

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ВОД БОЛОТНОГО МАССИВА РАЗГРУЗКИ КУЧИГЕРСКИХ ГИДРОТЕРМ

© 2022 г. Н. Б. Хитров^a *, В. Л. Убугунов^b **, В. И. Убугунова^b, Т. А. Аюшина^b,
А. Д. Жамбалова^b, Э. Г. Цыремпилов^b, Ц. Н. Насатуева^b

^aПочвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер. 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

^bИнститут общей и экспериментальной биологии СО РАН, ул. Сахьяновой, 6, Улан-Удэ, 670037 Россия

*e-mail: khitrovn@gmail.com

**e-mail: ubugunov@mail.ru

Поступила в редакцию 28.04.2021 г.

После доработки 28.04.2021 г.

Принята к публикации 26.05.2021 г.

Проведено определение удельной электропроводности, активностей ионов Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , F^- в водах термальных источников, поверхностных водах Кучигерского болотного массива, в водах, скапливающихся на поверхности почвы после сильных дождей на вогнутых элементах рельефа аллювиальной равнины, в водах ручья, берущего начало в отрогах Баргузинского хребта, в водах реки Индихэн и в грунтовых водах. Выявлена существенная пространственная неоднородность показателей различных типов вод в пределах Улюнханской впадины. Установлен узкий диапазон изменения состава горячих родников и широкий – в теплых и холодных. Статистические распределения измеренных показателей болотных вод смещены в сторону более высоких значений по сравнению с таковыми для изливающихся термальных вод. Выявлены три особенности пространственного распределения показателей состава вод: (1) пятнистый общий характер, (2) тенденция изменения состава вод в направлении транзита в соответствии с общим уклоном местности, (3) тенденция увеличения содержания солей в водах возле внешней береговой линии болотного массива, а также внутри него, вокруг островов.

Ключевые слова: Байкальская рифтовая зона, газогидротермальные флюиды, удельная электропроводность воды, активности ионов

DOI: 10.31857/S0016752522050065

ВВЕДЕНИЕ

Территории с выходами на поверхность гидротермальных источников встречаются на всех континентах (Басков, Суриков, 1989). Они приурочены к тектонически активным зонам с разломами земной коры и вулканами (Элис, 1982; Rodman et al., 1996). Разгружающие воды преобразуют минеральный состав пород и почв (Касимов, 1980; Гольдфарб, 2005; Геннадиев и др., 2007; Костюг, Геннадиев, 2014; Казаков, 2015; Schoen et al., 1974; Bockheim, Ballard, 1975; Stoffregen, 1987; Armstrong, 1995; Hewitt, 1992). При характеристике рельефа термальных полей обращают внимание на образование вогнутых форм (котловин, грязевых котлов и др.) за счет увеличения количества пор и пустот при растворении минералов (Wilson et al., 1997; Солнцева, Гольдфарб, 1994). В местах выхода термальных вод формируются специфические микробные сообщества, локализуются некоторые эндемичные виды растений и животных (Лазарева и др.,

2010; Намсараев и др., 2011; Самкова и др., 2016; Burns, 1997).

Отличительной чертой Байкальского рифта среди других континентальных рифтов планеты (Восточно-Африканского, Невадийского, Восточно-мексиканского и др.) является отсутствие вулканических извержений с выходом пепла, газа, жидкого магматического расплава (Логачев, 2003). Современная активная флюидоразгрузка в этом районе проявляется в большинстве случаев в виде разгрузки гидротермальных вод (Ломоносов, 1974), хотя и отмечается формирование грязевулканических (Исаев, 2006, 2016; Хлыстов, 2006; De Batist et al., 2002; Van Rensberger et al., 2002), гидратоносных структур, нефте- и газопоявлений (Кузьмин и др., 1998; Калмычков и др., 2006; Конторович и др., 2007; Хлыстов и др., 2017; Ахманов, Хлыстов, 2018; Khlystov et al., 2013; Pimenov et al., 2014). Подъем вод и газов из глубоких слоев литосферы на земную поверхность осуществляется по принципу блуждающих сит (Тро-

шин и др., 2008) через выводные каналы рыхлых отложений (Татаринов и др., 2016). Из-за процессов сжатия и растяжения происходит раскрытие или закрытие флюидопроводящих систем, поэтому минеральные воды на дневную поверхность поступают по-разному: в виде открытых, скрытых, рассеянных или субаквальных родников (Дзюба, 2002).

Многообразие вышеназванных форм разгрузки вод в рыхлые, пылевато-песчаные аллювиально-озерно-болотные отложения отмечено в месте пересечения генерального Баргузинского и поперечного Дыренского разломов (северо-восточная часть Байкальской рифтовой зоны). Воды Кучигерских гидротермальных вод имеют сильнощелочную реакцию (pH 9.28–9.90) и слабую минерализацию (365–508 мг/дм³) (Чернявский и др., 2018). Химический состав – хлоридно-сульфатно-фторидно-гидрокарбонатный натриевый (Плюснин и др., 2013; Шварцев, 2015). По газовому составу воды источника отнесены к Байкальской гидротермальной области азотных терм, содержание азота достигает 63.3–95.5%. Газ над грифонами Кучигерского термального поля обогащен примесями H₂S (0.65–3.35 мг/м³), SO₂ (до 26.7 мг/м³), CH₄ (0.035 мг/м³), CO (2.25 мг/м³) и CO₂ (1.5 об. %) (Исаев, 2006; Плюснин и др., 2013). По концентрации кремнекислоты, фтора, вольфрама, молибдена, германия они близки к азотным термам мира (Барабанова, Дислер, 1968; Басков, Суриков, 1989; Ломоносов, 1974; Замана, 2000; Плюснин и др., 2008; Helvachi et al., 2004; Bragin et al., 2016; Chelnokov et al., 2015).

В статье Вилора Н.В. с соавторами (2015) на основе серии поперечных и продольных профилей через болотный массив с активными термальными грифонами представлены изотермы распределения температуры поверхностной воды и рассчитана плотность теплового поверхностного потока.

К участкам с активными грифонами, местам скрытой и палеоразгрузки минеральных терм приурочены ареалы засоленных, сильно засоленных и солонцеватых почв сульфатно-натриевого типа химизма засоления, формирование которых не характерно для природно-климатических условий лесной зоны (Убугунов и др., 2016, 2017). Состав легкорастворимых солей в определенной степени наследует химизм минеральных источников с заметной педогенной трансформацией. Геохимическое своеобразие проявляется в аномально высоких концентрациях S, высоких – Ba, Sr, P, Na (Жамбалова, 2018; Убугунов и др., 2020). Характерной особенностью территории является чередование на малых расстояниях своеобразных типов почв с проявлением признаков засоления, турбации, глееватости, гидрометаморфизации (квизиглееватости), импрегнации, не имеющих адекватных вариантов в Классификации почв

России (2004) и международной классификации WRB (2015) (Хитров и др., 2019, 2020).

Эти необычные сочетания различных почво-образовательных процессов в засоленных почвах в значительной степени связаны со сложным взаимодействием поверхностных, грунтовых и горячих минеральных вод, транспортирующих подвижные элементы (Шварцев, 1998). Взаимодействие жидкой фазы с минеральной и органической компонентами почв определяет их эволюционные и генетические особенности.

В имеющихся опубликованных материалах по этой территории содержатся сведения о составе термальных вод источника Кучигер (Ломоносов, 1974; Трошин, Ломоносов, 2005; Чернявский, 2012; Плюснин и др., 2013; Вилор и др., 2015; Ульзетueva и др., 2015), ручьев Баргузинского разлома (Вилор и др., 2015). Вместе с тем, сведений о пространственном распределении данных по составу поверхностных болотных вод, вод внутрипочвенного стока, вод мочажин, грунтовых вод нами не обнаружено.

Цель работы – оценить пространственное распределение показателей состава вод болотного массива с активными грифонами термальных вод Кучигерского источника и прилегающих к нему участков аллювиальной равнины.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проведены на северо-западе Баргузинской котловины в Улюнханской впадине возле д. Кучигер (Республика Бурятия). Объектами являлись следующие группы вод: (1) изливающиеся на поверхность воды гидротермальных источников (аршанов), включающих Кучигерские гидротермы (грифоны с постройками для принятия ванн, именуемых “банями”) и множество более мелких активных грифонов в Кучигерском болотном массиве и по берегам р. Индихэн; (2) поверхностные воды Кучигерского болотного массива, в который происходит разгрузка основного поля гидротерм; (3) воды, скапливающиеся на поверхности почвы после сильных дождей на вогнутых элементах рельефа аллювиальной равнины, прилегающей к болотному массиву; (4) воды ручья без названия (далее его будем называть “Безыманным”), берущего начало в отрогах Баргузинского хребта, протекающего через Кучигерский болотный массив и впадающего в р. Индихэн; (5) воды реки Индихэн, находящейся приблизительно в 700–900 м к юго-востоку от Кучигерских гидротерм, по берегам которой обнаруживаются участки наземной разгрузки глубинных вод; (6) грунтовые воды, вскрытые на глубине менее 1.5 м на аллювиальной равнине между руч. Безыманным и р. Индихэн и на островах в болотном массиве (рис. 1).

