

СОСТАВ РАССОЛОВ И МИНЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СОДОВЫХ ОЗЕР КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ (*Западная Сибирь*)

О.Л. Гаськова^{1,2}, В.Д. Страховенко^{1,2}, Е.А. Овдина^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Котляго, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Пестрота химического состава вод озер, даже расположенных на расстоянии нескольких сотен метров, давно привлекает внимание исследователей. Детальное гидрохимическое опробование двух малых содовых озер в Кулундинской степи, находящихся на расстоянии 14 км друг от друга, позволило ответить на ряд вопросов. Несмотря на $\text{pH} > 9$, что явилось основанием для отнесения их к содовым, они отличаются составом соленых вод ($\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и $\text{Cl-SO}_4\text{-Na-Mg}$) и донных осадков. Индикативными минералами отложений озера у дер. Северка являются пирит, разупорядоченные Са-сметкиты и доломит, резко преобладающий особенно в нижней части разреза. В донном осадке второго озера доминируют терригенные кварц, полевые шпаты, Са-избыточный доломит и Mg-кальцит с увеличением доли карбонатов в нижней части разреза. На основании ряда изложенных фактов предположено, что ландшафтное положение, влияние подземных вод и техногенный фактор (распахивание земель) являются основной причиной различий двух озерных систем. Поставлена задача исследования биоценозов и влияния их деятельности на диагенез донных осадков.

Соленые озера, донные осадки, термодинамическое моделирование, Кулундинская степь

COMPOSITION OF BRINES AND MINERAL ZONING OF THE BOTTOM SEDIMENTS OF SODA LAKES IN THE KULUNDA STEPPE (*West Siberia*)

O.L. Gas'kova, V.D. Strakhovenko, and E.A. Ovdina

The diversity of the chemical composition of water in lakes, even those located at a few hundred meters from each other, has long attracted the attention of researchers. Detailed hydrochemical testing of two small soda lakes in the Kulunda steppe, located at 14 km from each other, provided answers to many questions. Although the lakes have $\text{pH} > 9$ and thus are assigned to the soda type, they differ in the composition of saline waters ($\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ and $\text{Cl-SO}_4\text{-Na-Mg}$) and bottom sediments. The indicator minerals in the sediments of the lake near Severka Village are pyrite, disordered Ca-smectites, and dolomite (the latter is strongly predominant, especially in the lower part of the sediment section). The minerals in the bottom sediments of the other lake are dominated by terrigenous quartz, feldspars, excess-Ca dolomite, and Mg-calcite, with the portion of carbonates increasing in the lower part of the section. Based on the reported facts, the assumption is made that the landscape position, the influence of groundwaters, and technogenic factors (land plowing) are the main reason for the differences between the two lake systems. The task is set to study biocoenoses and their effect on the diagenesis of bottom sediments.

Saline lakes, bottom sediments, thermodynamic modeling, Kulunda steppe

ВВЕДЕНИЕ

На территории равнинной части Алтайского края, включающего в себя Кулундинскую степь (междуречье Иртыша и Оби), находится более трех тысяч озер. Необычная пестрота химического состава вод континентальных озер, расположенных на расстоянии нескольких десятков метров, на протяжении многих лет привлекает внимание ученых разных специальностей. Не в последнюю очередь — это интенсивно развивающаяся микробиология, поскольку, несмотря на экстремальные условия в содовых озерах, их обитатели отличаются высокой продуктивностью и биологическим разнообразием [Заварзин, 2004; Компанцева и др., 2010; Sorokin et al., 2010; Bryanskaya et al., 2016]. Геохимиками типизация и современное состояние соляных озер Алтайского края рассматриваются, например, в работах [Страхов, 1993; Водоемы ..., 1999; Колпакова и др., 2015]. Почвоведомы изучена природа щелочности и состав солей в сорных солончаках и донных отложениях 44 озер Кулундинской степи [Лебедева и др.,

2008]. В последней статье имеется ценный список реферируемых работ прошедших десятилетий, пока еще непереуверенных и недоступных в интернете.

Озерно-аллювиальная Кулундинская равнина имеет плосковогнутый рельеф, высота в центральной части 100—120 м, на юге и востоке до 200—250 м над ур. м. Она расположена на стыке климатических областей и доступна различным по происхождению воздушным массам — южным среднеазиатским и северным полярным. Это определяет континентальность и засушливость климата, что выражается в большой изменчивости атмосферного давления, температуры, влажности воздуха и других метеорологических показателей как в их суточном, так и в годовом режиме. Для степной зоны характерно жаркое сухое лето и холодная малоснежная зима. Годовых осадков 230—350 мм. Источниками питания озер являются талые, дождевые и грунтовые воды, при этом сильные ветры ускоряют испарение влаги с поверхности снежного покрова и акваторий. Но основной источник — это грунтовые воды [Макаров, 1935], которые расположены в породах четвертичного возраста кулундинской, кочковской и касмалинской свит [Татаринцев и др., 2003]. Воды в основном пресные, гидрокарбонатно-натриевые. Грунтовые воды верхних водоносных горизонтов являются источником соленакпления в почвогрунтах. К засолению и повышению минерализации вод в бессточных озерах в условиях сухого и жаркого климата приводят интенсивные процессы испарения. Также согласно многолетним исследованиям принято считать, что в условиях резко континентального климата важным фактором изменения химического состава рассолов является вариация температуры [Никольская, 1961; Абрамов, 2014]. Рассмотренные последним автором криогенные гидрогеохимические процессы позволили ему высказать гипотезу о криогенном происхождении галогенных геологических формаций на планете Земля в холодные периоды ее развития путем криогенного концентрирования морской воды до стадии садки галита.

Стабильные равновесия, изучаемые в лабораторных условиях и используемые в термодинамических расчетах, как показывает опыт, часто сильно расходятся с процессами, действительно наблюдаемыми в природных озерах [Уир, 1992]. Многочисленные факторы, влияющие на устойчивость аутигенных минералов донных осадков, затрудняют использование термодинамических выводов в применении к природным озерным системам. В данной работе термодинамическое моделирование садки аутигенных солей проведено в многокомпонентной системе, заданной на основе установленных геохимического и минерального состава двух озерных систем, с обсуждением некоторых аспектов геохимических процессов, протекающих в криосферной зоне и с участием органического вещества. Цель работы — выявить особенности садки аутигенных минералов в двух озерах Петухово и оценить степень влияния разных по составу растворов на состав донных осадков.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Озера Петухово расположены в Ключевском районе Алтайского края на расстоянии 14 км друг от друга [Гидрогеология..., 1972]. Озеро Петухово у дер. Северка (далее боровое) с площадью водного зеркала около 5,3 км² территориально приурочено к ложбинам древнего стока, выполненным отложениями касмалинской свиты (эоловые тонко- и мелкозернистые пылеватые, реже среднезернистые пески), и находится внутри ленточного бора на абсолютной высоте 146 м (рис. 1). Согласно [Геологическая карта..., 1988], легкая фракция представлена кварцем (70 %), полевыми шпатами (25 %), слюдой и кальцитом, а в тяжелой фракции доминируют минералы группы цоизита ($\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$, 61 %), и магнетит-ильменита (23 %). В ландшафтном отношении оз. Петухово у с. Петухи (далее степное) с площадью водного зеркала около 15 км² располагается в пределах Кулундинской котловины на абсолютной высоте 125 м. Отложения здесь представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными осадками, перекрытыми лессовидными суглинками.

Структура почвенного покрова в водосборном бассейне борового озера представляет собой концентрическое распределение сменяющих друг друга почвенных типов: подзол—дерново-подзол—темно-каштановая—лугово-степная—луговая—солончак [Ковалев, 1967]. Почвенный покров водосборной площади этого озера представлен сильнокислыми подзолами, а вблизи озера — резкощелочными солончаками с характерным появлением в составе водорастворимых солей карбонатов и хлоридов, причем только в средней и нижней части профиля. Подзолы формируются на водораздельных участках водосборных бассейнов озер под сосновыми лишайниковыми лесами. В солончакватых почвах к ним добавляются сульфаты, которые совместно с остальными солями занимают весь почвенный профиль. Среди фракций гранулометрического состава во всех исследуемых почвах преобладают средне- и мелкопесчаные частицы, которые представлены обломками первичных минералов (кварц, полевые шпаты и др.). Они способствуют высокой водопроницаемости и низкой водоподъемной способности.

