

Основные механизмы эволюции озер Хилганта и Горбунка (Юго-Восточное Забайкалье)

С.В. Борзенко*, И.А. Комогорцева

Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения РАН, Чита, Россия

В статье рассматривается гидрогеохимическая история континентальных соленых, хлоридных озер Хилганта и Горбунка, расположенных на юго-востоке Забайкалья. Анализируются химический состав, pH, соленость, величины соотношения генетических коэффициентов gMg/rCa и gSr/rCa озерных вод в разные годы их опробования. Выделяются основные связи солености с содержанием макрокомпонентов озерных вод. Приводятся краткие сведения о минеральном и химическом составе водовмещающих пород и химическом составе воды, участвующей в солевом питании озер. Описываются минеральный и химический составы, значения изотопного соотношения углерода и кислорода карбонатов в разных слоях донных осадков озер. Выделяются минералы-индикаторы, характеризующие разные климатические обстановки. Определяются основные условия, характеризующие содержания и величины соотношения основных химических компонентов и pH, в период изменения солености озерных вод. На основе измерений ^{210}Pb рассчитываются возраст и современная скорость накопления осадков в озерах. Анализируются термодинамические расчеты в системе «вода – горная порода» при разных температурах воды. Рассматриваются физико-химические условия образования аутигенных и хемогенных минералов. В конечном счете, интерпретируется геохимическая эволюция озер в связи с региональными изменениями климата в недавнем прошлом.

Ключевые слова: соленые озера, аутигенные и хемогенные минералы, изотопы, испарение, эволюция

Для цитирования: Борзенко С.В., Комогорцева И.А. (2026). Основные механизмы эволюции озер Хилганта и Горбунка (Юго-Восточное Забайкалье). *Георесурсы*, 28(1), с. 160–176. <https://doi.org/10.18599/grs.2026.1.7>

Введение

В последние годы вопрос об эволюции соленых озер стал объектом повышенного интереса главным образом в связи с изменением климата (Donchyts et al., 2016; Erler et al., 2018; Yechieli et al., 2002; Maberly et al., 2020; Solotchin et al., 2021; Maltsev et al., 2022), т.к. считается, что они являются более репрезентативными для понимания закономерностей трансформации их биологической компоненты, химического состава воды и минеральной составляющей их осадков вследствие относительно быстрого, по сравнению с пресными озерами, изменения их гидрологических параметров (Хотинский, 1977; Величко, 1989, 2012; Субетто, 2009; Jones et al., 2009; Tweed et al., 2011; Boros et al., 2014; Deocampo, Jones, 2014; Mianping, 1997). Наиболее перспективными в плане реконструкций направления геохимической эволюции озер являются осадочные разрезы донных отложений, фиксирующие даже

незначительные изменения окружающей среды (Warren, 1989; Страхов, 1993; Zheng, 2014 и др.).

В России в основном современные исследования диагенетических процессов сосредоточены на крупных объектах, таких как озера Карелии и Западной Сибири (Безрукова и др., 2017; Gaskova et al., 2017; Leonova et al., 2018; Kolpakova et al., 2020 и другие), в то время как небольшим водоемам, уделяется меньше внимания (Strakhovenko et al., 2010; Скляр и др., 2010, 2017; Солотчина и др., 2013; Солотчин и др., 2017), а по озерам Юго-Восточного Забайкалья отмечаются единичные публикации (Базарова и др., 2011; Замана и др., 2011). В последние десятилетия уделяется большое внимание аутигенным карбонатным минералам и слоистым силикатам донных отложений озер, структурные характеристики которых и их количественные соотношения в разрезе озерных отложений существенно меняются в ответ на изменения природной среды и климата региона (Солотчина, 2009; Солотчина и др., 2017; Солотчин и др., 2024 и др.). По чередованию «холодных» и «теплых» ассоциаций слоистых силикатов, колебаниям содержания биогенного кремнезема, (Ca, Mg)-карбонатов и ряду других признаков в разрезах изученных этими авторами озер выделены климатические интервалы, отвечающие за изменение

* Ответственный автор: Светлана Владимировна Борзенко
e-mail: svb_64@mail.ru

© 2026 Коллектив авторов

Статья находится в открытом доступе и распространяется в соответствии с лицензией Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

гидрохимических показателей озер. В этой связи решение задач, связанных с генезисом различных химических типов озер может осуществляться с помощью выделения состава парагенетических ассоциаций химических элементов и минералов, последовательности их образования и накопления в разрезах озерных отложений.

Целью данной работы являлось выявление геохимических маркеров донных отложений малых озер, существующих в одинаковых ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях, и обнаружение взаимосвязи аутигенного и хемогенного минералообразования с трансформацией химического состава озер в результате климатических изменений.

Методы исследования

В настоящем сообщении приведены результаты гидрохимических исследований оз. Хилганта и оз. Горбунка, выполненных в разные годы. Химико-аналитические измерения водных проб осуществлялись по общепринятым методикам. Концентрации кальция и магния определялись методом атомной абсорбции в аргон-ацетиленовом пламени на спектрофотометре SOLAAR 6M. Для определения натрия и калия использован пламенно-эмиссионный метод. Потенциометрическими методами определялись pH, Eh, Cl⁻. Титрование применялось для определения содержания TDIC (CO₃²⁻+HCO₃⁻). Сульфат-ион определялся турбидиметрическим методом. Методом ИСП-МС был определен микрокомпонентный состав вод и химический состав осадков.

Ненарушенные колонки донных отложений отбирали в соответствии с требованиями ГОСТ 17.1.5.01-80. В качестве пробоотборного устройства использовали полипропиленовые трубки длиной 100 см с внутренним диаметром 4.5 см. Каждая проба была поделена на слои в зависимости от характера осадка (цвет, плотность, наличие каких-либо включений). Результаты рентгеноструктурного исследования минерального состава донных отложений озера получены с помощью метода порошковой дифракции на базе Национального исследовательского Томского государственного университета и Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН. XRD измерения были выполнены на приборе DRON-4 с автоматизированным порошковым дифрактометром (CuKα излучение, графитовый монохроматор). Дифрактограммы сканировались в интервале 2θ от 3° до 65° с шагом 0.05°, время сканирования в точке 4 с, щель 0.5 мм.

С целью изучения химического состава и фракционирования элементов в донных осадках была использована

модифицированная методика последовательной экстракции Тессьера (табл. 1) (Tessier et al., 1979). Пробы донных отложений предварительно были доведены до суховоздушного состояния и измельчены в яшмовой ступке (размер частиц 75 мкм). Масса осадка, взятого для анализа, составила 2 г. Между стадиями экстракции остаток промывали дистиллированной водой, высушивали и снова фиксировали массу образца. Помимо выделенных фракций были измерены валовые содержания химических элементов.

Для того чтобы установить площадь водной поверхности озер, были применены снимки с космического аппарата Landsat TM, ETM+ и OLI с разрешением 30 м, с уровнем обработки Level 1. Данные были получены с помощью сервиса EarthExplorer (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). Обработка снимков и вычисление водных индексов производились с помощью средств Image Classification и Spatial Analyst ArcGIS 10. Для выяснения физико-химических условий образования хемогенных минералов было проведено термодинамическое моделирование процессов в системе вода – горная порода. Моделирование проводилось с помощью программного обеспечения PHREEQC (Parkhurst, Appelo, 2013). Физико-химические расчеты выполнялись с использованием базы данных Питцера для высокоминерализованных вод (Питцер, 1992). Для оценки степени насыщения вод минералами рассчитывался индекс насыщения (Q/K), значения которого при пересыщении раствора становятся положительными (lgQ – lgK > 0.3), а ± 0.3 характеризует равновесие раствора с минералом (Pacès, 1983).

Объект исследования

Озера расположены в северной части Даурского экорегиона, в мелкосопочной степной зоне на водоразделе между реками Онон и Ага на высоте 660–670 м над уровнем моря в 250 км к юго-востоку от г. Чита. Озера бессточные, с площадью водной поверхности до 0.5 км², мелководные (средняя глубина ~0.5 м). Гидрологические характеристики озер подвержены значительным хронологическим изменениям. Причина таких изменений – колебания климатических условий, вызывающие периодическое наполнение и высыхание озер. Об изменении водности озер можно судить по сформировавшимся террасам высотой от 0.5 до 2 м, наблюдающихся в котловинах оз. Горбунка и оз. Хилганта соответственно. По данным (Обязов, 2007) в многолетних колебаниях изменения количества атмосферных осадков прослеживаются внутривековые циклы продолжительностью от 8–10 до 35 лет. Первая декада текущего столетия в регионе характеризуется

Стадия	Фракция	Экстрагент	Время и температура
A	Обменная	1M KNO ₃ , pH = 7, V = 20 мл	T = 25 °C, t = 5 ч
B	Связана с оксидами и гидроксидами Fe-Mn и карбонатами Me	0.04 M NH ₄ OH·HCl в 25% HOAc, V = 20 мл	T = 96 °C, t = 2 ч (микроволновая печь)
C	Связана с органическим веществом	0.02 M HNO ₃ V = 5 мл + 30% H ₂ O ₂ V = 8 мл, pH 2	T = 85 °C, t = 1 ч (микроволновая печь)
		3.2 M NH ₄ OAc в 20% HNO ₃ V = 7 мл	T = 25 °C, t = 30 мин
D	Остаточная	1 часть 65% HNO ₃ + 3 части 32% HCl, V = 20 мл	T = 220 °C, t = 1 ч

Табл. 1. Стадии последовательной экстракции

как засушливая. Она отличается наибольшей сухостью климата за последние 200 лет. По данным того же автора причиной резкого усиления аридности стало наложение на низкую атмосферную увлажненность более высокой по сравнению с предшествующим периодом увлажненности температуры воздуха.

В сезонной динамике гидрологического режима озер также отмечаются существенные различия. Эти различия обусловлены полуаридным резко-континентальным климатом – холодной продолжительной зимой и коротким теплым летом. Теплый период со стабильными положительными температурами в этом регионе составляет в среднем 190–200 дней (с 10–15 апреля по 23–27 октября). Годовое количество атмосферных осадков, основная масса которых выпадает в летний период (80%), в среднем равно 340 мм, что почти в два раза ниже испаряемости. Температура воды в летний период колеблется от 18 до 24 °С, период с температурой воздуха ниже –15 °С составляет 80–85 дней. В зимний период озера промерзают до дна, на поверхности льда образуется гуджир (соли). Сильные ветра раздувают гуджир по степи. В период таяния льда озера вновь наполняются водой.

Малоснежные зимы и резкие колебания температур приводят к интенсивному выщелачиванию горных пород, которые представлены четвертичными аллювиальными отложениями (пески, галечники и др.), состоящими из нераскристаллизованного вулканического стекла, слагающего основную массу (до 20%), плагиоклазами (до 70%), пироксенами (до 10%). Среди акцессорных минералов встречается магнетит (до 5%). Вторичные минералы представлены кварцем, хлоритом, глинистым веществом

и гидроокислами железа. Поступление терригенного материала в озера осуществляется преимущественно временными дождевыми потоками с площади водосборов. Атмосферные осадки, грунтовые воды и летний ливневый сток являются основными приходными статьями водного баланса озер. В то время, как испарение с водной поверхности озер является основной расходной частью. Атмосферные осадки, выпадающие на водосборных территориях озер, относятся к ультрапресным (общее количество растворенных солей – TDS = 10–50 мг/л), слабнокислым (pH 5–6.5), чаще HCO₃ Ca типа. Грунтовые воды также пресные (TDS < 1 г/л), pH 7.0–8.5, чаще HCO₃ Ca-Mg типа (Borzenko et al., 2020).

Результаты исследования

Озерные воды

Анализ спутниковых изображений, полученных с помощью приборов Landsat TM, ETM+ и OLI, показал, что в период с 2004 по 2014 год озера достигли относительно низких площадей поверхности (рис. 1), что совпало с особенно низким средним количеством атмосферных осадков, составляющим 225 мм/год. Напротив, относительно большие площади озер наблюдались в период повышенного уровня воды между 1980 и 1999 годами, что соответствовало среднему количеству осадков 370 мм/год.

Рассматриваемые озера относятся к редкому для региона Cl Na типу (Borzenko, 2021). По результатам наших эпизоотических наблюдений с 2008 г. по 2022 г. соленость воды в оз. Хилганта варьировала от 8 до 36 г/л, а величина pH изменялась в пределах 8.07–8.33 (табл. 2).

Параметры	Горбунка								Хилганта					
	Дата	2008-07-18	2013-07-10	2014-07-01	2018-07-06	2020-07-11	2021-07-04	2022-07-13	2008-07-06	2013-07-04	2014-07-06	2020-07-10	2022-07-14	
Eh	мВ	0	190	42.3	115	150	15	-116	123	29	66.5	-80.6	-3	
pH		8.18	8.08	7.47	8.49	8.00	7.52	8.33	8.07	8.17	8.07	8.33	8.16	
TDIC		304	161	124	441	163	119	380	276	255	206	369	247	
SO ₄	мг/л	6472	2148	14758	671	2522	6120	1663	6042	2110	3647	1316	3064	
Cl		18984	12018	100291	3368	14430	37060	7225	15642	6212	13657	3723	7906	
Ca		18.6	59.1	160	31.4	19.4	27.1	29.7	99.5	62.9	54.1	23.2	69.9	
Mg		681.5	468.1	3794.6	120.3	229.1	915.7	416.1	1408.1	509.8	895.3	352.7	702.4	
Na		14720	7830	65000	2315	10171	24865	4704	10157	4047	8871	2435	5145	
K		77.6	103.5	237.6	38.3	38	121.9	48.8	94.1	60.1	41	29.1	49	
TDS*		г/л	41	23	184	7	28	69	14	36	13	27	8	17
Li		мкг/л	400.00	312.35	1470.00	12.00	76.96	82.64	37.29	106.14	82.10	185.96	32.21	45.29
Se	52.00		40.30	191.00	20.00	42.00	85.00	4.18	1.20	1.15	1.24	0.20	0.50	
Br	70233		61824	368587	33250	136508	211960	52778	166188	34489	80625	36220	64027	
Rb	6.52		4.81	24.97	1.23	6.48	6.63	2.81	7.09	4.32	5.46	2.18	4.14	
Sr	4230		3625	18506	1231	2797	3035	1442	7208	2863	5743	1105	3217	
U	18.23		15.59	58.95	0.21	0.43	0.33	0.57	0.82	0.08	1.07	1.98	0.42	
rMg/rCa			61	13	40	6	20	56	23	24	14	28	25	17
rSr/rCa		0.227	0.061	0.116	0.039	0.144	0.112	0.049	0.072	0.046	0.106	0.048	0.046	

Табл. 2. Основные физико-химические параметры озерных вод в разные годы. *TDS – общее количество растворенных солей, TDIC = (HCO₃⁻ + CO₃²⁻), г – в таблице и далее обозначает эквивалентную форму концентрации.