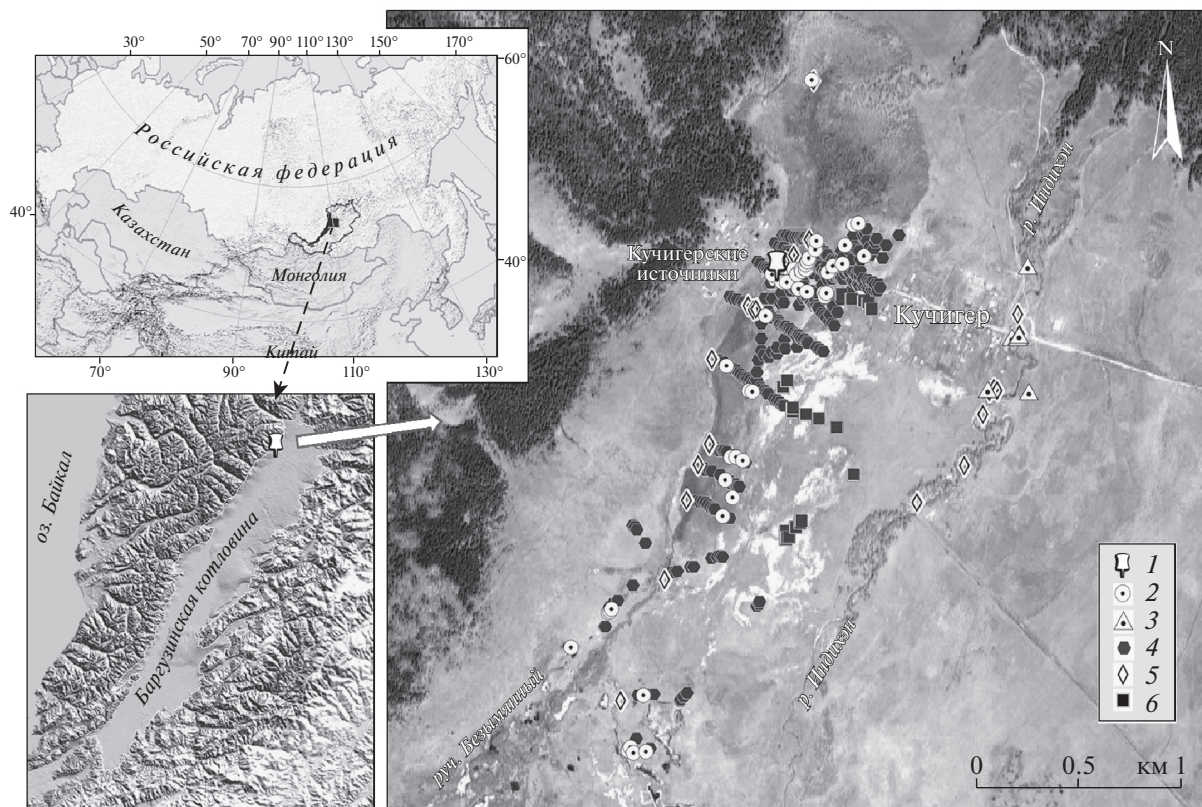


Рис. 1. Географическое положение Кучигерских гидротерм (I) и точек эмпирических наблюдений: I) эндогенной разгрузки источников (грифонов); 2 – в Кучегирском болотном массиве; 3 – на берегах р. Индихэн; II) поверхностных вод: 4 – в Кучигерском болотном массиве; 5 – в русле р. Индэхэн и руч. Безымянный; III) 6 – грунтовых вод.

По каждой группе вод были сформированы выборки объемом от 6–15 до 100–328 проб. Для всех площадок наблюдения фиксировали географические координаты с помощью приемника GPS, давали краткое описание размеров мочажин, доминирующей растительности, отмечали наличие запаха H_2S и воронок в бактериальных матах, через которые происходит выход на поверхность подземных вод и газов.

Отбор вод выполнен в июне 2018 г. и июне 2019 г. В водных пробах определяли: удельную электропроводность (ЕС) и температуру полевыми кондуктометрами КП-01 и СОМ-100; pH и активности ионов Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- , F^- ионоселективными электродами ЭЛИС с иономером ЭКОТЕСТ-120. Значения ЕС, измеренные КП-01, корректировали к стандартной температуре $25^\circ C$ ($ЕС_{25}$) путем умножения на поправочный коэффициент (Richards, 1954). Кондуктометр СОМ-100 выполняет эту операцию автоматически. Значения $ЕС_{25}$, полученные двумя кондуктометрами, статистически не отличались.

Площадную съемку состава воды болотного массива в области активной разгрузки гидротермальных источников произвели в июне 2018 г. в

узлах нерегулярной сетки с шагом от 10 до 50 м в зависимости от наличия воды в мочажинах и проходимости по болоту. Пространственное распределение показателей состава воды создано методом обратного взвешенного расстояния в программном комплексе ArcGIS.

В июне 2019 г. опробование состава вод продолжающейся части болотного массива проведено вдоль 11 трансект с шагом от 5 до 15 м в направлении поперек болотного массива, вытянутого вдоль ручья Безымянного. Расстояние между трансектами варьировало в основном от 40–80 до 170–210 м, самые дальние 300–400 м.

Воду в руч. Безымянном в пределах болотного массива и в р. Индихэн анализировали на разных участках, как выше, так и ниже по течению от областей разгрузки гидротерм.

Статистическая обработка данных выполнена в MS Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Проверка нормальности статистических распределений выборок разных групп вод и всего массива данных с помощью критерия Шапиро-Уилка для выборок менее 40 или критерия хи-

квадрат для выборок более 100 (Дмитриев, 1995) показала, что для всех измеренных показателей эмпирические статистические распределения имеют левостороннюю асимметрию и не могут быть аппроксимированы нормальным или логнормальным законами. По этой причине использовали непараметрические показатели: минимум, нижний квартиль, медиану, верхний квартиль и максимум. В дополнение к ним формально рассчитывали среднее арифметическое и среднеквадратическое отклонение. Статистические показатели распределения активностей ионов и удельной электропроводности представлены (табл. 1).

Воды имеют в основном низкую минерализацию. В 90% случаев EC_{25} не превышала 3.26 дСм/м и в 75% исследованных образцов была меньше 1.18 дСм/м. Хотя максимальные значения EC_{25} достигали 22.5 дСм/м. На этом фоне наблюдался широкий диапазон изменения pH (3.77–9.78). Эмпирические распределения активностей Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- и F^- имеют асимметрию в области малых значений аналогично распределению EC_{25} .

Отмеченные особенности для общего массива данных 2018 и 2019 гг. обусловлены различием состава образцов, отобранных из качественно различающихся групп воды в ландшафте. Поэтому рассмотрим их раздельно.

В ручье *Безымянном* и реке *Индихэн* отмечались самые низкие значения EC_{25} (0.17–0.38 дСм/м). До области разгрузки подземных вод в реке и ручье значения EC_{25} не превышали 0.2 дСм/м. По мере поступления в ручей Безымянный болотных вод с термальных источников EC_{25} быстро увеличивалась (0.32–0.37 дСм/м). Аналогичную картину изменения удельной электропроводности воды отмечали и в р. Индихэн. Воды имели слабощелочную реакцию среды (7.36–8.15), низкую активность Cl^- , F^- , Na^+ и, как правило, относительно высокую активность Ca^{2+} . Обращает внимание возрастающая активность ионов натрия (a_{Na}) с 0.01 ммоль/л в горной части до 0.2–0.4 ммоль/л в р. Индихэн и до 0.5–1.5 ммоль/л в ручье Безымянном, протекающем по болотному массиву после разгрузки Кучигерских гидротерм.

Воды подземных источников, разгружающиеся в Кучигерский болотный массив, представлены Кучигерскими гидротермами (грифонами, над которыми сделаны постройки для принятия ванн) и множеством мелких активных грифонов, которые были обнаружены при площадном обследовании болотного массива. В течение двух полевых сезонов (2018 и 2019 гг.) было найдено 50 компактных групп грифонов разной интенсивности и температуры, в том числе 6 горячих (34–45°C), 11 теплых (20–32°C) и 33 холодных (6–19°C). Теплые и холодные грифоны формировали в болотном массиве большие мочажины неправильной

формы размером от 1.5 до 10 м по длине и от 1 до 5 м по ширине. Их топкое дно было покрыто бактериальными матами разного цвета (черного, серого, оранжевого, зеленого), в которых имелись воронки выхода воды и газов (грифоны). Слой воды над бактериальным матом варьировал от 5–7 до 15–20 см. Возле каждой большой мочажины заметно усиливался запах сероводорода.

Воды подземных источников имели широкий диапазон изменений каждого показателя, что также характерно для многих территорий Забайкалья (Ульзетуева, Хахитов, 2011; Плюснин и др., 2013; Замана, 2014; Шварцев и др., 2015).

Значения EC_{25} источников восточной части болотного массива изменялись в пределах 0.18–0.98 дСм/м. Более 75% исследованных образцов имели более узкий диапазон EC_{25} (0.5–0.7 дСм/м) (табл. 1). Указанные значения совпадают с имеющимися данными (Вилор и др., 2015). По мере удаления от области основной разгрузки Кучигерских гидротерм на запад вдоль болотного массива по направлению общего уклона местности значения удельной электропроводности в крупных мочажинах с грифонами заметно возросло (1.25–11.6 дСм/м) на самых дальних исследованных профилях 10 и 11 (табл. 2).

В составе катионов термальных вод абсолютно доминировал Na^+ . Его активность (a_{Na}) в 77% проб составляла 2–5 ммоль/л. В имеющихся публикациях (Плюснин и др., 2013; Вилор и др., 2015) концентрация ионов натрия в горячих Кучигерских источниках варьировала в пределах 85–117 мг/л, что соответствует 3.69–5.08 ммоль/л. При ионной силе и коэффициенте активности для одновалентного иона, принятыми со значениями 0.0075 и 0.91 соответственно, активность ионов натрия составила 3.4–4.6 ммоль/л. Измеренная нами a_{Na} в горячих (34–45°C) Кучигерских источниках, над которыми сооружены строения для принятия лечебных процедур, изменялась в тех же пределах (от 3.55 до 4.57 ммоль/л).

