

Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего образования  
«Тюменский государственный университет»

*На правах рукописи*

НОВОСЕЛОВ АНДРЕЙ АНДРЕЕВИЧ

**ГЕОХИМИЯ ВОД И ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ  
В БЕССТОЧНЫХ ОЗЕРАХ ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОНЫ ЗАУРАЛЬЯ И ИШИМСКОЙ  
РАВНИНЫ**

Специальность 1.6.4 - Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы  
поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
кандидат географических наук,  
доцент Хорошавин В.Ю.

Томск – 2023

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |    |    |
|--|----|----|
| ВВЕДЕНИЕ.....  | 4  | 4  |
| 1 Особенности химического состава малых бессточных водоемов аридной и семиаридной зоны .....   | 13 | 13 |
| 1.1 Малые водоемы аридной и семиаридной зон, их значение для континентальных биогеохимических циклов и функционирования ландшафтов ..... | 13 | 13 |
| 1.2 Дискуссионные вопросы формирования высокомагнезиальных карбонатов в современных водоемах аридной и семиаридной зон.....              | 16 | 16 |
| 1.3 Региональный аспект изучения озер и лимноландшафтов аридных и семиаридных районов юга Западной Сибири и смежных регионов.....        | 19 | 19 |
| 2 Физико-географические условия территории исследований.....   | 23 | 23 |
| 2.1 Географическое положение .....   | 23 | 23 |
| 2.2 Геологическое строение и рельеф.....   | 25 | 25 |
| 2.3 Климатические условия .....  | 28 | 28 |
| 2.4 Поверхностные воды.....  | 30 | 30 |
| 2.5 Растительность и почвенный покров.....   | 32 | 32 |
| 2.6 Антропогенное воздействие .....  | 33 | 33 |
| 3 Материалы и методы исследования .....  | 34 | 34 |
| 3.1 Полевые исследования .....   | 34 | 34 |
| 3.2 Методы аналитических исследований .....  | 39 | 39 |
| 3.3 Методы обработки, интерпретации и визуализации данных.....   | 41 | 41 |
| 4 Химический состав вод малых бессточных водоемов лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины .....                                     | 43 | 43 |
| 4.1 Характеристика химического состава лесостепных озер.....   | 43 | 43 |

|     |  |     |
|-----|--|-----|
| 4.2 | Условия формирования химического состава лесостепных озер .....  | 50  |
| 4.3 | Химический состав озерных вод как фактор аутигенного минералообразования.....  | 52  |
| 5   | Минеральный состав и проявления процессов современного минералообразования в донных отложениях озер лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины.....      | 57  |
| 5.1 | Минеральный состав терригенной части донных отложений .....  | 57  |
| 5.2 | Проявления аутигенного минералообразования в донных отложений .....  | 66  |
| 6   | Процессы биоминерализации и формирования высокомагнезиальных карбонатов в донных отложениях и прибрежных фациях ряда озер Зауралья и Ишимской равнины..... | 81  |
| 6.1 | Проявления биогенного карбонатообразования в озерах третьей группы.  | 82  |
| 6.2 | Предполагаемый вклад альго-бактериальных сообществ в формирование карбонатных новообразований в прибрежной зоне озер третьей группы .....                  | 86  |
| 6.3 | Микроскопические признаки биогенно-обусловленного карбонатообразования .....   | 88  |
|     | ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....   | 100 |
|     | СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....   | 103 |

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы исследования.** Лесостепные и степные озера широко распространены на обширной территории юга Западной Сибири, простирающейся на две тысячи километров с запада на восток и включающей несколько крупных геоморфологических районов: Зауралье, Ишимскую равнину, Барабинскую низменность и Кулундинскую равнину. Водоемы данного региона характеризуются гидрохимическими и гидрологическими особенностями, обусловленными разнообразными климатическими условиями, рельефом и степенью антропогенной трансформации. Озера Зауралья и Ишимской равнины изучены значительно хуже, по сравнению с их аналогами на юго-востоке Западной Сибири, как с точки зрения геохимических особенностей вод, так и минерального состава донных отложений и современных процессов минералообразования. Так, гидрохимическим особенностям, вещественному и минеральному составу донных отложений ряда малых озер Зауралья посвящены исследования, выполненные под руководством Д.С. Шляпникова в 80-90е гг. прошлого века (Шляпников и др., 1990).

Малые водоемы степной и лесостепной зон обладают высокой динамичностью, а значит могут рассматриваться в качестве индикаторов природных и антропогенных изменений окружающей среды. Также водоемы сельскохозяйственной зоны юга Западной Сибири являются интегральным компонентом ландшафтов и конечным звеном наземных геохимических потоков. Комплексные исследования различных компонентов лимноландшафтов рассматриваемой территории крайне важны для мониторинга геосистем региона, и актуальны для оценки вклада природных и антропогенных процессов в их изменения.

Все большую актуальность приобретает изучение континентальных циклов углерода и роли малых водоемов семиаридной и аридной зон в их формировании. Малые высокоминерализованные бессточные озера являются системами, в



которых происходит активное формирование аутигенных минералов, в том числе карбонатов, биогенной, хемогенной и смешанной природы. Формирование карбонатов в донных осадках, в свою очередь, является одним из способов естественной секвестрации и вывода углерода из биологического круговорота. Возможность образования карбонатов, таких как доломит ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), магнезит ( $\text{MgCO}_3$ ) и гидромагнезит ( $\text{Mg}_4(\text{CO}_3)_3(\text{OH})_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ), в современных аквальных системах относится к числу наиболее актуальных научных проблем литологии, минералогии и биогеохимии. Сущность данной проблемы заключается в том, что формирование высокомагнезиальных карбонатов, при нормальном давлении и относительно низких, близких к комнатной, температурах ограничено в связи с сильно выраженными гидрофильными свойствами иона  $\text{Mg}^{2+}$ . В то же время, Mg и Mg-Ca карбонаты широко распространены в древних осадочных толщах. По этой причине вопросы о возможных механизмах формирования Mg и Mg-Ca карбонатов в современных условиях и возможных факторах (абиотических и биотических), влияющих на эти процессы, остаются открытыми для минералов доломитового ряда. Показано, что подавляющее большинство примеров современного образования высокомагнезиальных карбонатов приурочено к микробиальным матам и строматолитам, а ведущую роль в формировании таких новообразований играет метаболизм микроорганизмов.

Соответственно, изучение современных сред, где происходит формирование Mg и Mg-Ca карбонатов представляет значительный интерес, как в контексте понимания биогеохимических условий на ранних этапах эволюции биосферы, так и с точки зрения формирования теоретической базы для разработки потенциальных технологий промышленной секвестрации углерода.

**Степень разработанности темы исследования.** Озера юга Западной Сибири существенно различаются по степени изученности. Наиболее подробно изучены лесостепные и степные озера Барабинской низменности и Кулундинской равнины. Многочисленные работы посвящены гидрохимическим особенностям и минеральному составу донных отложений, экологии, палеолимнологии,

микробиологии и хозяйственному использованию лесостепных и степных водоемов этих регионов (Геблер, 1927; Герасимов, Иванова, 1934; Белов, Лобова, 1935; Исаченко, 1951; Страхов и др., 1954; Абрамович, 1960; Страхов, 1960; Никольская, 1961; Савченко, 1997; Веснина и др., 1999; Shikano et al., 2006; Леонова и др., 2007; Лебедева и др., 2008; Компанцева и др., 2009; Mizota et al., 2009; Ермолаев, Визер, 2010; Лямина и др., 2010; Sorokin et al., 2014; Страховенко, 2011; Сафатов и др., 2014; Rudaya et al., 2012; Страховенко и др., 2014, 2016; Самылина и др., 2015; 2016; Исупов и др., 2016; Kolpakova, Naumushina, 2016; Гаськова и др., 2017; Borzenko et al., 2017; Жданова и др., 2017; Boros et al., 2017; Жилич и др., 2018). Необходимо отметить, что большинство рассматриваемых работ посвящены высокоминерализованным содовым озерам или уникальному озеру Чаны, а вопросы variability химических параметров озер и их донных отложений на различных стадиях развития, процессов минералообразования, практически не затрагиваются за исключением фундаментальной работы В. Д. Страховенко (2011) и некоторых исследований высокоминерализованных озер Кулунды (Лебедева и др., 2008; Исупов и др., 2016). Кроме того, при исследовании озер юга Западной Сибири приоритет, как правило, отдается степным водоемам, а не лесостепным озерам.

**Целью работы** является выявление особенностей геохимии вод и процессов современного минералообразования в бессточных озерах лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины.

**Основные задачи:**

1. Установить состав и закономерности формирования вод бессточных озер пяти ключевых участков лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины.
2. Идентифицировать и охарактеризовать процессы аутигенного минералообразования в донных отложениях водоемов, определить их интенсивность и разнообразие минерального состава отложений.
3. Выявить роль биогенных и биохемогенных процессов в формировании высокомагнезиальных карбонатов в бессточных водоемах.

**Объект исследования:** Воды и донные отложения малых бессточных озер лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины.

**Предмет исследования:** химический состав вод, минеральный состав и формы проявления процессов современного минералообразования в донных отложениях озер и микробиолитах.

**Методология и методы исследования.** Исследование базируется на фактическом материале, полученном в рамках полевых работ, проведенных автором в период 2017-2022 гг. в летне-осенний и осенне-весенний полевые сезоны. В работе исследуются компоненты озерных ландшафтов лесостепной зоны юга Западной Сибири (43 озера) на пяти ключевых участках, а именно озерные воды, верхняя часть колонки донных отложений, поверхностный слой береговых отложений и биоминеральные новообразования.

Район исследований довольно однороден по геологическому строению, располагается на Западно-Сибирской аккумулятивной равнине. Отложения представлены, главным образом, четвертичными аллювиальными суглинками и значительно реже выходящими на поверхность на основных водоразделах песчано-глинистыми отложениями палеогена и неогена. Подземные воды территории исследования преимущественно пресные и солоноватые хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые, гидрокарбонатные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые. Район исследований находится в лесостепной зоне в континентальной Западно-Сибирской южной климатической области умеренного пояса. Ландшафты района исследования представлены чередующимися участками распаханых полей и березовых колков с преобладанием черноземов выщелоченных и солодей в микропонижениях, естественная растительность представлена разнотравно-злаковыми степями.

Отбор и подготовка проб проводились согласно стандартным методикам в соответствии с нормативными документами.

При изучении водоемов, отборе, консервации и анализе проб озерных вод использовались подходы, принятые в гидрологии, гидрохимии исследований и

аналитической химии. *In situ* определены температура, pH и общая минерализация вод (TDS, Total Dissolved Solids) (потенциометрическим и кондуктометрическим методами). В лаборатории Geoscience and Environment Toulouse (GET; Тулуза, Франция) Французского национального центра научных исследований (CNRS) проанализировано содержание Cl и SO<sub>4</sub> методом ионной хроматографии (Dionex 2000i, Thermo Fisher Scientific), растворенный органический (DOC) и неорганический (DIC) углерод каталитическим окислением сжиганием с ИК-детектированием на анализаторе TOC-Vscn (Shimadzu), содержание Mg, Ca, Na и K масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) с использованием квадрупольного ИСП-МС спектрометра Agilent 7500ce.

Анализ состава донных отложений и береговых фаций базировался на методах и подходах, принятых в литологии и минералогии осадочных пород. В Институте геологии Коми НЦ (ИГ КНЦ) УрО РАН им. Н.П. Орешкина рентгенодифрактометрическим методом (Shimadzu XRD-6000) определен фазовый состав донных отложений по дифрактограммам неориентированных образцов. Изучение микропрепаратов в прозрачных шлифах выполнено автором с помощью поляризационного микроскопа Olympus-BX53MTRF. В Биологическом институте (БИ) ТГУ выполнено определение размерности частиц методом лазерной дифракции на анализаторе LS 13 320 (Beckman Coulter) и элементов микростроения образцов электронной микроскопией с элементным анализом (TM3000 (Hitachi) с анализатором SwiftED3000 (Oxford Instruments)). Для визуализации проявлений биоминерализации проведена конфокальная лазерная сканирующая микроскопия (Zeiss LSM 780 NLO, Carl Zeiss) в Центре биотестирования безопасности нанотехнологий и наноматериалов («Биотест-Нано») НИ ТГУ. Субмикроскопические исследования проведены с использованием методов рентгеновского микроанализа на базе низковакуумного аналитического растрового электронного микроскопа JSM-6390LV (JEOL) с анализатором INCA Energy 450 X-Max80 EDS (Oxford Instruments) и сканирующего электронного микроскопа JSM-6510LV-EDS (JEOL) с рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром INCA

Energy 350 (Oxford Instruments) в Институте геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого (ИГГ) УрО РАН.

Анализ и интерпретация полученных данных проводились с использованием гидрохимических, геохимических, картографических, сравнительно-географических, статистических методов и термодинамического моделирования.

**Степень достоверности** полученных результатов обеспечена использованием современных инструментальных методов анализа, оптической и электронной микроскопии. Планирование полевых работ и выбор объектов исследований проведены с использованием современных методов дистанционного зондирования, анализа научной литературы и фондовых данных, что позволило получить представительные выборки проб компонентов озерных ландшафтов. Аналитические исследования проводились в соответствии со стандартными протоколами и по аттестованным методикам в ведущих отечественных и зарубежных научно-образовательных организациях.

#### **Научная новизна работы.**

1. Исследован химический состав 43 малых бессточных лесостепных озер Зауралья и Ишимской равнины. Большая часть водоемов изучена впервые, для нескольких уточнены значения рН, минерализация и состав основных ионов. На основе полученных данных, показана высокая вариабельность химического состава озерных вод в градиенте изменения физико-географических условий.

2. Впервые детально охарактеризованы процессы современного минералообразования в донных отложениях водоемов Зауралья и Ишимской равнины. Выявлены характерные особенности морфологии и состава минеральных образований, в зависимости от химического состава вод, сезонной изменчивости и степени вовлеченности биоты в их формирование.

3. Впервые установлена биогенная природа высокомагнезиальных карбонатов в пределах лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины.

**Теоретическая и практическая значимость работы.** Охарактеризован минеральный состав терригенной и аутигенной составляющих донных отложений

малых бессточных водоемов лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины, описана вариабельность химического состава вод по ряду геохимических параметров как между ключевыми участками, так и внутри каждой группы.

Выявлена связь процессов современного минералообразования высокомагнезиальных карбонатов и метаболизма живых организмов в пределах системы вода – донные отложения ряда изучаемых объектов.

Значительная часть работ проводилась при поддержке гранта РФФИ Аспиранты «Геохимические особенности вод и состава донных отложений лесостепных озер юго-запада Западной Сибири, как ключ к пониманию современных особенностей функционирования и развития водоемов семиаридной зоны» (№ 19-35-90004) и при поддержке мегагранта Правительства Тюменской области № 89-ДОН «TerrArctic»: «Устойчивое землепользование в Арктике в свете глобальных природных изменений: естественные и антропогенные факторы стабильности».

Полученные в ходе исследования материалы могут использоваться как основа для дальнейшего определения роли малых бессточных водоемов в формировании континентальных биогеохимических циклов. Кроме того, результаты работы могут быть востребованы при организации мероприятий в сфере рационального природопользования, планирования сельскохозяйственной и водоохраной деятельности. Материалы диссертации будут использованы в учебных курсах по направлению литология и общая региональная геология в Институте наук о Земле (ИНЗЕМ) ТюмГУ.