По наблюдениям 2008–2022 гг. за оз. Горбунка соленость воды находилась в границах от 7 до 184 г/л, а значение pH – от 7.47 до 8.49. Максимальная соленость в озерах Хилганта и Горбунка была отмечена в наиболее засушливый год (2014 г.). В этот период площади озер были минимальными (рис. 1).

Относительно низкая соленость воды в этих озерах была зафиксирована в начальный период увлажнённости территории (2018 и 2021 гг.). В целом в химическом

составе озер доминирующим анионом воды был Cl (74–91 экв.%), а среди катионов – Na (77–95 экв.%). Сульфаты в сумме химических эквивалентов установлены как второй по значимости анион (9–21 экв.%). Относительное содержание TDIC не превышало 6 экв. %. Среди катионов вторым по значимости был Mg, содержание которого варьировало от 4 до 20 экв.%. Доля Ca и K не превышала 1.4 и 0.9 экв.% соответственно. С ростом солености в озерах отмечалось снижение содержания TDIC и значений pH,

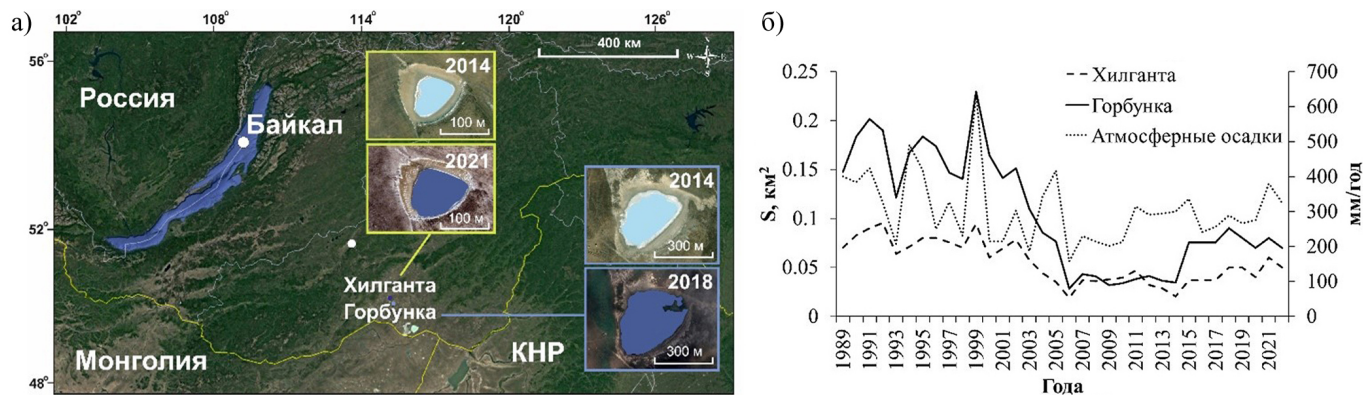


Рис. 1. Схема расположения озер Хилганта и Горбунка и их площади (а) в зависимости от количества атмосферных осадков (б) (Данные наблюдений Федерального государственного бюджетного учреждения «Забайкальское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды»)

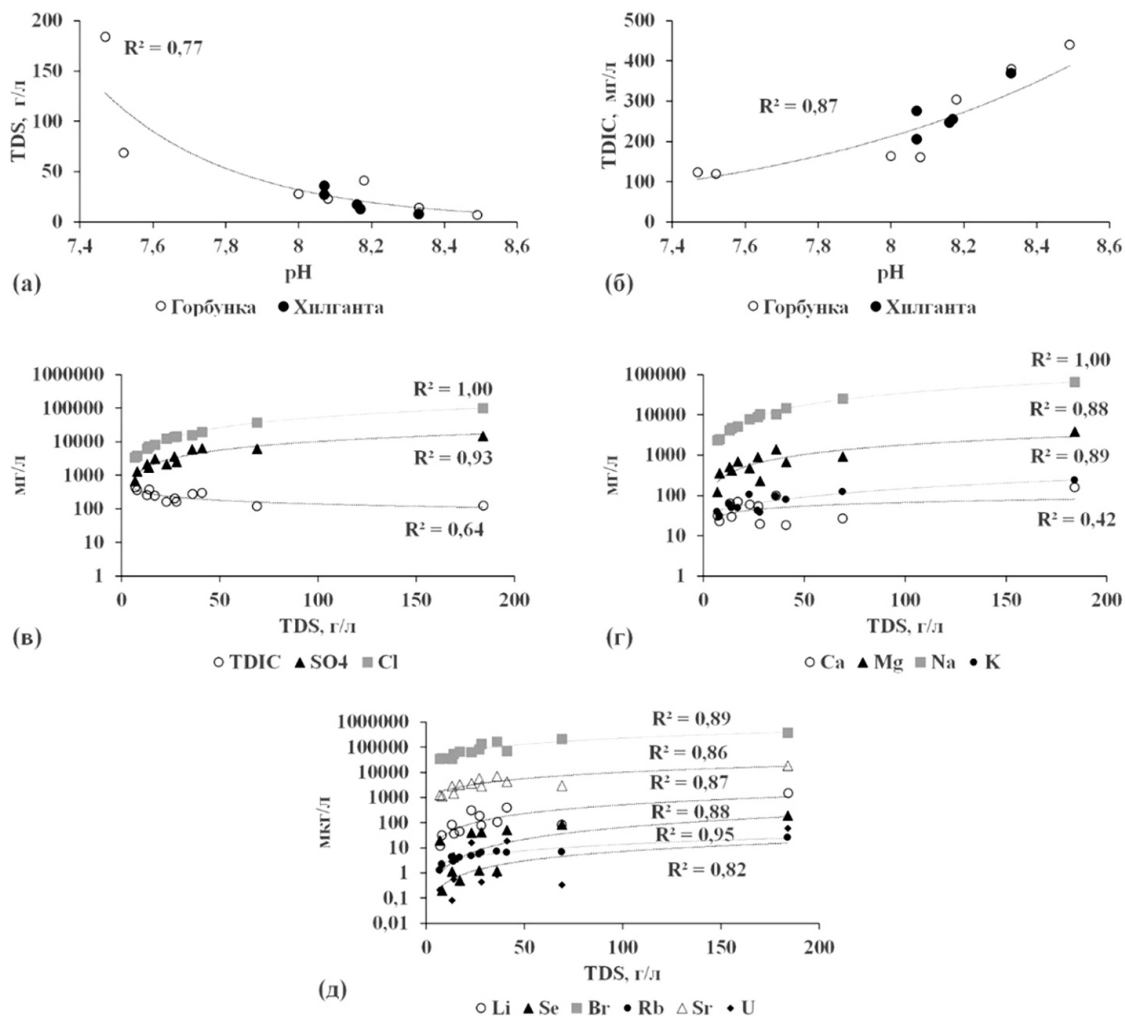


Рис. 2. Связь (а) pH с TDS, (б) pH с TDIC, (в) TDS с концентрацией основных анионов, (г) с концентрацией основных катионов и (д) с концентрацией некоторых микроэлементов

напротив, остальные основные анионы и катионы накапливались (рис. 2). Параллельно концентрировались некоторые микроэлементы. При отмеченной нами максимальной солености вод содержание достигало: Li – 1,5, Br – 369, Sr – 18,5 мг/л, а Rb – 8,8, Se – 191 и U – 59 мкг/л.

Значения соотношений гMg/гCa и гSr/гCa в водах двух озер менялись по-разному. В оз. Горбунка они росли с ростом солености воды, а в оз. Хилганта такая картина наблюдалась до солености 41 г/л, дальнейший рост солености воды сопровождался снижением их величин.

Донные осадки

Колонка донных отложений озера Горбунка длиной 30 см была разделена на слои толщиной 3–7 см и дополнительно на слои 1 см для изучения возраста осадка. Стратиграфическая последовательность отдельных слоев керна донных осадков представлена в таблице 3.

Колонка донных отложений оз. Хилганта длиной 38 см была разделена на слои толщиной 3–8 см и дополнительно на слои 1 см для изучения возраста осадка. Стратиграфическая последовательность отдельных слоев керна донных осадков представлена в таблице 4.

По данным рентгеноструктурного анализа минеральная фракция осадков исследуемых горизонтов двух озер содержала повсеместно в разных массовых концентрациях: каолинит, гидрослюда, кварц, полевой шпат (ПШ), кальцит, доломит, галит и следы смектита, хлорита и смешанослойных минералов. Соотношение массовых долей минералов донных отложений озер представлено на рис 3а, б.

В целом в осадках озер массовая доля обломочного материала в виде ПШ и кварца составляла от 60 до 92%. В больших количествах эти минералы были установлены в осадках оз. Хилганта (75–92%). По разрезу его осадка максимальное их количество выявлено в слое 3–8 см. К подошве керна наблюдалось снижение их массовой доли, с небольшим пиком на глубине 18–23 см. В осадках оз. Горбунка количество кварца и ПШ варьировало от 55 до 72%. Максимальное их количество приходилось на слой 20–25 см, а минимальное на слой 4–7 см. В двух озерах карбонатные минералы (кальцит

и доломит) выявлены по всему разрезу кернов. В осадке оз. Горбунка кальцит и доломит чаще находились в равных долях (по 5%), за исключением слоев 7–12 и 20–25 см, в которых был подмечен разнонаправленный характер их накопления. В оз. Хилганта следы кальцита присутствовали во всех слоях керна, но на глубине залегания 18–23 см его количество увеличивалось до 5% по массе. Массовая доля доломита была равна 5% в верхних слоях осадка (0–8 см) и в интервале 13–18 см. В нижележащих слоях доломит присутствовал в следовых количествах. В осадках этого озера между кальцитом и доломитом чаще отмечался зеркально-симметричный характер распределения их массовых долей. Аналогичное распределение наблюдалось между количеством доломита и глины (каолинит + гидрослюда + смектиты). Между содержанием глины и ПШ также прослеживалась противоположная зависимость. В осадках оз. Горбунка такие зависимости проявлялись до слоя 12–15 см, глубже к подошве четко отмечалась согласованность в распределении массовых долей кальцита и глины, а также кальцита и хлорита. В осадках оз. Хилганта эти зависимости были выражены отчетливее, за исключением хлорита, который не обнаруживался по всей толще его осадка и слоя 23–30 см, в котором отсутствовал глинистый материал.

Донные отложения обоих озер за небольшим исключением содержали галит, массовая доля которого достигала 20% в слое 0–4 см оз. Горбунка и 10% в поверхностном слое осадка оз. Хилганта. Стоит отметить, что в оз. Хилганта на глубине залегания осадка 3–8 см галит не обнаруживался. В нижележащих слоях он появлялся в следовых количествах. В оз. Горбунка снижение массовой доли галита наблюдалось до слоя 15–20 см, но к подошве керна его доля увеличивалась. В распределении доли галита и ПШ чаще прослеживалась противоположная зависимость, исключением являлись слои подошвы керна, в которых отмечалась согласованность в распределении их количества в обоих озерах.

