	$\frac{2.1-5.8}{3.3}$	1.1–3.6	$\frac{8.5-28.1}{17.6}$	$\frac{1.2-2.3}{1.7}$	8.4–14.3	3.6–9.6	$\frac{0.8-1.7}{1.1}$
HCO ₃ ⁻	$\frac{9.2-14.6}{11.9}$	$\frac{9.4-12.7}{11.2}$	$\frac{5.9-8.1}{6.5}$	4.9–5.9	$\frac{5.9-15.1}{10.7}$	$\frac{3.4-6.1}{4.5}$	13.7–22.2	4.4–5.1	$\frac{3.2-5.3}{4.2}$
Cl ⁻	$\frac{3.5-5.4}{4.7}$	$\frac{4.0-5.7}{4.7}$	$\frac{2.1-3.9}{2.8}$	1.8–2.4	$\frac{3.3-10.3}{7.1}$	$\frac{3.3-10.0}{5.7}$	4.4–4.8	0.9–4.1	$\frac{1.0-1.6}{1.3}$
SO ₄ ²⁻	$\frac{0.5-1.1}{0.8}$	$\frac{0.8-1.2}{1.0}$	$\frac{0.6-1.1}{0.8}$	0.9–1.1	$\frac{0.6-1.2}{0.9}$	$\frac{1.2-13.7}{7.1}$	0.6–0.9	<0.2–2.9	$\frac{<0.2-0.5}{0.2}$
NO ₃ ⁻	<0.2	<0.2	<0.2–1	1.1–1.6	$\frac{<0.2-0.7}{0.18}$	$\frac{0.7-5.1}{3.4}$	<0.2	<0.2	$\frac{<0.2-1.4}{0.5}$
Ca ²⁺	$\frac{1.2-3.5}{2.2}$	$\frac{1.5-2.4}{2.0}$	$\frac{0.2-1.4}{0.5}$	0.3–0.6	$\frac{0.4-3.3}{1.7}$	$\frac{0.3-3.3}{2.7}$	1.3–2.8	0.6–0.7	$\frac{<0.1-0.4}{0.2}$
Mg ²⁺	$\frac{0.3-0.8}{0.6}$	$\frac{0.3-0.5}{0.3}$	$\frac{<0.1-0.2}{0.1}$	0.1	$\frac{0.3-0.8}{0.5}$	$\frac{0.1-1.5}{0.7}$	0.4–0.6	0.2–0.3	$\frac{0.06-0.07}{0.07}$
K ⁺	$\frac{<0.1-0.2}{0.1}$	$\frac{0.1-1.0}{0.2}$	$\frac{<0.1-0.2}{0.1}$	<0.1–0.1	$\frac{<0.1-2.4}{1.3}$	$\frac{0.2-0.3}{0.3}$	<0.1–0.4	<0.1–0.2	$\frac{0.02-0.28}{0.14}$
Na ⁺	$\frac{2.1-3.7}{3.0}$	$\frac{2.8-3.4}{3.1}$	$\frac{1.6-2.7}{2.1}$	1.4–1.7	$\frac{1.6-5.8}{3.6}$	$\frac{2.2-3.5}{2.6}$	2.7–3.0	2.2–2.6	$\frac{0.3-0.6}{0.5}$
Si	$\frac{0.3-2.0}{1.0}$	$\frac{3.6-4.4}{4.0}$	$\frac{1.6-3.7}{2.8}$	2.1–2.3	$\frac{4.0-4.8}{4.3}$	$\frac{2.2-4.0}{3.1}$	0.3–0.5	3.4–4.7	$\frac{<0.01-0.17}{0.06}$
Fe	$\frac{0.3-2.7}{1.3}$	$\frac{<0.01-0.7}{0.2}$	$\frac{<0.01-0.15}{0.05}$	<0.01	$\frac{0.6-12.8}{4.8}$	$\frac{<0.01-0.02}{0.02}$	0.7–1.2	<0.01–0.4	$\frac{<0.01-0.03}{0.02}$

гольцовыми льдами. Это подтверждается расположением родников в грубообломочных курумовых отложениях гольцового пояса бассейна и температурой воды, близкой к нулю, при температуре воздуха плюс 14°C, а невысокая минерализация и слабокислая реакция родниковых вод свидетельствуют об их атмосферном происхождении.