**Личный вклад автора.** Автором полностью спланирован и выполнен комплекс полевых исследований: отбор, консервация образцов вод; пробоподготовка образцов донных отложений и биоминеральных новообразований для аналитических исследований. Лично автором проведены исследования методами оптической, электронной и лазерной микроскопии; выполнена статистическая обработка и интерпретация полученных результатов, подготовлен графический материал.

### **Положения, выносимые на защиту.**

1. На территории лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины преобладают водоемы с высокоминерализованными щелочными и сильнощелочными хлоридными калиево-натриевыми водами. Варьирование содержаний основных макрокомпонентов в озерных водах как в пределах всей территории исследования, так и внутри отдельных групп, определяет различия в потенциале вторичного карбонатообразования.

2. Донные отложения озер характеризуются разнообразием аутигенных минералов, включающих в себя следующие группы: галоиды, карбонаты, слоистые силикаты, сульфаты, а также гидроксиды, оксиды и сульфиды, что подчеркивает неоднородность геохимических параметров водоемов внутри групп.

3. Проанализированы процессы формирования высокомагнезиальных карбонатов в малых бессточных высокоминерализованных озерах лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины. Установлена роль альго-бактериальных сообществ в локализации процессов карбонатообразования.

**Апробация результатов исследования.** Основные положения работы представлены на Международном научном симпозиуме имени академика М.А. Усова «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск; 2019 г) и конференции с международным участием «Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии» (Сыктывкар 2022).

По теме диссертации опубликовано 6 научных работ, из них 4 статьи в научных журналах, входящих в Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертации на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук (в том числе 3 статья в зарубежном научном журнале, входящем в Web of Science, 4 статьи в зарубежных научных журналах, входящих в Scopus).

**Структура и объем работы.** Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы. Общий объем работы – 126 страниц, включая 26

рисунка и 4 таблицы. Список литературы насчитывает 211 наименований, в том числе 148 на иностранных языках.

**Благодарности.** Автор выражает благодарность научному руководителю к.г.н., доценту, директору ИНЗЕМ ТюмГУ В. Ю. Хорошавину. Также автор глубоко признателен за консультации на ранних этапах планирования работ и организацию ряда аналитических исследований к.г.-м.н., PhD, директору по исследованиям GET CNRS О. С. Покровскому и заведующему лабораторией почвоведения НИИ ББ ТГУ А. Г. Лиму за анализ состава вод. Выражаю благодарность к.г.-м.н., с.н.с. лаборатории региональной геологии и геотектоники ИГГ УрО РАН Л. В. Леоновой за содействие в части микроскопических исследований и консультации по их интерпретации, к.г.-м.н., с.н.с. лаборатории минералогии ИГ КНЦ УрО РАН Ю. С. Симаковой за проведение анализов минерального состава донных отложений, к.б.н., с.н.с. О. С. Самылиной за обширную консультацию в части понимания механизма биогенных процессов к.б.н., доценту отделения геологии ТПУ, к.г.-м.н. М. А. Рудмину, за помощь в проведении ряда исследований на базе университета, с.н.с. лаборатории биогеохимических и дистанционных методов мониторинга окружающей среды БИ ТГУ С. В. Лойко за предоставление возможности проведения ряда лабораторных исследований, м.н.с. Центра изотопной геохимии ТюмГУ А. О. Курасовой за помощь в определении гранулометрического состава донных отложений, инженеру-исследователю Центра «Биотест-нано» НУ ТГУ С. Ю. Моргалёву за проведение конфокальной микроскопии, к.г.-м.н. н.с. НИЛ седиментологии и эволюции палеобиосферы ТюмГУ О.И. Дерягиной за участие в обсуждении результатов, д.г.-м.н., г.н.с. ИКЗ ТюмНЦ СО РАН Е.А. Слагоде, за помощь в обсуждении результатов. Особую благодарность автор выражает н.с. НИЛ седиментологии и эволюции палеобиосферы ТюмГУ А. О. Константинову за активную помощь и поддержку на всех этапах проведения работ, а также к.г.н., с.н.с. НИЛ мониторинга биосферы ЮФУ Е. Ю. Константиновой за консультацию на стадии обработки и обсуждения результатов.



## **1 Особенности химического состава малых бессточных водоемов аридной и семиаридной зоны**

Вопросы геохимии и минералогии малых бессточных водоемов семиаридной и аридной зон обсуждаются в ряде работ. Далее, в соответствующих подглавах, будут рассмотрен ряд аспектов данного вопроса, наиболее актуальных в контексте проблематики данной работы, включая: i) роль малых водоемов аридной и семиаридной зон в формировании континентальных биогеохимических циклов и влияние на функционирование сопряженных ландшафтов; ii) проблему формирования высокомагнезиальных карбонатов в современных гипергенных условиях; iii) региональную изученность соответствующих водоемов Зауралья и Ишимской равнины.

### **1.1 Малые водоемы аридной и семиаридной зон, их значение для континентальных биогеохимических циклов и функционирования ландшафтов**

Оценке роли континентальных водоёмов в современных биогеохимических циклах углерода посвящена обширная и разнообразная литература (Cole et al., 2007; Houghton, 2007; Williamson et al., 2008; Downing, 2009, 2010; Tranvik et al., 2009; Raymond et al., 2013; Seekell, 2014; Butman et al., 2015; Hotchkiss et al., 2015; Biddanda, 2017; Holgerson, Raymond, 2016). Значительный интерес к данной проблеме обусловлен в первую очередь тем, что озера, хотя и занимают чуть более 3% площади суши (Downing et al., 2006), являются важнейшими регуляторами потоков углерода. Соответственно, региональные работы по оценке и прогнозированию их вклада в континентальный цикл углерода в условиях возможных глобальных изменений климата характеризуются высокой степенью актуальности. Озера, как сложные геохимические системы, с одной стороны являются источником эмиссии CO<sub>2</sub> и метана, а с другой способны выводить из

круговорота значительные объемы углерода в ходе процессов седиментогенеза. Направленность и интенсивность потоков углерода в озерных системах крайне неоднородна и зависит от целого ряда факторов: размера, генезиса, природной зоны, химического состава вод, характера эрозионных процессов на водосборах, степени антропогенной преобразованности (Bastviken et al., 2011).

В современных исследованиях достаточно большое внимание уделяется роли бореальных и, особенно, арктических термокарстовых озер, в формировании цикла углерода и эмиссии парниковых газов (Zimov et al., 1997; Kortelainen, 1993; Lapshina, Pologova, 2001; Walter et al., 2006, 2007; Pokrovsky et al., 2007, 2011; Juutinen et al., 2009; Roehm et al., 2009; Shirokova et al., 2009; Laurion et al., 2010; Kirpotin et al., 2011; Holgerson and Raymond, 2016; Thornton et al., 2016; Sabrekov et al., 2017), в то же время, внутриконтинентальным водоемам уделяется значительно меньше внимания, хотя минерализованные и соленые озера бессточных областей семиаридной и аридной зон составляют пятую часть всех озер суши (Hammer, 1986; Wetzel, 2001). В отличие от пресноводных озер в них наблюдаются повышенное накопление неорганического углерода, а биогеохимические потоки в значительной степени регулируются карбонатной системой.

В обзорных работах, посвященных вкладу минерализованных и соленых озер в современные потоки углерода, отмечается относительно низкая изученность таких систем и происходящих в них процессов, что ограничивает возможности их учета в глобальных моделях и прогнозах (Finlay et al., 2009). Даже предварительная оценка роли засоленных озер в обмене  $\text{CO}_2$  с атмосферой, оцененная исходя из рассчитанных значений парциального давления  $p\text{CO}_2$  и интенсивности обмена  $\text{CO}_2$  с атмосферой, на основании опубликованных данных для 196 соленых озер по всему миру показала, что  $p\text{CO}_2$  поверхностных вод таких водоемов превышала атмосферный  $p\text{CO}_2$  в 5–8 раз, что указывает на потенциальную возможность высокоминерализованных и засоленных озер внутриконтинентальных областей активно участвовать в эмиссии  $\text{CO}_2$  в атмосферу. Кроме того, газообмен  $\text{CO}_2$  с атмосферой в среднем в 2–3 раза выше, чем у пресноводных озер,

характеризующихся эквивалентным  $p\text{CO}_2$ , что свидетельствует о значительной роли таких водоемов в глобальных геохимических циклах (Duarte, Prairie, 2005). В отдельных работах отмечается, что эмиссия  $\text{CO}_2$  и метана континентальными озерами прямо пропорциональна уменьшению их площади (Wen et al., 2016). Данное обстоятельство особенно важно, поскольку такие водоемы отличаются высокой амплитудой колебания уровня воды, вплоть до полного пересыхания, что особенно актуально в условиях возможных климатических изменений и интенсификации природопользования в аридных и семиаридных регионах (López Bellido et al., 2010; Jin et al., 2015). Слабо изучена роль болотных экосистем и субаквальных почв, сформированных в результате деградации водоемов. Отмечается, что присутствие метаногенных архей в отложениях большинства деградирующих водоемов и прибрежных солончаков делает возможными генерацию  $\text{CH}_4$  и его эмиссию такими системами (Fromin et al., 2010; Angel et al., 2011, 2012).

Исходя из состояния изученности геохимии лесостепных озер Зауралья, Ишимской равнины и всей Западной Сибири в целом, в рамках настоящей работы, представляется возможным обратиться к опыту изучения озерных и болотных ландшафтов прерий, проведенных американскими и канадскими исследователями. Именно ландшафты (и лимноландшафты) прерий Великих равнин («prairie pothole region lakes and wetlands»), вероятно, являются наиболее близкими к озерам юга Западной Сибири природными объектами. Для лесостепных и степных водоемов юга Западной Сибири в пределах рассматриваемой территории характерно присутствие различных групп водоемов, подверженных значительным сезонным и многолетним флуктуациям уровня, находящихся на различных стадиях развития и существенно различающихся по химическому составу (Van der Valk, 2005). При изучении биогеохимических процессов, пространственной variability, сезонной и многолетней динамики данных систем накоплен значительный опыт и разработана методологическая база для изучения подобных объектов (Martin, Hartman, 1987; Rose, Crumpton, 1996; Winter, Rosenberry, 1998; Luo, Smith, 1999;

Leibowitz, Minning, 2003; Holloway et al., 2011; Mills et al., 2011; Preston et al., 2013; Ziegelgruber et al., 2013; Goldhaber et al., 2014, 2016; Tangen et al., 2015; Bansal et al., 2016; Haque et al., 2018; Levy et al., 2018). Результаты длительного мониторинга и гидрохимических исследований 160 озер Северной Дакоты показали, что даже незначительные изменения в рельефе озерных котловин и характере подстилающих пород в пределах одной территории способны заметно изменить направленность их геохимической эволюции в условиях длительного периода (Goldhaber et al., 2014). Опыт изучения озер Великих Равнин США и Канады может быть использован для анализа геохимических параметров и их динамики озер аридной и семиаридной зон юга Западной Сибири, в частности при выделении различных стадий развития водоемов.

## **1.2 Дискуссионные вопросы формирования высокомагнезиальных карбонатов в современных водоемах аридной и семиаридной зон**

Особого внимания заслуживают процессы карбонатообразования в континентальных озерах и их роль в формировании современных циклов углерода (Martin, 2017). Среди наиболее значимых направлений исследований, связанных с формированием карбонатов в континентальных водоемах, можно выделить следующие: роль карбонатообразования в минерализованных озерах аридной и семиаридной зон в формировании континентальных циклов углерода и эмиссии парниковых газов; проблема образования доломита и других высокомагнезиальных карбонатов в современных условиях и оценка их вклада в глобальный цикл углерода; значение биогенных процессов карбонатообразования, соотношение биогенных и седиментационных процессов; состав, морфология и геохимия вторичных карбонатов в донных отложениях континентальных водоемов как важный источник информации об эволюции природной среды в плейстоцене и голоцене. Все вышперечисленные научные проблемы так или иначе перекликаются друг с другом.

Проблема формирования доломита и других высокомагнезиальных карбонатов («The dolomite problem») является одной из старейших и наиболее дискуссионных в геохимии и геологии осадочных пород. Доломит, как и кальцит, характеризуются тригональной сингонией и имеют схожие параметры кристаллической решетки, в то же время доломит отличается тем, что в его структуре слои катионов  $\text{Ca}^{2+}$  чередуются со слоями, полностью заполненными ионами  $\text{Mg}^{2+}$ . Аутигенный доломит, как правило, представляет собой не конкретный минерал, а группу высокомагнезиальных карбонатов (используются термины прото-, псевдодоломит и т.д.), что затрудняет его диагностику и изучение. Проблема образования доломита так или иначе затрагивается в большинстве значимых монографий (Alonso-Zarza, Wright, 2010; Arvidson, Morse, 2014; Deocampo, Jones, 2014); ей посвящено значительное количество обзорных работ (Zenger, 1972, 1988; Machel, Mountjoy, 1986; Gunatilaka, 1987; Hardie, 1987; Holland, 2000; Petrash et al., 2017; Pina et al., 2022). Сущность данной проблемы заключается в том, что доломит, будучи весьма распространенным в древних осадочных горных породах докембрия (Warren, 2000) отсутствует в осадках современных морей и океанов, относительно редко встречается в современных или субсовременных донных отложениях озер и лагун (Страхов, 1960; Last, 1990). Несмотря на, казалось бы, наличие благоприятных условий в водах океанов и сильно пересыщенных по отношению к  $\text{Ca-Mg}(\text{CO}_3)_2$  континентальных водоемов в настоящее время в большинстве случаев образование доломита не происходит. Исключение составляют глубоководные богатые органическим веществом осадки морей (Baker, Burns, 1985; Cavagna et al., 1999; Rodriguez et al., 2000; Sassen et al., 2004). Предложены различные термодинамические и гидрологические факторы для объяснения видимому отсутствию доломита в современных морских осадках (Baker and Kastner, 1981; Given and Wilkinson, 1987; Wilkinson and Algeo, 1989; Brady et al., 1996). Одним из интереснейших аспектов проблемы образования доломита является тот факт, что большинство лабораторных экспериментов по его формированию в абиотических условиях при низкой температуре и давлении

(25°C, 1 атм) потерпели неудачу (Morrow, 1982; Hardie, 1987; Land, 1998; Warren, 2000), хотя и существуют отдельные примеры успешных попыток неорганического осаждения доломита (Deocampo, 2010; Deelman, 2011), например из растворов с флуктуирующими значениями рН при температурах от 40 до 60°C (Deelman, 1999).

В современных исследованиях приводятся свидетельства связи между образованием доломита и микробиологическими процессам (Vasconcelos and McKenzie, 1997; Sánchez-Román et al., 2009; Bontognali et al., 2010). По результатам многочисленных экспериментов и изучения современного доломитообразования в природных средах выявлены три группы микроорганизмов, способствующих образованию данного минерала: сульфатвосстанавливающие бактерии (Vasconcelos et al., 1995; Warthmann et al., 2000; Baldermann et al., 2015), галофилы (Sánchez-Román et al., 2009; Al Disi et al., 2017) и метаногены (Kenward et al., 2013). Показано, что в процессе формирования доломита при активном участии живых организмов, наблюдаются следующие механизмы данного процесса в зависимости от типа метаболизма: сульфат-редукция, метаногенез, аэробное и/или анаэробное окисление органического вещества (von der Borch, Jones, 1976; Muir et al., 1980; Rosen, Coshell, 1992; Vasconcelos, McKenzie, 1997; Roberts et al., 2004; Corzo et al., 2005; Sanz-Montero et al., 2006, 2009; Wacey et al., 2007; Alonso-Zarza, Martín-Pérez, 2008; Sánchez-Román et al., 2009; Deng et al., 2010; Lindtke et al., 2011; Qiu et al., 2017). Одними из наиболее значимых продуктов метаболизма микроорганизмов являются внеклеточные экзополисахариды. В отдельных работах (Zhang et al., 2012) отмечается роль адсорбированных внеклеточных полисахаридов в ослаблении химической связи сильно гидратированных ионов  $Mg^{2+}$ , что позволяет включиться магнию в состав карбонатов.