В валовой фракции распределения содержаний химических элементов, определенных методом ИСП-МС, по разрезу донных осадков в оз. Хилганта наиболее высокие валовые концентрации Ca, Mg, Li, Sr, V, Fe, Zn, Sc

0-7 см	7-12 см	12-15 см	15-20 см	20-25 см	25-30 см
Влажный, черный ил с резким сернистым запахом и растительными остатками	Плотный черный ил с сернистым запахом и растительными остатками	Плотный ил серого цвета со слабым сернистым запахом, без растительных остатков	Плотный ил серого цвета со слабым сернистым запахом, с растительными остатками	Плотный ил серого цвета со слабым глинистым запахом, содержит грубообломочную фракцию диаметром 2-5 мм	Плотный ил серого цвета со слабым глинистым запахом, содержит грубообломочную фракцию

Табл. 3. Физические и органолептические данные отдельных слоев колонки оз. Горбунка

0-3 см	3-8 см	8-10 см	10-12 см	12-23 см	23-30	30-38
Ил с резким сернистым запахом и растительными остатками	Плотный ил серого цвета со слабым глинистым запахом, с грубообломочной фракцией	Плотный ил серого цвета со слабым глинистым запахом	Плотный ил серого цвета со слабым глинистым запахом, с грубообломочной фракцией	Мягкий ил серого цвета, со слабым глинистым запахом с грубообломочной фракцией	Ил светло-коричневого цвета без запаха, с растительными остатками	Ил светло-коричневого цвета без запаха, с растительными остатками

Табл. 4. Физические и органолептические данные отдельных слоев колонки оз. Хилганта

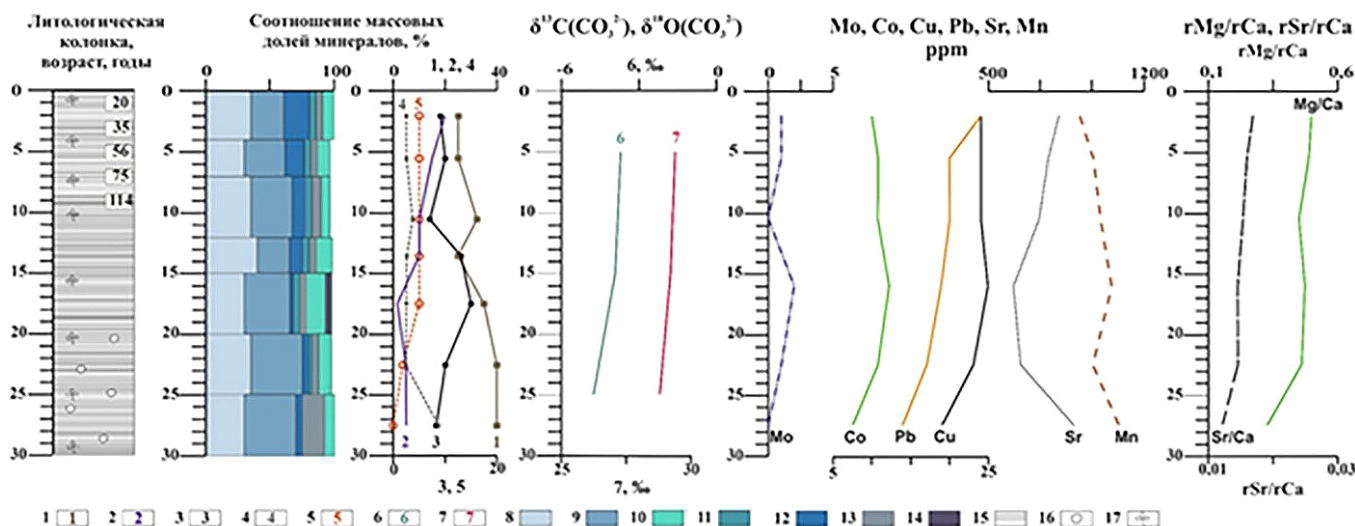


Рис. 3а. Литологическая колонка голоценового разреза осадка озера Горбунка, возрастная модель (²¹⁰Pb), распределение массовых концентраций минералов, δ¹³C и δ¹⁸O карбонатов, валовые содержания Mo, Cu, Co, Pb, Mn и соотношений rMg/rCa и rSr/rCa. 1, 9 – полевые шпаты; 2, 12 – галит; 3, 10 – глина; 4, 13 – доломит; 5, 11 – кальцит; 14 – хлорит; 6 – изотопное соотношение углерода карбонатов; 7 – изотопное соотношение кислорода карбонатов; 15 илы; 16 – грубообломочная фракция; 17 – растительные остатки.

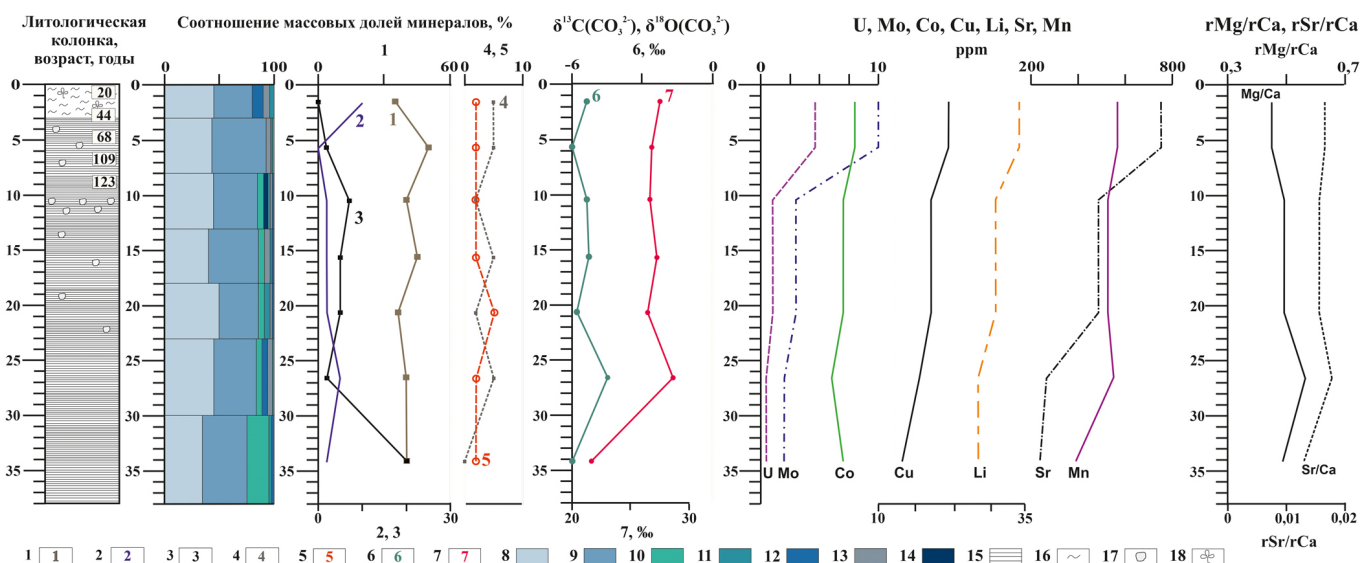


Рис. 3б. Литологическая колонка голоценового разреза осадка озера Хилганта, возрастная модель (²¹⁰Pb), распределение массовых концентраций минералов, δ¹³C и δ¹⁸O карбонатов, валовые содержания U, Li, Mo, Cu, Co, Sr, Mn и соотношений rMg/rCa и rSr/rCa. 1, 9 – полевые шпаты; 2, 12 – галит; 3, 10, 15 – глина; 4, 13 – доломит; 5, 11 – кальцит; 14 – амфибол; 6 – изотопное соотношение углерода карбонатов; 7 – изотопное соотношение кислорода карбонатов; 16 – илы; 17 – грубообломочная фракция; 18 – растительные остатки.

и Co определены в слое 0–8 см, а Al, Ba, K, Na, Y – в слое подошвы (табл. 5).

В оз. Горбунка максимальные концентрации большинства элементов установлены в промежутке 0–15 см керна. Отмечаемое большое превышение концентрации Mg над Ca в воде озер становилось менее выраженным в донных осадках по всей длине керна. Более того, в осадке оз. Горбунка значения rMg/rCa < 1. Повсеместно значения rSr/rCa в воде и отложениях существенно меньше 1 и неравномерны по разрезу керна. В подошве кернов обоих озер установлены минимальные значения rMg/rCa и rSr/rCa.

Для того чтобы разобраться в сложном поведении химических элементов, было проанализировано их содержание в разрезе осадка оз. Хилганта в различных

вытяжках с учетом их валовых содержаний в отдельных слоях. Наибольшее количество Na определено в слое 0–8 см на стадии разложения «А», отвечающей за растворение водорастворимой фракции осадка (солей). При этом по всей длине керна отмечалась прямая связь содержания Na с количеством ПШ. На стадии выщелачивания «В» в больших количествах были сконцентрированы Ca, Mg, Sr, Ba, B, Mn, REE, V, Y и U (табл. 6), которые входят в состав карбонатов, оксидов и гидроксидов (Borzenko, 2020).

В целом отмечалась согласованность в распределении количества перечисленных элементов в этом растворе с количеством доломита или кальцита по разрезу керна от верхнего слоя к подошве.

Элемент	Горбунка						Хилганта						
	0-4	4-7	7-12	12-15	15-20	20-25	0-3	3-8	8-13	13-18	18-23	23-30	30-38
Al	5.69	6.2	6.34	6.7	6.05	5.43	54000	62300	60000	61000	60100	62700	65500
Ba	452	499	506	529	501	481	365	502	507	563	542	540	589
Ca	45400	45800	45100	40900	43000	68100	6100	4660	3850	3820	3410	2960	3390
Co	10	11	11	12	10	7	10	9	8	8	7	7	7
Cu	24	24	24	25	23	19	33	28	34	23	20	19	18
Fe	27500	29200	29800	29700	27100	20000	29000	27000	24800	25000	22600	22900	24000
K	19800	21400	21600	23600	21400	21000	17600	21900	22900	24800	23600	23400	25400
Li	49	52	51	50	45	31	43	38	33	32	28	28	30
Mg	23000	22300	20700	19400	19800	22600	24800	19200	18700	18800	16800	11500	9500
Mn	855	915	936	979	912	1010	709	735	725	746	659	483	412
Mo	1	1	<1	2	1	<1	11	3	2	2	2	2	3
Na	43100	35000	27500	26900	25700	22900	21500	19700	21200	22100	22300	23600	22800
P	600	600	600	600	600	500	900	600	600	600	500	400	400
Pb	24	20	20	19	17	14	18	17	16	17	18	16	18
Sc	8.6	9.2	9.4	9.8	8.6	6.4	7.5	7.5	6.9	6.8	6.4	6.7	7.2
Sr	770	736	692	596	628	838	1010	695	622	614	547	372	334
V	65	71	72	76	64	41	76	66	54	53	50	54	59
Y	16.5	17	18.1	17.9	16.8	14.2	15.4	16.4	15.7	15.9	15.2	16.4	17.4
Zn	72	71	72	73	67	50	63	59	54	53	49	48	49
Zr	75.6	74	80.8	75.9	70.6	60.4	60.4	62.9	58.4	61.4	57.1	63	62.7
S	5300	4600	3400	3000	2700	1400	8000	2900	3700	3000	2700	2300	2600
Si	900	1200	1500	1300	1400	1100	1400	800	1000	800	400	400	400
rMg/rCa	0.84	0.81	0.76	0.79	0.77	0.55	6.78	6.87	8.10	8.20	8.21	6.48	4.67
rSr/rCa	0.170	0.161	0.153	0.146	0.146	0.123	0.166	0.149	0.162	0.161	0.16	0.126	0.099

Табл. 5. Содержания химических элементов (г/т) и величины rMg/rCa и rSr/rCa в отдельных слоях осадков двух озер

Максимальные содержания Li и Al выявлены в слое 0–8, а P, K, Fe, Ni, Se, Zr, Th, Nb, As, Zr, Nb, REE, Pb, Cu, Zn, As в слое 23–30 см на стадии «D», отвечающей за разложение алюмосиликатной и силикатной фракций. В этом случае кривые распределения содержания этих элементов по всей длине керна полностью повторяли кривую распределения массовой доли ПШ. Кремний в максимальных количествах сконцентрирован в слое 23–30 см на стадии разложения органического вещества (стадия «С»).

Возраст и скорость осадконакопления

Зная даты наиболее значимых выбросов радионуклидов в атмосферу Земли, можно определять возраст донных отложений и проводить расчеты скоростей осадконакопления исходя из глубины их залегания в осадках. Так, начало массовых испытаний ядерного оружия пришлось на 1958 г. Однако своей максимальной интенсивности испытания достигли в начале 60-х годов, который часто регистрируется в вертикальном распределении радионуклидов в колонках донных осадков из разных регионов мира. С этого года наземные и воздушные взрывы постепенно прекратились, что отразилось на резком снижении концентраций радионуклида в донных осадках. В керне оз. Хилганта удельная активность $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ снижалась до минимальных значений на глубине 12 см (рис. 4), поэтому расчетная нижняя граница определяемого периода

составила 1899 г. В оз. Горбунка минимальное значение «избыточного» $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ определено в слое 27 см, датированного 1907 г.

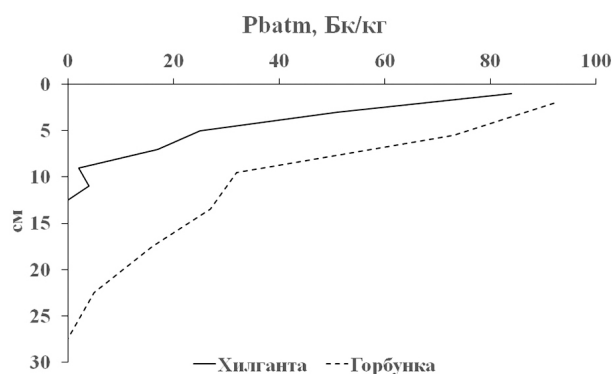
Согласно оценке возраста вертикального распределения значений активности «избыточного» $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ в оз. Хилганта средняя скорость осадконакопления в период формирования донных отложений толщиной 12 см составляет 0.8 мм/год. В оз. Горбунка скорость осадконакопления в 2 раза больше скорости накопления осадков в оз. Хилганта.

Изотопные соотношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ карбонатов

Сравнительно высокие величины $\delta^{18}\text{O}$ в поверхностных слоях двух озер, а также в слое 23–30 см в оз. Хилганта могут свидетельствовать о более высокой солености вод в период формирования карбонатов. Напротив, более низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ указывают на обводнение озерной котловины в результате разбавления озерных вод опресненной водой. Изменение значений $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов в толще осадков происходит в результате извлечения ^{12}C в процессе фотосинтеза при усилении первичной биологической продуктивности в засушливый период и поступления в озеро более легкой по углероду углекислоты почв (–12 ‰) в период повышенного увлажнения территории (Галимов, 1968).