Вместе с тем общий диапазон варьирования a_{Na} (табл. 1) для источников восточной части болота расширялся в обе стороны. Это расширение, как в сторону значений меньше медианы (3.55 ммоль/л), так и в сторону значений более 4.6 ммоль/л, было связано с водами источников, имеющих температуру 20–25°C. Как правило, они разгружались в большие мочажины неправильной формы диаметром более 1.5–3 м (иногда до 10 м).

Наиболее низкой активностью ионов натрия (0.09 ммоль/л) отличается глазной аршан, который расположен в области выклинивания делювиального шлейфа осадочных пород со стороны Баргузинского хребта в озерно-аллювиальную равнину на самом краю болотного массива, куда

Таблица 1. Статистические оценки показателей состава вод возле дер. Кучигер по результатам отбора в июне 2018 и 2019 г.

Показатель воды *	Статистический показатель**							
	<i>n</i>	<i>min</i>	<i>Q1</i>	<i>med</i>	<i>Q3</i>	<i>max</i>	<i>M</i>	<i>s</i>
Общий массив данных 2018 и 2019 гг.								
<i>T</i> , °C	419	1.4	8.4	11.4	14.9	42.3	12.5	6.1
EC ₂₅ , дСм/м	423	0.165	0.579	0.733	1.184	22.48	1.334	2.231
pH	172	3.77	7.06	7.34	7.94	9.78	7.56	0.94
<i>a</i> _F , ммоль/л	158	0.01	0.38	0.62	0.86	6.61	0.75	0.80
<i>a</i> _{Cl} , ммоль/л	175	0.02	0.31	0.69	1.23	10.72	0.944	1.13
<i>a</i> _{Na} , ммоль/л	176	0.03	2.55	4.47	6.65	97.72	6.9	11.12
<i>a</i> _{Ca} , ммоль/л	157	0.00003	0.007	0.019	0.112	1.318	0.091	0.16
<i>a</i> _{Na} /√ <i>a</i> _{Ca}	118	0.04	6.52	21.88	37.91	141.25	26.89	24.86
lg(<i>a</i> _{Ca} * <i>a</i> _F ²)	118	−16.8	−11.56	−11.08	−10.72	−9.88	−11.25	0.96
ПА/ПР _{CaF₂}	118	0.001	0.068	0.206	0.467	3.268	0.469	1.172
Ручей Безымянный и р. Индихэн, 2018 и 2019 гг.								
<i>T</i> , °C	23	4.8	8.9	10.6	12.4	14.5	10.4	2.5
EC ₂₅ , дСм/м	23	0.165	0.306	0.335	0.354	0.378	0.323	0.049
pH	14	7.36	7.813	7.94	8.02	8.15	7.90	0.19
<i>a</i> _F , ммоль/л	13	0.01	0.04	0.07	0.08	0.40	0.11	0.12
<i>a</i> _{Cl} , ммоль/л	14	0.02	0.098	0.15	0.21	0.56	0.182	0.14
<i>a</i> _{Na} , ммоль/л	14	0.03	0.1	0.225	0.32	1.48	0.312	0.37
<i>a</i> _{Ca} , ммоль/л	13	0.0003	0.186	0.331	0.331	0.537	0.276	0.171
<i>a</i> _{Na} /√ <i>a</i> _{Ca}	10	0.04	0.10	0.34	0.46	0.73	0.32	0.23
lg(<i>a</i> _{Ca} * <i>a</i> _F ²)	10	−13	−12.31	−11.96	−11.798	−11.66	−12.12	0.43
ПА/ПР _{CaF₂}	10	0.002	0.012	0.027	0.04	0.054	0.026	0.018
Источники в восточной части болота, 2018 г.								
<i>T</i> , °C	22	9.3	19.4	21.5	32.2	42.3	25.7	9.4
EC ₂₅ , дСм/м	22	0.18	0.534	0.593	0.67	0.975	0.606	0.173
pH	21	7.21	7.51	9.26	9.57	9.75	8.67	1.02
<i>a</i> _F , ммоль/л	21	0.01	0.51	0.56	0.68	0.79	0.55	0.18
<i>a</i> _{Cl} , ммоль/л	21	0.03	0.43	0.69	1.29	2.63	0.96	0.79
<i>a</i> _{Na} , ммоль/л	21	0.09	2.63	3.55	3.8	6.76	3.42	1.36
<i>a</i> _{Ca} , ммоль/л	21	0.001	0.008	0.019	0.044	0.427	0.058	0.107
<i>a</i> _{Na} /√ <i>a</i> _{Ca}	19	0.13	23.69	30.55	44.26	74.99	33.01	19.85
lg(<i>a</i> _{Ca} * <i>a</i> _F ²)	19	−13.15	−11.775	−11.3	−10.9	−10.57	−11.422	0.643
ПА/ПР _{CaF₂}	19	0.002	0.044	0.124	0.312	0.667	0.186	0.184
Источники вдоль р. Индихэн, 2018 г.								
<i>T</i> , °C	7	8.6	9.6	12.1	15.8	19.5	13.0	4.1
EC ₂₅ , дСм/м	7	0.29	0.35	0.43	0.48	0.90	0.47	0.21
pH	7	7.50	7.70	7.90	7.93	8.30	7.85	0.26
<i>a</i> _F , ммоль/л	7	0.030	0.060	0.098	0.274	0.692	0.213	0.236
<i>a</i> _{Cl} , ммоль/л	7	0.07	0.16	0.20	0.39	0.52	0.27	0.18
<i>a</i> _{Na} , ммоль/л	7	0.03	0.24	0.87	1.41	4.57	1.25	1.58
<i>a</i> _{Ca} , ммоль/л	7	0.028	0.173	0.257	0.312	0.468	0.246	0.144
<i>a</i> _{Na} /√ <i>a</i> _{Ca}	7	0.05	0.46	1.68	6.36	10.47	3.69	4.48
lg(<i>a</i> _{Ca} * <i>a</i> _F ²)	7	−12.37	−12.04	−11.6	−11.36	−9.97	−11.534	0.819
ПА/ПР _{CaF₂}	7	0.011	0.029	0.062	0.124	2.657	0.433	0.982

Таблица 1. Окончание

Показатель воды *	Статистический показатель**							
	<i>n</i>	<i>min</i>	Q1	<i>med</i>	Q3	<i>max</i>	<i>M</i>	<i>s</i>
Болото, восточный участок, 2018 г.								
<i>T</i> , °C	64	8	13.5	16.0	18.3	24.9	15.8	3.5
EC ₂₅ , дСм/м	64	0.34	0.63	0.71	0.83	1.48	0.76	0.22
pH	64	6.47	6.99	7.14	7.37	9.45	7.30	0.57
<i>a</i> _F , ммоль/л	64	0.15	0.45	0.61	0.71	1.15	0.60	0.22
<i>a</i> _{Cl} , ммоль/л	64	0.05	0.27	0.46	0.75	1.17	0.49	0.30
<i>a</i> _{Na} , ммоль/л	64	0.72	3.09	4.37	5.31	10.23	4.48	2.02
<i>a</i> _{Ca} , ммоль/л	64	0.005	0.018	0.044	0.129	0.513	0.093	0.112
<i>a</i> _{Na} /√ <i>a</i> _{Ca}	64	1.26	11.65	21.75	37.58	91.2	26.13	18.6
lg(<i>a</i> _{Ca} * <i>a</i> _F ²)	64	−12	−11.095	−10.845	−10.558	−9.88	−10.838	0.401
ПА/ПР _{CaF₂}	64	0.025	0.199	0.354	0.687	3.268	0.53	0.53
Болото, западный участок, 2019 г.								
<i>T</i> , °C	251	2.7	7.5	9.3	12.0	31.6	10.3	4.5
EC ₂₅ , дСм/м	251	0.26	0.62	0.77	1.25	22.48	1.34	2.36
pH	39	6.10	7.01	7.28	7.63	9.15	7.34	0.62
<i>a</i> _F , ммоль/л	33	0.25	0.89	1.26	1.62	2.04	1.24	0.48
<i>a</i> _{Cl} , ммоль/л	39	0.22	1.06	1.32	1.62	5.89	1.58	1.05
<i>a</i> _{Na} , ммоль/л	39	0.79	4.42	5.50	10.12	97.72	10.64	16.55
Вогнутые поверхности на аллювиальной равнине, временно затопляемые после дождей								
<i>T</i> , °C	13	11.9	12.6	13.2	13.7	14.7	13.2	0.8
EC ₂₅ , дСм/м	13	0.71	1.32	4.64	6.20	15.55	4.80	4.22
Грунтовые воды, 2018 и 2019 гг.								
<i>T</i> , °C	11	1.4	6.65	10.5	16.3	19.8	10.791	5.991
EC ₂₅ , дСм/м	15	0.70	0.94	1.67	2.26	4.38	1.88	1.14
pH	21	4.13	6.86	7.43	8.94	9.78	7.57	1.37
<i>a</i> _F , ммоль/л	18	0.003	0.09	0.49	1.31	6.61	1.23	2.01
<i>a</i> _{Cl} , ммоль/л	24	0.18	0.66	1.09	1.84	10.72	1.70	2.14
<i>a</i> _{Na} , ммоль/л	25	0.62	5.62	7.59	13.49	54.95	13.17	14.23
<i>a</i> _{Ca} , ммоль/л	18	0.00007	0.006	0.010	0.021	1.32	0.09	0.31
<i>a</i> _{Na} /√ <i>a</i> _{Ca}	18	7.41	41.45	58.95	137.78	812.83	141.08	207.67
lg(<i>a</i> _{Ca} * <i>a</i> _F ²)	16	−16.80	−12.76	−11.76	−11.46	−10.62	−12.38	1.69
ПА/ПР _{CaF₂}	16	3.9E−07	0.005	0.045	0.087	0.595	0.093	0.149

* Показатели воды: *T*, °C – температура воды при отборе пробы; EC₂₅ – удельная электропроводность воды при 25°C, дСм/м; *a*_F – активность ионов F[−], ммоль/л; *a*_{Cl} – активность ионов Cl[−], ммоль/л; *a*_{Na} – активность ионов Na⁺, ммоль/л; *a*_{Ca} – активность ионов Ca²⁺, ммоль/л; lg(*a*_{Ca}**a*_F²) – логарифм произведения активностей (ПА) ионов кальция и фторида для оценки равновесия с флюоритом CaF₂; ПА/ПР_{CaF₂} – степень насыщенности раствора по флюориту (отношение произведения активностей к произведению растворимости при 25°C), ПР_{CaF₂} = 4.0335 × 10^{−11}.