Влияние моря, очевидно, проявляется в несколько повышенном содержании Cl⁻ – на уровне 19%-экв от общего солевого состава, а процессы химического выветривания горной породы обеспечивают насыщение SO₄²⁻ до 22%-экв и Ca²⁺ до 20%-экв от общего солевого состава. Осредненный химический состав родниковых вод приведен в табл. 1. Значительная вариация их химического состава объясняет удаленное расположение проб друг от друга, в связи с чем область

смешения целесообразно замкнуть на осредненную пробу родниковых вод (рис. 6).

Третий источник питания представлен осредненной концентрацией в пробах воды вотертреков (рис. 6). Его воды наиболее минерализованные среди всех типов исследуемых природных вод с преобладанием содержания HCO₃⁻, Cl⁻, Fe и Si (табл. 1). Используя гидрогеологическую терминологию, этот источник можно интерпретировать как воды сезонно-талого слоя элювиально-делювиального водоносного горизонта, а согласно гидрологической терминологии – склоновые почвенные воды. Диапазон глубины СТС в период полевых работ составил от 10 до 25–35 см (максимальная измеренная величина 80 см). Высокое содержание и подвижность Fe, очевидно, связаны с развитием восстановительной геохимической обстановки в ландшафте (пробы отбирались в шурфе), когда при дефиците кислорода, необ-

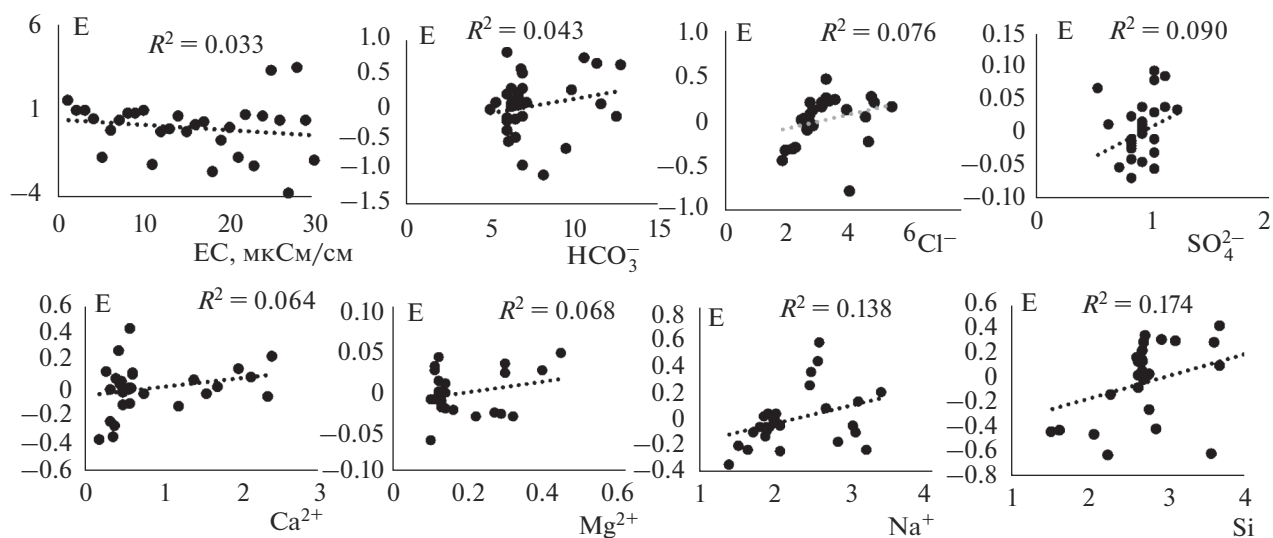


Рис. 5. Графики связи остатков (E) в МГК-модели при использовании ГК1 и ГК2 с измеренными значениями концентраций трассеров (мг/л).