Элемент	Стадия А				Стадия В			Стадия С			Стадия D		
	0-8	8-23	23-30	30-38	0-8	8-23	23-30	0-8	8-23	23-30	0-8	8-23	23-30
Li	0.71	<по	<по	<по	5.73	4.61	3.59	8.41	5.60	3.42	9.30	5.06	8.51
B	12.72	6.11	3.61	3.83	31.66	15.32	5.96	3.21	3.05	1.08	9.17	4.83	4.98
Na	4346	2873	3205	3048	256	212	122	56	36	84	<по	211	1033
Mg	1796	1281	1174	1131	14930	7694	2172	2336	1675	394	2339	1223	2452
Al	0.4	4.5	6.0	3.8	993.6	736.2	675.9	3585.9	2490.4	1595.9	13078.1	7453.8	10141.4
Si	28.0	14.0	21.6	93.1	633.9	539.7	469.0	649.4	529.1	702.8	56.7	56.5	182.8
P	<по	17.9	<по	15.3	180.7	142.3	71.1	100.8	83.4	28.8	298.6	212.8	345.0
S	<по	<по	<по	<по	58	30	32	<по	<по	<по	<по	<по	<по
K	<по	<по	<по	<по	358	489	426	678	528	245	1138	693	1396
Ca	349	418	396	504	9015	4490	1135	457	349	141	294	287	1331
Fe	9.6	20.0	<по	23.3	2080.0	1478.0	1057.3	3674.0	2953.5	1657.6	6351.6	3729.7	6891.3
Mn	0.7	0.8	0.8	0.3	468.6	362.3	123.1	76.0	49.3	40.5	85.1	55.8	113.2
Co	<по	0.12	0.11	<по	3.94	3.25	3.06	4.64	2.54	1.39	3.46	2.09	3.89
Ni	1.29	1.44	1.02	1.51	18.89	12.47	11.36	8.61	6.69	1.96	26.00	22.48	29.75
Cu	1.53	<по	<по	0.69	0.51	1.86	2.14	13.52	8.94	2.79	14.93	26.05	76.60
Zn	1.35	1.73	2.23	2.19	3.79	7.45	0.10	16.27	12.03	7.91	23.03	144.14	429.14
As	<по	0.36	0.11	0.20	1.25	2.05	1.06	2.00	1.55	0.93	8.84	7.80	18.64
Se	0.42	<по	<по	0.27	0.27	0.34	2.10	<по	0.43	<по	12.73	7.65	24.34
Rb	64.7	69.9	74.6	21.3	1.1	1.2	0.8	7.4	5.5	3.5	21.8	11.9	21.2
Y	<по	<по	<по	<по	5.57	4.49	3.90	4.33	2.60	1.20	2.43	1.60	2.89
Zr	0.05	<по	0.05	0.03	0.89	0.39	0.59	0.08	0.08	<по	12.40	8.66	14.58
Nb	0.00	<по	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	<по	0.14	0.81	0.45	1.73
Mo	9.15	4.18	4.65	10.44	0.71	0.34	0.13	<по	<по	<по	1.88	0.59	1.28
Ba	9.7	10.8	12.5	26.1	61.2	51.6	48.0	53.1	37.5	7.7	33.9	16.3	29.1
REE	0.17	0.06	0.07	0.06	37.46	31.10	27.75	36.65	23.84	11.88	33.54	21.14	39.07
Pb	0.60	0.70	0.59	0.84	0.62	0.29	0.16	4.05	3.19	1.91	4.91	5.97	17.12
Th	<по	<по	<по	<по	33.78	5.91	2.20	2.41	1.73	1.00	4.42	2.76	6.33
U	4.09	0.71	0.15	0.16	4.66	1.05	0.50	0.90	0.97	0.12	0.74	0.46	0.64

Табл. 6. Содержание химических элементов (г/т) в отдельных слоях донных осадков оз. Хилганта на разных стадиях выщелачивания

Рис. 4. Вертикальные профили активности $^{210}\text{Pb}_{\text{atm}}$ в осадках донных отложений озер

Обсуждение результатов

Факторы, контролирующие химическую эволюцию озер

Климатический фактор

Исходя из фактических данных, полученных по изотопному, минеральному и химическому составам осадков двух озер, обнаружены участки отложений: стадии «мелководных» и «многоводных» озер. По данным датирования (по активности ^{210}Pb), наиболее значительные

изменения уровня воды и переход из одного состояния в другое происходили в последние 20–25 лет. Этот период времени уже упоминался как переходный от влажного к сухому периоду (Обязов, 2007). Возможность сокращения объема воды в период 2014–1999 гг. в результате аридизации климата подтверждалась уменьшением доли грубообломочного материала и, как следствие, снижением массовой доли терригенного ПШ и кварца в поверхностном слое донных осадков рассматриваемых озер. В этот период массовая доля галита в осадках была максимальной. Параллельно отмечался максимум значений rSr/rCa и содержаний металлов и металлоидов, а также тяжелых изотопов кислорода и углерода карбонатов.

По-видимому, «многоводное» озеро существовало в периоды 1986–1978, 1913–1907 гг. и 1899 г. Эти события сопровождалось наличием в соответствующих слоях озер обломочного материала, увеличением массовой доли ПШ и доломита и уменьшением долей галита и глины. Повсеместно изотопно-легче по углероду и кислороду были карбонаты. Относительно низкими были также значения rSr/rCa . Согласованность в датах наполнения озер прослеживалась по гидрологическим данным, полученным по наблюдениям за наиболее крупными в этом регионе озерами Барун- и Зун-Торей, которые в эти периоды были полноводными (Замана, Обязов, 2004). По данным

тех же авторов, в середине 40-х годов прошлого столетия Торейские озера высохли. В соответствующих этому периоду слоях осадков рассматриваемых озер отсутствовал обломочный материал, снизилось количество ПШ и доломита, напротив, увеличилось количество глины и галита, а также в осадке оз. Хилганта выросли значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов.

Глубже по разрезу керна (недатированные слои) отмечалось неравномерное распределение соотношений массовых долей кальцита, доломита, ПШ, глины и галита, в сочетании с количеством химических элементов в валовой фракции и соответствующих вытяжках. Симбатно менялись изотопные соотношения кислорода и углерода карбонатов. Особо выделялся слой 23–30 см керна оз. Хилганта (\approx середина 18 века – рассчитано по средней скорости осадконакопления), в котором ранее замечено резкое увеличение массовой доли галита, накопление некоторых химических элементов и тяжелых изотопов углерода и кислорода карбонатов, увеличение значений $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ и $r\text{Sr}/r\text{Ca}$, а также отсутствие крупной фракции обломочного материала. Такое распределение всех рассматриваемых компонентов указывает на снижение объема воды в озере в результате изменения увлажненности территории.

Очевидно, что изменение уровня воды в результате колебания климатических параметров отражалось на процессах взаимодействия воды с вмещающими породами. Поскольку многие минералы не являются стабильными и могут легко осаждаться и растворяться в зависимости от колебаний температуры, солености, pH воды и биогеохимических процессов.

Взаимодействие воды с горной породой

Преобразования в химическом составе донных осадков являются результатом изменения (в числе многочисленных процессов) термодинамических равновесий в системе «вода – горная порода», теоретический расчет которых возможен с использованием программ физико-химического моделирования применительно к многокомпонентным системам, в качестве последних выступают минералы, находящиеся в контакте с водой, и сама вода, имеющая различный ионный состав. Рассматривалось равновесное состояние системы, образованной 19 химическими элементами (H, C, O, S, Cl, Na, Ca, Mg, Si, K, Fe, Mn, Al, F, P, Sr, Pb, Mn, Zn), 100 простыми и комплексными частицами и 50 потенциальными минералами (гидроксиды, карбонаты, сульфаты и хлориды металлов, кварц, каолинит, монтмориллониты, иллиты, слюды, плагиоклазы, полевые шпаты и т.д.).

Учитывая, что основным источником химических элементов в озерах являются подземные воды, то в первую очередь необходимо было разобраться в процессах, протекающих в системе «грунтовая вода – горная порода». Возможность формирования аутигенных алюмосиликатных минералов, в частности глины, продиктовано следующими условиями. Насыщение воды каолинитом $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ возможно уже при $\text{TDS} = 0.1$ г/л, $\text{pH} = 6.9$, содержании $\text{Si} = 0.37$ мг/л и $\text{Al} = 0.18$ мкг/л. Для формирования монтмориллонитов $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ и иллитов $\text{K}_{.56}\text{Na}_{.04}\text{Mg}_{.24}\text{Al}_{2.68}\text{Si}_{3.22}\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ необходимо, чтобы соленость вод была уже более 0.2 г/л, $\text{pH} > 7.1\text{--}7.5$, а содержание

$\text{Si} > 4.5$ мг/л (Borzenko, 2020). Для формирования кальцита CaCO_3 необходимо, чтобы соленость воды была > 0.6 г/л, а $\text{pH} > 7.3$. Незначительный рост солености вод (> 1.0 г/л), pH , количества $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ (> 0.01 г/л) приводит к насыщению вод доломитом $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$. В тоже время все подземные воды остаются не равновесны с такими сульфатными минералами, как гипс $\text{CaSO}_4(\text{H}_2\text{O})_2$, бледит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, глауберит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$, мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4(\text{H}_2\text{O})_{10}$ и др. Не равновесны воды с гидрогалитом $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и галитом NaCl . Не отмечается равновесие по отношению к наиболее распространенным в прибрежье озер минералам ПШ (преимущественно $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), кварцу (SiO_2), пироксенам ($\text{Me}_2^{2+}[\text{Si}_2\text{O}_6]$), которые были обнаружены в прибрежной зоне озер. Следовательно, в многоводные периоды эти минералы могут поступать в озерные осадки с водосбора и быть источником многих химических элементов и вторичных минеральных образований.

Для термодинамических расчетов равновесий в системе «озерная вода – горная порода» в базу данных были внесены измеренные физико-химические параметры озерной воды. Испарение и подледное концентрирование проводили путем удаления H_2O до солености воды 360–380 г/л при температуре 0 и 22 °С. Естественно, зимняя температура воды при высокой ее солености могла быть отрицательной, но этот факт не учитывался из-за ограничения базы данных Питцера.

По результатам моделирования химический тип озер не претерпевал изменений при уменьшении объема воды. Исходный раствор с соленостью 7–8 г/л (химический тип Na-Cl) уже находился в равновесном состоянии по отношению к иллиту, смектиту и каолиниту (рис. 5).

Относительно высокое значение степени насыщения $\text{lg}Q/K$ воды по отношению к глинам отмечалось при 0 °С. Более того, по мере роста солености воды значение $\text{lg}Q/K$ увеличивалось. Равновесие вод по отношению к первичным вмещающим минералам плагиоклазов, пироксенов и кварцу не достигалось.

Насыщение вод относительно стронцианита SrCO_3 отмечалось исключительно в оз. Хилганта до солености 40 г/л и $\text{pH} = 8.5$ (при 0 °С). При обеих температурах на всем диапазоне солености в оз. Хилганта наблюдалось насыщение вод доломитом. В оз. Горбунка по мере роста солености индекс насыщения вод по отношению к доломиту постепенно снижался, и при 0 °С и $\text{pH} < 8.1$ солености > 70 г/л вода становилась равновесной по отношению к доломиту. Для кальцита наиболее высокое значение $\text{lg}Q/K$ отмечалось при $T = 22$ °С в обоих озерах до солености ≈ 17 г/л и $\text{pH} 8.17\text{--}8.25$. Свыше установленной солености при температуре 0 °С вода озер была равновесна по отношению к кальциту.

Отмечено, что снижение значения $\text{lg}Q/K$ для кальцита и доломита сопровождалось ростом значения $\text{lg}Q/K$ для гипса и мирабилита. Термодинамическое равновесие воды с гипсом установлено исключительно для оз. Хилганта при солености воды 184 г/л и $\text{pH} 7.2$. Babel & Schreiber (2014) подчеркивали, что процесс кристаллизации гипса может зависеть от количества галита. Насыщение вод галитом NaCl отмечалось при солености более 368 г/л. Согласно расчетам, равновесие вод с мирабилитом возможно при температуре 0 °С и $\text{TDS} > 80$ г/л,

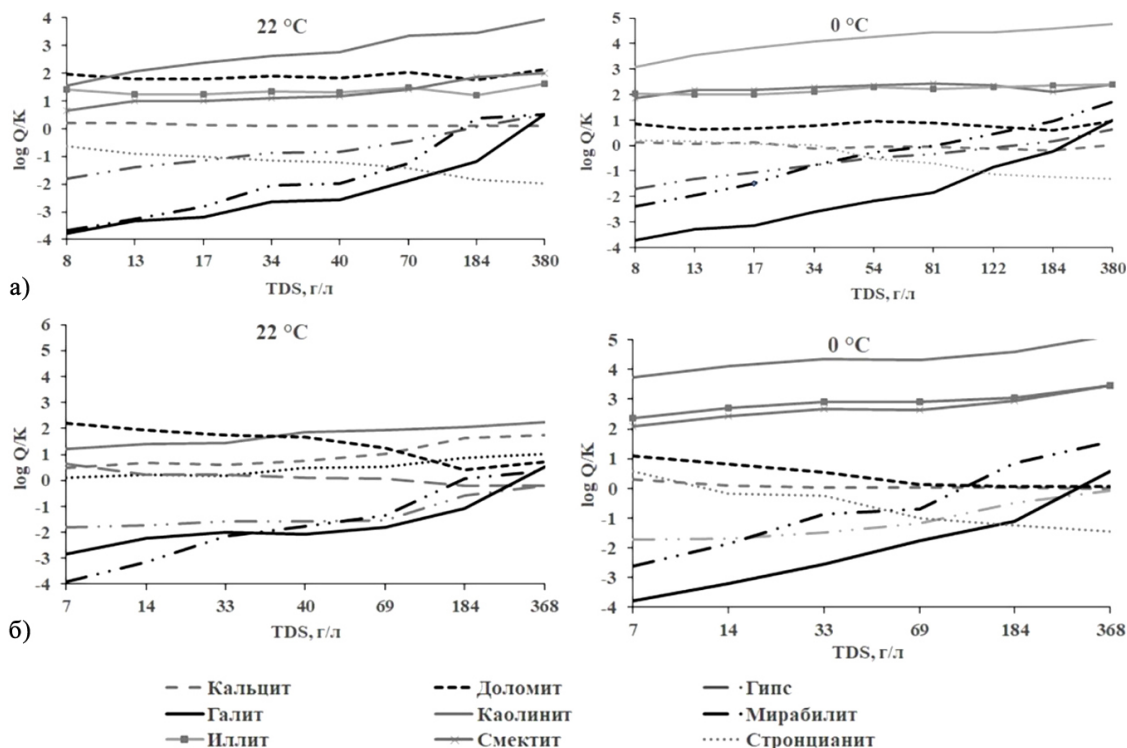


Рис. 5. Зависимость значения индекса насыщения вод по отношению к минералам донных осадков озер (log Q/K) от солености и температуры воды (а) Хилганта и (б) Горбунка

а при 22 °C при TDS > 184 г/л в обоих озерах. Однако рентгеноструктурный анализ не выявил наличие сульфатных минералов в осадках. Не равновесны оказались озерные воды также по отношению к содовым минералам (гейлюсит, нахколит, сода и др.).