Степное озеро расположено в сульфатно-соляной степи. Под степными биоценозами почвенный покров представлен темно-каштановыми почвами или черноземами. Каштановые почвы формируются в условиях непромывного водного режима равнинного слабоволнистого рельефа с выраженным микро-

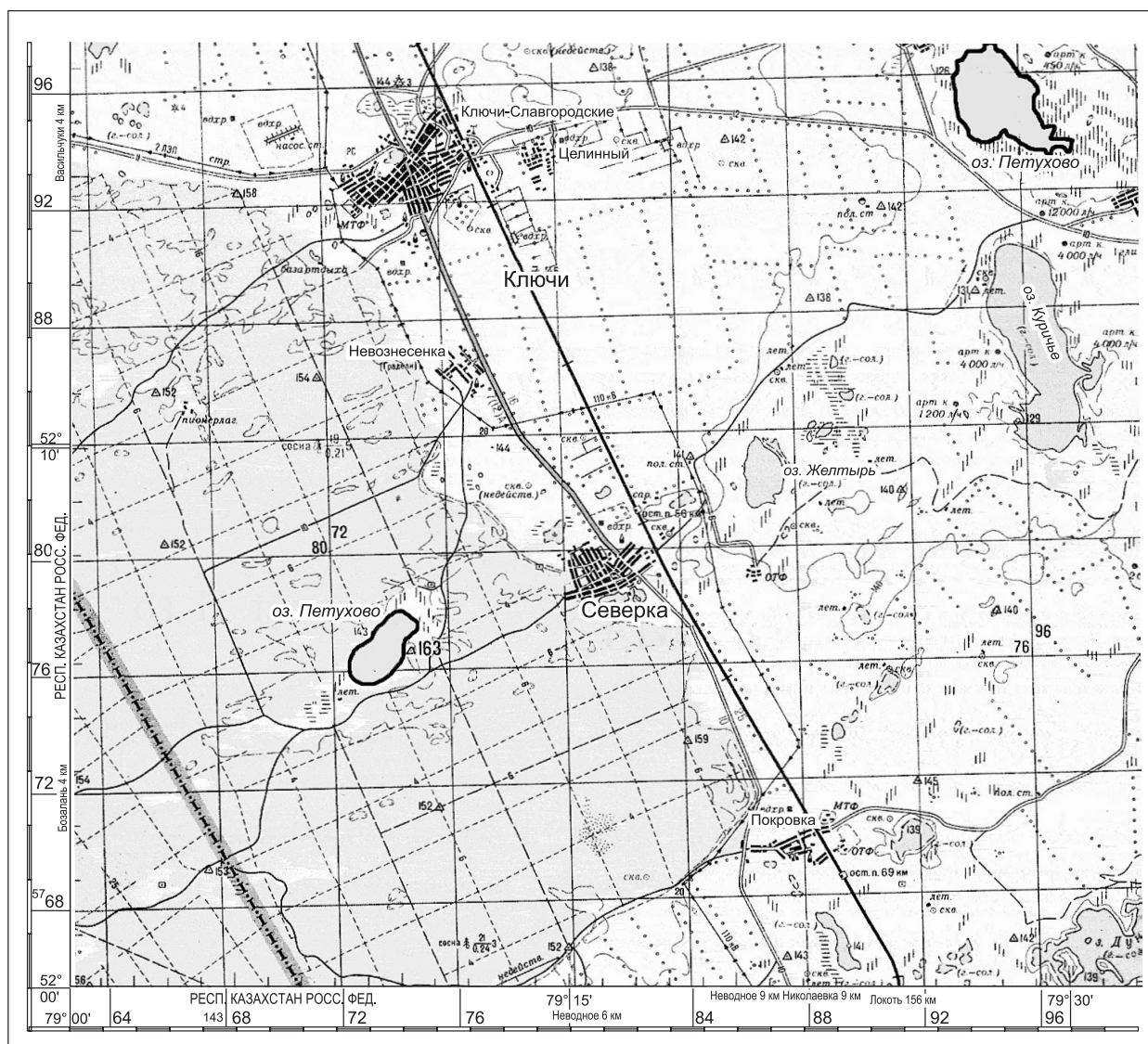


Рис. 1. Карта озер Петухово у дер. Северка (ленточный бор) и с. Петухи (степной ландшафт) на топографической основе 1993 г.

рельефом, представленным серией западин, бугорков и других микропонижений и микроповышений. Небольшое количество осадков, слабая оструктуренность и высокая плотность профиля каштановых почв не обеспечивают глубокого их промачивания. Непромывной водный режим и различные глубины промачивания обуславливают аккумуляцию на различной глубине карбонатов, гипса и легкорастворимых солей. Солонцово-засоленные комплексы на исследованной территории имеют широкое распространение и большое разнообразие [Татаринцев, 2003].

Боровое озеро, расположенное выше по рельефу, имеет минерализацию 24.3 г/л и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав рассола (pH = 9.8) и максимальную глубину вод около 1.2 м. Степное озеро имеет минерализацию 26.1 г/л, хлоридно-сульфатно-натрово-магниевый состав рассола (pH = 9.5) и глубину вод не более 0.8 м. В зимний период в содовом озере из-за промерзания вод отмечена садка соды ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$) и троны ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Весной за счет таяния снега происходит временное опреснение рассолов. Из-за наклонного рельефа и лавинного таяния снежного покрова, промерзшего почвенного профиля сезонные воды сбрасываются ниже по склону в направлении стока, т. е. от борового озера к степному. Общее направление перетекания грунтовых вод за счет плосковогнутого рельефа Кулундинской равнины аналогичное. То есть ландшафтный фактор оказывает влияние на перераспределение солей между озерами. Вполне вероятно, что он может служить основанием смены химического состава рассолов озер от $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ до $\text{Cl-SO}_4\text{-Na-Mg}$.

Полевые работы проводились в составе комплексной экспедиции ИГМ СО РАН и ИВЭП СО РАН в августе 2015 г. Колонки донных отложений отбирали с катамарана при помощи цилиндрического пробоотборника с вакуумным затвором конструкции НПО «Тайфун» (диаметр 82 мм, длина 120 см). Керн опробовался поинтервально с шагом 3 или 5 см на глубину от 50 до 120 см. Отбор проб воды на все анализы производился по стандартным методикам ГОСТ 31861. Непосредственно в полевых условиях определяли значения показателей pH, Eh, общей минерализации воды, содержания кислорода, а пробы донного осадка взвешивали для дальнейшего расчета влажности.

Методом атомно-абсорбционной спектроскопии с использованием пламенной и электротермической атомизации в пробах воды и донных осадков определяли значения концентраций микро- и макроэлементов (спектрометр Solaar M6 фирмы Thermo Electron, Англия, снабженный зеемановским и дейтериевым корректором фона). Методом рентгеновской дифрактометрии (XRD) анализировали минеральный состав проб донных отложений. Рентгеновские исследования проводили на дифрактометре ARLX'TRA (излучение CuK_α). Морфологию, фазовый и химический состав образцов изучали с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO1430VP, снабженного энергетическим спектрометром OXFORD.

Расчеты равновесий в гетерофазной 14-компонентной системе $\text{H—O—C—S—Cl—N—Ca—Mg—Na—K—Fe—Al—Si—Sr}$ проводили при 25 °С, общем давлении 1 атм и парциальном давлении $\text{CO}_2(\text{газ})$ $10^{-3.5}—10^{-2.5}$ атм с помощью пакета программ HCh (HydroChemistry), основанного на принципе минимизации термодинамического потенциала системы (энергии Гиббса), с использованием банка термодинамической информации UNITHERM этого ПК [Шваров, 2008]. Банк исходной информации был дополнен согласованными значениями свободных энергий образования минералов эвапоритов. Индексы насыщения рассолов по отношению к минералам (ИН) рассчитывались как отношения произведений активности ионов к произведению растворимости минерала. Условие равновесия — это равенство $\lg \text{ИН} \pm 0.2$ ед. Коэффициенты активности рассчитывались по уравнению Дебая—Хюккеля в третьем приближении, а для высокоминерализованных растворов по уравнению [Helgeson et al., 1981]:

$$\lg \gamma_i = -\frac{A \cdot z_i^2 \cdot \sqrt{I}}{1 + B \cdot a_i \cdot \sqrt{I}} - \lg(1 + 0.018m^*) + [\omega_i b_{\text{NaCl}} + b_{\text{Na}^+\text{Cl}^-} - 0.19(|z_i| - 1)] \cdot I, \quad (1)$$

где γ_i — моляльный коэффициент активности, m^* — сумма моляльных концентраций $\sum m_i$, ω_i — параметр Борна, b_{NaCl} — параметр сольватации для NaCl, равный 0.064. Первый терм уравнения (1) включает параметры Дебая-Хюккеля A , B , a_i , заряд частицы z , ионную силу I .