** Статистические показатели: *n* – объем выборки; *min* – минимальное значение; Q1 – нижний квартиль (25%); *med* – медиана (50%); Q3 – верхний квартиль (75%); *max* – максимальное значение; *M* – среднее арифметическое; *s* – среднеквадратическое отклонение.

поступают пресные воды ручья, питающегося в горах.

Многие большие мочажины с грифонами, расположенные в болотном массиве ниже по течению ручья от глазного аршана, но выше зоны ос-

новной разгрузки горячих источников, имели *a*_{Na} в интервале 2.09–3.47 ммоль/л, т.е. соответствовали первым двум квартилям эмпирического распределения. Более высокие значения *a*_{Na} (3.55–6.76 ммоль/л) характерны для мочажин с грифо-

Таблица 2. Статистические оценки удельной электропроводности вод при 25°C (EC_{25} , дСм/м) в болотном массиве и ручье северо-западнее дер. Кучигер по результатам отбора в июне 2019 г.

Объект	Статистический показатель *							
	n	min	Q1	med	Q3	max	M	s
Общая	315	0.264	0.600	0.782	1.410	22.476	2.325	2.540
Профиль 1	42	0.357	0.457	0.591	0.684	2.439	0.648	0.353
Профиль 2	38	0.264	0.491	0.608	0.718	2.196	0.682	0.343
Профиль 3	36	0.437	0.642	0.712	0.813	1.868	0.768	0.250
Профиль 4	34	0.354	0.634	0.903	1.534	7.849	1.455	1.621
Профиль 5	24	0.492	0.819	1.379	2.523	15.552	2.702	3.379
Профиль 6	11	0.616	1.163	1.250	1.339	1.974	1.248	0.327
Профиль 7	12	0.730	0.783	0.799	0.986	1.215	0.889	0.175
Профиль 8	10	0.693	0.838	0.894	2.244	3.084	1.542	0.984
Профиль 9	13	1.160	1.955	2.025	3.058	5.602	2.534	1.182
Профиль 10	6	2.287	3.814	4.159	4.539	5.950	4.153	1.198
Профиль 11	12	0.815	1.280	1.872	7.971	22.476	6.697	8.785
Профиль 12	27	0.299	0.657	0.776	1.26	2.598	0.971	0.484
Большие мочажины профилей 1-11	28	0.371	0.530	0.684	2.943	11.615	2.281	2.905
Большие мочажины профилей 1-8	19	0.371	0.491	0.579	0.684	1.300	0.654	0.271
Большие мочажины профилей 10-11	9	1.248	4.510	6.015	6.402	11.615	5.717	2.959
Ручей	12	0.330	0.348	0.354	0.364	0.378	0.355	0.014

* Статистические показатели: n — объем выборки; min — минимальное значение; Q1 — нижний квартиль (25%); med — медиана (50%); Q3 — верхний квартиль (75%); max — максимальное значение; M — среднее арифметическое; s — среднеквадратическое отклонение.

нами, расположенными в болотном массиве в районе основной разгрузки горячих источников в радиусе около 100–150 м. В западной части болота, расположенной ниже по течению ручья Безымянного, значения a_{Na} в больших мочажинах с грифонами и сильным запахом сероводорода возрастали до 30–50 ммоль/л.

Активность Ca^{2+} (a_{Ca}) в изливающихся водах подземных источников чрезвычайно низкая. Она не превышала 0.43 ммоль/л и в 95% случаев имела значения менее 0.046 ммоль/л. Вместе с тем, в водах с нейтральной или слабощелочной реакцией среды (pH 7.2...8.1) наблюдали более высокие значения a_{Ca} (0.035...0.43 ммоль/л), в сильнощелочных водах (pH 8.9–9.7) — более низкие (0.001–0.018 ммоль/л). Последние значения удовлетворительно согласуются с литературными данными о концентрации ионов кальция (1–2 мг/л) в Кучигерских горячих источниках (Плюснин и др., 2013; Вилор и др., 2015).

Одной из особенностей Кучигерских термальных источников является повышенное содержание в них фтора — 10–12 мг/л (Плюснин и др., 2013; Чернявский и др., 2018). Измерение активности фторид-ионов (a_F) ионоселективным электродом показало, что a_F варьировал от 0.013 до 0.794 ммоль/л. С учетом коэффициента активно-

сти 0.9–0.91 это соответствовало концентрации фтора от 0.27 до 17.7 мг/л. Самое низкое значение a_F (0.013 ммоль/л) наблюдалось в глазном аршане, относительно низкие показатели a_F (0.25–0.38 ммоль/л) — в разных частях небольшого мелкого озера с сердечным аршаном. Остальные горячие (34–45°C) и теплые (20–25°C) источники характеризовались сравнительно узким диапазоном a_F (0.48–0.79 ммоль/л).

Использование ионоселективных электродов на Ca^{2+} и F^- позволило оценить произведение активностей ($PA = a_{Ca}a_F^2$) и степень насыщенности вод по флюориту PA/PR_{CaF_2} , где $PR_{CaF_2} = 4 \times 10^{-11}$ — произведение растворимости CaF_2 (Замана, 2014; Замана, Аскарлов, 2018). Значения PA/PR_{CaF_2} в водах горячих и теплых источников в болоте варьировали от 0.002 до 0.667, т.е. воды исследованных источников не насыщены по флюориту.

Источники вдоль р. Индихэн заметно отличались от рассмотренных выше источников в Кучигерском болотном массиве. Они изливаются на высоте 0.1–0.5 м относительно уровня воды в реке из сравнительно высокого (2–3 м) берега узкой долины р. Индихэн, резко прорезающей озерно-аллювиальную равнину. В большинстве точек отбора для них характерен запах выделяющегося се-

ководорода, также, как и в болотном массиве, но температура их не превышала 20–25°C.

Удельная электропроводность EC_{25} изменялась от 0.29 до 0.90 дСм/м. Эмпирическое распределение EC_{25} источников вдоль Индихэна немного смещено в сторону больших значений по сравнению с источниками в восточной части болотного массива, расположенной приблизительно на той же абсолютной высоте. На этом фоне эмпирическое распределение a_{Na} , наоборот, сдвинуто в область более низких значений (табл. 1), причем в 75% случаев $a_{Na} < 1.4$ ммоль/л.

Воды имеют нейтральную или слабощелочную реакцию среды (7.5–8.3). По этой причине a_{Ca} в большинстве случаев варьирует в диапазоне 0.17–0.47 ммоль/л. Распределение фторидов (a_F) смещено в сторону меньших значений с медианой 0.06 и максимумом 0.69 ммоль/л по сравнению с распределением источников в болоте. Большинство вод также не насыщены по флюориту ($ПА/ПР_{CaF_2} < 0.18$) за исключением одного источника, в котором наблюдали сильную перенасыщенность по флюориту ($ПА/ПР_{CaF_2} = 2.65$). На месте этого источника на поверхности высокого берега р. Индихэн образовалась воронка глубиной 0.6 м и диаметром 5–6 м, в днище которой сочилась вода. С юга край воронки подмыт рекой, так что часть воды стекала в реку с высоты около 2 м.

Поверхностные воды Кучигерского болотного массива исследованы на основе площадного отбора проб по нерегулярной сетке в восточной части (июнь 2018 г.) и серии поперечных профилей-трансект в западной части (июнь 2019 г.) относительно положения горячих Кучигерских источников. Пробы воды брали из мочажин между торфяными кочками. Чаще всего размеры мочажин варьировали в интервале 30–50 см, глубина свободной воды составляла от 3–5 до 10–15 см. В редких случаях в краевой части болота воду выдавливали нажатием ноги на поверхность торфа в углублении между кочками. Растительные торфяные кочки обычно имели высоту 10–15 см и диаметр 30–40 см, хотя на некоторых участках болота их высота достигала 30–50 см и диаметр до 60 см. Поскольку отбор проб воды на болоте производили утром с 6 до 9 ч температура воды в мелких мочажинах изменялась от 4 до 15–17°C. Только большие мочажины с активными грифонами выделялись более высокой температурой (>20°C) за счет поступления теплых и горячих подземных вод (рис. 2а).

Эмпирические распределения pH вод обеих частей болотного массива смещены в область более низких значений по сравнению с распределением pH для теплых и горячих источников (табл. 1). Большая часть вод в малых мочажинах имели нейтральную или слабощелочную реакцию среды. В западной части болотного массива на про-

филе 8 встретились две пробы со слабокислой реакцией (pH 6.1–6.2). Сильнощелочная реакция (8.6–9.45) обнаружена в 6 пробах, в том числе в четырех в восточной части и в двух в западной. На карте пространственного распространения величины pH основные очаги с pH > 8.5 в восточной части болотного массива соответствовали местам излияния теплых и горячих подземных источников (рис. 2б).