Биогеохимический фактор

Известно, что растворимость CaSO₄·2H₂O существенно возрастает с повышением концентрации в растворе NaCl, поэтому хлоридные натриевые рассолы обладают огромной способностью накапливать SO₄²⁻. Процессы гипсообразования и мирабилитообразования не были установлены в донных осадках, вероятно, из-за известных взаимозависимостей процессов образования гипса и карбонатных минералов, т.к. «условия образования гипса исключают условия образования карбонатов и наоборот» (Lange, Krijgsman, 2010). Согласно нашим предыдущим исследованиям (Borzenko, Shvarev, 2019; Borzenko, Fedorov, 2024), почти во всех соленых озерах Забайкалья в придонном слое воды и в донных отложениях присутствует сероводород, образующийся в результате процессов бактериального восстановления сульфатов, поэтому в основном сера в донных осадках находится в восстановленной форме (Borzenko, 2020). Очевидно, что процесс образования доломита может проходить синхронно с процессом бактериальной редукции сульфатов по реакции:



Эта реакция объясняет наблюдаемое часто по разрезу керна зеркально-симметричное распределение массовых долей кальцита и доломита. Более того, по данным (Sonnenfeld, 1988) доломит становится устойчивее при pH

более 7.8 (а кальцит – при pH более 7.4). Видимо по этой причине его относительно высокие содержания в осадках фиксировались в период «многоводного» озера на фоне опреснения воды и роста pH.

Получается, что этот процесс контролирует, с одной стороны, образование в анаэробной зоне доломита, а, с другой стороны, в случае притока кислорода из окислительной зоны – кальцита. Конечно, кальцит и доломит могут образовываться как в анаэробных, так и аэробных условиях (Kolpakova et al., 2019), и это объясняет их синхронное распределение в отдельных слоях осадков.

Основные механизмы эволюции озер

Для того чтобы детально реконструировать механизмы, происходящие при трансформации соленых озерных отложений, необходимо понять все процессы взаимодействия в системе «вода – горная порода». Как известно, алюмосиликаты растворяются по механизму гидролиза (Келлер, 1963). Исходя из реакции гидролиза алюмосиликатов и силикатов, в воде появляется OH⁻ в количествах эквивалентных положительно заряженным катионам (Meⁿ⁺), но в реальных природных условиях в воде всегда присутствует растворенный CO₂, который реагирует с OH⁻ с образованием HCO₃⁻ (Shartsev, 2000). В результате в системе имеет место два разнонаправленных процесса: по реакции У.Д. Келлера идет увеличение pH, а по реакции С.Л. Шварцева – его уменьшение. Если к этому добавить, что при простом испарении в лабораторных условиях, т.е. когда отсутствует взаимодействие воды с горными породами, pH раствора уменьшается (McCaffrey et al., 1987), то становится понятным, почему с ростом солености воды pH снижается.

Как было показано выше, подземные воды, питающие озера, насыщены не только по отношению к каолиниту и иллиту, но к ним добавляются монтмориллониты различного состава (Mt-Ca, Mt-Na, Mt-K). В то же время воды продолжают оставаться неравновесными ко многим алюмосиликатным минералам водосборов озер, поэтому они будут взаимодействовать с водой и являться источником химических элементов (Garrels, Christ, 1965; Shartsev, 1991; Nordstrom et al., 1989 и др.). Попадая в озера, вода оказывается в условиях, где степень ее испарения возрастает, что сопровождается не только концентрированием в ней Cl^- и SO_4^{2-} , но и других элементов, включая Na, Mg и др. Наши исследования показывают, что в озерах идет не только испарение воды, но и продолжается взаимодействие с горными породами. Поэтому продолжают формироваться глинистые минералы. Конечно, некоторая их часть поступает с водосбора, но рост их массовой доли и параллельное снижение доли ПШ в осадках в засушливый период доказывает возможность их формирования также и в озерах. Более того, доказательством того, что источником многих химических элементов (включая Na) являются ПШ, свидетельствует симбатное распределение содержания большинства химических элементов с их массовым содержанием по разрезу осадков.

Однако несмотря на наличие геохимических барьеров в виде вторичных минералов, многие химические элементы накапливаются в озерной воде с ростом ее солёности. Относительно высокие содержания Ca, Mg и Sr в озерной воде отмечаются при максимальной ее солёности и минимальном pH. Как показали термодинамические расчеты, степень насыщения относительно карбонатных минералов снижается с ростом солёности воды. Так, при солёности 40 г/л воды становятся не равновесны по отношению к стронцианиту, поэтому при более высокой солёности, но низком pH стронций начинает накапливаться в воде. С этого момента существенно меняются значения $r\text{Sr}/r\text{Ca}$.

В отношении кальцита и доломита воды пересыщены по отношению к доломиту до солёности воды ≈ 70 г/л, а к кальциту – до солёности ≈ 17 г/л. Учитывая, что соотношение $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ в водах варьирует от 6 до 61, то согласно Drever (2005), в осадках помимо доломита должны формироваться магнезиальный кальцит и арагонит, магнезит и др. Mg-минералы. Но кроме указанных карбонатных минералов, иные их формы не были обнаружены. Это объясняется изменением форм миграции Mg и Ca с ростом солёности воды. Если в подземных водах и в период опреснения озерных вод доминируют Me^{2+} и $\text{MeCO}_3(\text{aq})$, а их содержания контролируются карбонатами (Borzenko et al., 2021), то в озерах при солёности ≈ 40 г/л доминирующей формой являются уже $\text{MeSO}_4(\text{aq})$ и MeCl^+ (рис. 6).

Дальнейший рост солёности сопровождается накоплением исключительно MeCl^+ . При этом доля карбонатных комплексов остается относительно низкой (менее 1 мол.%).

Вероятно, что в рассматриваемых озерах вода испаряется быстрее, чем происходит концентрирование OH^- и, как следствие, HCO_3^- , поэтому растут солёность и содержания подвижных элементов (Na, Ca, Mg, Li, Br, Sr, Rb, Se и U). В осадках накапливаются тяжелые изотопы кислорода и углерода карбонатов, а количество TDIC ($\text{TDIC} = \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$) и pH вод снижается. Если

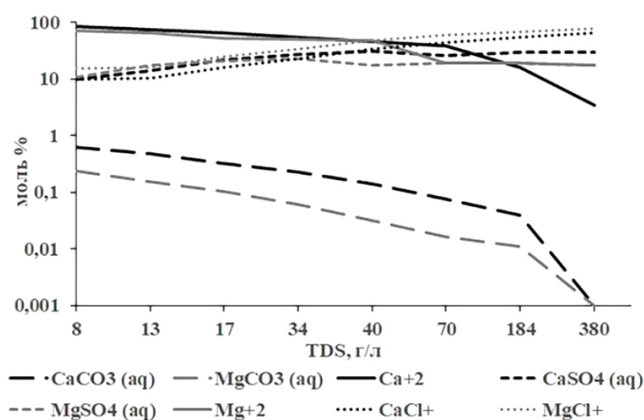


Рис. 6. Основные формы миграции в озерных водах Ca и Mg

же количество TDIC в озере не растет, то содержание Cl^- и SO_4^{2-} становится более высоким, формируется хлоридный или сульфатный типы озер.

Самый простой метод для предсказания направления эволюции озер – это использование «треугольника Спенсера» (рис. 7а).

Систему $\text{Ca}-\text{SO}_4-(\text{CO}_3 + \text{HCO}_3)$ можно проиллюстрировать на тройной фазовой диаграмме. Содержание этих компонентов может быть нанесено на эту диаграмму с использованием эквивалентных концентраций Ca, TDIC и SO_4 в водах. Известно, что на начальной стадии испарительное концентрирование воды, сопровождающиеся осаждением кальцита, приводит к изменению водного химического состава к границе между TDIC и SO_4 (Hardie, Eugster, 1970), как показано стрелками на рис. 7а. Воды с составом 1 на конечной стадии испарения осаждают карбонаты натрия, а воды с составом 2 осаждают сульфат натрия. Все воды могут в какой-то момент осаждают галит (подробнее см. Spencer, Hardie 1990). Переход от кальцита к гипсу представляет собой границу между «Нейтральными» и «Хлоркальциевыми кислыми» водами. Нейтральные воды, такие как состав 3, осаждают кальцит и удаляются непосредственно от кальцитового состава. Продолжающееся концентрирование и осаждение кальцита приводит к области устойчивости гипса. Воды вдоль этой границы обеднены TDIC, и гипс является преобладающим осадком. Дальнейшее концентрирование сопровождается осаждением галита и множества других солей, включая сульфаты и хлориды калия и магния. Воды с хлоридом кальция, такие как состав 4, осаждают кальцит и удаляются непосредственно от состава кальцита. Продолжающееся испарительное концентрирование и осаждение кальцита приводят эти воды к области устойчивости гипса, расположенной вдоль границы между Ca и SO_4 . Воды движутся по границе раздела фаз от точки состава гипса, в сторону Ca-угла диаграммы. Воды обеднены SO_4 , и дальнейшее концентрирование приводит к осаждению галита, а также хлоридов калия, магния и кальция.

Связь Mg и Ca можно исследовать с помощью треугольника Спенсера, заменив вершину Ca на Mg (рис. 7б). Для подземных вод величины соотношений трех компонентов находятся в нижнем правом углу треугольника, далее вода будет эволюционировать по пути к верхнему левому углу (рис. 7б), удаляясь от точки

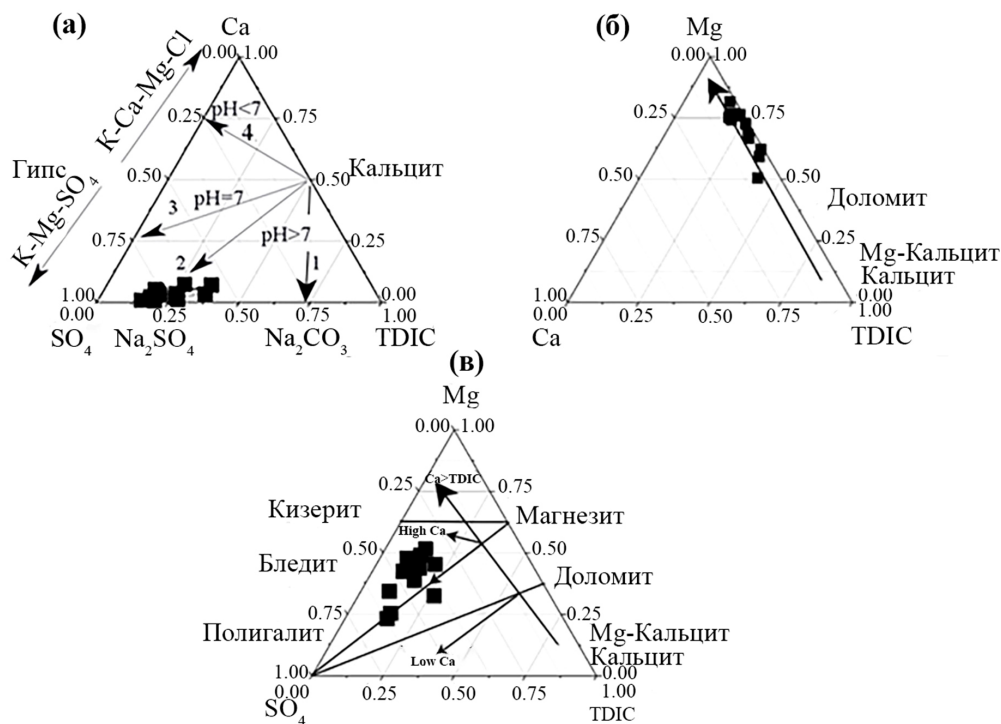


Рис. 7. Тройные фазовые диаграммы в системах: а) «Треугольник Спенсера», Ca–SO₄–HCO₃ б) Mg–TDIC–Ca и в) Mg–TDIC–SO₄ с нанесением состава при испарении воды озер Хилганга и Горбунка

кальцита или Mg-кальцита. Четыре стрелки на треугольнике (Deocampo, Jones, 2014) (рис. 7в) представляют четыре условия с различными отношениями rCa/rMg , которые образуют Ca–Mg-карбонаты и Mg-карбонаты в разное время. Воды с низким содержанием Ca будут производить Mg-содержащие карбонаты раньше, чем воды с высоким содержанием кальция. Предсказать точное время этого процесса сложно, поскольку оно подвержено недостаточно изученным кинетическим процессам. Оно также зависит от связывания Mg аутигенными глинистыми минералами, что может существенно влиять на концентрацию Mg (Borzenko, Shvartsev, 2019). Как только Ca будет исчерпан, а количество произведенного TDIC будет достаточно для формирования доломита, точки, характеризующие состав воды, сместятся к вершине оси Mg–TDIC, что в свою очередь определит молярные отношения rMg/rSO_4 и $rSO_4/rTDIC$ в остаточной жидкости.