Граничным условием модели является существование соленых вод, находящихся в квазиравновесном состоянии (характеризуется бесконечно медленным переходом системы из одного состояния в другое) с донными отложениями двух озер. Их состав определен химическими анализами (табл. 1, 2). Далее рассматриваются некоторые возможные промежуточные термодинамические состояния, основным механизмом развития (смены) которых является процесс испарения воды, концентрирование химических элементов, осаждение вторичных минералов. Поиск состояния конечного равновесия ограничен «пересыханием озера».

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В табл. 1 приведен гидрохимический состав рассолов двух обсуждаемых озер Петухово. Эти данные использованы для расчетов равновесий с минералами либо ИН по отношению к различным фазам в процессе испарения или промерзания. Фактический минеральный состав донных отложений показан в табл. 2, а в табл. 3 — элементный химический состав донных осадков по глубине. Они, в свою очередь, использовались для решения обратной задачи — восстановления возможного состава равновесного раствора.

Таблица 1. Химический состав солоноватых вод озер Петухово

№	pH*	$T, ^\circ\text{C}$	HCO_3^-	Cl^-	$\text{SO}_{4\text{общ}}^{2-}$	Ca	Mg	Na	K	F ⁻	NO_2^-	NO_3^-	O_2	PO_4^{3-}	Sr	Ba	Mn	Si	Li	Cu	Fe	Al
В-150	9.8/10.1	21.4	7.7(CO_3)	11.4	1.3	0.001	0.01	24.7	0.3	27.2	33.3	4.75	7.13	0.05	0.32	0.05	0.02	8	0.1	0.5	1.4	0.5
В-151	9.5/9.1	25.2	0.06	24.1	9.2	0.07	3.7	16.5	0.1	5.16	38.8	9.85	7.64	0.05	16	0.05	0.02	1.2	0.8	0.5	0.05	0.5

Примечание. В-150 — оз. Петухово в бору у дер. Северка; В-151 — оз. Петухово в степи у с. Петухи.

* pH, измеренный *in situ* в лаборатории.

Таблица 2.

**Результаты рентгеноструктурного и атомно-абсорбционного
анализов образцов донных осадков озер, %**

Глубина отбора	Фазовый состав	Зольность	Ca	Mg	Na	K	Al	Fe	Si
Оз. Петухово, дер. Северка (боровое)									
0—5 см	Основные фазы — кварц, доломит, плагиоклаз, разупорядоченный Са-сметтит; примеси галита, троны, к.п.ш., хлорита, пирита, следы барита	86	4.6	7.8	4.2	1.4	2.7	1.0	22
45—50 см	Основная фаза — доломит; примеси кварца, кальцита, галита, плагиоклаза, разупорядоченного Са-сметтита, троны, к.п.ш., хлорита	71	8.6	8.1	5.1	0.7	1.4	1.0	13
Оз. Петухово, с. Петухи (степное)									
0.5—5 см	Основные фазы — кварц, плагиоклаз, доломит; примеси галита, к.п.ш., ангидрита, троны, хлорита, следы кальцита, слюды, амфибола, гидроксидов железа	87	6.2	4.5	1.5	1.3	3.2	1.3	17
15—20 см	Основные фазы — кварц, плагиоклаз, Са-избыточный доломит; примеси кальцита, ангидрита, галита, хлорита, следы кальцита, слюды, амфибола, единственный Mg-сметтит	90	4.6	2.5	1.9	1.6	5.0	2.1	26

Таблица 3.

Химический состав донных осадков

Образец в глубину разреза (см)	Ca	Mg	Na	K	Al	Fe	Mn	Sr	Ba	Mo	Li
	%					г/г					
Оз. Петухово, дер. Северка											
V-150До1 (5)	5.35	8.07	4.54	1.11	2.14	1.11	272	1532	400	11.00	58
V-150До2 (10)	4.10	5.36	3.77	1.58	3.13	1.07	221	1063	416	10.00	41
V-150До3 (15)	4.32	4.05	4.29	1.44	2.71	0.94	236	1278	380	12.00	46
V-150До6 (20)	8.25	8.00	5.98	0.76	1.63	1.11	423	1743	393	31.00	51
V-150До10 (25)	8.91	8.29	4.69	0.68	1.41	0.98	341	2070	434	35.00	53
Оз. Петухово, с. Петухи											
V-152До1 (5)	6.28	4.49	1.50	1.29	3.16	1.25	382	453	319	0.68	16
V-152До2 (10)	6.00	3.82	1.76	1.46	3.81	1.44	410	485	385	0.38	19
V-152До3 (15)	4.81	2.74	1.84	1.67	4.90	2.17	1686	491	381	1.70	25
V-152До4 (20)	4.61	2.49	1.86	1.64	4.98	2.07	1816	465	357	1.50	25

Кроме обозначенных выше различий в макрокомпонентном составе рассолов озер (Na, Mg, Cl, SO₄), нужно указать несколько дополнительных моментов. Следуя порядку обсуждения озер — боровое и вниз по рельефу степное, это разница в содержаниях Ca (1 и 69 мг/л), железа (1.4 и 0.05 мг/л), NO₂/NO₃, измеренных Eh вод (от отрицательных значений к нулевым). Последний параметр объясняет сильный запах сероводорода на берегу борового содового озера. Визуально заметные скопления аноксигенных фототрофных бактерий (АФБ) в виде сиренево-розовых слоев в бактериальных матах отмечены в озерах Петухово по данным [Компанцева и др., 2010]. По данным сотрудников ИВЭП СО РАН (Н.И. Ермолаевой и Е.Ю. Зарубиной), кислородный режим в озерах удовлетворительный. Оба озера относятся к мезотрофным. По степени зарастания макрофитами и величине образуемой ими первичной продукции исследованные озера можно отнести: боровое озеро к бордюроному типу (площадь зарастания акватории не более 30 %), где преобладает жесткая воздушно-водная растительность, продуцирующая от 259 до 1127 г/м² в год органического вещества; степное озеро к массивно-зарослевому типу, где доминирует мягкая погруженная растительность, а площадь зарастания составляет до 90 %. Для воды озера у дер. Северка, по данным 2015 г., определено содержание фульвокислот (15.66 мг/л) и гуминовых кислот (1.1 мг/л), а также высокая перманганатная окисляемость — 80.6 мг O₂/дм³.

В верхних горизонтах донных отложений о. Петухово в ленточном бору (см. табл. 2) доминируют кварц, доломит, плагиоклаз, разупорядоченный Са-сметтит, в виде примесей отмечаются галит, трона, к.п.ш. Донный осадок в нем органично-минеральный, зольность 85—71 % (сапропель), цвет черно-