В отличие от океанических фаций литогенеза, имеется обширный фактический материал по образованию высокомагнезиальных карбонатов в современных и голоценовых донных отложениях континентальных водоемов Северной Америки (Jones, 1961, 1965; Peterson et al., 1963, 1965; Smith, Haines, 1964; Reeves, Parry, 1965; Clayton et al., 1968; Reeder, Wenk, 1979; Smith, Stuiver, 1979;

Reeder, 1981; Hussain, Warren, 1988; Last, Slezak, 1988; Phillips et al., 1989; Last, 1990; Last et al., 2010, 2012), Австралии (Bathurst, 1975; von der Borch and Lock, 1979; Muir et al., 1980; Warren, 1988), Европы (Muller, 1970; Muller, Wagner, 1978; Azzaro et al., 1983; Comín et al., 1983), Азии (Kawabata et al., 1999; Шварцев и др., 2014) и Африки (Teller, Last, 1990), а также в почвах аридных и семиаридных областей (Díaz-Hernández et al., 2013). Однако проблема образования доломита продолжает оставаться нерешенной (Pina et al., 2022). Лишь ограниченное число задокументированных случаев обнаружения данного минерала сопровождаются детальными исследованиями геолого-геоморфологических, гидрохимических особенностей водоемов, морфологии и изотопного состава доломита и других карбонатов, что, безусловно, снижает применимость данной информации для понимания процессов их образования. По всей видимости, процессы формирования высокомагнезиальных карбонатов распространены значительно шире, чем это казалось ранее, особенно в аридных обстановках, а их роль в балансах углерода недооценена (Díaz-Hernández et al., 2013).

### **1.3 Региональный аспект изучения озер и лимноландшафтов аридных и семиаридных районов юга Западной Сибири и смежных регионов**

Озерные системы юга Западно-Сибирской равнины изучены достаточно неравномерно, в основном в контексте особенностей их морфометрии (Страхов, 1960; Поползин, 1967; Фолитарек и др., 1976; Водопьянова, 1982; Белецкая, 1987) и пригодности для рыбопродукции. Исключение составляют отдельные объекты, такие как: оз. Чаны (Aladin, Plotnikov, 1993; Shikano et al., 2006; Zuykova et al., 2006; Mizota et al., 2009; Ермолаев, Визер, 2010; Страховенко, 2011; Глушкова и др., 2016; Yakutin et al., 2016; Zhdanova et al., 2017; Жилич и др., 2018), соровые солончаки и сильноминерализованные озера Кулунды (Герасимов, Иванова, 1934; Герасимов, 1935; Иванова, 1935; Исаченко, 1951; Никольская, 1961; Лебедева и др., 2008; Компанцева, 2010; Sorokin et al., 2010; Rudaya et al., 2012; Исупов и др., 2016;

Самылина и др., 2016; Гаськова и др., 2017; Колпакова и др., 2018), расположенные на юго-востоке Западной Сибири. Представленные в данных работах результаты исследований представляют безусловный интерес для понимания седиментационных (например, обнаружение доломита), микробиологических и гидрохимических особенностей функционирования данных водоемов, и прибрежных солончаков. В работах (Лебедева и др., 2008) показано, что четкие корреляции между зональностью вод озер Кулундинской степи и в целом географической зональностью не наблюдаются, а характер минерализации и современного минералообразования обусловлен химизмом подземных вод. В работе (Гаськова и др., 2017) представлены результаты изучения процессов современного минералообразования в двух малых соленых озерах Кулундинской степи, выявлено присутствие в составе карбонатов Са-избыточного доломита. Большинство рассматриваемых работ затрагивают лишь один из аспектов функционирования озерных систем, не учитывая единство гидрологических, геохимических, седиментационных и микробиологических процессов в формировании их биогеохимических циклов. В работе (Самылина и др., 2016) показано, что в содовом озере Петуховское (Кулундинская степь) при солёности 100–200 г/л и рН 10 обнаружены современные доломитовые строматолиты, а наиважнейшее значение для формирования этих строматолитов играют полисахариды, выделяемые цианобактериями. Значительный материал по голоценовому карбонатообразованию в озерах Западной и Восточной Сибири накоплен усилиями новосибирских научных коллективов, в первую очередь, Э. П. Солотчиной и ее коллег (Солотчина и др. 2013, 2015; Ананьева и др. 2021).

Значительный объем сведений о составе и свойствах донных осадков малых озер Западной и Восточной Сибири собран в результате исследований научных коллективов Института геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН под научным руководством В. Д. Страховенко и Э. П. Солотчиной. Результаты исследовательской работы указанных научных групп позволили существенно расширить представления о процессах современного карбонатообразования в



озерах Барабинской низменности и Кулундинской равнины, а также о возможностях использования состава карбонатов донных отложений для палеогеографических реконструкций (Страховенко и др., 2014; Гаськова и др., 2017; Жданова и др., 2017; Komova et al., 2018; Ovdina et al., 2020).

Значительно хуже исследованы озера Омского Прииртышья, Ишимской равнины, Зауралья и Северного Казахстана. Морфометрические и гидрохимические особенности степных и лесостепных озер Челябинской, Курганской, Тюменской, Омской и Петропавловской областей России и Северного Казахстана рассматриваются, в основном, в работах 70–80-х гг. (Ласточкин, 1969; Муравлев, 1973; Филонец, Омаров, 1974; Юхнева, Уварова, 1975; Лезин, 2004; Катанаева и др., 2005; Катанаева, Селянин, 2010; Новохатин, Шепелева, 2013; Токарь, Николаенко, 2014), многочисленная литература посвящена разнообразию, распределению (в том числе в градиенте минерализации) и организации зообентоса, и флоры водных растений (Алешина, Катанаева, 2010; Николаенко, 2010; Романов, Николаенко, 2014; Алешина и др., 2015; Токарь, 2018). Единственной работой, где подробно отражены особенности современного карбонатообразования в озерах западной части степной и лесостепной зон Западной Сибири, является монография Д. С. Шляпникова в соавторстве (1990). В данной работе рассмотрены гидрохимические и геоморфологические условия современного карбонатообразования в пресных и минерализованных водоемах Тюменской, Челябинской и Курганской областей, описаны случаи обнаружения Mg-карбонатов – доломита, магнезита, изучены особенности органического вещества донных осадков. Как и для озер юго-востока Западной Сибири, оценки их роли в формировании циклов углерода и влияния карбонатообразования на биогеохимические процессы не проводилась.

Таким образом, несмотря на важность процессов современного карбонатообразования в континентальных водоемах Центральной Евразии, физико-химические (абиогенные) и биогенные факторы, контролирующие осаждение карбонатных минералов, богатых магнием, остаются практически не

изученными. Отсутствует количественное описание реакций, протекающих в природных обстановках с возможностью их воспроизведения в лабораторных условиях и приложения к древним условиям карбонатакопления. Для территории семиаридной и аридной зон юга Западной Сибири отмечается крайне высокая степень неоднородности в контексте изученности озерных систем и лимноландшафтов отдельных регионов.

## 2 Физико-географические условия территории исследований

### 2.1 Географическое положение

Территория исследований располагается в пределах  $55^{\circ}$ – $56^{\circ}$  с. ш. и  $62^{\circ}$ – $69^{\circ}$  в. д. и захватывает обширную зону от периферийных районов Уральской горной страны на западе до центральной части Ишимской равнины на востоке, включая Челябинскую, Курганскую и юг Тюменской области.

Важнейшей особенностью территории исследований является тот факт, что она располагается в пределах Западносибирской аккумулятивной равнины, являющейся одной из крупнейших равнин земного шара и характеризующаяся однородностью геологического строения, относительным однообразием преобладающих форм рельефа и состава покровных отложений. Кроме того, методологическая база исследований, более подробно охарактеризованная в соответствующей главе, предполагала выбор серии ключевых участков, расположенных в градиенте удаления от Уральской горной страны (рисунок 2.1), но при этом в единообразных ландшафтно-климатических условиях – в подзоне северной лесостепи Зауралья. Соответственно, при характеристике физико-географических условий рассматриваемой территории будет сделан акцент как на общие «сквозные» особенности всего рассматриваемого региона, так и специфические черты ее отдельных частей, к которым приурочены пять конкретных участков.

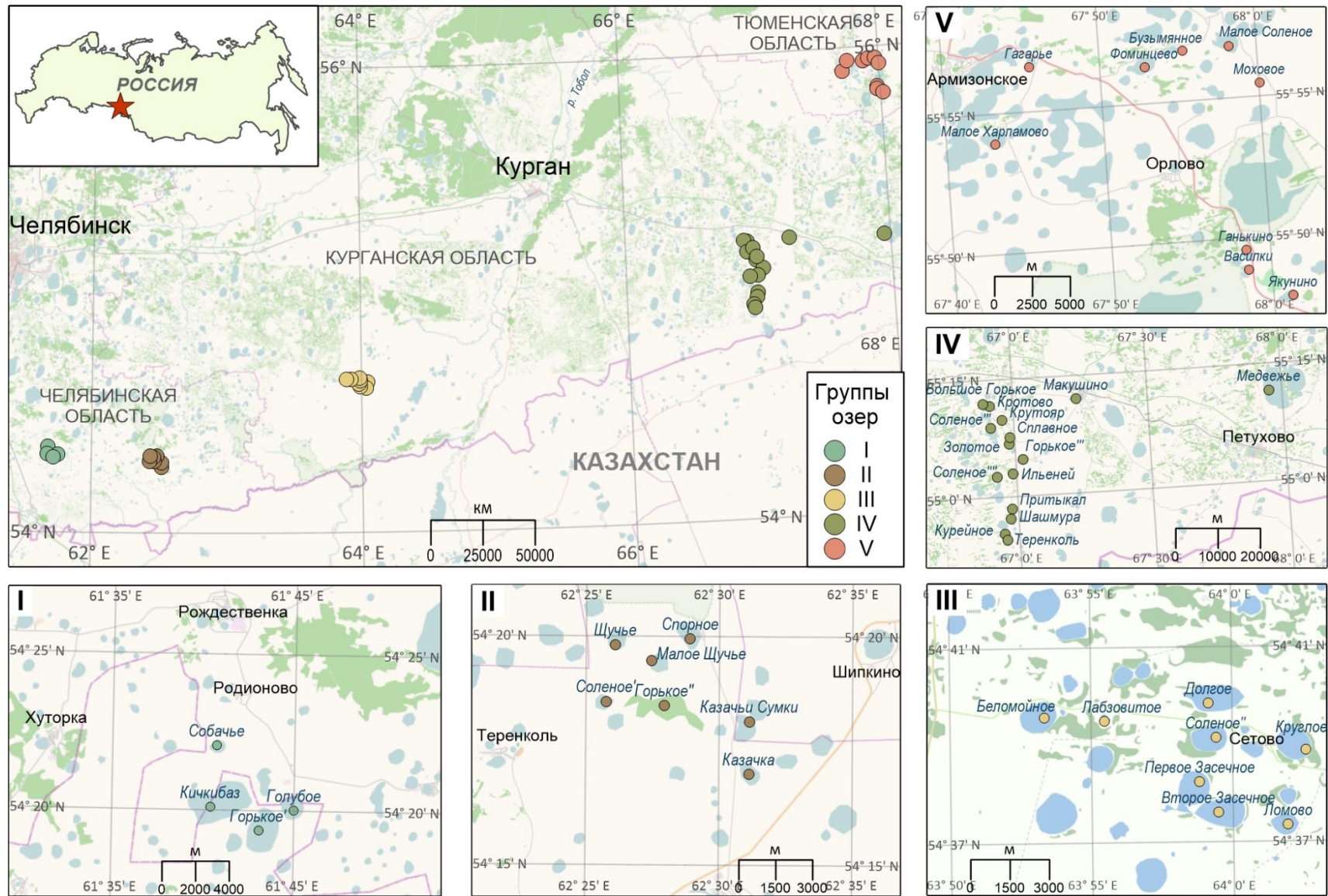


Рисунок 2.1 – Карта территории исследования и расположения исследованных водоемов

## 2.2 Геологическое строение и рельеф

Вся рассматриваемая территория находится в пределах Западносибирской эпигерцинской плиты, фундамент которой сложен дислоцированными и метаморфизованными палеозойскими отложениями, аналогичным породам Урала. Формирование основных складчатых структур фундамента Западной Сибири, имеющих преимущественно меридиональное направление, относится к эпохе герцинского орогенеза (Геология СССР, 1964). Даже наиболее приближенный к Уралу участок (участок I) располагается, также в пределах распространения осадочного чехла, хотя и меньшей мощности.

Коренные породы перекрыты чехлом осадочных отложений, мощность которых увеличивается с запада на восток. Покровные отложения для всего исследуемого разреза от Зауральской равнины до Ишимской равнины достаточно сходны по генезису и представлены четвертичными суглинками Уйско-Убоганской свиты (LIII<sub>u</sub>, до 15 м) и карбонатными лёссовидными породами зырянского горизонта (LIII<sub>zr</sub>). Четвертичные отложения подстилаются песчано-суглинистыми толщами миоцена, олигоцена и эоцена (Атлас Тюменской области, 1971; Пужаков и др., 2013) (рисунок 2.2). Водоносные горизонты исследуемых территорий представлены преимущественно меловыми и эоцен-палеоценовыми морскими толщами, залегающими на глубине более 100 метров (рисунок 2.3). Подземные воды этих горизонтов характеризуются незначительной минерализацией, имеют хлоридно-гидрокарбонатный состав вод с низким содержанием ионов магния. (Шляпников и др., 1990). Также можно отметить несколько различий, отличающих западную и восточную части рассматриваемой территории. Если в пределах Зауралья верхняя часть осадочного чехла сложена морскими палеогеновыми отложениями (глинами, песчаниками, аргиллитами, опоками, диатомитами), перекрытыми маломощным покровом лёссовидных суглинков и часта выходящих на дневную поверхность в придолинных частях крупных рек и балок, то в пределах



Ишимской равнины кремнистые отложения палеоцена и эоцена залегают на значительных глубинах, а в верхней части осадочного чехла преобладают песчано-глинистые неогеновые отложения, повсеместно перекрытые маломощным покровом лёссовидных суглинков. Залегающие близко к поверхности сильнозасоленные неогеновые глины влияют на засоление грунтовых и озерных вод.