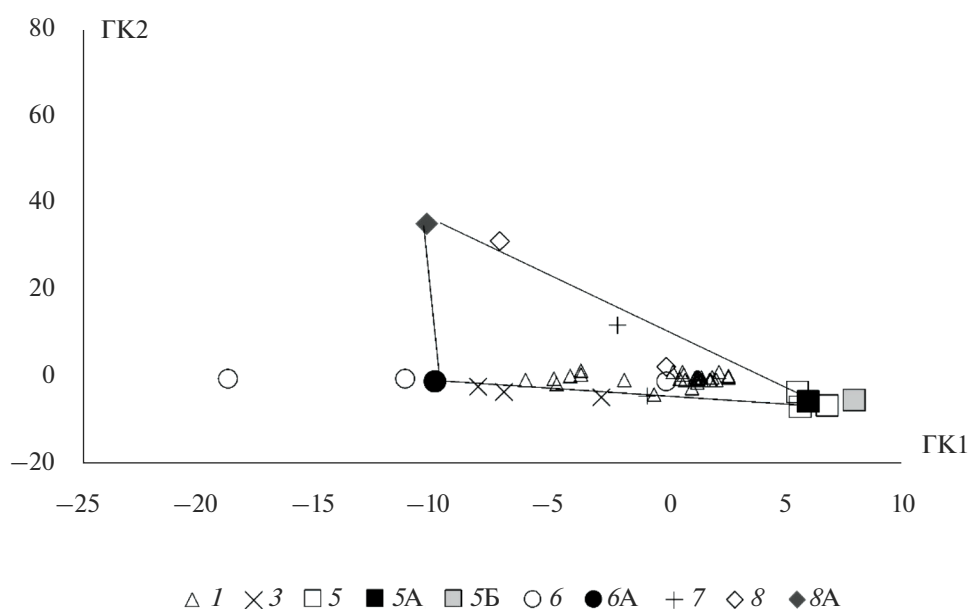


Рис. 6. Диаграмма смешения природных вод в бассейне р. Янранайваам в пространстве GK1–GK2. 1 – речные пробы, 3 – речные пробы в пределах ледового комплекса, 5 – атмосферные воды, 5А – атмосферные осадки на Ледовой базе 2007 (по данным [17]), 5Б – модельная проба конденсата кислотных атмосферных осадков; 6 – воды вотертреков, 6А – осредненные значения вод вотертреков, 7 – болотные и мочажинные воды, 8 – воды родников; 8А – осредненные значения вод родников.

ходимого на окисление органического вещества, в условиях высокой льдистости происходит восстановление и растворение соединений Fe, мигрирующего в составе органоминеральных комплексов.

В настоящее время неразрешенным остается вопрос о вкладе в речной сток криолитозоны конденсационных вод, формирующихся в крупнооб-

ломочных отложениях. В исследуемом случае, воспользовавшись данными из работы [16] о величине удельной электропроводности конденсата кислотных атмосферных осадков, полученного в лабораторных условиях при +18°C, – 1.5 мкСм/см и минерализации 0.7–1 мг/л, возможно рассчитать гипотетический химический состав конденсационных вод по графикам связи между элект-

Таблица 2. Осредненные доли источников питания водотоков по группам рек в бассейне р. Янранайваам на период съемки

Группа	Водотоки	Доля источника, %		
		атмосферные воды	склоновая почвенная	гольцовый лед
I	Ручьи Малый Четочный и Большой Четочный, Горчичный	36	64	0
II	Ручьи Перечный, Водопадный,	34	59	7
III	р. Янранайваам	70	19	11
	Притоки: ручьи Каменный, Порфиновый, Гротовый, Снежный, Скрытный, Горячий	67	23	10
IV	Истоки: ручьи Правый Янранайваам и Левый Янранайваам, Лавровый	78	8	14