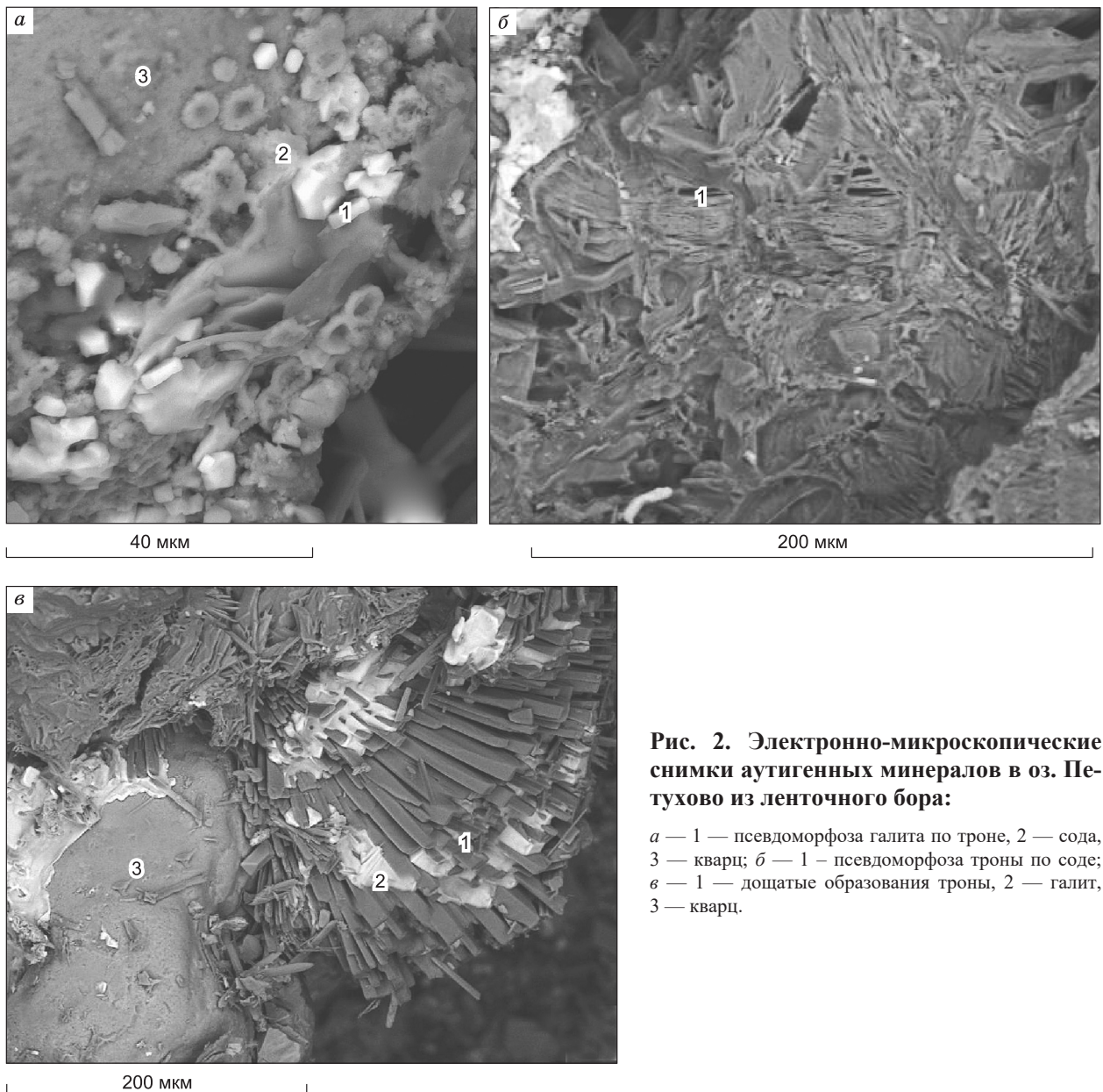


Рис. 2. Электронно-микроскопические снимки аутигенных минералов в оз. Петухово из ленточного бора:

a — 1 — псевдоморфоза галита по троне, 2 — сода, 3 — кварц; *б* — 1 — псевдоморфоза троны по соде; *в* — 1 — дощатые образования троны, 2 — галит, 3 — кварц.

сизый. В нижних горизонтах резко преобладает доломит, в виде примесей присутствуют кальцит, кварц, все остальные вышеназванные минералы находятся в виде следов. Донный осадок оз. Петухово в степи на границе раздела сред вода—осадок покрыт тонкой пленкой белесого цвета (галитом), основными минералами верхней части донного ила (до 5 см) являются кварц, плагиоклаз, доломит, а к.п.ш., галит, трона присутствуют в виде примесей. С глубиной резко возрастает количество кварца и вместо доломита присутствует Са-избыточный доломит.

Наиболее интересные взаимоотношения солей завершающих этапов кристаллизации показаны на рис. 2. Можно наблюдать псевдоморфозы галита по троне (см. рис. 2, *a*), троны по соде (см. рис. 2, *б*), а также заполнение галитом пустот между пластинками троны (см. рис. 2, *в*). Не менее важны свидетельства совместного аутигенного образования доломита с разупорядоченными смектитами Са-состава (рис. 3, *a-в*), Mg-кальцита (см. рис. 3, *г, д*), хлорита и гетита (см. рис. 3, *е*). Образование конкреций кальцита по доломиту не является ординарным фактом, тем более в растворе, где содержания Са находятся на уровне одного г/л (см. рис. 3, *б*). Весьма наглядно различные минеральные формы железа — пирит (см. рис. 3, *в*) и гидроксиды (см. рис. 3, *е*) — указывают на восстановительные или окислительные условия в верхней части илов в озерах.

Данные рентгеноструктурного анализа хорошо коррелируются с данными атомно-абсорбционного анализа (см. рис. 2). В керне донных отложений борового озера с увеличением глубины до 10 см

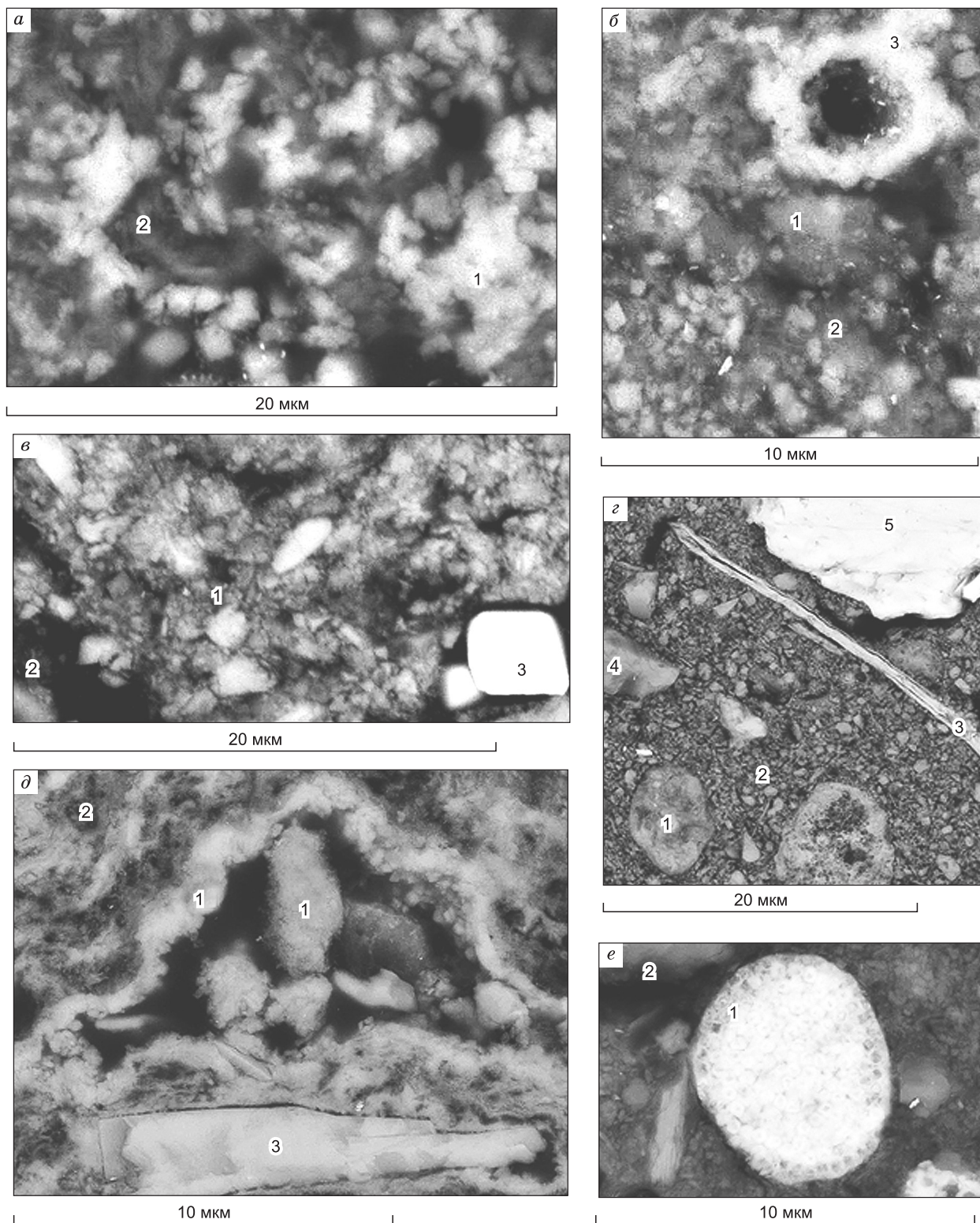


Рис. 3. Электронно-микроскопические снимки взаимоотношения аутигенных минералов в донных осадках оз. Петухово в ленточном бору (а-в) и оз. Петухово в степном ландшафте (з-е):

а — 1 — доломит, 2 — кальциевый смектит; б — 1 — доломит, 2 — Са-смектит, 3 — кальцит, в — 1 — доломит, 2 — Са-смектит, 3 — пирит, з — 1 — высоко Mg-кальцит, 2 — Mg-смектит, 3 — биотит, 4 — к.п.ш., 5 — кварц; д — 1 — высоко-Mg-кальцит, 2 — хлорит; 3 — к.п.ш.; е — 1 — гидроксиды Fe, 2 — кварц, 3 — хлорит.