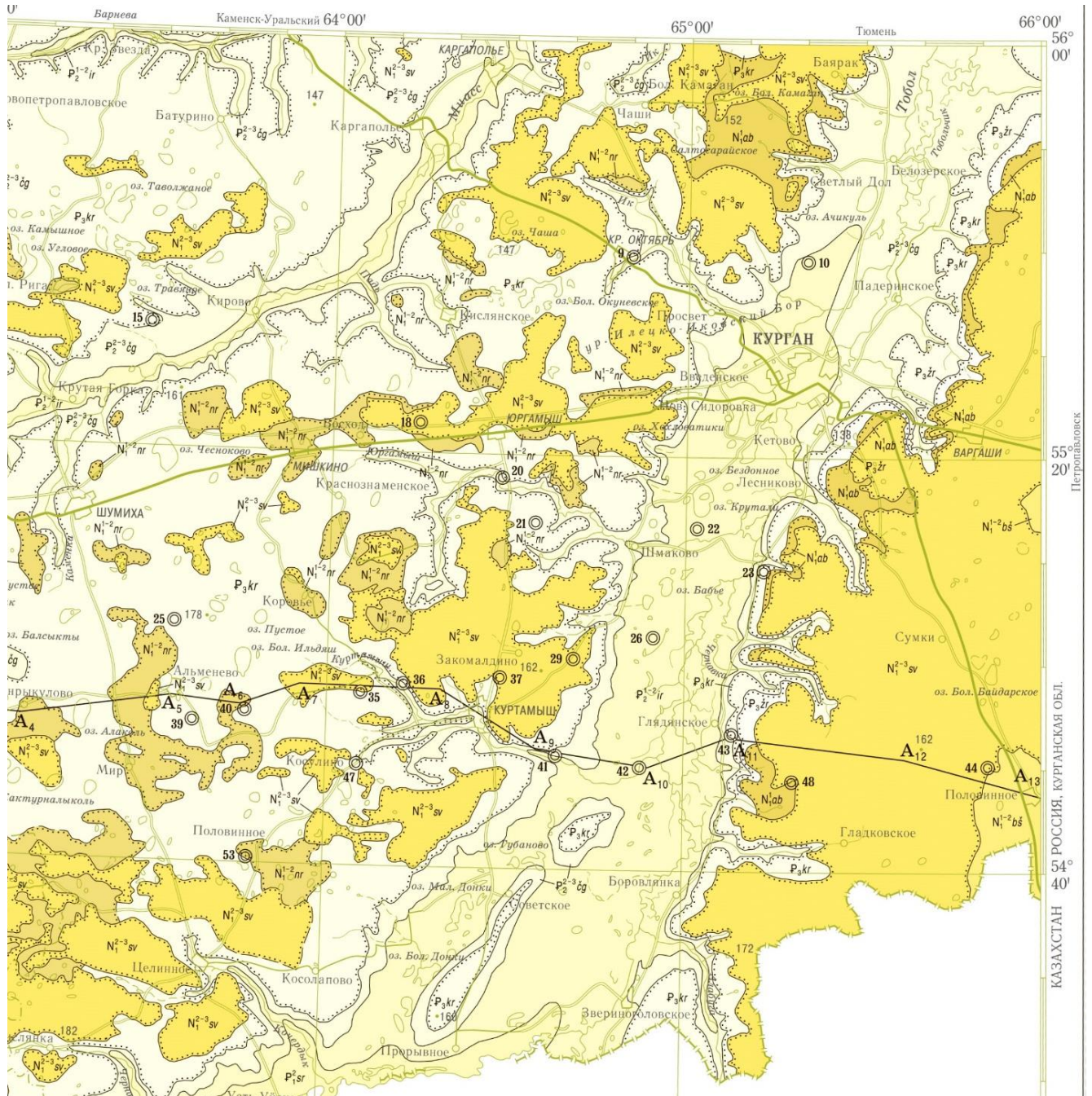


Рисунок 2.2 – Геологическая карта доплиоценовых образований центральной части Зауралья (фрагмент государственной геологической карты 2010 г.)



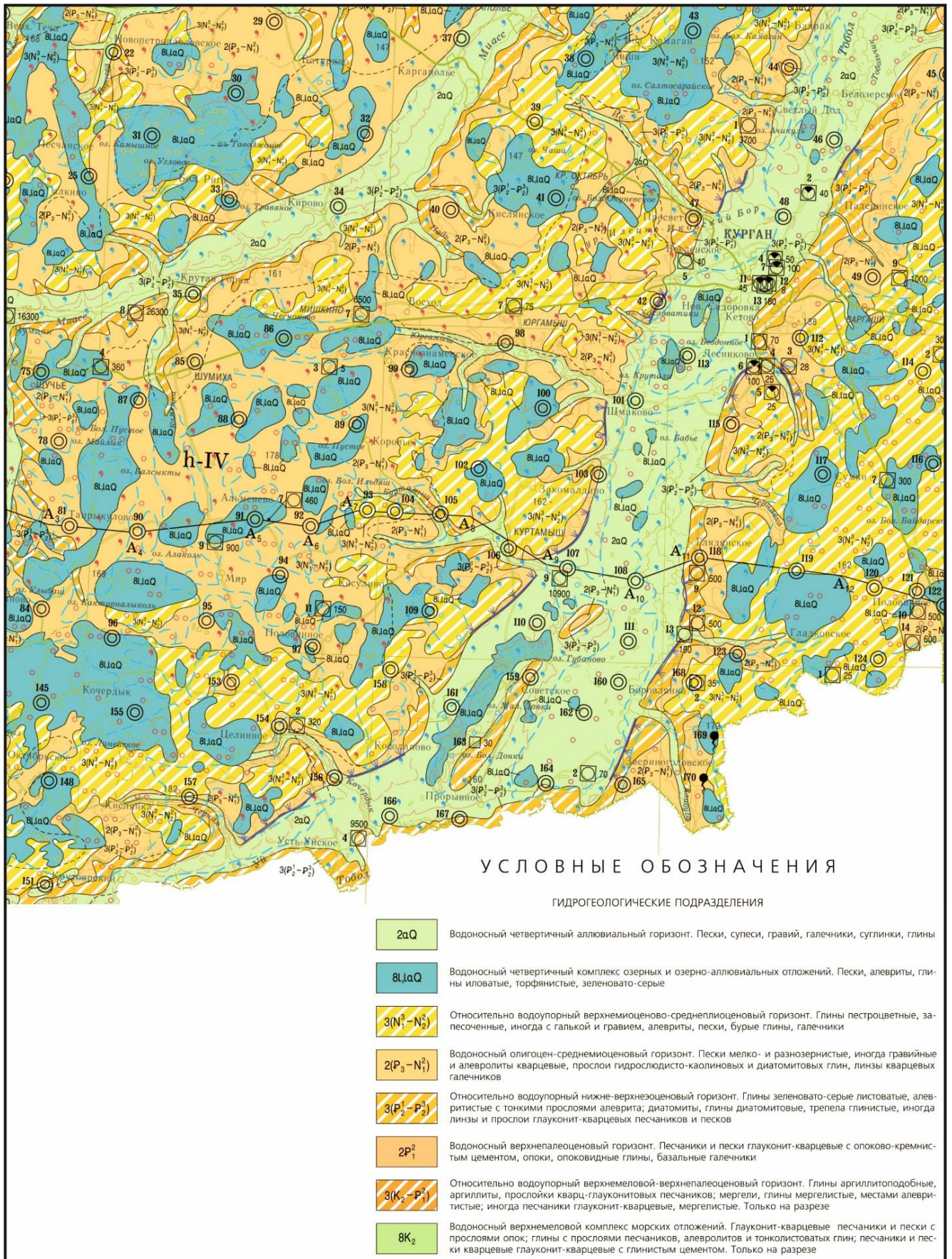


Рисунок 2.3 – Фрагмент гидрогеологической карты исследуемой территории (государственная геологическая карта 2010 г.)

Также можно отметить некоторые различия в рельефе западной и центральной частей рассматриваемой территории с одной стороны и восточной, относящейся к Ишимской равнине с другой. Для первых характерно преобладание наклонных абразионно-эрозионных и озерно-аллювиальных равнин, сформированных в неогеновое и четвертичное время, для которых характерны плоские, слегка волнистые междуречья, зачастую достаточно глубоко расчлененные хорошо разработанными речными долинами. В тоже время восточная часть территории относится к субгоризонтальной структурно-денудационной (эрозионной) пластово-денудационной плоской и слабоволнистой Ишимской равнине с неглубоким расчленением до 30-50 м и преобладанием новейших поднятий (Атлас Тюменской обл., 1971). Для данной части исследуемой территории характерен гривно-озерный или гривноложбинный рельеф. Гривы протягиваются с северо-востока на юго-запад и имеют довольно крутые склоны. В межгривных понижениях часто формируются озера, вытянутые в том же направлении. Пересекающие равнину реки Ишим и Вагай протекают в хорошо разработанных долинах, поймы которых заняты заливными лугами. Их притоки маловодны и летом нередко пересыхают.

### **2.3 Климатические условия**

Вся рассматриваемая территория относится к области континентального климата. Особенности циркуляции атмосферы в зимний и летний период имеют общие черты, однако характер температурного режима и увлажнения несколько отличается.

В зимнее время главную роль в циркуляции атмосферы играет Азиатский антициклон, точнее, его западный отрог, известный под названием «оси Воейкова». Южными и юго-западными ветрами на территорию области выносятся холодные воздушные массы. Формируется морозная и ясная погода. Аналогичная погода характерна при вхождении переохлажденных арктических масс с запада.



Активность западного циклонального переноса возрастает при ослаблении Азиатского антициклона. Это приводит к проникновению на территорию области значительно трансформированных морских воздушных масс из Атлантики. Их вторжение сопровождается потеплением, снегопадами, оттепелями (Атлас Тюменской обл., 1971). Преобладающее направление ветра – южное и юго-западное.

В теплый период года усиливается меридиональный перенос воздушных масс. Арктический воздух с продвижением на юг превращается в континентальную умеренную воздушную массу, достаточно теплую и сухую. С юга на территорию области континентальными воздушными массами тропического типа выносятся большое количество тепла. Устанавливается сухая погода с засухами и суховеями.

Зауральская лесостепь отличается умеренно континентальным климатом. Климат данного района отражают данные метеостанции «Курган». Годовые амплитуды температур здесь не превышают  $34^{\circ}$ . Средние температуры января около  $-15^{\circ}$  (наиболее сильные морозы достигают  $-48^{\circ}$ ). Лето теплое: средние температуры июля  $+19-20^{\circ}$ , а максимумы доходят до  $41^{\circ}$ . Сумма температур выше  $0^{\circ}$  от 1900 до 2200°. В течение года выпадает 400 мм осадков, из которых на теплый период приходится около 250 мм. Максимальная мощность снежного покрова колеблется от 28 до 45 см.

Ишимская равнина находится в условиях более континентального климата. Климат рассматриваемой территории описан данными метеостанции «Тюмень». Амплитуда среднемесячных температур составляет  $33^{\circ}$ . Зима умеренно холодная (средняя температура января  $-15^{\circ}$ , наиболее сильные морозы до  $-46^{\circ}$ ). Лето теплое: средняя температура июля  $18-19^{\circ}$ , максимумы доходят до  $38^{\circ}$ . Сумма температур выше  $10^{\circ}$  — от 1850 до 2100°. Увлажнение не вполне устойчивое; в течение года выпадает 300-400 мм осадков, главным образом в теплый период (250-300 мм). Во второй половине зимы мощность снежного покрова доходит до 30-45 см, но залегает он неравномерно.

В целом можно отметить слабую вариативность климатических условий вдоль природного градиента от Урала к востоку. Климат всех исследованных участков континентальный с годовой температурой 2,7-2,9 °С для Зауральской равнины и 1,7 для Ишимской равнины. Годовое количество осадков колеблется незначительно: от 436 мм в западной части района исследований до 383 мм в центральной части и 393 мм в восточной [[www.pogodaiklimat.ru](http://www.pogodaiklimat.ru)].

## 2.4 Поверхностные воды

Речная сеть Челябинской области представлена 3602 реками общей протяжённостью около 17,9 тыс. км (густота речной сети 0,2 км/км<sup>2</sup>), большая часть которых относится к малым рекам и ручьям.

Речная сеть распределена по территории области неравномерно, представлена, в основном, верховьями рек, что объясняет их маловодность. Более половины рек (55,1%) приходится на западную горную часть Челябинской области, где протекают реки камского бассейна, преимущественно горные, с быстрым течением, каменистым руслом и обрывистыми берегами, текущие в хорошо выраженных узких долинах. На востоке области текут реки тобольского бассейна, берущие начало на восточных отрогах Уральских гор и в верховьях являющиеся горными, лишь выйдя на равнину они приобретают спокойствие равнинных рек. В уральском бассейне правые притоки р. Урал, берущие начало с возвышенных частей бассейна, имеют характер горных рек, левые притоки – равнинных.

Питание рек области, преимущественно смешанное с преобладанием снегового, для горных рек – снегового и дождевого. Для всех рек Челябинской области характерны высокое весеннее половодье, начинающееся на большей территории региона в первой декаде апреля, и низкий сток в остальное время года. В горных районах половодье проходит в два пика: первый – во второй декаде апреля, второй – в первой декаде мая, а летне-осенняя межень прерывается дождевыми паводками. В Зауралье межень длительная и устойчивая, многие малые

реки в этот период пересыхают. Замерзают реки преимущественно в начале ноября, вскрываются в апреле. Первыми вскрываются реки Зауралья, затем – Урал с многочисленными притоками, последними – горные реки.

Озёра тектонического происхождения расположены в предгорьях Урала (более глубокие), а также в лесостепной зоне Зауралья (эрозионно-тектонические, менее глубокие озёра). Пойменные озера широко распространены в долинах Урала, Миасса и других рек. Озёра области преимущественно пресные, однако в зонах недостаточного увлажнения юга и юго-востока области распространены озёра с повышенной минерализацией. В результате хозяйственной деятельности человека многие озёра области видоизменены, подпружены дамбами, соединены каналами. Крупнейшие озёра Челябинской области – Уелги, Увильды, Иртяш и другие. Площадь, занимаемая искусственными водоёмами, значительно меньше площади естественных, наиболее широко они распространены в бассейне р. Тобол.

Водные объекты Курганской области относятся к бассейну Карского моря – бассейну реки Иртыш, главного притока р. Оби. На востоке региона расположены бессточные области Тобол-Ишимского междуречья.

На территории Курганской области протекает 449 водотоков общей протяженностью 5175,6 км. Из них 74,5% мельчайших водотоков длиной менее 10 км, 15,2% самых малых рек длиной от 10 до 25 км, 8% малых рек длиной от 26 до 100 км, 1,6% средних рек длиной от 101 до 500 км и 0,7% больших более 500 км. Речная сеть Курганской области представлена 449 реками общей протяжённостью 5175,6 км (густота речной сети 0,07 км/км<sup>2</sup>), большая часть которых относится к малым рекам и ручьям. Курганская область делится на две контрастные зоны – богатые водными ресурсами северо-западные, западные и центральные районы, расположенные в бассейнах крупных рек, и маловодные южные и юго-восточные районы. Крупнейшими реками региона являются приток Иртыша – Тобол и его притоки Ишим, Исеть, Убаган, Суерь, Уй и приток Исети – Миасс. Среди регионов федерального округа Курганская область занимает последнее место по протяжённости и густоте речной сети.

На востоке области реки практически отсутствуют. Для большинства рек характерны малые уклоны и наличие широких и низких пойм, затопляемых в период половодья. Для рек Курганской области характерно смешанное питание с преобладанием снегового (75–90%). В водном режиме большинства рек выделяется короткое весеннее половодье, маловодная продолжительная межень, прерываемая кратковременными дождевыми паводками. Реки замерзают в конце октября – ноябре, вскрываются в апреле.

Крупнейшим озером региона является бессточное солёное Медвежье озеро площадью 61,3 км<sup>2</sup>. В области создано несколько водохранилищ и прудов хозяйственно-питьевого назначения, из которых крупнейшим является Орловское водохранилище площадью 10 км<sup>2</sup>. Среди регионов Уральского федерального округа Курганская область занимает третье место по озёрности после Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского автономных округов.