тропроводностью и основными ионами. Связи между ЕС и HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ по подвыборке источников объемом в 16 наблюдений имеют линейный характер и высокую детерминацию R^2 в диапазоне 0.89–0.99. Содержания PO_4 , Fe, Si, NO_3^- и K^+ для конденсата принимались равными аналитическому нулю. Расчетная проба конденсационных вод спроецирована на диаграмму смешения (рис. 6) и практически совпадает с положением на графике проб атмосферных осадков, т. е. конденсационные воды не могут быть выделены как самостоятельный источник питания реки.

Несмотря на то, что все рассматриваемые группы природных вод имеют исходное атмосферное происхождение, различия в их химическом составе позволяют количественно оценить доли источников питания реки по уравнению (2). Осредненные оценки долей по группам рек приведены в табл. 2. Следует понимать, что оценки долей источников выполнены по коротким выборкам проб речной воды и источников и дают лишь представления о соотношении долей источников питания на момент съемки в бассейне.

Верификации модели смешения выполнены путем прямого расчета модельных концентраций трассеров речных вод каждой пробы по уравнению (1) с использованием фактических концентраций и оцененных долей источников. Коэффициенты корреляции между смоделированными сериями концентраций речных вод и измеренными — высокие, от 0.91 до 0.98. И лишь в одном случае — для Si — коэффициент корреляции составляет 0.75, что вызвано отклонением одной пробы.

Оценки долей источников позволяют проследить изменение их соотношения на разных участках водосбора. Из табл. 2 видно, что доля атмосферных вод — преобладающая в воде р. Янранайваам и увеличивается до максимальных значений (78%) в истоках. В притоках нижней части бас-

сейна доля склоновых почвенных вод СТС преобладает — 59–64%, а доля атмосферных вод снижается до 34–38%. В верхней части водосбора доля вод СТС минимальна — до 8%, что вполне закономерно. Доля родниковых вод — талых вод гольцовых льдов — в воде главной реки и ее основных притоков средней части водосбора составляет от 7 до 11%, достигает максимума в верховье — 14%.

Среди основных тенденций можно отметить следующие. Влияние моря сказывается в преобладании хлоридно-гидрокарбонатного типа речных вод, а также в снижении концентрации Cl^- по мере удаления от берега в логарифмической зависимости ($R^2 = 0.79$), аналогичной приведенной в [16].

Другая тенденция — процессы криогенной метаморфизации воды и миграции продуктов выветривания пород, которые определяют поступление РВ в воды СТС, что отражается на химическом составе склоновых почвенных вод и отдельных высокоминерализованных проб воды, отобранных в отдельных точках исследуемого бассейна.

Сульфидная минерализация проявляется в родниковых хлоридно-сульфатных кальциевых водах гольцового пояса. В зоне многолетней мерзлоты в речных водах систематически отмечают повышенное содержание сульфат-ионов (10–20%-экв) и объясняют этот факт присутствием сульфидных руд [3]. В работе [10] сульфатно-хлоридный кальциево-магниевый состав воды в оз. Дальнем бассейна Янранайваам объяснен влиянием сульфидной минерализации при близком нахождении зоны контакта сланцев с гранитоидами. Опробованное авторами настоящей статьи другое термокарстовое озеро имело хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав воды; а родники в зоне указанного контакта подтвердили преобладание сульфатных ионов.

Другая характерная черта родниковых вод — повышенное содержание NO_3^- — до 7–9%-экв общего солевого состава. На этом же уровне (6–9%-экв) нитрат-ионы отмечаются и в истоках р. Янранайваам (Левый и Правый). С одной стороны, источником NO_3^- могут быть атмосферные осадки — основное питание гольцовых льдов: косвенно это подтверждается пробой из снежника, в воде которой содержание NO_3^- равно 11%-экв. С другой стороны, причиной повышения NO_3^- может быть попадание вод, обогащаемых органическим веществом после отмирания нивальной растительности к наступлению холодов, в трещины в основании рыхлых отложений, сложенных преимущественно смесью льда и щебня.