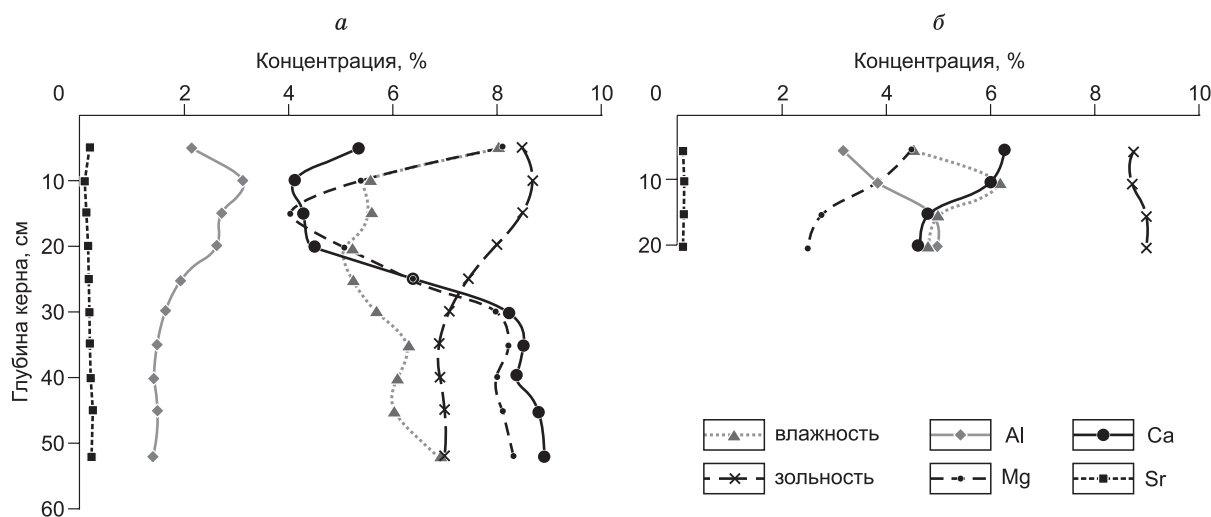


Рис. 4. Распределение концентраций основных минералообразующих элементов по глубине в донных осадках озер Петухово (Кулундинская степь) и значений зольности и влажности, приведенных в 10^{-1} .

а – оз. Петухово (боровое), *б* – оз. Петухово (степное).

увеличивается концентрация Al (количества полевых шпатов), а концентрации Ca и Mg (количество доломита, смектита) резко падают, далее с глубиной до 30 см распределение обратное и глубже все концентрации этих элементов имеют постоянные значения, т. е. соотношение терригенной и хемогенной фракций в осадке меняется в верхних 30 см (рис. 4). В озере степном около с. Петухи количества Ca и Mg с глубиной до 15 см падают, а количество алюминия растет, далее вплоть до глубины 20 см изменяется слабо [Овдина и др., 2016]. К сожалению, керн глубже 20 см не был отобран по техническим причинам. То есть распределения содержаний Mg по глубине кернов донных осадков полностью соответствуют Ca за исключением самого верхнего горизонта илов в боровом озере. Такие высокие концентрации Mg в данном слое осадка связаны с присутствием не только доломита, но и значительных количеств разупорядоченного смектита, содержание которого с глубиной уменьшается. Напомним, что почвы вокруг этого озера — щелочные солончаки. В осадках озера степного у с. Петухи сульфаты (гипс, ангидрит), в отличие от почвенного профиля солончаков водосборной территории, не найдены. Используя данные о скорости осадкообразования в этих озерах, рассчитанной с использованием ^{210}Pb и ^{137}Cs (в среднем 3 мм/год), можно предположить, что резкая смена распределения Al и Ca по разрезу приходится на 60-е годы прошлого века [Страховенко, 2011]. Это соответствует периоду распаивания земель (целины) на данной территории, что привело к резкому увеличению золовой составляющей в донных отложениях, которое на данный момент становится значительно слабее, и постепенно в осадконакоплении озер снова начинает преобладать хемогенная составляющая — доломит. Присутствие золовой фракции способствует захоронению солей в илах.

Приступая к обсуждению результатов термодинамического моделирования, сначала хотелось бы остановиться на изменениях, происходящих в составе минеральной ассоциации при понижении температуры. Моделирование поведения водно-солевых систем в области отрицательных температур возможно с помощью специальных программ типа

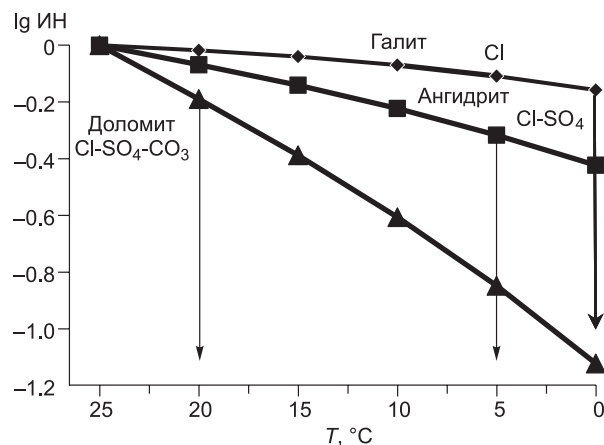


Рис. 5. Изменение lg ИН трех минералов с понижением температуры до $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Концентрация суммы карбонатных ионов определяется равновесием с атмосферой ($\text{CO}_2 = 10^{-3.5}$ атм). Стрелками показана температура интенсивного осаждения (см. пояснения в тексте).

FREZCHEM2 [Mironenko et al., 1997] или FREEZBRINE [Кияшко и др., 2014], но понижение температуры даже до 0 °С отчетливо намечает тенденции его изменения. Для расчетов выбраны простые минералы, их термодинамические константы хорошо откалиброваны в широком температурном интервале, они встречаются в осадках обсуждаемых озер. Если первоначально при 25 °С раствор был насыщен по отношению к галиту, ангидриту и доломиту (Cl—SO₄—CO₃—рассол, lg ИН всех минералов равен 0), то понижение температуры до 20 °С приводит к его недосыщенности по отношению к доломиту, который интенсивно уходит в осадок, и рассол обогащается Cl-SO₄-ионами (рис. 5). Но при 10 °С раствор становится недосыщенным уже по отношению к ангидриту, который осаждается, обогащая раствор остаточным хлорид-ионом. Богатые Na⁺ и Cl⁻ рассолы не замерзают вплоть до отрицательных температур в зависимости от концентрации. Формируются богатые доломитом донные осадки и хлоридно-сульфатный рассол. При промерзании карбонатных осадков вполне возможно отпрессовывание этих рассолов и снос *не в нижележащие горизонты* (мешает лед), а в гипсометрически более низкие участки (озеро степное у с. Петухи). Многие авторы отмечали зависимость состава и минерализации вод от положения озера в системе озер и считали, что даже при одинаковых характерах фильтрации грунтовых вод через дно озера, расположенные в системе ниже, будут получать относительно повышенное содержание хлоридов и сульфатов, так как в верхних озерах происходит осаждение карбонатов магния и кальция или даже периодического осаждения соды [Герасимов, Иванова, 1934; Лебедева и др., 2008].

Концентрирование растворов за счет промерзания и уменьшения количества водной фазы аналогично модели испарения, которая обсуждается ниже. Опорной является установленная последовательность изменения анионного состава вод. При промерзании в большинстве случаев она соответствует схеме: HCO₃⁻ → SO₄²⁻ → Cl⁻. Катионный состав при этом также испытывает преобразования [Абрамов, 2014].