Статистические распределения EC_{25} вод болотного массива сдвинуты в область более высоких значений относительно распределения теплых и горячих источников (табл. 1, 2). Причем в восточной части такой сдвиг распределения небольшой, а в западной – существенно более заметный, особенно на профилях 5, 6 и 9–11 (табл. 2). Это означает, что в болотных водах постепенно повышалось общее содержание растворимых солей, очевидно, за счет частичного испарения в условиях замедленного бокового оттока.

Пространственное распределение в восточной части болотного массива имело очаговый характер с тенденцией увеличения значений EC_{25} возле краев болота до 1–1.2 дСм/м (рис. 2б). В западной части болота, которая расположена ниже по течению ручья относительно горячих Кучигерских источников, также отмечалась тенденция увеличения EC_{25} на обоих краях болота. Вместе с тем, на южном крае со стороны аллювиальной равнины она выражена сильнее, чем на северном крае со стороны делювиального подгорного шлейфа (рис. 3 $EC = f(\text{расстояния})$). На этом фоне более 40% случаев представлены $EC_{25} > 1$ дСм/м внутри основного массива.

Используя непараметрические показатели эмпирических распределений значений EC_{25} , установлены тенденции изменения общего содержания растворимых солей в болотных водах (рис. 4). В направлении общего уклона местности от лесного массива, из которого вытекает ручей Безымянный, впадающий в болото, далее через область основной разгрузки горячих Кучигерских источников, расположенной на расстоянии 200–300 м от начала (наиболее высокой части) болота, и еще дальше вниз по течению ручья, отмечалось увеличение значений электропроводности. Отдельное внимание обращают заметно пониженные значения всех показателей на расстоянии 800–900 м от начала (гипсометрически высшей части) болота, которые нарушают общую тенденцию. На космическом снимке эта область соответствует изгибу ручья, связанному с более сильно выдвинутым делювиальным подгорным шлейфом. В результате в болотном массиве получается своеобразное сужение, в котором, по-видимому, чаще обновляются воды. Далее в сторону центра Улонханской впадины с большим числом озер, EC_{25} болотных вод еще сильнее увеличивается,

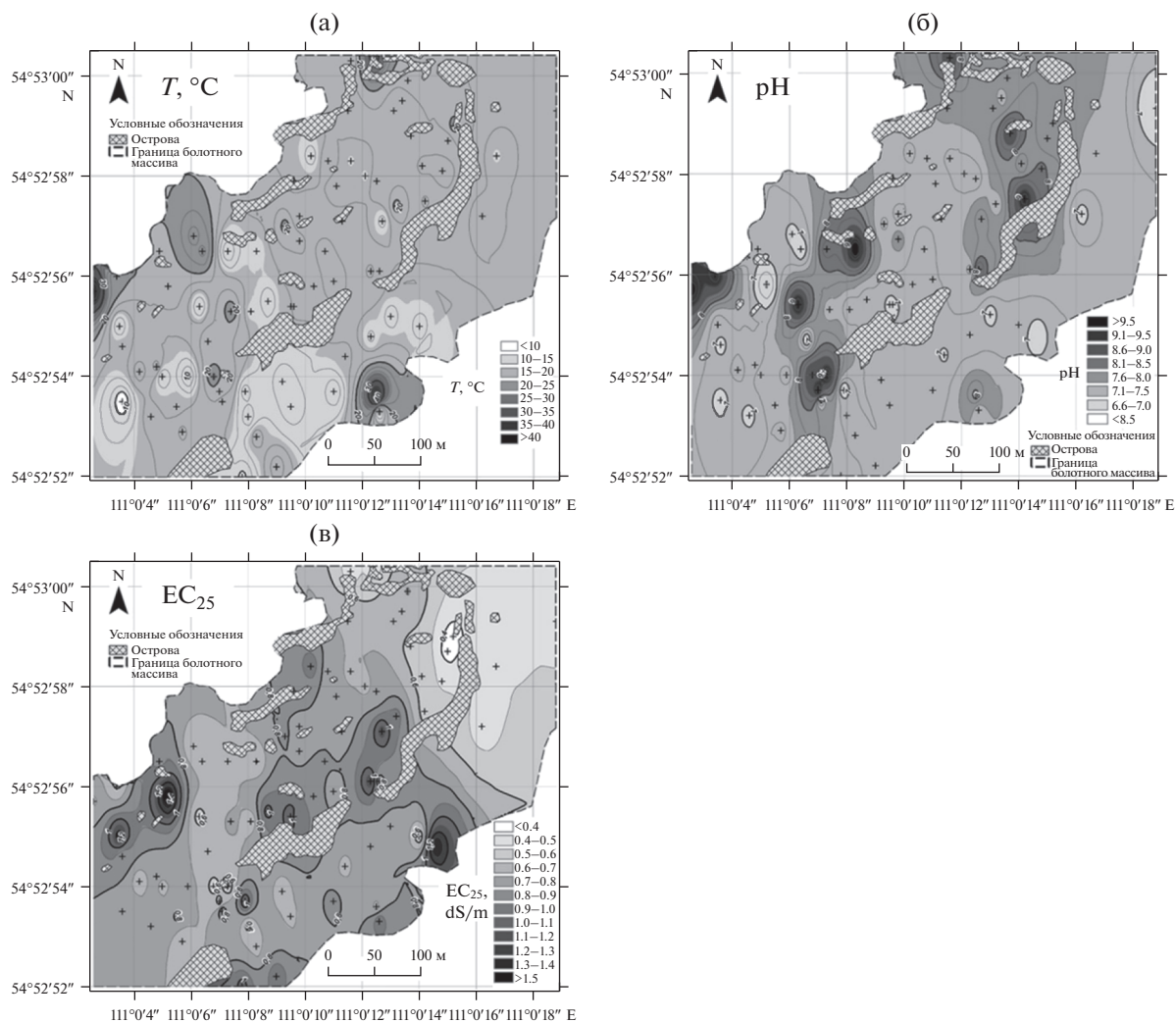


Рис. 2. Площадное распределение температуры (а), pH (б) и EC_{25} (в) вод восточной части Кучигерского болотного массива.

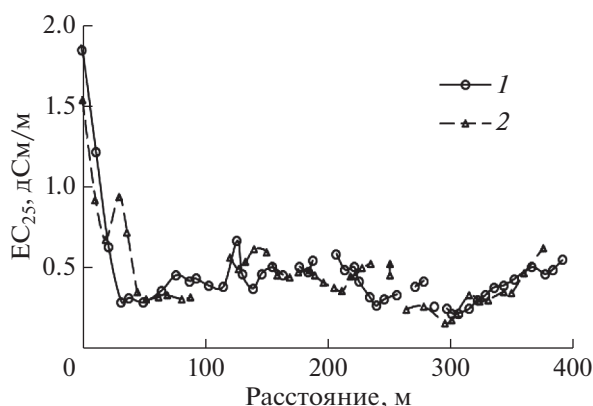


Рис. 3. Изменение удельной электропроводности болотных вод EC_{25} вдоль поперечных профилей (2 выборочных примера) через болотный массив. Направление профилей — с юго-востока от аллювиальной равнины (0 м) на северо-запад к делювиальному подгорному шлейфу (около 400 м). Разрывы на кривых соответствуют островам в болотном массиве.

составляя более 4–5 дСм/м в 50% случаев. Это способствует накоплению легкорастворимых солей в болотных почвах с образованием солевых корочек на поверхности кочек.

Пространственное распределение a_{Na} (рис. 5а) аналогично распределению EC_{25} за счет преобладания натрия в составе катионов и высокой связи между EC_{25} и a_{Na} : $EC_{25} = 0.2378 + 0.13a_{Na}$, $n = 122$, $R^2 = 0.79$, $F = 550$, оба коэффициента регрессии значимы. Наименьшие значения a_{Na} наблюдались в самом начале болотного массива на востоке, куда периодически поступают воды поверхностного стока со склонов Баргузинского хребта. Далее в юго-западном направлении общего уклона местности, составляющего около 0.005, характерно пятнистое (очаговое) распределение величин a_{Na} с локальными максимумами, расположенными поблизости от берега аллювиальной равнины или выпуклых островов в болотном массиве (рис. 5а).

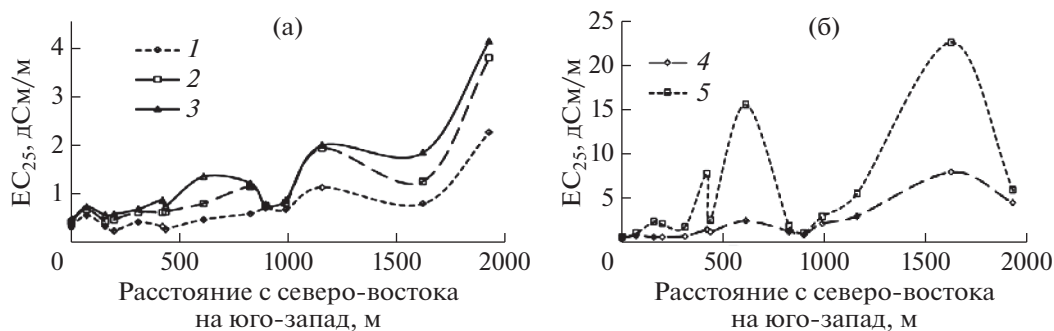


Рис. 4. Изменение минимума (1), нижнего квартиля (2), медианы (3), верхнего квартиля (4) и максимума (5) удельной электропроводности EC_{25} в водах болотного массива в направлении общего уклона местности от верховьев на северо-востоке вниз по течению ручья. Горячие Кучигерские источники расположены на отрезке от 200 до 300 м.