## **2.5 Растительность и почвенный покров**

На территории Курганской и Челябинской областей (западная и центральная часть рассматриваемой территории) района преобладают луговые злаково-разнотравные и разнотравно-злаковые степи с ковылём и остепнённые луга, которые чередуются с берёзовыми колками; на поймах - частично закустаренные луга. Распахано до 40 % территории. Для Зауральской лесостепи характерно преобладание берёзовых колков на водораздельных пространствах. Под пологом берёзы распространены шиповник майский, ивы (серая, козья, сибирская), вишня степная, смородина (пушистая и черная), другие виды кустарников. В травяном покрове берёзовых колков преобладают лугово-лесные и болотные виды: пырей ползучий, коротконожка перистая, тимофеевка луговая, горошек тонколистный; в наиболее влажных местах - тростник и различные виды осоки (Агроклиматические ресурсы 1977).

На территории западной и центральной частей рассматриваемой территории наиболее распространены черноземы выщелоченные, самые плодородные почвы области. Встречаются также черноземы обыкновенные, которые не образуют сплошных массивов, главным образом в сочетании с солонцеватыми черноземами, солонцами.

Территория Ишимской равнины претерпела значительные антропогенные изменения вследствие ее сельскохозяйственного освоения, поэтому наибольшую площадь занимают поля. Несмотря на значительное освоение, связанное с распашкой плодородных лугово-черноземных и серых лесных почв, на территории сохраняются основные элементы естественного растительного покрова такие, как участки березовых, березово-осиновых и сосновых лесов (вдоль рек), суходольные и заливные луга и низинные болота - "займищи". Для напочвенного покрова лесов характерно значительное участие злаков и разнотравья. Некоторые леса остепнены, в травяном ярусе преобладают земляника, костяника, мышиный горошек, вейник. На Ишимской равнине распространены серые лесные, серые лесные глееватые осолоделые, черноземы выщелоченные и лугово-черноземные почвы в комплексах с солонцами. Почвообразующими породами служат лёссовидные суглинки и глины.

## **2.6 Антропогенное воздействие**

Основным видом антропогенного воздействия на окружающую среду в пределах участка исследований является сельское хозяйство и рыбоводство. Сельскохозяйственная деятельность, сопряженная с внесением органических и неорганических удобрений, распашкой земель и интенсификацией эрозионных процессов, может оказывать значительное влияние на миграцию вещества в агроландшафтах, что напрямую сказывается на водоемах, которые являются конечным звеном геохимических потоков в таких системах.

### **3 Материалы и методы исследования**

В работе исследуются компоненты 43 озерных ландшафтов лесостепной зоны юга Западной Сибири. Полевые исследования проведены в летне-осенний и осенне-весенний полевые сезоны в 2017-2022 гг. Данные получены с использованием комплекса химико-аналитических и инструментальных, микроскопических (лазерной, оптической, электронной микроскопии), рентгеноструктурных методов. Анализ и интерпретация данных проводилась с применением методов многомерной статистики.

#### **3.1 Полевые исследования**

При планировании полевых исследований использованы материалы, собранные в рамках рекогносцировочных маршрутов и предыдущих полевых работ, материалы дистанционного зондирования (космические снимки высокого разрешения), съемки с беспилотного летательного аппарата, результаты изучения гидрологических особенностей и ландшафтов выбранной территории, представленные как в опубликованных работах, так и в отчетах региональных фондов. Морфометрические параметры озер (площадь водной поверхности, площадь водосбора, средняя глубина) определены на основе спутниковых снимков в программе Google Earth Pro.

Проведены полевые исследования 43 бессточных водоемов лесостепного Зауралья, которые условно могут быть разделены на 5 ключевых участков (таблица 3.1). Первая группа, состоящая из 4 озер, является самой западной из исследуемых, располагается на территории, прилегающей к восточному склону Южного Урала, в 25 км. к юго-востоку от г. Южноуральска (Челябинская область) (рисунок 2.1). Самым крупным в I группе является оз. Кичкибаз площадью 5,96 км<sup>2</sup>. Вторая группа озер расположена в 15 км к юго-западу от пос. Октябрьское (Челябинская область), является самой южной из исследуемых. Данная группа включает в себя 7

водоемов, самым крупным из которых является оз. Горькое с площадью 1 км<sup>2</sup>. Третья группа озер расположена в 40 км к юго-западу от г. Куртамыш (Курганская область) на территории левобережья р. Тобол и включает в себя 8 водоемов, крупнейшим из которых является оз. Долгое площадью 1,7 км<sup>2</sup>. Четвертая группа располагается в 85 км. к юго-востоку от г. Кургана и представлена 16 водоемами, самым крупным, из которых является оз. Медвежье площадью 67,3 км<sup>2</sup>. Пятая группа, располагается в 88 км от г. Ишима (Тюменская область) и представлена 11 озерами, крупнейшим из которых является оз. Няшино площадью 15,1 км<sup>2</sup>. Данный ключевой участок является самой западной территорией из исследуемых (рисунок 2.1).

Таблица 3.1 – Основная информация об исследуемых водоемах.

| Название озера  | Группа   | Координаты |          | Площадь озера, км <sup>2</sup> | Площадь водосбора, км <sup>2</sup> | Средняя глубина, м | Дата пробоотбора | Т воды, °С | pH    |
|-----------------|----------|------------|----------|--------------------------------|------------------------------------|--------------------|------------------|------------|-------|
|                 |          | X          | Y        |                                |                                    |                    |                  |            |       |
| 1               | 2        | 3          | 4        | 5                              | 6                                  | 7                  | 8                | 9          | 10    |
| Собачье         | I        | 61,67834   | 54,36805 | 0,45                           | 1,57                               | 1,8                | 8.8.2019         | 22,3       | 9,01  |
| Кичкибаз        |          | 61,67363   | 54,33503 | 5,96                           | 12,40                              | 2,5                | 8.8.2019         | 20,8       | 8,93  |
| Голубое         |          | 61,75010   | 54,33381 | 1,40                           | 2,90                               | 2,0                | 8.8.2019         | 18,7       | 9,15  |
| Горькое'        |          | 61,71798   | 54,32291 | 3,63                           | 5,90                               | 1,5                | 8.9.2019         | 23,1       | 7,70  |
| Казачка         | II       | 62,51876   | 54,28315 | 0,46                           | 1,37                               | 1,8                | 8.4.2019         | 20,8       | 7,90  |
| Казачьи Сумки   |          | 62,51892   | 54,30239 | 0,65                           | 1,12                               | 1,6                | 8.4.2019         | 20,2       | 8,90  |
| Спорное         |          | 62,48161   | 54,33244 | 0,41                           | 0,75                               | 1,3                | 8.5.2019         | 20,5       | 9,50  |
| Горькое''       |          | 62,46585   | 54,30807 | 1,00                           | 1,66                               | 1,3                | 8.5.2019         | 24,8       | 8,90  |
| Малое Щучье     |          | 62,45765   | 54,32443 | 0,40                           | 0,92                               | 1,6                | 8.5.2019         | 21,6       | 10,40 |
| Соленое'        |          | 62,42922   | 54,30949 | 0,27                           | 0,60                               | 1,4                | 8.6.2019         | 23,9       | 7,80  |
| Щучье           |          | 62,43486   | 54,33015 | 0,50                           | 0,87                               | 1,5                | 8.6.2019         | 23,8       | 10,10 |
| Круглое         |          | III        | 64,04332 | 54,64780                       | 1,27                               | 2,62               | 1,5              | 9.28.2018  | 22,3  |
| Ломово          | 64,03226 |            | 54,62230 | 0,67                           | 1,67                               | 1,4                | 9.28.2018        | 12,1       | 9,22  |
| Второе Засечное | 63,99115 |            | 54,62674 | 1,68                           | 3,62                               | 2,0                | 9.28.2018        | 24,3       | 9,10  |
| Первое Засечное | 63,98038 |            | 54,63727 | 1,39                           | 3,14                               | 1,1                | 9.29.2018        | 23,0       | 8,79  |
| Соленое''       | 63,99019 |            | 54,65227 | 1,11                           | 2,44                               | 2,3                | 9.29.2018        | 24,9       | 8,84  |
| Долгое          | 63,98594 |            | 54,66409 | 1,70                           | 4,51                               | 1,8                | 9.30.2018        | 21,0       | 9,63  |
| Лабзовитое      | 63,92470 |            | 54,65819 | 0,22                           | 0,40                               | 1,7                | 9.30.2018        | 9,6        | 7,53  |
| Беломойное      | 63,88919 |            | 54,65954 | 1,25                           | 1,97                               | 1,5                | 9.30.2018        | 12,7       | 9,51  |

Продолжение таблицы 3.1

| 1               | 2        | 3        | 4        | 5        | 6      | 7    | 8         | 9        | 10   |
|-----------------|----------|----------|----------|----------|--------|------|-----------|----------|------|
| Медвежье        | IV       | 67,95160 | 55,19186 | 67,30    | 161,00 | 0,6  | 8.7.2018  | 23,4     | 7,20 |
| Кротово         |          | 66,91345 | 55,19380 | 0,54     | 1,51   | 1,1  | 8.7.2018  | 13,4     | 8,69 |
| Большое Горькое |          | 66,88988 | 55,19970 | 3,12     | 5,31   | 1,2  | 8.7.2018  | 13,6     | 8,41 |
| Соленое'''      |          | 66,91314 | 55,14795 | 7,25     | 12,90  | 1,6  | 8.7.2018  | 14,2     | 8,39 |
| Крутояр         |          | 66,95711 | 55,16378 | 0,47     | 0,78   | 1,4  | 8.7.2018  | 15,0     | 8,91 |
| Золотое         |          | 66,97851 | 55,11222 | 1,08     | 2,44   | 2,3  | 3.18.2019 | 0,9      | 9,10 |
| Макушино        |          | 67,23531 | 55,20000 | 2,45     | 4,21   | 1,8  | 8.7.2019  | 18,0     | 8,24 |
| Горькое'''      |          | 67,02756 | 55,07785 | 0,86     | 1,40   | 1,7  | 8.7.2019  | 21,6     | 8,56 |
| Соленое''''     |          | 66,98817 | 55,04810 | 0,83     | 1,35   | 1,5  | 8.7.2019  | 22,0     | 8,35 |
| Притыкал        |          | 66,97751 | 54,97415 | 0,44     | 0,63   | 1,6  | 8.7.2019  | 22,0     | 9,04 |
| Шашмура         |          | 66,96935 | 54,95291 | 0,62     | 0,95   | 1,1  | 8.7.2019  | 22,5     | 8,76 |
| Теренколь       |          | 66,94464 | 54,92187 | 2,70     | 4,20   | 1,2  | 8.8.2019  | 20,3     | 9,26 |
| Курейное        |          | 66,95370 | 54,90826 | 3,12     | 5,73   | 1,3  | 8.8.2019  | 20,5     | 8,94 |
| Ильней          |          | 66,92688 | 55,04331 | 3,57     | 5,47   | 1,3  | 8.8.2019  | 20,0     | 7,90 |
| Сплавное        |          | 66,98262 | 55,12624 | 1,67     | 3,32   | 1,2  | 8.9.2019  | 19,9     | 8,92 |
| Ганькино        |          | V        | 67,97406 | 55,82624 | 0,37   | 0,72 | 1,6       | 8.1.2019 | 16,7 |
| Василки         | 67,97534 |          | 55,81452 | 0,42     | 0,68   | 1,5  | 8.1.2019  | 16,8     | 7,56 |
| Якунино         | 68,02025 |          | 55,79756 | 0,75     | 1,25   | 2,0  | 8.1.2019  | 17,6     | 8,22 |
| Фоминцево       | 67,88076 |          | 55,93845 | 1,37     | 2,01   | 2,1  | 8.2.2019  | 19,9     | 9,63 |
| Бузымянное      | 67,92216 |          | 55,94669 | 0,33     | 1,13   | 1,9  | 8.3.2019  | 19,4     | 8,50 |
| Малое Соленое   | 67,97071 |          | 55,94753 | 2,21     | 3,66   | 3,0  | 8.3.2019  | 18,4     | 6,90 |
| Моховое         | 68,00083 |          | 55,92458 | 0,32     | 0,55   | 2,5  | 8.3.2019  | 18,5     | 9,01 |
| Малое Харламово | 67,71788 |          | 55,89866 | 1,43     | 2,00   | 3,1  | 8.3.2019  | 18,0     | 9,10 |
| Гагарье         | 67,75903 |          | 55,94333 | 0,38     | 1,10   | 1,6  | 8.4.2019  | 17,6     | 7,40 |

Образцы донных отложений отбирались практически из каждого озера, исключение составили оз. Казачка (II группа), Ломово (III группа), Лабзовитое, Соленое, Крутояр, Золотое и Горькое (IV группа), отбор на которых не производился ввиду активного зарастания прибрежных участков дна, не позволяющего провести корректный отбор в летний период.

В образцах озерных вод в полевых условиях в момент отбора проб с помощью мультиметра определены величины pH, TDS и температуры. Данные параметры в дальнейшем использовались, в том числе, для осуществления термодинамического моделирования. Образцы вод отбирались с поверхности выбранных водоемов в предварительно вымытые полипропиленовые флаконы (250 мл), фильтроваться на месте через одноразовые фильтры MILLEX Filter units (0,45 мкм размер пор, 33 мм в диаметре) с использованием стерильного пластикового



шприца и виниловых перчаток (первые 20-50 мл не используются для анализа) (Pokrovsky et al., 2010; 2011). Отфильтрованные образцы озерной воды отбирались в два флакона, один (с подкислением бидистиллированной азотной кислотой до концентрации 2%) для анализа катионов, второй не подкисленный для анализов DOC, DIC и анионов (Манасыпов, 2013). До непосредственного выполнения анализов образцы хранились в холодильнике при температуре 7-8 °С.

Донные отложения отобраны из центральной части озер с помощью пробоотборника Бикера (Eijkelkamp Agrisearch Equipment BV). Отбор донных отложений производился в латеральной части дна водоемов, в зависимости от глубины, как в летний полевой сезон, с выемкой колонок донного грунта с лодки, так и в зимний – с отбором со льда. В ряде озер, где на береговых зонах, которых, при полевых исследованиях, наблюдались явные признаки современного минералообразования, отбирались дополнительные пробы донных и береговых отложений, для дополнительных, более детальных исследований (рисунок 3.1).

Непосредственно отбор производился в результате погружения отборника на глубину 50-100 см., для аналитических исследований в основном использовалась верхняя часть колонки. Данный интервал был выбран как объект наиболее детальных исследований, поскольку в контексте решаемой задачи наибольший интерес представляет зона непосредственного контакта донных осадков с придонными загущёнными слоями воды. Полученные образцы также помещались в стерильные пластиковые пакеты, в дальнейшем высушивались при температуре 60<sup>0</sup>С. Высушенные пробы донных отложений, для лабораторных исследований вещественного состава перетирались в агатовой ступке. Отдельные образцы отбирались для исследований при помощи сканирующей электронной микроскопии. Из части образцов изготовлены петрографические просвечивающие шлифы для их дальнейшего изучения при помощи оптического поляризационного микроскопа.



Рисунок 3.1 – Процесс отбора проб донных отложений и воды на исследуемых водоемах

На некоторых водоемах дополнительный пробоотбор производился в период, так называемого цветения, когда происходит пик метаболизма водных микроорганизмов. С этих озер отбирались образцы живых водорослевых матов – частично кристаллизовавшихся карбонатных корок, прибрежных фаций, а также образцы микробиолитов разной степени деградированности. Предварительно все пробы высушивались при комнатной температуре, затем изучались с

использованием оптической микроскопии в просвечивающих петрографических шлифах и растровой электронной микроскопии.