Рассолы содового оз. Петухово у дер. Северка являются щелочными (pH = 9.8—10.1). Последнее значение зафиксировано уже в лаборатории. В табл. 1 приведены только достоверно определенные концентрации CO₃²⁻, равные 7730 мг/л. Считаем, что сдвигу pH в щелочную область при хранении пробы способствует протекание хорошо известной реакции:



Процесс испарения организован изменением количества воды в следующих пределах: 1 кг — 0.5 кг — 0.1 кг — 0.05 кг. Результаты расчетов показаны в табл. 4. Растворы имеют отрицательный редокс-потенциал. Это важно, поскольку в рассоле присутствуют элементы переменной валентности — S, Fe, Cu и N. Несмотря на то, что значения Eh являются отрицательными, сульфидообразование из рассола не происходит, хотя присутствуют Fe²⁺ (основная форма Fe(OH)₃⁰), Cu(OH)⁰ и H₂S, но преобладает SO₄²⁻ [Gaskova et al., 2017]. По данным PCA, пирит все же найден (см. рис. 3, в). Процессы деградации органического вещества анаэробным сообществом происходят за счет внешних акцепторов электронов переменного-валентных элементов, таких как сера, окисное железо, марганец и некоторые другие, с образованием ацетата и водорода, утилизация которых завершается преимущественно сульфидогенезом, наиболее выраженным и значимым процессом в содовых озерах, т. е. образуется пирит [Заварзин, 2004]. Эти процессы активно протекают несмотря на преобладание карбонат- и бикарбонат-ионов в содовых озерах как с высоким содержанием сульфатов, так и с низким [Zhilina et al., 2012]. При обилии ОВ диатеза от начала и до конца идет в восстановительных условиях.

Оказалось, что раствор пересыщен по отношению к доломиту (может выпасть 4.6 мг из каждого литра, в ассоциации он составляет 40.26 %), кварцу, хлориту и гетиту. Из других карбонатов — это SrCO₃ и MnCO₃ (могут быть примесью в доломите), а из оксидов — NiO и ZnO, которые, скорее всего, связаны с гетитом. Из алюмосиликатов присутствует Mg-хлорит (Mg_{4.5}Al₃Si_{2.5}O₁₀(OH)₈), аккумулирующий магний, кремний и алюминий из раствора. Приведем равновесные значения, которые соответствуют данным табл. 1, Si 7.35 мг/л, Mg 12.56 мг/л, Al по расчетам менее 10⁻⁶ мг/л (ниже геохимически значимой величины). Здесь можно предположить кристаллизацию хлорита другого, чем в табл. 5, состава, например Mg₆Si₄O₁₀(OH)₈, тогда часть алюминия будет оставаться в растворе. Сметкитов в ассоциации нет, их lg ИН намного меньше нуля. Таким образом, *определен обычный состав аутигенных минералов*. Интересной оказалась модель испарения, показывающая ход процесса, предсказанный ранее при анализе данных по минералогии осадков. Например, при уменьшении количества воды в 10 раз до 0.1 кг H₂O появляются сода и трона Na₂CO₃·10H₂O и Na₃H(CO₃)₂·2H₂O, а при 0.05 кг H₂O — галит NaCl (см. рис. 2, в) и даже следы карбонат-сульфата натрия буркеита Na₆CO₃(SO₄)₂. По данным [Лебедева и др., 2008], эти минералы редко, но диагностируются в соляных корочках борového оз. Петухово, найдены они и нами. То, что при расчете испарения рассола установлены содовые минералы, позволяет отнести озеро к самосадочным. В табл. 4 видно, что при испарении воды до 0.1 кг вместе появляются сода и трона, но дополнительный расчет показывает, что трона может образоваться чуть раньше, уже при 0.2 кг H₂O. Но в целом взаимоотношения этих минералов зависят от pH, концентрации CO₃²⁻ и Na. Как

Таблица 4. Минеральный состав осадка при испарении рассолов оз. Петухово у дер. Северка

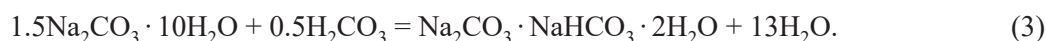
Минерал	H ₂ O	Выпадение минерала	H ₂ O	Выпадение минерала	H ₂ O	Выпадение минерала	H ₂ O	Выпадение минерала
	1 кг	%	0.5 кг	%	0.1 кг	%	0.05 кг	%
Кварц	6.92E-06	3.64	1.63E-04	47.02	2.38E-04	0.03	2.63E-04	0.02
Тенорит	—	—	—	—	5.95E-07	0.00	7.69E-07	0.00
Бунзенит	1.28E-06	0.84	1.29E-06	0.46	1.70E-06	0.00	1.70E-06	0.00
Гаусманнит	—	—	—	—	1.21E-07	0.00	1.21E-07	0.00
Цинкит	7.65E-08	0.05	7.65E-08	0.03	7.65E-08	0.00	7.65E-08	0.00
Галит	—	—	—	—	—	—	2.49E-01	16.02
Брусит	—	—	—	—	3.22E-04	0.04	5.05E-04	0.03
Гетит	2.51E-05	19.49	2.51E-05	10.67	2.51E-05	0.01	2.51E-05	0.00
Доломит	2.49E-05	40.26	2.50E-05	22.04	2.50E-05	0.01	2.50E-05	0.01
Стронцианит	3.27E-06	4.22	3.46E-06	2.45	3.62E-06	0.00	3.65E-06	0.00
Родохрозит	3.58E-07	0.36	3.61E-07	0.20	—	—	—	—
Барит	—	—	—	—	3.07E-07	0.00	3.57E-07	0.00
Хлорит	6.18E-06	30.08	6.18E-06	16.47	6.18E-06	0.01	6.18E-06	0.00
Cr ₂ O ₃	7.94E-07	1.06	9.03E-07	0.66	7.76E-07	0.00	8.97E-07	0.00
Na ₆ CO ₃ (SO ₄) ₂	—	—	—	—	—	0	4.76E-03	2.05
Na₂CO₃·10H₂O	—	—	—	—	7.27E-02	47.41	1.72E-01	54.17
Na₃H(CO₃)₂·2H₂O	—	—	—	—	1.02E-01	52.49	1.11E-01	27.71
Сумма, моль/л	6.89E-05	—	2.26E-04	—	1.75E-01	—	5.37E-01	—
Eh (мВ) – рН	-0.2—9.9	—	-0.2—9.8	—	-0.2—10.4	—	-0.2—10.6	—

Примечание. Полужирным шрифтом выделены минералы, обнаруженные PCA в донном осадке (см. табл. 2).

Таблица 5. Термодинамические данные для минералов из базы данных UNITERM

Минерал	Формула	$\Delta G_{f,298}^0$, ккал/моль
Mg-хлорит	Mg _{4.5} Al ₃ Si _{2.5} O ₁₀ (OH) ₈	-2005.18
Дафнит	Fe ₄ Al ₄ Si ₂ O ₁₀ (OH) ₈	-1671.61
К-монтмориллонит·H ₂ O	K _{0.38} Al _{2.38} Si _{3.62} O ₁₀ (OH) ₂	-1352.87
К-монтмориллонит	K _{0.33} Al _{2.33} Si _{3.67} O ₁₀ (OH) ₂	-1281.18
Na-монтмориллонит	Na _{0.33} Al _{2.33} Si _{3.67} O ₁₀ (OH) ₂	-1241.79
Ca-монтмориллонит	Ca _{0.16} Al _{2.33} Si _{3.67} O ₁₀ (OH) ₂	-1280.62
Mg-монтмориллонит	Mg _{0.16} Al _{2.33} Si _{3.67} O ₁₀ (OH) ₂	-1276.88
Иллит	K _{0.6} Mg _{0.25} Al _{2.3} Si _{3.5} O ₁₀ (OH) ₂	-1302.42

показали расчеты, например, при понижении температуры растворимость CO_{2(газ)} растет и трона замещает соду, что соответствует рис. 2, б. Этот процесс можно записать в виде реакции:



Относительно форм нахождения ионов в растворе нужно сказать, что в содовых рассолах высока доля NaCO₃⁻ (более 20 %), поэтому общая концентрация Na для садки галита должна быть несколько выше, чем в хлоридных озерах с более низкими рН. Большая часть растворенных Ca, Mg, Ba находится также в виде карбонатных комплексов. В частности, на рис. 6 показано, что только 24 % магния присутствует в виде Mg²⁺, а именно он используется для расчета ИН содержащих его минералов. Тем не менее, при испарении в ассоциации можно наблюдать барит (в осадках обнаружен) — это один из двух сульфатных минералов, если допустить вероятность образования беркеита Na₆CO₃(SO₄)₂.