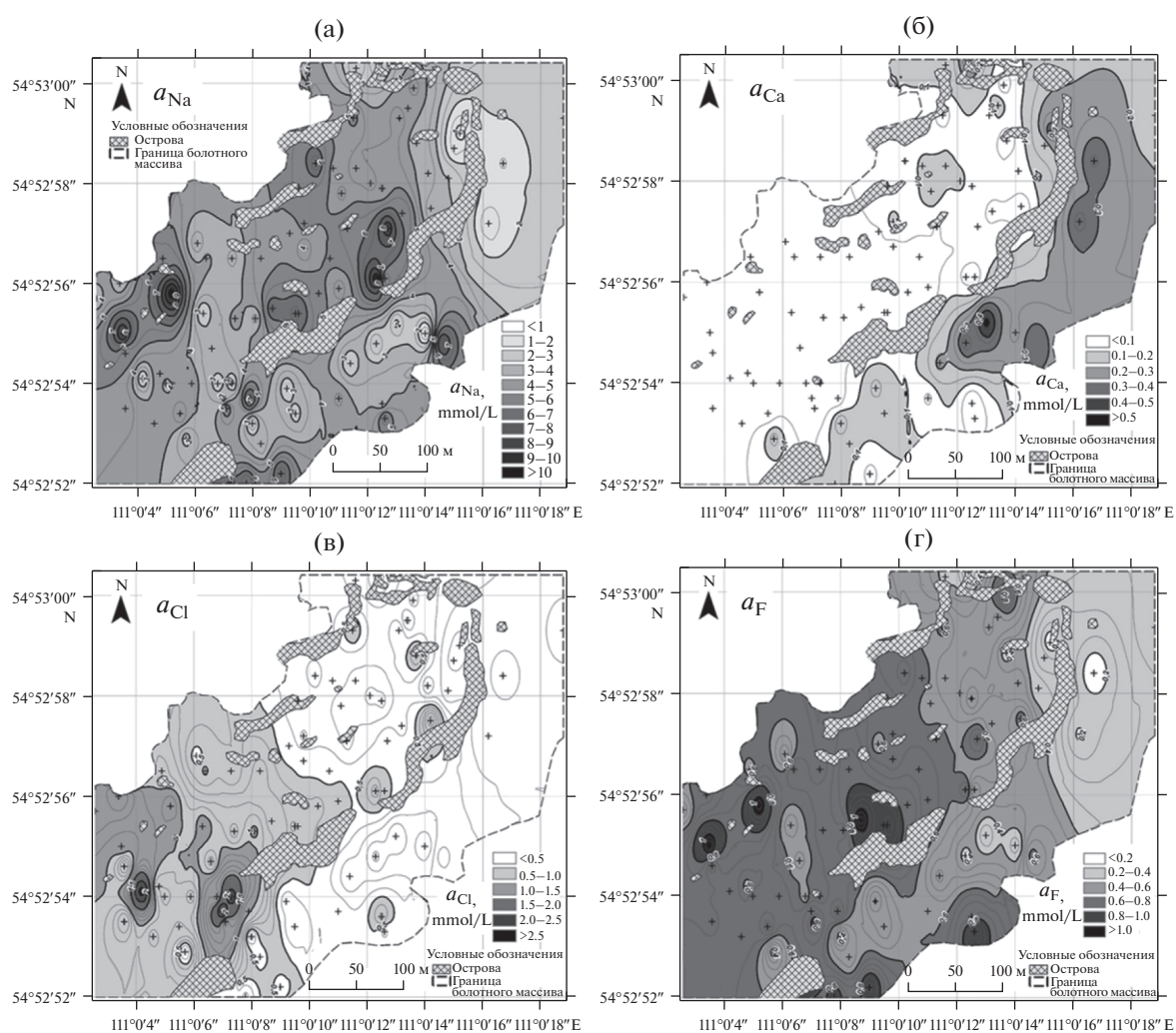


Рис. 5. Площадное распределение активности ионов натрия (a_{Na}) (а), кальция (a_{Ca}) (б), хлорид-ионов (a_{Cl}) (в) и фторид-ионов (a_F) (г) в восточной части Кучигерского болотного массива.

Картина распределения активности хлоридов (рис. 5в) и фторидов (рис. 5г) в болоте в общих чертах похожа на таковую для EC_{25} и a_{Na} . Наименьшие значения a_{Cl} и a_F отмечались в самой восточной ча-

сти массива, средние значения — в области основной разгрузки горячих Кучигерских источников, и наибольшие значения — ближе к береговой линии болота с аллювиальной равниной или с островами.

Воды, временно застаивающиеся в вогнутых поверхностях аллювиальной равнины после обильных дождей, отличались более высокими значениями удельной электропроводности. В 75% случаев EC_{25} варьировало в диапазоне 1.32–6.20 дСм/м. Это связано с растворением дождевыми водами солевой корки, появившейся на поверхности почвы особенно обильно на выпуклых элементах микрорельефа в засушливый период в условиях капиллярной подпитки растворами от близко расположенных (0.8–1.5 м) грунтовых вод. После высыхания обширных луж, на кочках и на поверхности микродолин между ними вновь кристаллизуются светлые солевые корочки. По нашим данным и данным (Вилор и др., 2015), кристаллы солей представлены мирабиллитом. На космическом снимке (рис. 1), сделанном в сухой период, отчетливо видны белые ареалы, поверхность которых покрыта тонкими солевыми корками.

Грунтовые воды, вскрытые в местах заложения почвенных разрезов на аллювиальной равнине и некоторых островах в болотном массиве, характеризовались наибольшим варьированием большинства измеренных показателей (табл. 1).

Реакция среды изменялась от сильноокислой (pH 4.13) до сильнощелочной (pH 9.78). Это обусловлено разнообразием окислительно-восстановительных условий и накоплением пирита в аллювиальных отложениях под болотом и на равнине. Пирит в исследованных объектах образовался в восстановительных сильнощелочных условиях при выделении сероводорода в результате сульфатредукции. При окислении пирита происходит образование серной кислоты, что вызывает заметное понижение pH (Acid sulphate soils, 1973).

70% исследованных проб грунтовых вод имели $EC_{25} > 1$ дСм/м, т.е., как правило, содержали больше растворимых солей, чем изливающиеся подземные и болотные воды. Эта тенденция сопровождалась увеличением доли проб с $a_{Na} > 5$ ммоль/л (80%) и $a_{Cl} > 1$ ммоль/л (50%). Измерение активностей Ca^{2+} и F^{-} показало, что грунтовые воды не насыщены по флюориту ($ПА/ПР_{CaF_2} < 0.6$).

ВЫВОДЫ

1. Удельная электропроводность в водах р. Индихэн и ручья Безымянного, являющегося его притоком, после поступления в них подземных термальных вод возле дер. Кучигер увеличивается приблизительно в 2 раза с 0.17–0.2 до 0.32–0.39 дСм/м. При этом в составе речной воды резко увеличивается активность ионов натрия с 0.01 ммоль/л в горной части течения до 0.2–1.5 ммоль/л ниже области разгрузки гидротерм.

2. Возле дер. Кучигер помимо горячих (30–45°C) родников, которые используются в бальнеологических целях, существует большое число теплых и холодных источников (грифонов) подземных вод. Основная их часть разбросана по территории болотного массива, где обнаружено 44 источника, остальные — вдоль р. Индихэн (7 источников). В болотном массиве над источниками подземных вод сформированы большие (размер > 1.5 м) мочажины, дно которых покрыто бактериальным матом разного цвета, прорванным в разных местах воронками выхода вод и газов.

3. Горячие родники имеют узкий диапазон изменения состава: EC_{25} 0.5–0.7 дСм/м, pH 9.5–9.8, a_{Na} 3.55–4.47 ммоль/л, a_{Ca} 0.008–0.019 ммоль/л, a_{Cl} 0.7–1.9 ммоль/л, a_F 0.48–0.79 ммоль/л, и не насыщены по флюориту ($ПА/ПР_{CaF_2}$ 0.07–0.22). Для теплых и холодных источников характерен более широкий диапазон изменения измеренных показателей воды, отражающий их разнообразие.

4. Эмпирические статистические распределения EC_{25} и активностей измеренных ионов различны для источников подземных вод и болотных вод не могут быть аппроксимированы нормальным или логнормальным законом распределения. Для их характеристики использованы непараметрические показатели.

5. Пространственное распределение показателей поверхностных вод в Кучигерском болотном массиве, в который поступают подземные воды, имеет три особенности. Первая из них — пятнистый характер распределения в связи с неравномерным расположением грифонов и, по-видимому, степени проточности болотных вод. Вторая особенность — тенденция постепенного увеличения основных статистических непараметрических показателей EC_{25} , a_{Na} , a_{Cl} , a_F и, наоборот, уменьшение таковых a_{Ca} в направлении сверху вниз по общему уклону местности за счет поступления ультрапресных вод поверхностного стока со склонов Баргузинского хребта, их смешения с изливающимися подземными водами и постепенного упаривания болотных вод в условиях замедленного их движения. Третья особенность — тенденция увеличения EC_{25} , a_{Na} , a_{Cl} , a_F возле береговой линии болота на контакте с аллювиальной равниной (на юге) и островами в самом болотном массиве.

Работа выполнена по теме бюджетного проекта № АААА–А17–117011810038–7 и финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-04-00454 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агрохимические методы исследования почв (1975) М.: Наука, 656 с.
Аринушкина Е.В. (1970) Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 487 с.