Müller, Teitz (1971) изучили формирование и диагенез неорганических Ca–Mg карбонатов в 25 озерах Европы, Ближнего Востока и Африки. Соленость этих рассолов была более 400 г/л (например, озеро Туз). Осаждение Mg-кальцита было связано с растворами с rMg/rCa от 2 до 7. При отношении более 12 осаждался арагонит. Соотношение $rMg/rCa > 7$ в воде приводит к образованию доломита, а соотношение > 40 преобразует доломит в хунтит или магнезит. Взаимодействие между Ca–Mg карбонатами и водными соотношениями rCa/rMg особенно хорошо проиллюстрировано в керне осадка во время относительно быстрого снижения уровня озера Бонневиль в конце последнего ледникового периода (Jones et al., 2009). В этом интервале керна пропорция карбонатного минерала стабильно увеличивается, сопровождаясь увеличением магниевого содержания кальцита до 11 моль %, после чего арагонит становится основной карбонатной

фазой. Затем в колонне осадков также появляется доломит. Магниевое и кремнеземное содержание глиняной фракции постепенно увеличивается за счет керолитовой (гидратированный тальк) интерстратификации в детритовом смектите (Jones, Spencer, 1999). Авторы приходят к выводу, что формирование этих двух фаз будет зависеть от относительного избытка водного кремнезема и щелочности системы, а не только от концентрации магния. В сильнощелочных озерах Восточной Африки глиняные Mg минералы осаждаются раньше карбонатов из относительно разбавленных вод (Deocampo et al., 2009, 2010).

Получается, что, во-первых, процесс взаимодействия воды с алюмосиликатной породой не позволяет смещаться значению pH воды в область «кислых» вод в результате их испарительного концентрирования, поскольку в воде появляется OH⁻, и во-вторых, в результате сульфатредукции кальцит преобразуется в доломит, накапливается OH⁻ и, соответственно, увеличивается pH воды.

Схематическое изображение общего химического состава воды, образовавшегося в результате выделенных факторов, с увеличением относительной растворимости сверху вниз представлено на рис. 8.

На схеме растворенные вещества (Ca, Mg, Na, TDIC и SO₄, Cl) относятся к общему количеству водных соединений в эквивалентах. Из схемы видно, что условия $Ca > TDIC$, способствующие осаждению гипса, наблюдаются на одной из последней стадии эволюции озер (TDS = 184 г/л и pH < 7.2). Тогда как условие $TDIC > Ca$ отмечается при более щелочном растворе. В то же время повсеместно количество Mg существенно больше, чем TDIC. Формирование глин в результате гидролиза алюмосиликатов и силикатов происходит на всем диапазоне солености вод, поэтому они будут присутствовать в осадках и ограничивать поэтапно подвижность в водах не только

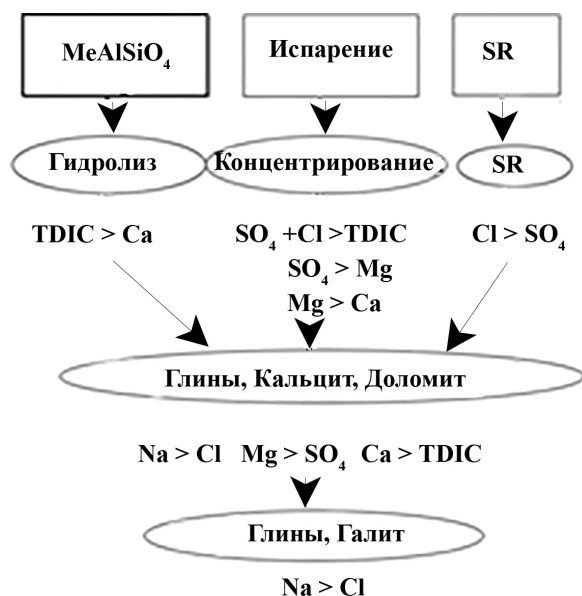


Рис. 8. Блок-схема эволюции воды, иллюстрирующая конкретные условия для рассматриваемых озер. Основные процессы выделены в рамки, растворенные компоненты обозначены вне рамок, а минеральные осадки и механизм их образования отмечены овалом. SR – сульфатредукция.

некоторую часть Ca, Mg, Na, K, Si, Al, но и многих микроэлементов (Shvartsev, 2000), в том числе и в результате сорбционных процессов (Печенюк, Семушина, 2021). Процесс бактериального восстановления сульфатов изменит соотношение Cl и SO_4 . Образование доломита поменяет соотношение между Na и Mg. Роль TDIC постепенно уменьшится в условиях доминирующего процесса испарения, поэтому pH раствора постепенно снизится. Появление галита должно привести к уравниванию Na с Cl, но продолжающийся процесс гидролиза даст дополнительную порцию Na. Поскольку начальный раствор представляет собой Na-Cl тип, то он останется таким же на протяжении рассматриваемого периода.

Заключение

В статье представлены детальные гидрогеохимические исследования донных отложений хлоридных озер Горбунка и Хилганта. Озера расположены в полусухом климате и представляют собой наиболее редкий для региона Cl-Na химический тип. Озера бессточные, гидрологические режимы их не устойчивы. В засушливый период они мелеют, во влажный период, напротив, объем воды увеличивается. Водная среда при более высокой солености вод имеет нейтральную реакцию pH, а при меньшей солености, напротив, становится щелочной. С ростом солености в воде не накапливаются TDIC, но концентрируются Cl и SO_4^{2-} , однако рост содержания Cl опережает рост SO_4^{2-} . Синхронно накапливаются Na, Ca, Mg, Li, Br, Sr и др. элементы.

По величине активности «избыточного» ^{210}Pb установлены возраст отдельных слоев донных осадков и скорость осадконакопления. Полученные данные хорошо увязывались с отмечаемыми ранее датами иссушения и наполнения наиболее крупных озер Зун и Барун Торей региона. Совместно с данными по ^{210}Pb и распределению

содержаний минералов по разрезу донных осадков установлено два этапа осадкообразования: «мелководного» и «многоводного» озера. Более «мелководный» озерный период представлен осадками таких минералов, как галит, кальцит, доломит, глины. В более «многоводный» озерный период (после резких изменений водного баланса озера) минеральные комплексы характеризуются чаще отсутствием галита или его следовыми количествами, большей порцией доломита и полевых шпатов.

Данные о фракционировании химических элементов по керну также указывают на изменение геохимического баланса в эти два периода. Высокие доли водорастворимой фракции Na, а также карбонатной Ca, Mg, Fe, оксидной и гидроксидной Fe, Mn, U, REE и др. в период высокой солености воды в результате ее интенсивного испарения определяют различия между «мелководными» и «многоводными» стадиями озер.

Термодинамические расчеты показали, что вновь образованные минералы ограничивают содержания многих химических элементов, не позволяя им накапливаться в водном растворе. Такое избирательное концентрирование приводит к глубокой дифференциации соотношения химических элементов в донных осадках.

Бактериальное восстановление сульфат-ионов ограничивает его содержание в водах, поэтому Cl накапливается в больших количествах. Более того, в сероводородной обстановке становится предпочтительней формирование доломита, напротив, в кислородной – кальцита.

Изменения геохимического баланса озер в результате климатических флуктуаций в основном обусловлены изменениями в системе «вода-горная порода» и процессов испарения в сочетании с переменными биогеохимическими процессами.

Финансирование/Благодарности

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Сибирского отделения Российской академии наук.

Авторы благодарят рецензентов за ценные замечания.

Литература

- Базарова В.Б., Гребенникова Т.А., Мохова Л.М., Орлова Л.А. (2011). Особенности озерного осадконакопления в степной зоне Юго-Восточного Забайкалья в голоцене (на примере отложений оз. Зун Соктуй). *Геология и геофизика*, 52(3), с. 426–438.
- Безрукова Е.В., Амосова А.А., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л., Кулагина Н.В. (2017). Изменение природной среды северо-востока Республики Бурятия в пост-оптимальный период голоцена: первые результаты. *Сибирский экологический журнал*, 24(4), с. 498–511.
- Величко А.А. (1989). Голоцен как элемент глобального природного процесса. Палеоклимат позднего плейстоцена и голоцена. Москва: Наука, с. 5–12.
- Величко А.А. (2012). Эволюционная география: проблемы и решения. Москва: ГЕОС, 564 с.
- Галимов Э.М. (1968). Геохимия углеродостабильных изотопов. Недра, 226 с.
- Замана Л.В., Обязов В.А. (2004). Динамика уровня и гидрохимического режима Торейских озер в XX веке. *Научные основы охраны речных бассейнов: междисциплинарные подходы к управлению природными ресурсами: Тез. Конф. Улан-Удэ (Россия) – Улан-Батор (Монголия)*. Улан-Удэ: Издательство БНЦ, с. 98–99.
- Замана Л.В., Птицын А.Б., Гуосьян Чу, Решетова С.А., Дарьин А.В., Калугин И.А. (2011). *Доклады Академии наук*, 437(3), с. 370–374.
- Келлер У.Д. (1963). Геохимия литогенеза. Москва: Издательство иностранных языков, с. 85–197.