Результаты моделирования показывают, что питание рек родниковыми водами при таянии гольцовых льдов типично для всего бассейна р. Янранайваам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По материалам краткосрочных гидролого-гидрохимических съемок в бассейне р. Янранайваам приведена характеристика состава речных вод и других водных масс — потенциальных источников питания реки. Воды главной реки и ее притоков обладают преимущественно хлоридно-гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом. В бассейне выделяются водосборы с повышенным содержанием растворенных веществ, в том числе гидрокарбонат-ионов, растворенного железа и PO_4 , что обусловлено термоэрозией и термокарстом, криогенным концентрированием и формированием восстановительной геохимической обстановки.

В бассейне Янранайваама на период съемок выявлено три действующих источника питания реки и выполнена их интерпретация: атмосферное питание, питание талыми водами гольцовых льдов и питание склоновыми почвенными водами СТС. Два последних компонента речного стока — типы надмерзлотных вод СТС, различающиеся по условиям формирования, что находит отражение в их химическом составе. Воды родников, питающихся таянием гольцовых льдов, в отличие от остальных вод исследуемого бассейна, — хлоридно-сульфатные, что, вероятно, объясняется сульфидной минерализацией.

На основе модели смешения выполнена осредненная оценка вкладов источников для каждой выделенной группы рек для периода съемки. Преобладающий источник питания реки — атмосферные воды (преимущественно талый снег), доля которых в бассейне реки меняется от 34 до 78%. Питание склоновыми почвенными водами СТС имеет существенную долю в притоках ниж-

ней части бассейна — >50%, заметно снижается в главной реке, особенно в ее верховьях, — до 19–23%. Питание левобережных водотоков нижней части бассейна водами от таяния гольцовых льдов практически отсутствует, а в средней и верхней частях бассейна оно возрастает до 10–14%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Васильев А.А., Никитин К.А., Стрелецкая И.Д., Облогов Г.Е., Задорожная Н.А.* Современные тренды эволюции криолитозоны Российской Арктики при климатических изменениях // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2019. Вып. 6. С. 16–20.
2. Геокриологическая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000 / Под ред. *К.А. Кондратьева, В.Е. Афанасенко, А.В. Гаврилов и др.* Винница: Винницкая картогр. ф-ка, 1996. 16 л.
3. *Готов В.Е., Готова Л.П.* Подземные воды класса на северо-востоке России (горные районы криолитозоны) // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2016. № 2. С. 19–28.
4. Государственная геологическая карта РФ. Геологическая карта. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист R-58(60) Билибино / Составил *Г.Ф. Журавлев*. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.
5. Государственная геологическая карта РФ. Карта четвертичных образований. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист R-58(60) Билибино / Составили *Л.П. Дубкова, С.Л. Казаринов*. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998.
6. *Гравис Г.Ф.* Гольцовый лед и закономерности его образования // Подземный лед. М.: Изд-во МГУ, 1965. С. 100–111.
7. *Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Солопов Н.В.* Модель смешения четырех источников питания речного стока с использованием гидрохимических трассиров в задаче разделения гидрографа // Вод. ресурсы. 2018. № 6. С. 583–595.
8. *Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Болдескул А.Г., Кожевникова Н.К.* Разделение гидрографа стока на генетические составляющие // Метеорология и гидрология. 2015. № 3. С. 97–108.
9. *Ефимов В.А., Чалов С.Р. и др.* Оценка стока воды, концентраций наносов и химических веществ в устье реки Колымы по результатам полевых исследований 2019 г. // Четвертые Виноградовские чтения. СПб.: Изд-во ВВМ, 2020. С. 1064–1069.
10. *Кириллов В.А., Осинцев В.А., Рытиков Н.В.* Отчет о производстве поисков пресных вод в бассейне р. Янранайваам для водоснабжения пос. Янранай за 1973 год // Геологический отчет. № 2866. Магадан, 1974. 159 с.
11. *Колосов Р.А., Прокушкин А.С.* Гидрохимический режим рек криолитозоны Среднесибирского плоскогорья // Тр. III Всерос. науч. конфер. с междунар. участием. Водные и экологические проблемы Сибири и Центральной Азии. Барнаул: ИВЭП СО РАН, 2017. С. 114–121.