### 3.2 Методы аналитических исследований

Исследования валового минерального состава донных отложений и новообразований литоральной зоны методом рентгеновской дифракции производилась на базе лаборатории минералогии института геологии Коми НЦ УрО РАН им. Н. П. Юшкина. Фазовый состав образцов определялся по дифрактограммам неориентированных образцов. Съемка проводилась на рентгеновском дифрактометре Shimadzu XRD-6000, излучение  $\text{CuK}\alpha$ , Ni фильтр, 30kV, 20mA, область сканирования  $2-65^\circ 2\theta$ .

Полуколичественный фазовый анализ выполнялся по дифрактограммам неориентированных образцов в программе PROFEX, в интервале углов  $10-60^\circ 2\theta$ . Глинистые минералы диагностировались в неориентированных образцах по небазальным отражениям  $d/n \sim 4.45, 2.55 \text{ \AA}$ . Иллитовые базальные отражения  $\sim 10,1-10.4 \text{ \AA}$ , смектитовые  $d_{001} \sim 13.8-14.5 \text{ \AA}$ , хлоритовые -  $d_{001} \sim 14.2-15 \text{ \AA}$ . Насыщение органическими жидкостями не проводилось.

В группе карбонатных минералов выделение высокомагнезиальных карбонатов осложнено наличием переходных фаз минералов. Но благодаря наличию практически непрерывной изоморфной смесимости в ряду кальцит-магнезит с соответствующим изменением межплоскостных расстояний минералов, а также по уширению рефлексов, получилось выделить дифрактограммы нескольких кальцитовых фаз, отличающихся по составу (кальцит и высокомагнезиальный кальцит) (Солотчина и др. 2012).

Для подробного изучения микротекстур и структур образцов донных отложений, а также особенностей строения отдельных кристаллических минеральных фаз, обнаруженных в ходе исследования, применялись методы оптической и поляризационной микроскопии.

Для изучения инициальных признаков минералогенеза в активно развивающихся водорослево-бактериальных матах, из образцов готовились микробиологические препараты по методу висячей капли, позволяющему максимально полно сохранить внешний вид микроорганизмов и тончайших минеральных пленок, формирующихся на них. Готовые препараты изучались с использованием универсального бинокулярного микроскопа ADF u300.

Для детального изучения строения микробиолитов, имеющих слоистое строение, образцов нелигифицированных береговых отложений, водорослевых и водорослево-бактериальных минерализованных матов изготовлены просвечивающие петрографические шлифы, представляющие собой тонкий срез твердого образца, толщиной до 0,03 мм, закрепленный на предметном стекле с помощью оптической смолы. Шлифы, использовавшиеся в данном исследовании, не запечатывались покровным стеклом, для возможности использования их в качестве препаратов для конфокальной микроскопии. Изготовленные непокрытые петрографические шлифы изучены на базе Тюменского государственного университета в лаборатории седиментологии и эволюции биосферы с помощью поляризационного микроскопа Olympus-BX53MTRF, снимки получены с использованием цифровой камеры Olympus SC180.

Для определения степени минерализации органического вещества, а также уточнения микроструктуры биоминеральных новообразований, для некоторых проб проведено исследование с использованием конфокальной лазерной сканирующей микроскопии на базе Томского государственного университета на микроскопе Zeiss LSM 780 NLO (Carl Zeiss).

Детальное изучение минерального состава, признаков аутигенных процессов, включающих в себя не только новообразование минералов, но и процессы их разрушения, признаки биогенного минералообразования и особенности кристаллических форм аутигенных минералов в донных отложениях исследуемых озер, производилось на базе Томского государственного университета в лаборатории биогеохимических и дистанционных методов

мониторинга окружающей среды, с использованием микроскопа TM3000 (Hitachi), с анализатором SwiftED3000 (Oxford), на базе Института геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого в лаборатории региональной геологии и геотектоники с использованием микроскопа JSM-6510LV-EDS, аналитического комплекса JEOL с рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром Oxford Instruments INCA Energy 350, а также на базе Тюменского государственного университета на базе НОЦ «нанотехнологии» с использованием микроскопа JSM-6390LV (Jeol) с анализатором INCA Energy 450 X-Max80 EDS (Oxford).

Для дополнительного подтверждения факта обнаружения ряда минералов была использована просвечивающая электронная микроскопия, применяющаяся в исследованиях тонких образцов с помощью проходящего сквозь кристалл пучка электронов. Исследование проводилось на базе Томского политехнического университета с использованием JED-2300 Analysis Station.

Исследования образцов озерных вод и включали определения катионного и анионного состава вод. Определение основных анионов ( $\text{Cl}^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ ) проводилось методом жидкостной хроматографии высокого разрешения, на приборе DIONEXICS-2000, погрешностью 2%, пределом обнаружения 0,02 мг/л. Содержания DOC и DIC определены углерод каталитическим окислением сжиганием с ИК-детектированием на анализаторе TOC-VSCN (Shimadzu) с погрешностью 3% и пределом обнаружения 0,1 мг/л. Содержания основных катионов (Mg, Ca, Na и K) проанализированы с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (Agilent 7500 CE) с использованием 3 мкг/л In и Re в качестве внутренних стандартов с точностью  $\pm 5\%$ .

### **3.3 Методы обработки, интерпретации и визуализации данных**

Анализ и интерпретации данных проводилась с использованием программного пакета STATISTICA 12 (StatSoft, США). Описательные статистики включали расчет среднего значения, медианы, минимума, максимума,

стандартного отклонения (SD), коэффициента вариации (CV) и стандартной ошибки среднего (SE) исследованных физико-химических параметров. Взаимосвязь между морфометрическими характеристиками озер и физико-химическими параметрами вод оценивали с помощью корреляционного анализа с расчетом рангового коэффициента корреляции Спирмена (уровень значимости  $p < 0,05$ ). Регрессионный анализ применялся для оценки связи между наиболее значимыми параметрами. Для оценки различий в свойствах пяти групп озер применялся однофакторный дисперсионный анализ Краскела-Уоллиса (ANOVA) по рангам и медианный критерий с последующим множественным сравнением средних рангов для всех групп. Визуализацию данных проводили с помощью Grapher 17 (Golden Software, США). Карта-схема фактического материала подготовлена в программном пакете MapViewer (Golden Software).

Термодинамическое моделирование, включающее расчет индексов насыщения водного раствора по отношению к различным карбонатам, производилось с помощью программы Visual MINTEQ ver.3.1.

Для помощи расшифровки спектров элементов и определения минералов с минимальными концентрациями, обнаруженными только при помощи сканирующей электронной микроскопии, использовалась программа MinCalc и база данных Mindata.com.

## 4 Химический состав вод малых бессточных водоемов лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины

### 4.1 Характеристика химического состава лесостепных озер

Данные о pH, TDS и содержании основных ионов отдельных групп озер и в целом для территории исследования представлены в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Описательные статистики физико-химических параметров озерных вод.

| Параметры                            | Среднее | Медиана | Минимум | Максимум | SD      | CV, % | SE.     |
|--------------------------------------|---------|---------|---------|----------|---------|-------|---------|
| 1                                    | 2       | 3       | 4       | 5        | 6       | 7     | 8       |
| Группа I (N=4)                       |         |         |         |          |         |       |         |
| pH                                   | 8,7     | 9,0     | 7,7     | 9,2      | 0,7     | 7,7   | 0,3     |
| TDS, г/л                             | 44,1    | 22,3    | 9,8     | 122,0    | 52,3    | 118,5 | 26,1    |
| Mg <sup>2+</sup> , мг/л              | 3632,2  | 1403,8  | 555,7   | 11165,4  | 5038,5  | 138,7 | 2519,2  |
| Ca <sup>2+</sup> , мг/л              | 123,8   | 83,6    | 49,7    | 278,2    | 104,5   | 84,4  | 52,2    |
| Na <sup>+</sup> , мг/л               | 18310,4 | 7033,1  | 3557,5  | 55617,9  | 24925,7 | 136,1 | 12462,9 |
| K <sup>+</sup> , мг/л                | 218,8   | 172,8   | 90,8    | 438,7    | 154,5   | 70,6  | 77,2    |
| Cl <sup>-</sup> , мг/л               | 24342,8 | 6110,2  | 2060,0  | 83090,8  | 39214,0 | 161,1 | 19607,0 |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л | 18083,6 | 3494,8  | 1452,1  | 63892,7  | 30554,8 | 169,0 | 15277,4 |
| DOC, мг/л                            | 360,3   | 87,5    | 40,3    | 1226,0   | 578,1   | 160,4 | 289,1   |
| DIC, мг/л                            | 245,1   | 208,9   | 69,0    | 493,6    | 178,7   | 72,9  | 89,4    |
| Группа II (N=7)                      |         |         |         |          |         |       |         |
| pH                                   | 9,1     | 8,9     | 7,8     | 10,4     | 1,0     | 11,1  | 0,4     |
| TDS, г/л                             | 11,0    | 0,5     | 0,3     | 41,5     | 16,5    | 150,0 | 6,2     |
| Mg <sup>2+</sup> , мг/л              | 544,2   | 19,1    | 7,3     | 2217,8   | 876,7   | 161,1 | 331,4   |
| Ca <sup>2+</sup> , мг/л              | 67,1    | 22,5    | 7,8     | 226,3    | 77,5    | 115,5 | 29,3    |
| Na <sup>+</sup> , мг/л               | 2687,6  | 89,3    | 20,1    | 10786,6  | 4269,3  | 158,8 | 1613,6  |
| K <sup>+</sup> , мг/л                | 46,3    | 27,3    | 11,6    | 143,8    | 48,5    | 104,6 | 18,3    |
| Cl <sup>-</sup> , мг/л               | 3888,0  | 86,3    | 28,3    | 15898,1  | 6181,3  | 159,0 | 2336,3  |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л | 349,6   | 8,0     | 1,0     | 1823,2   | 680,9   | 194,8 | 257,4   |
| DOC, мг/л                            | 37,4    | 24,2    | 18,2    | 83,6     | 26,8    | 71,8  | 10,1    |
| DIC, мг/л                            | 59,3    | 29,1    | 20,5    | 135,1    | 46,5    | 78,5  | 17,6    |

Продолжение табл. 4.1

| 1                                    | 2       | 3       | 4     | 5       | 6       | 7     | 8      |
|--------------------------------------|---------|---------|-------|---------|---------|-------|--------|
| Группа III (N=8)                     |         |         |       |         |         |       |        |
| pH                                   | 9,0     | 9,1     | 7,5   | 9,6     | 0,6     | 7,2   | 0,2    |
| TDS, г/л                             | 39,8    | 42,0    | 0,8   | 84,0    | 27,8    | 69,7  | 9,8    |
| Mg <sup>2+</sup> , мг/л              | 682,1   | 445,7   | 17,1  | 2076,8  | 729,1   | 106,9 | 257,8  |
| Ca <sup>2+</sup> , мг/л              | 27,0    | 26,4    | 7,4   | 52,3    | 13,6    | 50,5  | 4,8    |
| Na <sup>+</sup> , мг/л               | 9053,9  | 8878,1  | 98,4  | 19954,6 | 6617,7  | 73,1  | 2339,7 |
| K <sup>+</sup> , мг/л                | 139,8   | 130,5   | 7,5   | 272,9   | 75,1    | 53,7  | 26,5   |
| Cl <sup>-</sup> , мг/л               | 12329,2 | 12118,1 | 597,5 | 27896,0 | 9337,2  | 75,7  | 3301,2 |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л | 3445,5  | 1887,5  | 19,8  | 8754,0  | 3783,2  | 109,8 | 1337,6 |
| DOC, мг/л                            | 80,9    | 91,7    | 23,5  | 112,1   | 29,3    | 36,3  | 10,4   |
| DIC, мг/л                            | 288,4   | 309,0   | 81,1  | 377,2   | 97,8    | 33,9  | 34,6   |
| Группа IV (N=15)                     |         |         |       |         |         |       |        |
| pH                                   | 8,6     | 8,7     | 7,2   | 9,3     | 0,5     | 6,2   | 0,1    |
| TDS, г/л                             | 38,3    | 14,5    | 0,2   | 160,4   | 46,5    | 121,2 | 12,0   |
| Mg <sup>2+</sup> , мг/л              | 1997,6  | 649,2   | 26,6  | 7538,5  | 2384,9  | 119,4 | 615,8  |
| Ca <sup>2+</sup> , мг/л              | 198,6   | 126,8   | 34,5  | 668,6   | 205,2   | 103,3 | 53,0   |
| Na <sup>+</sup> , мг/л               | 9223,4  | 3980,9  | 112,6 | 47308,1 | 12357,9 | 134,0 | 3190,8 |
| K <sup>+</sup> , мг/л                | 78,2    | 73,2    | 15,0  | 176,2   | 51,5    | 65,9  | 13,3   |
| Cl <sup>-</sup> , мг/л               | 12200,0 | 3911,3  | 155,7 | 44010,9 | 14587,7 | 119,6 | 3766,5 |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л | 4665,5  | 2003,0  | 13,3  | 22717,1 | 6248,7  | 133,9 | 1613,4 |
| DOC, мг/л                            | 58,4    | 64,3    | 11,9  | 160,3   | 38,6    | 66,1  | 10,0   |
| DIC, мг/л                            | 124,8   | 101,3   | 43,3  | 282,2   | 69,8    | 55,9  | 18,0   |
| Группа V (N=9)                       |         |         |       |         |         |       |        |
| pH                                   | 8,4     | 8,5     | 6,9   | 9,6     | 1,0     | 11,7  | 0,3    |
| TDS, г/л                             | 1,2     | 0,6     | 0,1   | 3,8     | 1,3     | 115,9 | 0,4    |
| Mg <sup>2+</sup> , мг/л              | 51,9    | 28,7    | 5,9   | 201,0   | 65,1    | 125,5 | 21,7   |
| Ca <sup>2+</sup> , мг/л              | 31,5    | 24,1    | 10,3  | 55,5    | 16,5    | 52,2  | 5,5    |
| Na <sup>+</sup> , мг/л               | 245,0   | 117,2   | 25,9  | 905,6   | 301,1   | 122,9 | 100,4  |
| K <sup>+</sup> , мг/л                | 17,8    | 19,3    | 9,9   | 22,5    | 4,2     | 23,8  | 1,4    |
| Cl <sup>-</sup> , мг/л               | 280,3   | 89,6    | 8,6   | 1143,0  | 399,6   | 142,5 | 133,2  |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л | 32,2    | 4,0     | 0,3   | 224,3   | 72,6    | 225,4 | 24,2   |
| DOC, мг/л                            | 25,0    | 26,9    | 16,2  | 34,4    | 6,6     | 26,3  | 2,2    |
| DIC, мг/л                            | 66,3    | 72,7    | 20,0  | 116,0   | 31,5    | 47,5  | 10,5   |
| В целом (N=43)                       |         |         |       |         |         |       |        |
| pH                                   | 8,7     | 8,9     | 6,9   | 10,4    | 0,8     | 8,8   | 0,1    |
| TDS, г/л                             | 26,9    | 9,8     | 0,1   | 160,4   | 37,1    | 137,6 | 5,7    |
| Mg <sup>2+</sup> , мг/л              | 1261,0  | 233,3   | 5,9   | 11165,4 | 2258,4  | 179,1 | 344,4  |
| Ca <sup>2+</sup> , мг/л              | 103,3   | 46,8    | 7,4   | 668,6   | 146,5   | 141,8 | 22,3   |
| Na <sup>+</sup> , мг/л               | 7093,9  | 2047,6  | 20,1  | 55617,9 | 11524,9 | 162,5 | 1757,5 |
| K <sup>+</sup> , мг/л                | 84,8    | 50,9    | 7,5   | 438,7   | 85,9    | 101,2 | 13,1   |
| Cl <sup>-</sup> , мг/л               | 9505,6  | 2266,0  | 8,6   | 83090,8 | 15791,3 | 166,1 | 2408,2 |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л | 4014,3  | 330,4   | 0,3   | 63892,7 | 10337,1 | 257,5 | 1576,4 |
| DOC, мг/л                            | 80,2    | 47,1    | 11,9  | 1226,0  | 182,3   | 227,1 | 27,8   |
| DIC, мг/л                            | 143,5   | 101,3   | 19,9  | 493,6   | 116,5   | 81,1  | 17,8   |



Среднее значение рН воды исследованных озер составляет 8,7 (таблица 4.1). Наибольшая доля озер характеризуется щелочной реакцией. Только в 32,5% исследованных озер значения рН находились в пределах 6,5-8,5, что соответствует нейтральной и слабощелочной реакции. Вода в 16,3% озер характеризуется высокими значениями рН ( $> 9,5$ ), что соответствует сильнощелочным условиям (рисунок 4.2). Вариабельность значений рН как внутри каждой группы, так и во всей выборке в целом, низкая ( $CV < 33\%$ ), что характеризует однородность кислотно-щелочных условий (таблица 4.1). Статистически значимых различий между группами озер по медианному значению рН не выявлено согласно критерию Краскела-Уолисса и медианному тесту (рисунок 4.1).