- Ахманов Г.Г., Хлыстов О.М., Соловьева М.А., Ефремов В.Н., Видищева О.Н., Машини А., Кудаев А.А., Буланова И.А., Барымова А.А., Гордеев Е.К., Деленгов М.Т., Егошина Е.Д., Сорокоумова Я.В., Понимаскин П.О. (2018) Открытие новой гидратоносной структуры на дне Байкала. *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология*. (5), 111–116.
- Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. (1968) Азотные термы СССР. М.: Геоминвод, 120 с.
- Басков Е.А., Суриков С.Н. (1989) *Гидротермы Земли*. Л.: Недра, 243 с
- Вилор Н.В., Андрулайтис Л.Д., Зарубина О.В., Данилов Б.С. (2015) Геохимия сейсмоактивных региональных разломов (Байкальская рифтовая зона, Восточная Сибирь). *Геохимия* (1), 64–82.
- Vilor N.V., Andrulaitis L.D., Zarubina O.V., Danilov B.S. (2015) Geochemistry of Seismoactive Regional Faults: Baikal Rift Zone, East Siberia. *Geochem. Int.* 53(1), 60–77.
- Геннадиев А.Н., Гептнер А.Р., Жидкин А.П., Чернянский С.С., Пиковский Ю.И. (2007) Экзотемпературные и эндотемпературные почвы Исландии. *Почвоведение* (6), 661–675.
- Гольфарб И.Л. (1996) Влияние гидротермальной деятельности на условия формирования и морфологический облик почв (на примере основных гидротермальных систем Камчатки). *Почвоведение* (12), 1413–1419.
- Гольфарб И.Л. (2005) Влияние гидротермального процесса на почвообразование (на примере Камчатки). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 25 с.
- Дзюба А.А., Кулагина Н.В., Абидаева Т.И., Черных А.Л. (2002) Минеральные озера Баргузинско-Чивыркуйского перешейка. *География и природные ресурсы* (2), 61–67.
- Дмитриев Е.А. (1995) *Математическая статистика в почвоведении*. М.: Изд-во МГУ, 320 с.
- Жамбалова А.Д. (2018) Засоленные почвы зон разломов Кучигерских гидротерм и их геохимические особенности. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Улан-Удэ, 22 с.
- Завадская А.В., Семенов И.Н., Крупская В.В., Закусин С.В., Паничева Д.М. (2017) Трансформация почвенного и растительного покровов термальных экосистем под действием температурного фактора (на примере длины реки Гейзерной, Кроноцкий заповедник). *Труды Кроноцкого гос. природного заповедника* 5, 26–39.
- Замана Л.В. (1988) *Мерзлотно-гидрогеологические и мелiorативные условия Баргузинской впадины*. Новосибирск: Наука, 126 с.
- Замана Л.В. (2014) Гидрохимия минерального источника Ута-Булаг (Западное Забайкалье). *Вода: химия и экология* (11), 3–9.
- Замана Л.В. (1992) Гидрогеохимические аномалии фтора в Забайкалье. *Геохимия* (2), 228–237.
- Замана Л.В. (1990) Фторидные воды Забайкалья. *ДАН СССР* 315 (5), 1230–1233.
- Замана Л.В., Аскарлов Ш.А. (2018) Минеральные равновесия азотных терм Баунтовской группы и минералообразование в их цианобактериальных матах (Байкальская рифтовая зона). *Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами Материалы третьей Всероссийской научной конференции с международным участием* (Под ред. Замана Л.В., Шварцев С.Л.). Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 406–410. <https://doi.org/10.31554/978-5-7925-0536-0-2018-406-410>
- Исаев В.П. (2006) Природные газы Баргузинской впадины. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 220 с.
- Исаев В.П. (2016) Перспективы нефтегазоносности межгорных впадин Бурятии. Новосибирск: Академическое изд-во “ГЕО”, 165 с.
- Калмычков Г.В., Егоров А.В., Кузьмин М.И., Хлыстов О.М. (2006) Генетические типы метана озера Байкал. *ДАН*. 4146 (6), 1462–1465.
- Касимов Н.С. (1980) Геохимия ландшафтов зон разломов (на примере Казахстана). М.: Изд-во Моск. ун-та, 119 с.
- Клещева Е.А. (2010) Индикационные особенности растений юга Сибири по отношению к фактору увлажнения почвы. *Экология* (6), 425–431.
- Конторович А.Э., Каширцев В.А., Москвин В.И., Бурштейн Л.М., Земская Т.И., Костырева Е.А., Калмычков Г.В., Хлыстов О.М. (2007) Нефтегазоносность отложений озера Байкал. *Геология и геофизика* 48 (12), 1346–1456.
- Корнблюм Э.А., Михайлов И.С., Ногина Н.А., Таргульян В.О. (1982) Базовые шкалы свойств морфологических элементов почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 55 с.
- Костюг Д.Н., Геннадиев А.Н. (2014) Почвы и почвенный покров долины гейзеров *Почвоведение* (6), 643–653.
- Кузьмин М.И., Калмычков Г.В., Гелетий В.Ф., Гнилуша В.А., Горегляд А.В., Хахаев Б.Н., Певзнер Л.А., Кавай Т., Йошида Н., Дучков А.Д., Пономарчук В.А., Конторович А.Э., Бажин Н.М., Махов Г.А., Дядин Ю.А., Кузнецов Ф.А., Ларионов Э.Г., Манакон А.Ю., Смоляков Б.С., Мандельбаум М.М., Железняков Н.К. (1998) Первая находка газогидратов в осадочной толще озера Байкала. *ДАН* 362 (4), 541–543.
- Логачев Н.А. (2003) История и геодинамика Байкальского рифта. *Геология и геофизика*. 44 5), 391–406.
- Ломоносов И.С. (1974.) *Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны*. Новосибирск: Наука, 168 с.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведрова Н.Н. (2009) Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 316 с.
- Лысак С.В. (2002) Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири. *Геология и геофизика* 43(8), 791–803.
- Лысак С.В. (1988) *Тепловой поток континентальных рифтовых зон*. Новосибирск: Наука, 200 с.
- Малышев Л.И. (1984) *Особенности и генезис флоры Сибири (Предбайкалье и Забайкалье)*. Новосибирск: Наука, 264 с.
- Методы изучения лесных сообществ (2002) СПб.: НИИХимии СПбГУ, 240 с.
- Найданов Б.Б., Бадмаева Н.К., Аненхонов О.А., Пыхалова Т.Д. (2010) Галофитная растительность Западного Забайкалья: Флора и синтаксономия. *Растительный мир Азиатской России*. 2(6). 66–72.
- Намсараев Б.Б., Бархутова Д.Д., Данилова Э.В., Брянская А.В., Бурюхаев С.П., Гармаев Е.Ж., Горленко В.М., Дагурова О.П., Дамбаев В.Б., Зайцева С.В., Замана Л.В.,