- Обязов В.А. (2007). Изменение температуры и влажности воздуха на территории Забайкалья и соседних регионов Китая. *Материалы конференции «Экологическое сотрудничество Читинской области (РФ) и автономного района Внутренняя Монголия (Китай) на трансграничных экологических территориях»*. Чита, с. 247–250.
- Печенюк С.И., Семущина Ю.П. (2021). Сорбция ионов на поверхности оксидгидроксидов металлов. ЮУрГУ, 243 с.
- Питцер К.С. (1992). Термодинамическая модель плотных водных растворов. *Термодинамическое моделирование в геологии: минералы, флюиды, расплавы*. Москва: Мир, с. 110–153.
- Склярёв Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Изох О.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А., Склярёва О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н. (2010). Климатическая история голоцена Западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур. *ДАН*, 431(5), с. 668–674.
- Солотчин П.А., Склярёв Е.В., Солотчина Э.П., Маркова Ю.Н. (2017). Карбонатная седиментация в малых минеральных озерах Западного Забайкалья: отклик на изменения климата голоцена. *ДАН*, 473(6), с. 703–708.
- Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Жданова А.Н. (2024). Минералогия слоистых силикатов донных осадков высокогорного озера Саган-Нур (Восточный Саян). *Минералы: строение, свойства, методы исследования*, 14, с. 112.
- Солотчин П.А., Солотчина Э.П., Склярёв Е.В., Страховенко В.Д., Жданова А.Н., Даниленко И.В. (2018). Аутигенное карбонатообразование в малых озерных бассейнах Западного Забайкалья. *Вестник Забайкальского государственного университета*, 24(6), с. 45–54.
- Солотчина Э.П. (2009). Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 234 с.
- Солотчина Э.П., Склярёв Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярёва О.А., Ухова Н.Н. (2013). Голоценовая осадочная летопись озера Большое Алгинское, Западное Забайкалье: связь с палеоклиматом. *ДАН*, 449(1), с. 80–86.
- Солотчина Э.П., Склярёв Е.В., Солотчин П.А., Замана Л.В., Даниленко И.В., Склярёва О.А., Татков П.Г. (2017). Аутигенное карбонатообразование в озерах Еравнинской группы (Западное Забайкалье): отклик на изменения климата голоцена. *Геология и геофизика*, 58(11), с. 1749–1763.
- Сонненфельд П. (1988). Рассолы и эвапориты: Москва: Издательство «Мир», 480 с.
- Страхов Н.М. (1962). Основы теории литогенеза. Афоризмы. Москва: Академия наук СССР, 551 с.
- Страхов Н.М. (1993). Избранные произведения. Седиментация в современных водоемах. Москва: Наука, 396 с.
- Субетто Д.А. (2009). Донные отложения озера: палеолимнологическая реконструкция. СПб: Издательство РГПУ, 343 с.
- Хотинский Н.А. (1977). Голоцен Северной Евразии. Москва: Наука, 192 с.
- Babel M., Schreiber B.C. (2014). Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater. *Treatise on Geochemistry*: Second Edition, Vol. 9. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00718-X
- Boros E., Horváth Z., Wolfram G., Vörös L. (2014). Salinity and ionic composition of the shallow astatic soda pans in the Carpathian Basin. *Ann. De Limnol. Int. J. Limnol.*, 50, pp. 59–69. doi: 10.1051/limn/2013068
- Borzenko, S.V. (2020). Principal Parameters Controlling Water Composition in Saline and Brackish Lakes in Eastern Transbaikalia. *Geochem. Int.*, 58, pp. 1356–1373. <https://doi.org/10.1134/S0016702920090037>
- Borzenko S.V. (2021). The main formation processes for different types of salt lakes: Evidence from isotopic composition with case studies of lakes in Transbaikalia, Russia. *Sci. Total Environ.*, 782, 146782. DOI: 10.1016/j.scitotenv.146782
- Borzenko S.V., Drebot V.V., Fedorov I.A. (2020). Main formation conditions of soda-type groundwater: A case study from south-eastern Transbaikalia region (Russia). *Appl. Geochem.*, 123. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2020.104763
- Borzenko S.V., Fedorov I.A. (2024). Geochemical transformations of sulfur and their role in the formation of different types and subtypes of saline lakes in Southeastern Transbaikalia. *Applied Water Science*, 14, 32. DOI: 10.1007/s13201-023-02082-2
- Borzenko S.V., Shvartsev S.L. (2019). Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia). *Appl. Geochem.*, 103, pp. 72–84. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.02.014>
- Dambaev V.B., Gonchikov G.G., Buryukhaev S.P., Tsyrenov B.S., Zyakun A.M., Namsaraev B.B. (2011). Microbiological and isotopic-geochemical studies in the dry-steppe lakes and saline solonchaks of Western Transbaikalia. *Microbiology*, 80(6), pp. 850–859. <https://doi.org/10.1134/S0026261711050031>
- De Lange G.J., Krijgsman W. (2010). Primary Messinian Salinity Crisis shallow gypsum vs. deep dolomite formation: A unifying biogeochemical mechanism. *Mar. Geol.*, 275, pp. 273–277. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.05.003>
- Deocampo D.M., Behrensmeier A.K., and Potts R. (2010). Ultrafine clay minerals of the Pleistocene Ologresailie Formation, southern Kenya Rift: Diagenesis and paleoenvironments of early hominins. *Clays and Clay Minerals*, 58, pp. 294–310. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2010.0580301>
- Deocampo D.M., Cuadros J., Wing-Dudek T., Olives J., and Amouric M. (2009). Saline lake diagenesis as revealed by coupled mineralogy and geochemistry of multiple ultrafine clay phases: Pliocene Olduvai Gorge, Tanzania. *American Journal of Science*, 309, pp. 834–868. <https://doi.org/10.2475/09.2009.03>
- Deocampo D.; Jones B. (2014). Geochemistry of Saline Lakes. In *Treatise on Geochemistry*. Volume 7: Surface and Groundwater, Weathering, and Soils, 2nd ed.; Drever, J.I., Ed.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands. Chapter 7.13. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00515-5
- Donchyts G., Baart F., Winsemius H., Gorelick N., Kwadijk J., Van De Giesen N. (2016). Earth's surface water change over the past 30 years. *Nat. Clim. Chang.*, 6, pp. 810–813. doi: 10.1038/nclimate3111
- Erler A.R., Frey S.K., Khader O., d'Orgeville M., Park, Y.-J., Hwang H.-T., Lapen D.R., Peltier W.R., Sudicky E.A. (2018). Simulating Climate Change Impacts on Surface Water Resources Within a Lake-Affected Region Using Regional Climate Projections. *Water Resour. Res.*, 55. doi: 10.1029/2018WR024381
- Garrels R.M., Christ C.L. (1965). *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Harper and Row, New York, 450 p.
- Gaskova O.L., Strakhovenko V.D., Ermolaeva N.I., Zarubina E.Y., Ovdina E.A. (2017). A simple method to model the reduced environment of lake bottom sapropel formation. *Chin. J. Ocean. Limnol.*, 35, pp. 956–966. doi: 10.1007/s00343-017-5345-9
- Hardie L.A., Eugster H.P. (1970). The evolution of closed basin brines. *Mineral. Soc. Am.*, 3, pp. 273–290.
- Jones B.F., Naftz D.L., Spencer R.J., Oviatt C.G. (2009). Geochemical evolution of Great Salt Lake, Utah, USA. *Aquat. Geochem.*, 15, pp. 95–121. doi: 10.1007/s10498-008-9047-y
- Jones B.F., Spencer R.J. (1999). Clay mineral diagenesis at Great Salt Lake, Utah, USA. *5th International Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface*, Reykjavik, Iceland, pp. 293–297. Rotterdam: Balkema.
- Jones B.F., Naftz D.L., Spencer R.J., and Oviatt C.G. (2009). Geochemical evolution of Great Salt Lake, Utah, USA. *Aquatic Geochemistry*, 15, pp. 95–121. <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9047-y>
- Kolpakova M., Gaskova O., Borzenko S., Krivonogov S., Naymushina O., Rudaya N. (2020). Distribution profile of chemical elements during the last 13 thousand years from the sediments of Maloye Yarovoe lake (Western Siberia, Russia). *Water*, 12(11), 3001. doi: 10.3390/w12113001
- Kolpakova M.N., Gaskova O.L., Naymushina O.S., Karpov A.V., Vladimirov A.G., Krivonogov S.K. (2019). Saline lakes of Northern Kazakhstan: geochemical correlations of elements and controls on their accumulation in water and bottom sediments. *Appl. Geochem.*, 107, pp. 8–18. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.05.013>
- Leonova G.A., Mal'tsev A.E., Melenevskii V.N., Miroshnichenko L.V., Kondrat'eva L.M., Bobrov V.A. (2018). Geochemistry of Diagenesis of Organogenic Sediments: An Example of Small Lakes in Southern West Siberia and Western Baikal Area. *Geochem. Int.*, 56, pp. 344–361. doi: 10.1134/S0016702918040043
- Maberly S.C., O'Donnell R.A., Woolway R.I., Cutler M.E., Gong M., Jones I.D., Merchant C.J., Miller C.A., Politi E., Marian Scott, E. (2020). Global lake thermal regions shift under climate change. *Nat. Commun.*, 11, 1232. doi: 10.1038/s41467-020-15108-z
- Maltsev A.E., Krivonogov S.K., Vosel Y.S., Miroshnichenko L.V., Shavekin A.S., Leonova G.A., Solotchin P.A., Bychinsky V.A. (2022). Geochemistry of early diagenesis in sediments of Russian Arctic Glacial lakes (Norilo–Pyasinskaya water system). *Minerals*, 12(4). doi: 10.3390/min12040468
- McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. (1987). The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. *J. Sedim. Petrol.*, 57, pp. 928–937. <https://doi.org/10.1306/212F8CAB-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Mianping Z. (1997). Classification of Saline Lakes and Types of Mineral Deposit. An Introduction to Saline Lakes on the Qinghai–Tibet Plateau; Monographiae Biologicae; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 251 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-5458-1>

Müller S., Teitz G. (1971). Dolomite replacing “cement A” in biocalcarenes from Fuerteventura, Canary Islands, Spain, in Bricker, D. (ed), Carbonate cements: Johns P. Hopkins University Press, Baltimore, Md., 376 p.

Nordstrom D.K., Ball J.W., Donahoe R.J., Whittemore D. (1989). Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53(8), pp. 1727–1740. doi: 10.1016/0016-7037(89)90294-9

Pačes T. (1983). Rate constants of dissolution derived from the measurements of mass balance in hydrological catchments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47(11), pp. 1855–1863. doi: 10.1016/0016-7037(83)90202-8

Parkhurst D.L., Appelo C.A. (2013). Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3—A Computer Program. for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations; U.S. Geological Survey Techniques and Methods: Denver, CO, USA, 497 p. <https://doi.org/10.3133/tm6A43>

Shvartsev S.L. (1991). Interaction of water with aluminosilicate rocks: review. *Sov. Geol. Geophys.*, 32(12), pp. 13–37.

Shvartsev S.L. (2000). Hydrogeochemistry of hypergenesis zone. *Geochem. Int.*, 28(2), pp. 260–276.

Solotchin P.A., Solotchina E.P., Strakhovenko V.D., Zhdanova A.N., Kuzmin M.I., Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A. (2021). New data on late quaternary sedimentation in high-mountain Khikushka Lake (Eastern Sayan): the role of climatic and volcanic factors. *Doklady Earth Sciences*, 501(1), pp. 938–944. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21110155>

Spencer R.J., Hardie L.A. (1990). Control of seawater composition by mixing of river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines, in Spencer, R. J., and Chou, I. M., editors, Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster: Special Publication 2, The Geochemical Society, pp. 409–449.

Strakhovenko V.D., Shcherbov B.L., Malikova I.N., Vosel' Y. (2010). The regularities of distribution of radionuclides and rear-earth elements in bottom sediments of Siberian lakes. *Russ. Geol. Geophys.*, 51, pp. 1167–1178. doi: 10.1016/j.rgg.2010.10.002

Talbot M.R. (1990). A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotope ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology* (Isotope Geoscience Section), 80, pp. 261–279. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)

Tessier A., Cambell P.G., Bisson M. (1979). Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Anal. Chem.*, 51, pp. 844–851. <https://doi.org/10.1021/ac50043a017>

Tweed S., Grace M., Leblanc M., Cartwright I., Smithyman D. (2011). The individual response of saline lakes to a severe drought. *Sci. Total Environ.*, 409, pp. 3919–3933. doi: 10.1016/j.scitotenv.2011.06.023

Warren J.K. (1989). Evaporite Sedimentology. *J. Sedimentology*, 29(5), pp. 548–556.

Yechieli Y., Wood W.W. (2002). Hydrogeologic processes in saline systems: Playas, sabkhas, and saline lakes. *Earth Sci. Rev.*, 58, pp. 343–365. doi: 10.1016/S0012-8252(02)00067-3

Zheng M. (2014). Saline lakes and salt basin deposits in China. Beijing: Science Press, 321 p.

Сведения об авторах

Светлана Владимировна Борзенко – доктор геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, заведующая лабораторией, Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения РАН
Россия, 672014, Чита, пр. Недорезова, 16а
e-mail: svb_64@mail.ru

Ирина Александровна Комогорцева – младший научный сотрудник, Институт природных ресурсов, экологии и криологии Сибирского отделения РАН
Россия, 672014, Чита, пр. Недорезова, 16а
e-mail: komogorcevai@bk.ru

Статья поступила в редакцию 15.01.2025;
Принята к публикации 01.08.2025;
Опубликована 30.03.2026

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Main Mechanisms of Lake Evolution of Hilganta and Gorbunka (Southeastern Transbaikalia)

*S.V. Borzenko**, *I.A. Komogortseva*

Institute of Natural Resources, Ecology, and Cryology of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Chita, Russian Federation

**Corresponding author: Svetlana V. Borzenko, e-mail: svb_64@mail.ru*

Abstract. The article examines the hydrogeochemical history of continental saline, chloride lakes Hilganta and Gorbunka, located in the southeast of Transbaikalia. Brief information is given on the composition of host rocks and the chemical composition of water involved in the salt supply to the lakes. The mineral and chemical compositions, values of the isotopic ratios of carbon and oxygen of carbonates in different layers of lake bottom sediments are described. Indicator minerals are distinguished that characterize different climatic conditions. The main conditions are identified that characterize the content and ratios of the main chemical components and pH during changes in the salinity of lake water. Based on ^{210}Pb measurements, the current rate of sediment accumulation in the lakes is calculated. Thermodynamic calculations analyzing water evaporation and under-ice water concentration are discussed. The possibility of forming authigenic minerals is considered. Ultimately, the geochemical evolution of the lakes is interpreted in relation to regional climate changes in the recent past.

Keywords: saline lakes, authigenic and chemogenic minerals, evolution.

Acknowledgements

The work was supported by the Fundamental Research Program of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

Recommended citation: Borzenko S.V., Komogortseva I.A. (2026). Main Mechanisms of Lake Evolution of Hilganta and Gorbunka (Southeastern Transbaikalia). *Georesursy = Georesources*, 28(1), pp. 160–176. <https://doi.org/10.18599/grs.2026.1.7>

References

Bäbel M., Schreiber B.C. (2014). Geochemistry of Evaporites and Evolution of Seawater. *Treatise on Geochemistry*: Second Edition, Vol. 9. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00718-X

Bazarova V.B., Grebennikova T.A., Mokhova L.M., Orlova L.A. (2011). Holocene lake sedimentation in the steppe zone of Southeastern Transbaikalia