Как указано выше в табл. 2, в донных осадках борового оз. Петухово присутствует разупорядоченный Ca-сметтит (в верхних 5 см даже среди основных фаз вместе с кварцем, доломитом и плагиоклазом). Известно, что образование глинистых минералов связано с химическим разрушением пород, в первую очередь, с гидролизом силикатов и алюмосиликатов. Для сметтитов требуется длительный кон-

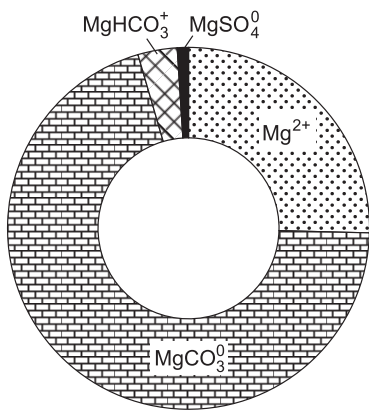


Рис. 6. Формы нахождения магния в равновесии с доломитом в донных осадках оз. Петухово у дер. Северка.

такт вода/порода и насыщение раствора многими компонентами глин [Шварцев, 1998]. Поэтому вполне вероятно их образование не из поверхностного раствора, а при тесном взаимодействии осадка и воды озера. Поровые воды осадка стремятся к насыщению слагающими его компонентами, поэтому концентрация солей в них резко повышается. Наличие насыщенных растворов обуславливает возможность переотложения вещества и с течением времени перекристаллизацию и даже изменение состава. При этом, безусловно, часть глин была привнесена с терригенным материалом, а в донном осадке начинается обратное выветривание (reverse weathering), согласно выражению [Yan et al., 2002].

Это означает деградацию терригенного глинистого материала как бы в противоположном направлении химическому выветриванию первичных горных пород и почв. При этом органическое вещество, по мнению [Клубова, 1973; Злобина, 2012], препятствует аутигенному минералообразованию или замедляет его. Авторы отмечают, что органическое вещество, сорбированное глинистыми минералами, повышает их устойчивость даже в обстановке, резко отличающейся по физико-химическим параметрам от той, в которой они могут существовать. Но в нашем случае тесные срастания доломита и разупорядоченного смектита свидетельствуют в пользу их совместного аутигенного образования из растворов (см. рис. 3), но последний доказывает незавершенность процесса диагенеза осадков.

Вышеназванные факторы делают процесс моделирования состава придонного (или порового) раствора на основании известного химического состава донного осадка весьма неоднозначным. Сюда добавляются произвольные отношения вода/порода и такой фактор, как отсутствие термодинамических данных для разупорядоченных смектитов. Термодинамические расчеты в открытой по $\text{CO}_{2(\text{газ})}$ системе показали, что при взаимодействии 100 г породы и 1 кг раствора появляется Mg-хлорит ($\text{Mg}_{4.5}\text{Al}_3\text{Si}_{2.5}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$), при подавлении возможности его образования появляется гидромонтмориллонит со свободной энергией образования -1352.9 кКал/моль и к.п.ш. (микроклин). Из данных табл. 5 становится ясно, что другие подобные фазы еще менее устойчивы (имеют более положительные свободные энергии образования) и могут быть в парагенезисе только при удалении из базы данных названных выше более стабильных хлорита и гидромонтмориллонита.

В случае, когда устойчив хлорит вместе с кварцем, доломитом и некоторыми аксессуориями (гетит, стронцианит, оксиды Cu) в твердой фазе, количества Mg и Ca соответствуют определенным в ходе анализа, но в растворе остается явный избыток Mg. Нельзя не обратить внимания на то, что магния в верхней части донных осадков и в растворе действительно больше, но весьма незначительно (см. табл. 2, 3). Осаждение 0.02 моль/л магнезиального хлорита не позволяет удалить избыточный по сравнению с определенным в воде магнием (во взаимодействующей с водой твердой фазе его 8 %). Расчет состава раствора, равновесного с каждой следующей ассоциацией (везде присутствуют кварц и доломит) при условии исключения предыдущих минералов, т. е. хлорит \rightarrow К-монтмориллонит \rightarrow иллит \rightarrow Ca-Mg-монтмориллониты, приводит к тем же выводам. Таким образом, точно смоделировать наблюдаемую в донном осадке парагенетическую ассоциацию минералов, исходя только из данных химического анализа, практически невозможно. Ни одна из ассоциаций не объясняет наблюдаемое накопление магния. На основании дополнительных расчетов было сделано два предположения. Во-первых, при уменьшении отношения вода/порода до единицы (100 г/100 г) в осадке появляется трона (как обычно) и дополнительно магнезиальная соль $\text{Mg}_2\text{Cl}(\text{OH})_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — оксихлорид магния (РСА не зафиксирован). Вторая альтернатива — ввести в состав твердой фазы некоторое *дополнительное количество плагиоклаза* и к.п.ш., которые неустойчивы и поставляют в раствор дополнительный Al и Si, что приведет к избыточному отложению хлорита и снижению концентрации Mg и Ca. Но в целом смесь терригенных и аутигенных минералов в донном осадке озер не отражает реальный состав равновесного раствора в силу кинетических ограничений процессов растворения/осаждения минералов.

С другой стороны, неслучайным является накопление магния в воде нижерасположенного озера степного у с. Петухи (с 14 до 3700 мг/л, см. табл. 1) настолько, что даже меняется геохимический тип растворов. Это относится и к другим ионам, которые, оставаясь консервативными, не входят в состав осаждающихся твердых фаз: Cl^- , Li^+ , SO_4^{2-} . При этом в донном осадке озера у с. Петухи не только отсутствуют смектиты, но и в целом терригенная составляющая (кварц, плагиоклаз) преобладает над хемогенной (доломит). Не стоит забывать о том, что осаждение доломита — это также длительный геологический процесс [Крайнов и др., 2004; Ilgen, Sygan, 2016]. В какой мере связаны различия в составе

донных осадков с интенсивностью пополнения бассейнов озер терригенными минералами, влиянием подземных содовых вод, затрудненным или более свободным водообменом в зависимости от рельефа, разным уровнем развития биотической компоненты, требует дополнительных исследований.

При расчете состояния насыщенности рассолов степного оз. Петухово особых отличий не наблюдается. Они пересыщены по отношению к кварцу и доломиту. Более того, высокие концентрации Mg (3700 мг/л) предполагают возможность образования еще и магнезита, который РСА не обнаружен, или магнезиального кальцита предельного по магнию состава $\text{Ca}_{0.52}\text{Mg}_{0.48}\text{CO}_3$ [Гаськова и др., 2011]. Высокомагнезиальный кальцит обнаружен РСА и является более вероятным (см. табл. 2). Наибольшая степень концентрирования (0.05 кг остаточной воды) вызывает появление вместе с галитом водного сульфата натрия мирабилита $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Растворы недосыщены по отношению к гипсу и ангидриту ($\lg \text{ИН} = -4$), хотя многие исследователи считают, что отношения $\text{Mg}/\text{Ca} > 1$ достигаются только после осаждения этих минералов. Трона в расчетах не появляется, еще раз подтверждая тот факт, что это минерал именно содовых озер (не по рН), где преобладает карбонатная щелочность. Интересно, что по данным [Лебедева и др., 2008] в оз. Петухово у с. Петухи преобладает органическая щелочность, доля карбонатной мала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Два содовых озера в Кулундинской степи, находящиеся на расстоянии 14 км друг от друга, озера Петухово у дер. Северка и с. Петухи, отличаются размерами (5.3 и 15 км²), ландшафтным положением (ложбина древнего стока внутри ленточного бора на высоте 146 м и пределы Кулундинской котловины со степными биоценозами на абсолютной высоте 125 м), типами почв ближней водосборной территории по направлению к озеру (подзолы → резкощелочные солончаки и черноземы → сульфатные солончаки).