- Хахинов В.В., Татаринов А.В. (2011) Геохимическая деятельность микроорганизмов Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 302 с.
- Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. (2013) Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны. *Геология и геофизика* (5), 647-664.
- Полевой определитель почв России (2008). М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 182 с.
- Почвы Баргузинской котловины* (1983). Новосибирск: Наука, 270 с.
- Плюснин А.М. (2015) Минеральные и термальные воды Байкальской рифтовой зоны: геологические условия формирования, химический и изотопный состав. *Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Материалы 2-ой Всеросс. научн. конф. с междунар. участием, 6–11 сентября 2015 г.* Владивосток: Дальнаука, 83–90.
- Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., Чернявский М.К. (2013) Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны. *Геология и геофизика* (5), 647-664.
- Разумова В.Н. (1977) *Древние коры выветривания и гидротермальный процесс*. М.: Наука, 156 с.
- Самкова Т.Ю., Рылова С.А., Кляпицкий Е.С. (2016) Пространственная неоднородность термального поля и ее отражение в структуре растительного покрова юго-восточного участка Больше-Банного месторождения (Южная Камчатка). *Вестник Краунц. Науки о Земле* 3 (31), 18-27.
- Семенков И.Н., Завадская А.В., Крупская В.В., Закусин С.В., Клинк Г.В., Паничева Д.М. (2017) Трансформация почвенного и растительного покрова в местах разгрузки гидротермальных вод долины реки Гейзерной (Кроноцкий государственный заповедник). *Почвоведение: горизонты будущего: Материалы докл. первой открытой конф. молодых ученых, посвященной 90-летию института* (Под. ред. Козлова Д.Н.), М.: Почвенный институт В.В. Докучаева, 24-28.
- Серебряков И.Г. (1962) *Экологическая морфология растений. Жизненные формы покрытосеменных и хвойных*. М.: Высш. школа, 377 с.
- Серебряков И.Г. (1964) Жизненные формы высших растений и их изучение. *Полевая геоботаника*. 3. 146-205.
- Солнцева Н.П., Гольдфарб И.Л. (1994) Геохимические особенности ландшафтов современных парогидротермальных месторождений Камчатки (на примере Паужетского месторождения). *Вестник Московского университета. Серия 5. География* (2), 65-73.
- Татаринов А.В., Яловик Л.И., Канакин С.В. (2016) Особенности формирования и минеральные ассоциации литокомплексов грязевых вулканов на юге Восточной Сибири. *Вулканология и сейсмология*. (4), 34-49.
- Толмачев А.И. (1974) Введение в географию растений. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 244 с.
- Трошин Ю.П., Ломоносов И.С. (2005) Химический состав и условия формирования современных гидротерм центральной части Байкальской рифтовой зоны. *География и природные ресурсы* (2), 39-46.
- Трошин Ю.П., Ломоносов И.С., Брюханова Н.Н. (2008) Условия формирования рудно-геохимической специализации современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. *Геология и геофизика* 49(3), 226-234.
- Убугунов В.Л., Хитров Н.Б., Убугунова В.И., Жамбалова А.Д., Рупышев Ю.А., Аюшина Т.А., Парамонова А.Е., Цыремпилов Э.Г., Насатуева Ц.Н. (2018) Эндогенный фактор и морфогенетическое строение почв в зоне влияния Кучигерских гидротерм (Байкальская рифтовая зона, север Баргузинской котловины). *Природа внутренней Азии. Nature of Inner Asia* (4), 54-72.
- Убугунов В.Л., Хитров Н.Б., Чижикова Н.П., Убугунова В.И., Варламов Е.Б., Жамбалова А.Д., Четченко Е.С. (2018) Свойства и минералогический состав темногумусовой квазиглеевой солончаковой солонцеватой криотурбированной мерзлотной почвы Баргузинской котловины (Бурятия). *Бюллетень Почвенного института им. В.В. Докучаева* (91), 62-94.
- Убугунов В.Л., Убугунова В.И., Чижикова Н.П., Варламов Е.Б., Хитров Н.Б., Жамбалова А.Д. (2017) Солонцы зон тектонических разломов севера Баргузинской котловины (Бурятия, Россия). *Природа Внутренней Азии. Nature of Inner Asia* 2(3), 38-48.
- Ульзетуева И.Д., Хахинов В.В. (2011) Гидрохимическая характеристика минеральных источников Юго-Западного Забайкалья. *Водные ресурсы* 38(5), 585-592.
- Ульзетуева И.Д., Хахинов В.В., Будаева В.С., Ванжилов А.Ю. (2015) Исследование минеральных источников кремнистого состава Баргузинской долины. *Вестник БГУ* (3), 70-72.
- Функционирование субарктической гидротермальной экосистемы в зимний период (2011) (Под ред. Боголицына К.Г., Болотова И.Н.), Екатеринбург: УрО РАН, 252 с.
- Хитров Н.Б., Убугунов В.Л., Убугунова В.И., Рупышев Ю.А., Аюшина Т.А., Жамбалова А.Д., Цыремпилов Э.Г., Парамонова А.Е., Насатуева Ц.Н. (2019) Морфологическое строение почв в ближайшей зоне влияния Кучигерских гидротерм (Баргузинская котловина). *Почвоведение* (12), 1430-1453.
- Хлыстов О.М. (2006) Новые находки газовых гидратов в донных осадках озера Байкал. *Геология и Геофизика* 47(8), 979-981.
- Хлыстов О.М., Минами Х., Хакикубо А., Ямашита С., Батист М. Де, Наудс Л., Хабуев А.В., Ченский А.Г., Губин Н.А., Воробьева С.С. (2017) Возраст грязевулканической брекчии вулканов Академического хребта озера Байкала. *Геодинамика и тектонофизика* 8 (4), 923-932.
- Чернявский М.К. (2006) Геоэкологические особенности термальных источников Баргузинского Прибайкалья и использование их в бальнеологических целях. Автореф. дис. ... канд. географ. наук. Улан-Удэ, 22 с.
- Чернявский М.К., Плюснин А.М., Дорошкевич С.Г., Будаев Р.Ц. (2018) Рекреационно-бальнеологические особенности северо-восточной части Баргузинской котловины. *География и природные ресурсы* (2), 63-72. Шварцев С.Л. (1998) *Гидрогеохимия зоны гипергенеза*. М., Недра, 666 с.
- Шварцев С.Л., Замана Л.В., Плюснин А.М., Токаренко О.Г. (2015) Равновесие азотных терм Байкальской рифтовой зоны с минералами водовмещающих пород как основа для выявления механизмов их формирования. *Геохимия* (8), 720-733.

- Shvartsev S.L., Zamana L.V., Plyusnin A.M., Tokarenko O.G. (2015) Equilibrium of nitrogen-rich spring waters of the Baikal rift zone with host rock minerals as a basis for determining mechanisms of their formation. *Geochem. Int.* **53**(8), 713-725.
- Шеляг-Сосонко Ю.Р. (1978) Очерк флоры и растительности Ялтинского горно-лесного государственного заповедника. *Ботанический журнал* **63**(10), 1430-1439.
- Эллис А.Дж. (1982) *Исследованные геотермальные системы. Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М.: Мир, 497-534.
- Юрцев Б.А. (1968) *Флора Сунтар-Хаята: проблемы истории высокогорных ландшафтов северо-востока Сибири*. Л.: Наука, 235 с.
- Acid sulphate soils. (1973) *Proceedings of the International symposium on acid sulphate soils. 13-20 August, 1972, Wageningen, The Netherlands*. International Institute for land reclamation and improvement, **45**, 295 p.
- Armstrong D.C. (1995) Acid sulphate alteration in a magmatic hydrothermal environment, Barton Peninsula, King George Island, Antarctica. *Mineralogical Magazine* (59), 429-441.
- Bockheim J.G., Ballard T.M. (1975) Hydrothermal soils of the crater of Mt. Baker. *Soil Sci. Soc. Am. Proc* **39**, 997-1001.
- Bragin I.V., Chelnokov G.A., Chudaev O.V. (2016) Geochemistry of thermal waters of continental margin of far east of Russia. *Acta Geol. Sinica* **90**(1), 276-284.
- Burns B. (1997) Vegetation change along a geothermal stress gradient at the Te Kopia steamfield. *Royal Soc. New Zealand* **27**, 279-293.
- Byrdina S., Grandis H., Sumintadireja P., Caudron C., Syahbana D.K., Naffrechoux E., Gunawan H., Suantika G., Vandemeulebrouck J. (2018) Structure of the acid hydrothermal system of Papandayan volcano, Indonesia, investigated by geophysical methods. *Volcanology Geothermal* **358**, 77-86.
- De Batist M., Klerkx J., Van Rensbergen P., Vanneste M., Poort J., Golmshtok A., Kremlev A., Khlystov O., Krinitsky P. (2002) Active Hydrate Destabilisation in Lake Baikal, Siberia? *Terra Nova*. **14**(6), 436-442.
- Chelnokov G., Bragin I., Kharitonova N., Chelnokova B. (2015) Hydrochemistry of low-temperature thermal water of Primorye region (Russia) and environmental implications. *Water Res. and Hydraulic Engineering* **3**, 95-98.
- Cross D. (1963) Soils and geology of some hydrothermal eruptions in the Waiotapu District. *New Zealand J. Geol. Geoph.* **6**, 70-87.
- Guidelines for soil description* (2006) Fourth edition. FAO. Rome, 97 p.
- Gwynn M., Allis R., Hardwick C., Hill J., Moore J.A. (2016) New Look at the Thermal Regime Around Roosevelt Hot Springs, Utah. *GRC Transactions* **40**, 551-558.
- Helvachi C. (2004) Hydrogeochemical and hydrogeological integration of thermal waters in the Emet area (Kutahya, Turkey). *Appl. Geochem* **1**, 105-118.
- IUSS Working Group WRB. 2015. *World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106*. FAO, Rome. 192 p.
- Khlystov O.M., De Batist M., Shoji H., Hachikubo A., Nishio S., Naudts L. (2013) Gas hydrate of Lake Baikal: Discovery and varieties. *Asian Earth Sci.* **62**, 162-166.
- Lloyd E.F. (1959) The hot springs and hydrothermal eruptions of Waiotapu. *New Zealand J. Geol. Geoph.* **2**- 141-176.
- Maussen K., Villacorte E., Rebadulla R.R., Maximo R.P., Debaille V., Bornas Ma.A., Bernard A. (2018) Geochemical characterization of Taal volcano-hydrothermal system and temporal evolution during continued phases of unrest (1991-2017). *Volcanology Geothermal Res* **352**, 38-54.
- Neale C.M.U., Jaworowski C., Heasler H., Sivarajan S., Masih A. (2016) Hydrothermal monitoring in Yellowstone National Park using airborne thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing Environ* **184**, 628-644.
- Pimenov N.V., Pimenov G.V., Kalmychikov M.B. Viryasov (2014) Microbial oxidation of methane in the sediments of central and southern Baikal. *Microbiology* **83** (6), 773-781.
- Rodman A.W., Shovic H.F., Thoma D. (1996) Soils of Yellowstone National Park. Yellowstone Center for Resources, Yellowstone National Park, Wyoming, YCR-NRSR-96-2. 324.
- Schoen R., White D.E., Hemley J.J. (1974) Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada. *Clays and Clay Minerals* **22**, 1-22.
- Stoffregen R. (1987) Genesis of Acid-Sulfate Alteration and Au-Cu-Ag Mineralization at Summitville. *Colorado. Economic Geology* **82**, 1575-1591.
- Trettin C.C., Bartelli L.J. (1982) Characterization of Soils in Yellowstone National Park. *University of Wyoming National Park Service Research Center Annual Report* **6** (25), 133-136.
- Van Rensbergen P., De Batist M., Klerkx J., Hus R., Poort J., Vanneste M., Granin N., Khlystov O., Krinitsky P. (2002) Sublacustrine mud volcanoes and methane seeps caused by dissociation of gas hydrates in Lake Baikal. *Geology* **30** (7), 631-634.
- Vucetich C.G., Wells N. (1978) Soils, agriculture, and forestry of Waiotapu Region, Central North Island, New Zealand (Guthrie, Waiotapu, Rerewhakaaitu, Atiamuri, Reporoa Districts). *New Zealand Soil Bureau Bulletin* **31**, 100 p.
- Wilson G.W., Fredlund D.G., Barbour S.L. (1997) The effect of soil suction on evaporative fluxes from soil surfaces. *Can. Geotechnical J.* **34**, 145-155.