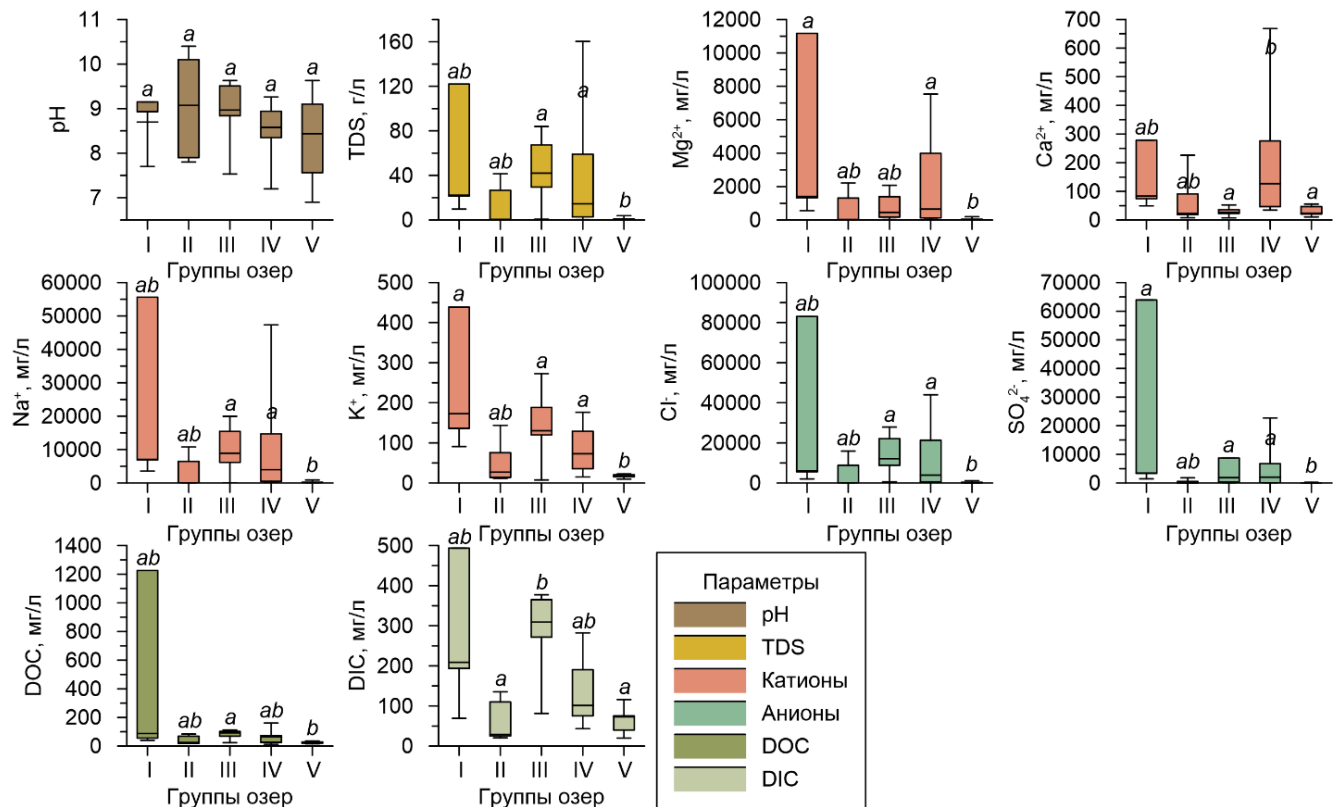


Рисунок 4.1 – Вариабельность гидрохимических свойств между группами исследуемых озер. Линии внутри прямоугольника отражают медианные значения, усы – минимумы и максимумы. Разные буквы обозначают значимые отличия по критерию Краскела-Уолисса.

Минимальное значение рН (6,9) зафиксировано в оз. Малое Соленое (V группа), причем у ближайших водоемов Фоминцево и Безымянное, значения рН составляют 9,63 и 8,5, соответственно. Стоит отметить, что на момент отбора проб

на оз. Малое Соленое наблюдались процессы активного зарастания прибрежной зоны травянистыми растениями и водорослями. В оз. Малое Щучье (II группа) зафиксировано максимальное значение рН равное 10,4, что соответствует сильнощелочной среде. Характерно, что воды озер II группы имеют преимущественно щелочную или сильнощелочную реакцию, кроме оз. Казачка и Соленое со слабощелочной реакцией, что, по всей видимости, обусловлено активными процессами зарастания прибрежной зоны камышом, рогозом и роголистником.

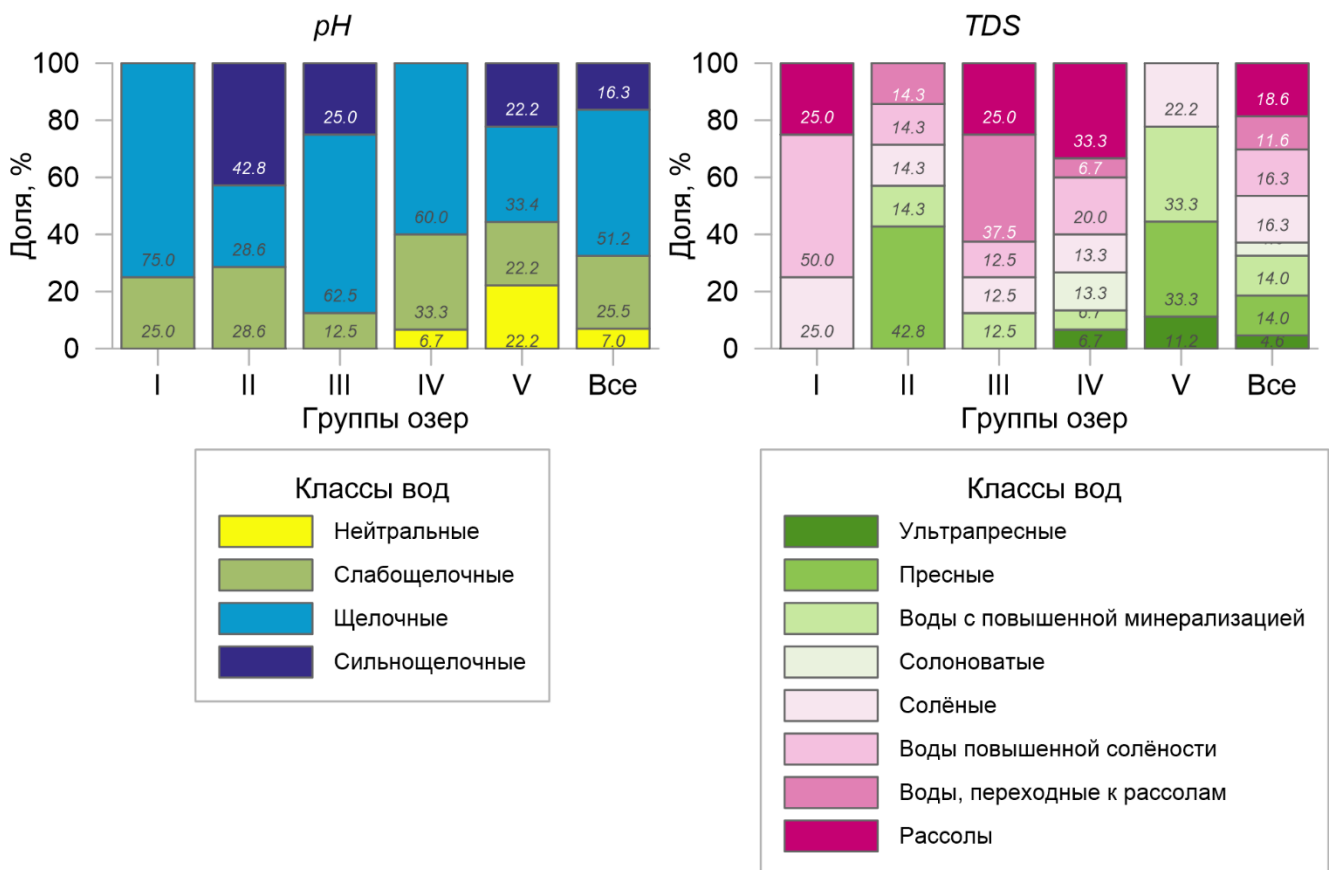


Рисунок 4.2 – Распределение озер по классам вод по кислотно-щелочным условиям и минерализации.

Среднее значение TDS в водах исследуемых водоемов составляет 26,9 г/л (таблица 4.1), что, согласно классификации А.М. Овчинникова соответствует водам повышенной солёности. Доля пресных водоемов составляет 32,6%. Минерализация большинства водоемов превышает 1 г/л (рисунок 4.2), соответственно, выделяются воды от относительно повышенной минерализации до рассолов. В I группе озер максимальная минерализация составляет 122 г/л (оз.

Горькое), что соответствует рассолам, а минимальная – 9,84 г/л (оз. Голубое), что соответствует соленым водам. Во II группе максимальное значение TDS – 41 г/л (оз. Горькое), а именно воды, переходные к рассолам, минимальное – 0,33 г/л (оз. Казачка) или пресные воды. Максимальный показатель TDS в озерах III группы имеет оз. Соленое – 84 г/л, соответствующее рассолам, а минимальное – оз. Лабзавитое, с минерализацией 0,75 г/л – пресное. В IV группе водоемов максимальное значение TDS составляет 160,4 г/л (оз. Медвежье), что соответствует рассолам, а минимальное – 0,15 г/л (оз. Кротово), что соответствует ультрапресным водам. Разброс TDS в V группе является самым минимальным, максимальное значение составляет 3,83 г/л (оз. Малое Харламово) – пресные воды, а минимальное – 0,11 г/л (оз. Малое соленое) – ультрапресные воды. Как показывают результаты анализа содержания растворенных солей в водах исследуемых озер, различия TDS внутри одной группы водоемов могут составлять более чем три порядка (таблица 4.1) и подтверждаются статистически (рисунок 4.1). Озера третьей группы характеризуются максимальными медианными значениями TDS (42,0 г/л), соответствующими повышенной солености. Озера V группы в целом являются более пресными по сравнению с остальными группами (рисунок 4.2).

Растворенные компоненты в порядке убывания средней концентрации образуют ряды:  $\text{Na} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Ca}$  и  $\text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{DIC} > \text{DOC}$ . Содержание основных ионов в водах исследуемых водоемов варьирует в значительных пределах ( $\text{CV} > 33\%$ ). Существенные различия между средними и медианными содержаниями основных ионов внутри каждой группы озер и в целом во всей выборке (таблица 4.1, рисунок 4.1) подчеркивают неоднородность химизма вод. Согласно статистическим критерию Краскела-Уолисса и медианному тесту существуют сильно значимые различия между содержаниями основных ионов, DOC и DIC ( $p < 0.005$ ) в водах озер по группам (рисунок 4.1). Максимальные медианные содержания  $\text{Mg}^{2+}$  (1,4 г/л),  $\text{K}^+$  (172,8 мг/л), и  $\text{SO}_4^{2-}$  (3,5 г/л) наблюдаются в озерах I группы,  $\text{Na}^+$  (8,9 г/л),  $\text{Cl}^-$  (12,1 г/л), DOC (91,7 мг/л), и DIC (309,0 мг/л) в озерах III группы и  $\text{Ca}^{2+}$  (126,8 мг/л) в озерах IV группы. Минимальные медианные содержания  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ , (19,1, 22,5

и 89,3 мг/л, соответственно),  $\text{Cl}^-$ , DOC и DIC (86,3, 24,2 и 29,1 мг/л, соответственно) отмечены в озерах II группы, а  $\text{K}^+$  (19,3 мг/л) и  $\text{SO}_4^{2-}$  (4,0 мг/л) – в озерах V группы.

Классификация химического состава вод исследуемых озер проводилась на основе анализа гидрохимической диаграммы Пайпера (Piper, 1944), построенной по концентрациям доминирующих ионов в эквивалентной форме (рисунок 4.3). В катионном составе вод подавляющего большинства озер преобладал ион натрия. Только пробы вод оз. Казачка (II группа) и оз. Моховое (V группа) попали в зону смешанного состава. В анионном составе хлорид-ион преобладает в 70% исследованных проб, а именно все озера I группы, большинство озер III и IV групп и частично II и V групп, гидрокарбонат-ион – в 23% проб, преимущественно в озерах II и V групп. В зону смешанного состава попали пробы вод оз. Беломойное (III группа), оз. Теренколь и оз. Кротово (IV группа). Как видно из рисунка 4.3, анионный состав озер II и V группы сильно отличается внутри групп: выделяются как хлоридные, так и гидрокарбонатные типы. Подобные отличия, вероятно, обусловлены содержанием растворенного углерода, интенсивность поступления которого коррелирует с активностью высших и низших растений, что маркируется также различной степенью зарастания озер этих групп.

В целом, подавляющее большинство проб (76,7%) спроецированы в зону гидрогеохимической фации II ( $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-}$ ), совпадающей с типом хлоридных калиево-натриевых соленых вод (рисунок 4.3). В зону гидрогеохимической фации III ( $\text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{HCO}_3^-$ ) попали пробы оз. Безыменного (V группа), воды которого характеризуются как гидрокарбонатные калиево-натриевые (4 тип), а также пробы смешанного состава (5 тип) ряда озер II (оз. Спорное, Малое Щучье и Щучье) и V групп (оз. Ганькино, Василки, Якунино и Фоминцево). В зону гидрогеохимической фации IV ( $\text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^-$ ), совпадающей с типом гидрокарбонатных кальциево-магниевых вод с временной жесткостью спроецированы пробы оз. Казачка (II группа) и оз. Моховое (V группа). Ни одна проба не попала в зону фации I, 2 и 5 типа вод – хлоридных или сульфатных кальциево-магниевых с постоянной жесткостью и смешанных, соответственно. Стоит отметить, что озера II и V групп

характеризуются наибольшей неоднородностью химического состава, который, по всей видимости, обусловлен локальными особенностями геологических условий, такими как выходы подземных вод различных горизонтов (или близких к поверхности), обогащенных глинистым материалом, пластов.