В результате изучения гидрохимии систем этих озер оказалось, что первое озеро имеет минерализацию 24.3 г/л и $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ состав рассола с $\text{pH} = 9.8\text{—}10.1$, а второе — минерализацию 26.1 г/л, $\text{Cl-SO}_4\text{-Na-Mg}$ рассол с $\text{pH} = 9.5\text{—}9.1$. Индикативными минералами осадка озера у дер. Северка являются разупорядоченные Са-сметиты и резко преобладающий доломит, особенно в нижней части разреза. Для него характерны восстановительные условия (сапропель, пирит). В донном осадке второго озера у с. Петухи преобладают терригенные кварц, плагиоклазы, к.п.ш., с увеличением доли доломита и Mg-кальцита в нижней части разреза. Здесь условия более окислительные (гидроксиды железа).

Термодинамическое моделирование поведения элементов в этих озерах позволило сделать выводы:

1) поверхностные воды обоих озер пересыщены по отношению к кварцу, доломиту (стронцианиту, родохрозиту), гетиту (оксидам Cu, Zn, Ni), хлориту и недосыщены по отношению ко всем упорядоченным смектитам и каолиниту (в скобках указаны элементы, которые вероятны в виде примесей);

2) рассчитанный процесс испарения этих вод подтверждает образование соды, троны, галита в озере у дер. Северка и галита и мирабилита (второй не определен РСА) у с. Петухи;

3) ряд причин, в том числе представленная химическим анализом смесь растворяющихся аллотигенных и осаждающихся аутигенных минералов природной ассоциации, не позволяют смоделировать адекватный равновесный состав порового раствора (или придонного); в целом жидкая фаза более адекватно отражает «сегодняшнее» состояние системы.

Предположено, что причиной накопления магнезита в растворе является незавершенность процесса диагенеза осадков, в том числе осаждения и кристаллизации смектитов и даже доломита (в случае озера у с. Петухи) из щелочных растворов с $\text{pH} > 9$.

Обоснована необходимость поиска возможного влияния на отличающиеся процессы диагенеза в двух озерах биотической составляющей и притока подземных содовых вод, особенно в Кулундинской котловине.

Работы выполнены в ЦКП «Многоэлементные и изотопные исследования» СО РАН за счет гранта Российского научного фонда (проект № 15-17-10003).

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов В.Ю. Криогенная метаморфизация химического состава подземных вод // Разведка и охрана недр, 2014, № 5, с. 12—17.

Водоёмы Алтайского края: биологическая продуктивность и перспективы использования / Ред. В.П. Соловов. Новосибирск, Наука, 1999, 284 с.

Гаськова О.Л., Солотчина Э.П., Складорова О.А. Реконструкция эволюции состава растворов по данным осадочной летописи соленых озер Приольхонья // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (5), с. 704—711.

Геологическая карта СССР. М-б 1:200 000. Серия Кулундинско-Барабинская. Лист N 44-XVI. Ред. В.А.Мартынов. Л., 1988, 186 с.

Герасимов И.П., Иванова Е.Н. Процесс континентального соленакопления в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи // Труды Почвенного института. Л., 1934, вып. 9, с. 101—136.

Гидрогеология СССР, т. XVII. Кемеровская область и Алтайский край / Под ред. М.А. Кузнецовой, О.В. Постниковой. М., Недра, 1972, 400 с.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М., Наука, 2004, 347 с.

Злобина О.Н. Глинистые минералы в современных отложениях оз. Байкал // Материалы VIII Международного научного конгресса и выставки «ИНТЕРЭКСПО ГЕО-Сибирь-2012». Т.2. Новосибирск, СГГА, 2012, с. 61—65.

Княшко Н.В., Комаров И.А., Голованов Д.Л. Криометаморфизм почвенных растворов и формирование солевого профиля солончаков Монголии (по результатам моделирования) // Почвоведение, 2014, № 5, с. 530—536.

Клубова Т.Т. Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М., Недра, 1973, 256 с.

Ковалев Р.В. Почвы Кулундинской степи. Новосибирск, Наука, 1967, 289 с.

Колпакова М.Н., Борзенко С.В., Исупов В.П., Шацкая С.С., Шварцев С.Л. Гидрохимия и геохимическая типизация соленых озер степной части Алтайского края // Вода: химия и экология, 2015, № 1, с. 11—16.

Компанцева Е.И., Комова А.В., Сорокин Д.Ю. Сообщества аноксифотобактерий в соленых содовых озерах Кулундинской степи (Алтайский край) // Микробиология, 2010, т. 79, № 1, с. 96—102.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод (теоретические, прикладные и экологические аспекты). М., Наука, 2012, 672 с.

Лебедева М.П., Лопухина О.В., Калинина Н.В. Особенности химико-минералогического состава солей в сорочных солончаках и озерах Кулундинской степи // Почвоведение, 2008, №4, с. 467—480.

Макаров С.З. Материалы к физико-химическому изучению соляных озер Кулундинской степи (Кулундинская экспедиция АН СССР 1931—1932 гг. Часть 2). Совет по изучению природных ресурсов ИФХА, серия сибирская, вып. 9. М., Л., Изд-во АН СССР, 1935, 237с.

Никольская Ю.П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961, 181 с.

Овдина Е.А., Страховенко В.Д., Ермолаева Н.И., Зарубина Е.Ю., Салтыков А.В. Современное минералообразование в озерах Петухово Кулундинской степи // Водные ресурсы: изучение и управление (лимнологическая школа-практика). Материалы V Международной конференции молодых ученых (5—8 сентября 2016 г.). Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2016, с. 210—217.

Страхов Н.М. Избранные труды. Осадкообразование в современных водоемах. М., Наука, 1993, 396 с.

Страховенко В.Д. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2011, 36 с.

Татаринцев Л.М., Татаринцев В.Л., Каблова Н.Ю. Особенности соленакопления в почвах Кулундинской степи // Вестн. АГАУ. Барнаул, Изд-во АГАУ, 2003, № 4, с. 60—63.

Уир Дж.Х. Модели растворимости минералов в концентрированных рассолах и их приложение к полевым наблюдениям // Термодинамическое моделирование в геологии: минералы, флюиды, расплавы. М., Мир, 1992. с. 154—192.

Шваров Ю.В. HCh: Новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия, 2008, № 8, с. 898—903.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М., Недра, 1998, 366 с.

Bryanskaya A.V., Malup T.K., Lazareva E.V., Taran O.P., Rozanov A.S., Efimov V.M., Peltek S.E. The role of environmental factors for the composition of microbial communities of saline lakes in the Novosibirsk region (Russia) // BMC Microbiol., 2016, v. 16 (Suppl. 1), p. 4. doi 10.1186/s12866-015-0618-y.

Gaskova O.L., Strakhovenko V.D., Ermolaeva N.I., Zarubina E.Yu., Ovdina E.A. A simple method to model the reduced environment of lake bottom sapropel formation // Chin. J. Oceanol. Limnol., 2017, v. 35, № 4, p. 956—966. <http://dx.doi.org/10.1007/s00343-017-5345-9>.

Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.H. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures: IV. Calculation of activity coefficients and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600°C and 5 kb // Am. J. Sci., 1981, v. 281, p. 1249—1516.

Ilgen A.G., Cygan R.T. Mineral dissolution and precipitation during CO₂ injection at the Frio-I Brine Pilot: Geochemical modeling and uncertainty analysis // Int. J. Greenhouse Gas Control, 2016, v. 44, p. 166—174.

Mironenko M.V., Grant S.A., Marion G.M., Farren R.E. FREZCHEM2. A chemical thermodynamic model for electrolyte solutions at subzero temperatures. CRREL Report 97-5, 1997, 40 p. <http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a333040.pdf>.

Sorokin D.Y., Rusanov I.I., Pimenov N.V., Tourova T.P., Abbas B., Muyzer G. Sulfidogenesis under extremely haloalkaline conditions in soda lakes of Kulunda Steppe (Altai, Russia) // FEMS Microbiol. Ecol., 2010, v. 73, p. 278—290.

Yan J.P., Hinderer M., Einsele G. Geochemical evolution of closed-basin lakes: general model and application to Lakes Qinghai and Turkana // Sediment. Geol., 2002, v. 148, p. 105—122.

Zhilina T.N., Zavarzina D.G., Panteleeva A.N. Fuchsiella alkaliacetigena gen. nov., sp. nov., an alkaliphilic, lithoautotrophic homoacetogen from a soda lake // Int. J. Syst. Evol. Microbiol., 2012, v. 62, p. 1666—1673.

*Рекомендована к печати 1 сентября 2016 г.
Г.Н. Аношиным*

*Поступила в редакцию
31 мая 2016 г.*