- (exemplified by the sediments of lake Zun-Soktui). *Russian Geology and Geophysics*, 52(3), pp. 333–342. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.02.006>
- Bezrukova E.V., Amosova A.A., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L., Kulagina N.V. (2017). Environmental changes in the northeast of the Buryat republic during the holocene post-optimum: first results. *Contemporary Problems of Ecology*, 10(4), pp. 431–440. (In Russ.) DOI: 10.15372/SEJ20170410
- Boros E., Horváth Z., Wolfram G., Vörös L. (2014). Salinity and ionic composition of the shallow astatic soda pans in the Carpathian Basin. *Ann. De Limnol. Int. J. Limnol.*, 50, pp. 59–69. doi: 10.1051/limn/2013068
- Borzenko, S.V. (2020). Principal Parameters Controlling Water Composition in Saline and Brackish Lakes in Eastern Transbaikalia. *Geochem. Int.*, 58, pp. 1356–1373. <https://doi.org/10.1134/S0016702920090037>
- Borzenko S.V. (2021). The main formation processes for different types of salt lakes: Evidence from isotopic composition with case studies of lakes in Transbaikalia, Russia. *Sci. Total Environ.*, 782, 146782. DOI: 10.1016/j.scitotenv.146782
- Borzenko S.V., Drebot V.V., Fedorov I.A. (2020). Main formation conditions of soda-type groundwater: A case study from south-eastern Transbaikal region (Russia). *Appl. Geochem.*, 123. DOI: 10.1016/j.apgeochem.2020.104763
- Borzenko S.V., Fedorov I.A. (2024). Geochemical transformations of sulfur and their role in the formation of different types and subtypes of saline lakes in Southeastern Transbaikalia. *Applied Water Science*, 14, 32. DOI: 10.1007/s13201-023-02082-2
- Borzenko S.V., Shvartsev S.L. (2019). Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia). *Appl. Geochem.*, 103, pp. 72–84. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.02.014>
- Dambaev V.B., Gonchikov G.G., Buryukhaev S.P., Tsyrenov B.S., Zyakun A.M., Namsaraev B.B. (2011). Microbiological and isotopic-geochemical studies in the dry-steppe lakes and saline solonchaks of Western Transbaikalia. *Microbiology*, 80(6), pp. 850–859. <https://doi.org/10.1134/S0026261711050031>
- De Lange G.J., Krijgsman W. (2010). Primary Messinian Salinity Crisis shallow gypsum vs. deep dolomite formation: A unifying biogeochemical mechanism. *Mar. Geol.*, 275, pp. 273–277. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.05.003>
- Deocampo D.M., Behrensmeier A.K., and Potts R. (2010). Ultrafine clay minerals of the Pleistocene Ologesailie Formation, southern Kenya Rift: Diagenesis and paleoenvironments of early hominins. *Clays and Clay Minerals*, 58, pp. 294–310. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2010.0580301>
- Deocampo D.M., Cuadros J., Wing-Dudek T., Olives J., and Amouric M. (2009). Saline lake diagenesis as revealed by coupled mineralogy and geochemistry of multiple ultrafine clay phases: Pliocene Olduvai Gorge, Tanzania. *American Journal of Science*, 309, pp. 834–868. <https://doi.org/10.2475/09.2009.03>
- Deocampo D.; Jones B. (2014). Geochemistry of Saline Lakes. In *Treatise on Geochemistry. Volume 7: Surface and Groundwater, Weathering, and Soils*, 2nd ed.; Drever, J.I., Ed.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands. Chapter 7.13. doi: 10.1016/B978-0-08-095975-7.00515-5
- Donchyts G., Baart F., Winsemius H., Gorelick N., Kwadijk J., Van De Giesen N. (2016). Earth's surface water change over the past 30 years. *Nat. Clim. Change*, 6, pp. 810–813. doi: 10.1038/nclimate3111
- Erler A.R., Frey S.K., Khader O., d'Orgeville M., Park, Y.-J., Hwang H.-T., Lapen D.R., Peltier W.R., Sudicky E.A. (2018). Simulating Climate Change Impacts on Surface Water Resources Within a Lake-Affected Region Using Regional Climate Projections. *Water Resour. Res.*, 55. doi: 10.1029/2018WR024381
- Galimov E.M. (1968). Geochemistry of carbon-stable isotopes. Nedra, 226 p. (In Russ.)
- Garrels R.M., Christ C.L. (1965). *Solutions, Minerals, and Equilibria*. Harper and Row, New York, 450 p.
- Gaskova O.L., Strakhovenko V.D., Ermolaeva N.I., Zarubina E.Y., Ovdina E.A. (2017). A simple method to model the reduced environment of lake bottom sapropel formation. *Chin. J. Ocean. Limnol.*, 35, pp. 956–966. doi: 10.1007/s00343-017-5345-9
- Hardie L.A., Eugster H.P. (1970). The evolution of closed basin brines. *Mineral. Soc. Am.*, 3, pp. 273–290.
- Jones B.F., Naftz D.L., Spencer R.J., Oviatt C.G. (2009). Geochemical evolution of Great Salt Lake, Utah, USA. *Aquat. Geochem.*, 15, pp. 95–121. doi: 10.1007/s10498-008-9047-y
- Jones B.F., Spencer R.J. (1999). Clay mineral diagenesis at Great Salt Lake, Utah, USA. *5th International Symposium on the Geochemistry of the Earth's Surface*, Reykjavik, Iceland, pp. 293–297. Rotterdam: Balkema.
- Jones B.F., Naftz D.L., Spencer R.J., and Oviatt C.G. (2009). Geochemical evolution of Great Salt Lake, Utah, USA. *Aquatic Geochemistry*, 15, pp. 95–121. <https://doi.org/10.1007/s10498-008-9047-y>
- Khotinsky N.A. (1977). *The Holocene of Northern Eurasia*. Moscow: Nauka, 192 p. (In Russ.)
- Kolpakova M., Gaskova O., Borzenko S., Krivonogov S., Naymushina O., Rudaya N. (2020). Distribution profile of chemical elements during the last 13 thousand years from the sediments of Maloye Yarovoe lake (Western Siberia, Russia). *Water*, 12(11), 3001. doi: 10.3390/w12113001
- Kolpakova M.N., Gaskova O.L., Naymushina O.S., Karpov A.V., Vladimirov A.G., Krivonogov S.K. (2019). Saline lakes of Northern Kazakhstan: geochemical correlations of elements and controls on their accumulation in water and bottom sediments. *Appl. Geochem.*, 107, pp. 8–18. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.05.013>
- Leonova G.A., Mal'tsev A.E., Melenevskii V.N., Miroshnichenko L.V., Kondrat'eva L.M., Bobrov V.A. (2018). Geochemistry of Diagenesis of Organogenic Sediments: An Example of Small Lakes in Southern West Siberia and Western Baikal Area. *Geochem. Int.*, 56, pp. 344–361. doi: 10.1134/S0016702918040043
- Maberly S.C., O'Donnell R.A., Woolway R.I., Cutler M.E., Gong M., Jones I.D., Merchant C.J., Miller C.A., Politi E., Marian Scott, E. (2020). Global lake thermal regions shift under climate change. *Nat. Commun.*, 11, 1232. doi: 10.1038/s41467-020-15108-z
- Maltsev A.E., Krivonogov S.K., Vosel Y.S., Miroshnichenko L.V., Shavekin A.S., Leonova G.A., Solotchin P.A., Bychinsky V.A. (2022). Geochemistry of early diagenesis in sediments of Russian Arctic Glacial lakes (Norilo–Pyasinskaya water system). *Minerals*, 12(4). doi: 10.3390/min12040468
- McCaffrey M.A., Lazar B., Holland H.D. (1987). The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite. *J. Sedim. Petrol.*, 57, pp. 928–937. <https://doi.org/10.1306/212F8CAB-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Mianping Z. (1997). *Classification of Saline Lakes and Types of Mineral Deposit. An Introduction to Saline Lakes on the Qinghai—Tibet Plateau*; Monographiae Biologicae; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 251 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-5458-1>
- Müller S., Teitz G. (1971). Dolomite replacing “cement A” in biocalcarenes from Fuerteventura, Canary Islands, Spain, in Bricker, D. (ed), *Carbonate cements*: Johns P. Hopkins University Press, Baltimore, Md., 376 p.
- Nordstrom D.K., Ball J.W., Donahoe R.J., Whittemore D. (1989). Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53(8), pp. 1727–1740. doi: 10.1016/0016-7037(89)90294-9
- Obyazov V.A. (2007). Changes in temperature and humidity in the territory of Transbaikalia and neighboring regions of China. *Proc. Conf. “Environmental cooperation of the Chita Region (RF) and the Inner Mongolia Autonomous Region (China) in transboundary ecological territories”*. Chita, pp. 247–250. (In Russ.)
- Pačes T. (1983). Rate constants of dissolution derived from the measurements of mass balance in hydrological catchments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47(11), pp. 1855–1863. doi: 10.1016/0016-7037(83)90202-8
- Parkhurst D.L., Appelo C.A. (2013). *Description of Input and Examples for PHREEQC Version 3—A Computer Program for Speciation, Batch-Reaction, One-Dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations*; U.S. Geological Survey Techniques and Methods: Denver, CO, USA, 497 p. <https://doi.org/10.3133/tm6A43>
- Pechenyuk S.I., Semushina Yu.P. (2021). The sorption of ions on the surface of metal oxyhydroxides. *SUSU*, 243 p. (In Russ.)
- Pitzer K.S. (1992). Thermodynamic model of dense aqueous solutions. *Thermodynamic modeling in geology: minerals, fluids, melts*. Moscow: Mir, pp. 110–153. (In Russ.)
- Shvartsev S.L. (1991). Interaction of water with aluminosilicate rocks: review. *Sov. Geol. Geophys.*, 32(12), pp. 13–37. (In Russ.)
- Shvartsev S.L. (2000). Hydrogeochemistry of hypergenesis zone. *Geochem. Int.*, 28(2), pp. 260–276.
- Sklyarov E.V., Vologina E.G., Kulagina N.V., Ukhova N.N., Solotchina E.P., Izokh O.P., Orlova L.A., Solotchin P.A., Stolpovskaya V.N., Sklyarova O.A. (2010). Holocene climate history of the Western Baikal region: carbonate sedimentary record of Hholbo-Nur lake. *Doklady Earth Sciences*, 431(2), pp. 490–496. <https://doi.org/10.1134/S1028334X10040173>
- Solotchin P.A., Solotchina E.P., Zhdanova A.N. (2024). Mineralogy of layered silicates of bottom sediments of high mountain lake Sagan-Nur (Eastern Sayan). *Minerals: structure, properties, research methods*, 14, p. 112. (In Russ.)

- Solotchin, P.A., Sklyarov, E.V., Solotchina, E.P. et al. (2017). Carbonate sedimentation in shallow saline lakes of Western Transbaikalia: The response to Holocene climate changes. *Dokl. Earth Sc.*, 473, pp. 461–466. <https://doi.org/10.1134/S1028334X17040213>
- Solotchina E.P. (2009). Structural typomorphism of clay minerals of sedimentary sections and weathering crusts. Novosibirsk: Geo, 234 p. (In Russ.)
- Solotchina E.P., Solotchin P.A., Vologina E.G., Sklyarov E.V., Ukhova N.N., Sklyarova O.A. (2013). Holocene sedimentary record of Bol'shoye Alginskoye lake, Western Transbaikalia: connection with paleoclimate. *Doklady Earth Sciences*, 449(1), pp. 313–318. <https://doi.org/10.1134/S1028334X13030070>
- Solotchin P.A., Solotchina E.P., Sklyarov E.V., Strakhovenko V.D., Zhdanova A.N., Danilenko I.V. (2018). Authigenic carbonate formation in small lake basins of Western Transbaikalia. *Bulletin of Transbaikal State University*, 24(6), pp. 45–54. (In Russ.)
- Solotchina E.P., Solotchin P.A., Danilenko I.V., Sklyarov E.V., Zamana L.V., Sklyarova O.A., Tat'kov P.G. (2017). Authigenic carbonate sedimentation in Eravnoe group lakes (Western Transbaikalia): response to holocene climate change. *Russian Geology and Geophysics*, 58(11), pp. 1390–1400. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2017.11.005>
- Sonnenfeld P. (1988). Brines and evaporites: Moscow: Mir Publishing House, 480 p. (In Russ.)
- Spencer R.J., Hardie L.A. (1990). Control of seawater composition by mixing of river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines, in Spencer, R. J., and Chou, I. M., editors, Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster: Special Publication 2, The Geochemical Society, pp. 409–449.
- Strakhov N.M. (1962). Fundamentals of the theory of lithogenesis. Aphorisms. Moscow: Academy of Sciences of the USSR, 551 p. (In Russ.)
- Strakhov N.M. (1993). Selected works. Sedimentation in modern reservoirs. Moscow, Nauka, 396 p. (In Russ.)
- Strakhovenko V.D., Shcherbov B.L., Malikova I.N., Vosel' Y. (2010). The regularities of distribution of radionuclides and rear-earth elements in bottom sediments of Siberian lakes. *Russ. Geol. Geophys.*, 51, pp. 1167–1178. doi: 10.1016/j.rgg.2010.10.002
- Subetto D.A. (2009). Bottom sediments of the lake: paleolimnological reconstructions. St. Petersburg: RSPU Publishing House, 343 p. (In Russ.)
- Talbot M.R. (1990). A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotope ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 80, pp. 261–279. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(90\)90009-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(90)90009-2)
- Tessier A., Cambell P.G., Bisson M. (1979). Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Anal. Chem.*, 51, pp. 844–851. <https://doi.org/10.1021/ac50043a017>
- Tweed S., Grace M., Leblanc M., Cartwright I., Smithyman D. (2011). The individual response of saline lakes to a severe drought. *Sci. Total Environ.*, 409, pp. 3919–3933. doi: 10.1016/j.scitotenv. 2011.06.023
- Velichko A.A. (1989). The Holocene as an element of the global natural process. Paleoclimate of the Late Pleistocene and Holocene. Moscow: Nauka, pp. 5–12. (In Russ.)
- Velichko A.A. (2012). Evolutionary geography: problems and solutions. Moscow: GEOS, 564 p. (In Russ.)
- Keller W.D. (1963). Geochemistry of lithogenesis. Moscow: Publishing House of Foreign Languages, pp. 85–197. (In Russ.)
- Warren J.K. (1989). Evaporite Sedimentology. *J. Sedimentology*, 29(5), pp. 548–556.
- Yechieli Y., Wood W.W. (2002). Hydrogeologic processes in saline systems: Playas, sabkhas, and saline lakes. *Earth Sci. Rev.*, 58, pp. 343–365. doi: 10.1016/S0012-8252(02)00067-3
- Zamana L.V., Oblizov V.A. (2004). Dynamics of the level and hydrochemical regime of the Torey lakes in the twentieth century. Scientific foundations of river basin protection: interdisciplinary approaches to natural resource management: Proc. Ulan-Ude (Russia) – Ulaanbaatar (Mongolia). Ulan-Ude: BNC Publishing House, pp. 98–99. (In Russ.)
- Zamana L.V., Puitsyn A.B., Reshetova S.A., Kalugin I.A., Chu G., Dar'in A.V. (2011). Estimation of modern sedimentation rate in Zun-Torei lake (East Trans-Baikal region) by ¹³⁷Cs. *Doklady Earth Sciences*, 437(1), pp. 335–339. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11030287>
- Zheng M. (2014). Saline lakes and salt basin deposits in China. Beijing: Science Press, 321 p.

About the Authors

Svetlana V. Borzenko – Professor, Chief Researcher, Head of the Laboratory, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

16a, Nedorezova Av., Chita, 672014, Russian Federation
e-mail: svb_64@mail.ru

Irina A. Komogortseva – Junior Researcher, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences

16a, Nedorezova Av., Chita, 672014, Russian Federation
e-mail: komogorcevai@bk.ru

Manuscript received 15 January 2025;

Accepted 1 August 2025; Published 30 March 2026

© 2026 The Authors. This article is published in open access under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)