12. *Коницев В.Н.* Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 2009. № 4. С. 10–20.
13. *Коницев В.Н., Рогов В.В.* Влияние криогенеза на сток растворенного вещества реками в криолитозоне // Криосфера Земли. 2006. № 4. С. 3–8.
14. *Лебедева Л.С., Ефремов В.С., Христофоров И.И. и др.* Талики и формирование речного стока на малом водосборе в сплошной криолитозоне Центральной Якутии // III Виноградовские чтения. Грани гидрологии. СПб.: Научно-технические технологии, 2018. С. 62–65.
15. *Марков М.Л.* Оценка влияния криогенных явлений и процессов на питание рек России подземными водами // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2020. Т. 2. Вып. 2. С. 112–122.
16. *Свистов П.Ф., Семенец Е.С., Павлова М.Т.* Атмосферные осадки: 60 лет регулярных наблюдений // Природа. 2018. № 8. С. 51–57.
17. *Семенец Е.С., Свистов П.Ф., Талаш А.С.* Химический состав атмосферных осадков Российского Заполярья // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. С. 27–36.
18. *Тананаев Н.И., Лебедева Л.С.* Органическая составляющая взвешенного вещества малых водотоков Енисейского севера в летне-осенний период // География и природ. ресурсы. 2018. № 2. С. 87–95.
19. *Тарбеева А.М., Трегубов О.Д., Лебедева Л.С.* Структура склоновой ложбинной сети криолитозоны в окрестностях г. Анадыря // Геоморфология. 2021. № 1. С. 109–120.
20. *Трегубов О.Д.* Об устойчивости тундр к техногенному воздействию и глобальным изменениям среды // Вестн. ДВО РАН. 2010. № 4. С. 79–89.
21. *Трегубов О.Д., Гарцман Б.И., Тарбеева А.М. и др.* Пространственная и временная динамика источников питания и водного режима реки Угольная-Дионисия (Анадырская низменность, Чукотка) // Вод. ресурсы. 2021. № 4. С. 427–438.
22. *Тумской В.Е.* Особенности криолитогеоза отложений северной Якутии в среднем неоплейстоцене–голоцене // Криосфера Земли. 2012. № 1. С. 12–21.
23. *Cristophersen N., Hopper R.P.* Multivariate analysis of stream water chemical data: the use of principal component analysis for the end-member mixing problem // Water Resour. Res. 1992. V. 28. № 1. P. 99–107.
24. *Hooper R.P.* Diagnostic tools for mixing models of stream water chemistry // Water Resour. Res. 2003. V. 38. № 3. <https://doi.org/10.1029/2002WR001528>
25. *Kane D.L., Hinzman L.D., Benson C.S., Liston G.E.* Snow hydrology of a headwater Arctic basin // Wat. Resour. Res. 1991. V. 27. № 6. P. 1099–1109.
26. *McNamara J.P., Kane D.L., Hinzman L.D.* An analysis of streamflow hydrology in the Kuparuk River Basin, Arctic Alaska: a nested watershed approach // J. Hydrol. 1998. V. 206. № 1–2. P. 39–57.
27. *Tarbeeveva A., Lebedeva L., Efremov V., Shamov V., Makarieva O.* Water tracks in the lower Lena river basin // E3S Web of Conferences. 2020. V. 163. P. 04007. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016304007>
28. *Woo M.-K.* Permafrost Hydrology. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. 563 p.