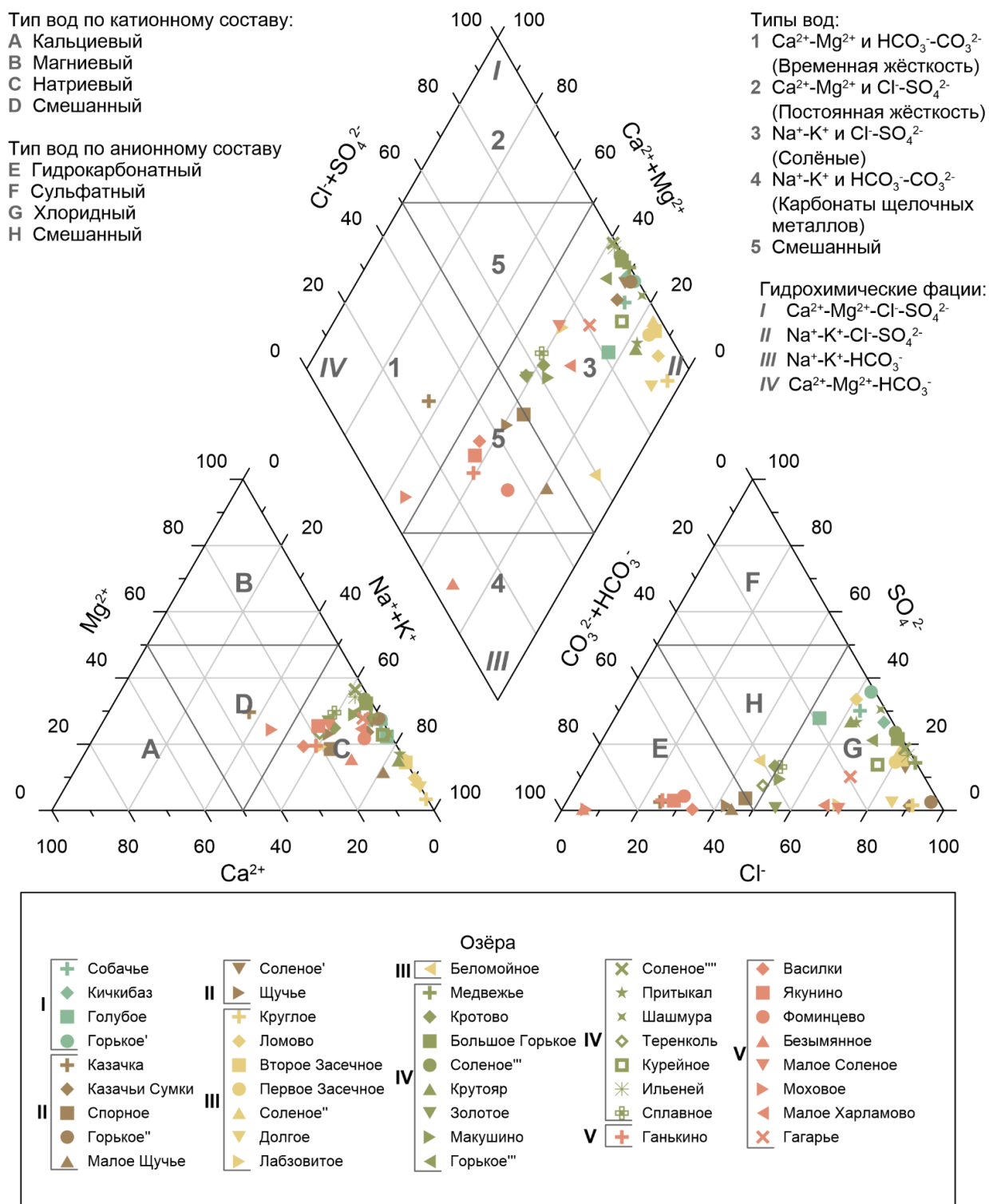


Рисунок 4.3 – Диаграмма Пайпера химического состава озёр. В легенде римскими цифрами и цветом обозначены группы озёр.

## 4.2 Условия формирования химического состава лесостепных озер

Взаимосвязь между морфометрическими характеристиками озер и физико-химическими параметрами вод оценивалась на основе анализа коэффициентов корреляции Спирмена (таблица 4.2).

Имеется статистически значимая ( $p < 0,05$ ) слабая и умеренная положительная корреляция ( $0,36 < r < 0,52$ ) между площадью исследуемых озер с общим количеством растворенных частиц (общей минерализацией) и с концентрацией основных катионов и анионов (таблица 4.2). Такая зависимость может быть обусловлена различным объёмом испаряемой воды с поверхности озер разной площади, что приводит к неоднородному уровню сезонной концентрации. Различная площадь соприкосновения дна котловин водоемов с литогенной основой определяет степень влияния подземных вод, питающих озера, на их химический состав. Кроме того, от площади поверхности зависят объёмы поступающих атмосферных осадков и поверхностного стока. Также наблюдаются слабые положительные корреляции между площадью водосбора и содержанием основных ионов ( $0,4 < r < 0,5$ ). В то же время, средняя глубина водоемов не является статистически значимым фактором, определяющим химизм вод ( $r < 0,3$ ).

Между температурой вод и остальными физико-химическими параметрами наблюдается слабая положительная взаимосвязь ( $0,32 < r < 0,43$ ). Отмечена умеренная обратная зависимость между значениями pH и содержанием растворенного кальция в водах исследуемых озер ( $r = -0,532$ ), что объясняется тем фактом, что растворенные ионы  $\text{Ca}^{2+}$  способны снижать содержание избыточного растворенного углекислого газа, понижая кислотность вод. Общее количество растворенных частиц наиболее тесно связано с содержаниями  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ , DOC и характеризуется очень высокой силой связи ( $r > 0,9$ ), и  $\text{K}^+$ , связь с которым соответствует сильной корреляции ( $r = 0,815$ ). Максимальное значение  $r$  отмечается между  $\text{Na}^+$  и  $\text{Cl}^-$  (0,98).

Таблица 4.2 – Коэффициенты корреляции Спирмена между морфологическими параметрами озер и физико-химическими свойствами вод (N=43).

|                               | Площадь озер | Площадь водосбора | Средняя глубина | Температура воды | pH      | TDS    | Mg <sup>2+</sup> | Ca <sup>2+</sup> | Na <sup>+</sup> | K <sup>+</sup> | Cl <sup>-</sup> | SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | DOC    | DIC   |
|-------------------------------|--------------|-------------------|-----------------|------------------|---------|--------|------------------|------------------|-----------------|----------------|-----------------|-------------------------------|--------|-------|
| Площадь                       | 1,000        |                   |                 |                  |         |        |                  |                  |                 |                |                 |                               |        |       |
| Площадь водосбора             | 0,958*       | 1,000             |                 |                  |         |        |                  |                  |                 |                |                 |                               |        |       |
| Средняя глубина               | -0,078       | -0,049            | 1,000           |                  |         |        |                  |                  |                 |                |                 |                               |        |       |
| Температура воды              | 0,101        | 0,017             | -0,133          | 1,000            |         |        |                  |                  |                 |                |                 |                               |        |       |
| pH                            | -0,057       | 0,091             | 0,106           | 0,043            | 1,000   |        |                  |                  |                 |                |                 |                               |        |       |
| TDS                           | 0,493*       | -0,070            | -0,264          | 0,433*           | -0,142  | 1,000  |                  |                  |                 |                |                 |                               |        |       |
| Mg <sup>2+</sup>              | 0,524*       | 0,473*            | -0,246          | 0,408*           | -0,293  | 0,926* | 1,000            |                  |                 |                |                 |                               |        |       |
| Ca <sup>2+</sup>              | 0,413*       | 0,500*            | -0,221          | 0,154            | -0,532* | 0,570* | 0,758*           | 1,000            |                 |                |                 |                               |        |       |
| Na <sup>+</sup>               | 0,512*       | 0,366*            | -0,259          | 0,423*           | -0,191  | 0,966* | 0,959*           | 0,610*           | 1,000           |                |                 |                               |        |       |
| K <sup>+</sup>                | 0,462*       | 0,500*            | -0,143          | 0,405*           | 0,053   | 0,815* | 0,795*           | 0,444*           | 0,836*          | 1,000          |                 |                               |        |       |
| Cl <sup>-</sup>               | 0,524*       | 0,475*            | -0,297          | 0,423*           | -0,220  | 0,969* | 0,949*           | 0,619*           | 0,980*          | 0,816*         | 1,000           |                               |        |       |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> | 0,489*       | 0,501*            | -0,332*         | 0,323*           | -0,182  | 0,925* | 0,933*           | 0,609*           | 0,939*          | 0,773*         | 0,931*          | 1,000                         |        |       |
| DOC                           | 0,357*       | 0,476*            | -0,106          | 0,371*           | -0,037  | 0,902* | 0,809*           | 0,402*           | 0,887*          | 0,857*         | 0,864*          | 0,794*                        | 1,000  |       |
| DIC                           | 0,260        | 0,400*            | -0,007          | 0,137            | 0,072   | 0,654* | 0,571*           | 0,154            | 0,666*          | 0,734*         | 0,639*          | 0,624*                        | 0,754* | 1,000 |

Примечание – Звездочкой отмечены r, значимые на уровне  $p < 0,05$ .

Ранее было показано, что хлориды играют ведущую роль в составе минерализации. Умеренные положительные связи отмечены между TDS с  $\text{Ca}^{2+}$  и DIC ( $0,5 < r < 0,7$ ). Основные катионы и анионы, DOC и DIC взаимно коррелируют друг с другом на уровне  $p < 0,05$ .

### **4.3 Химический состав озерных вод как фактор аутигенного минералообразования**

Молярное соотношение Mg/Ca является важным фактором эндогенного минералообразования, определяющим осаждение высокомагнезиальных карбонатов (Zeyen et al., 2017). Данный параметр изучается как в морских, так и в континентальных водах при исследовании формирования минералов ряда кальций и магний-карбонатов. В зависимости от температуры и концентрации растворенных солей в воде баланс формирования кальцита, магнезиального кальцита и арагонита, варьируется, что контролируется соотношением Mg/Ca.

В озерах исследуемой территории значения молярного соотношения Mg/Ca колеблются в широких пределах: от 0,8 до 198,0 (рисунок 4.4).

В 35% озер молярное соотношение Mg/Ca  $< 2$ ; в этих же озерах наблюдаются пониженные значения общей минерализации ( $\text{TDS} < 1$  г/л). В 35% озер Mg/Ca более 10, такие водоемы характеризуются повышенными значениями TDS. Регрессионный анализ показал (рисунок 4.4), что между соотношением Mg/Ca и значениями pH отсутствуют линейные связи, тогда как согласно коэффициенту детерминации ( $R^2$ ), отмечаются статистически значимые положительные связи ( $p < 0,001$ ) умеренной силы с минерализацией (0,451) и слабая связь с отношением DOC/DIC (0,241).

В озерах I группы соотношение Mg/Ca в воде варьирует от 8,8 до 198,0. Состав аутигенных карбонатов донных отложений озер данной группы характеризуется преобладанием Ca-карбонатов (преимущественно кальцита). Исключение составляет оз. Кичкибаз, в отложениях которого доминирует арагонит



(рисунок 4.5). В озерах II группы Mg/Ca составляет 0,9–44,5. В пресных водоемах данной группы в донных отложениях наблюдается исключительно кальцит. В оз. Казачьи Сумки аутигенные карбонаты не обнаружены. Отмечается тренд в увеличении доли Mg-карбонатов при увеличении общей минерализации. В озерах III группы Mg/Ca колеблется от 1 до 102 (рисунок 4.5). В водоемах данной группы максимально активно проявляются процессы карбонатообразования с формированием, в первую очередь, биохемогенных высокомагнезиальных карбонатов (а именно гидромагнетита). В озерах IV группы Mg/Ca варьирует в пределах от 1,3 до 91,4. В донных отложениях водоемов этой группы доминируют Ca-карбонаты, в основном кальцит, а арагонит проявляется при соотношении Mg/Ca 1,3–1,8. В озерах V группы Mg/Ca составляет 0,8–6,0. В подавляющем большинстве водоемов этой группы в донных отложениях не обнаруживаются аутигенные карбонаты. В оз. Якунино, Малое Харламово и Гагарье проявляются в равных долях как Ca-карбонаты, так и Mg-Ca-карбонаты.

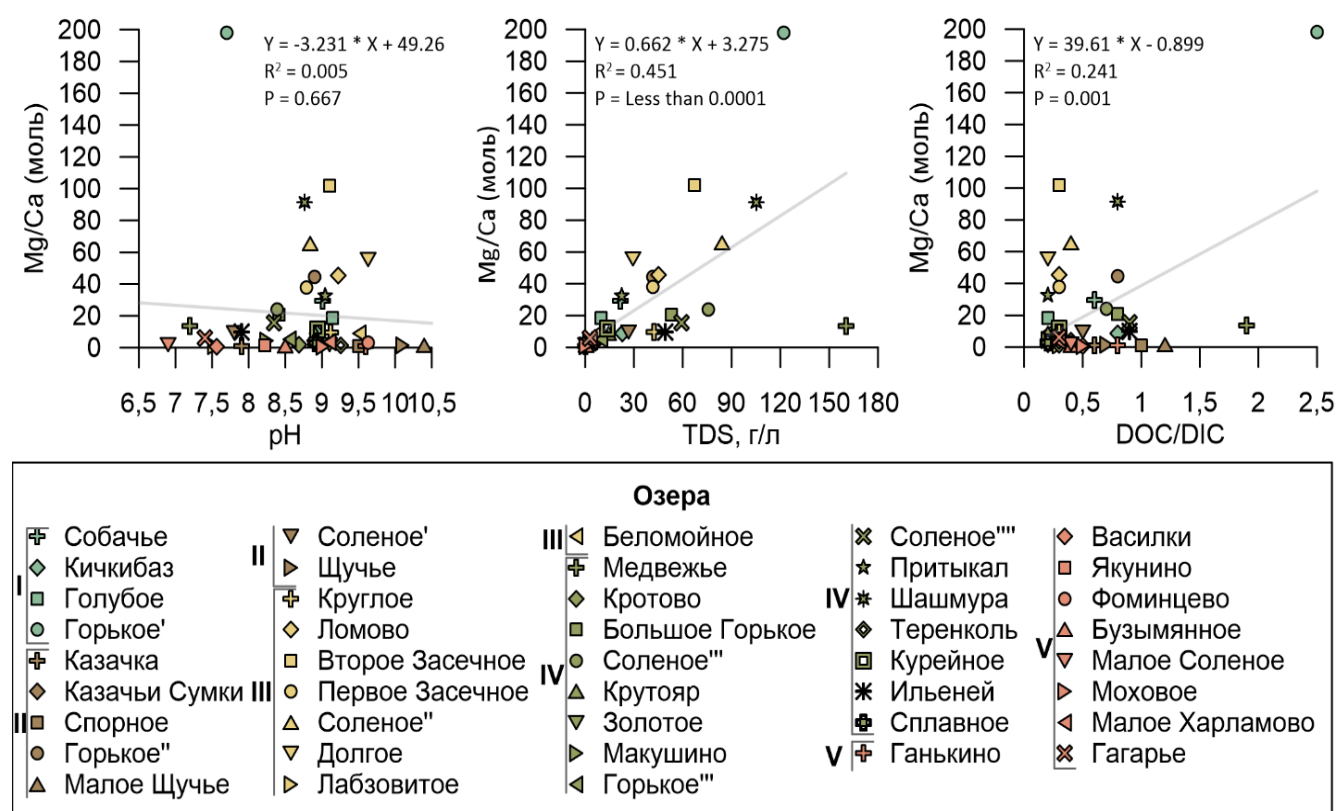


Рисунок 4.4 – Молярные отношения Mg/Ca и (Na+K)/(Ca+Mg) в зависимости от pH, TDS и DOC/DIC в водах исследуемых озер.

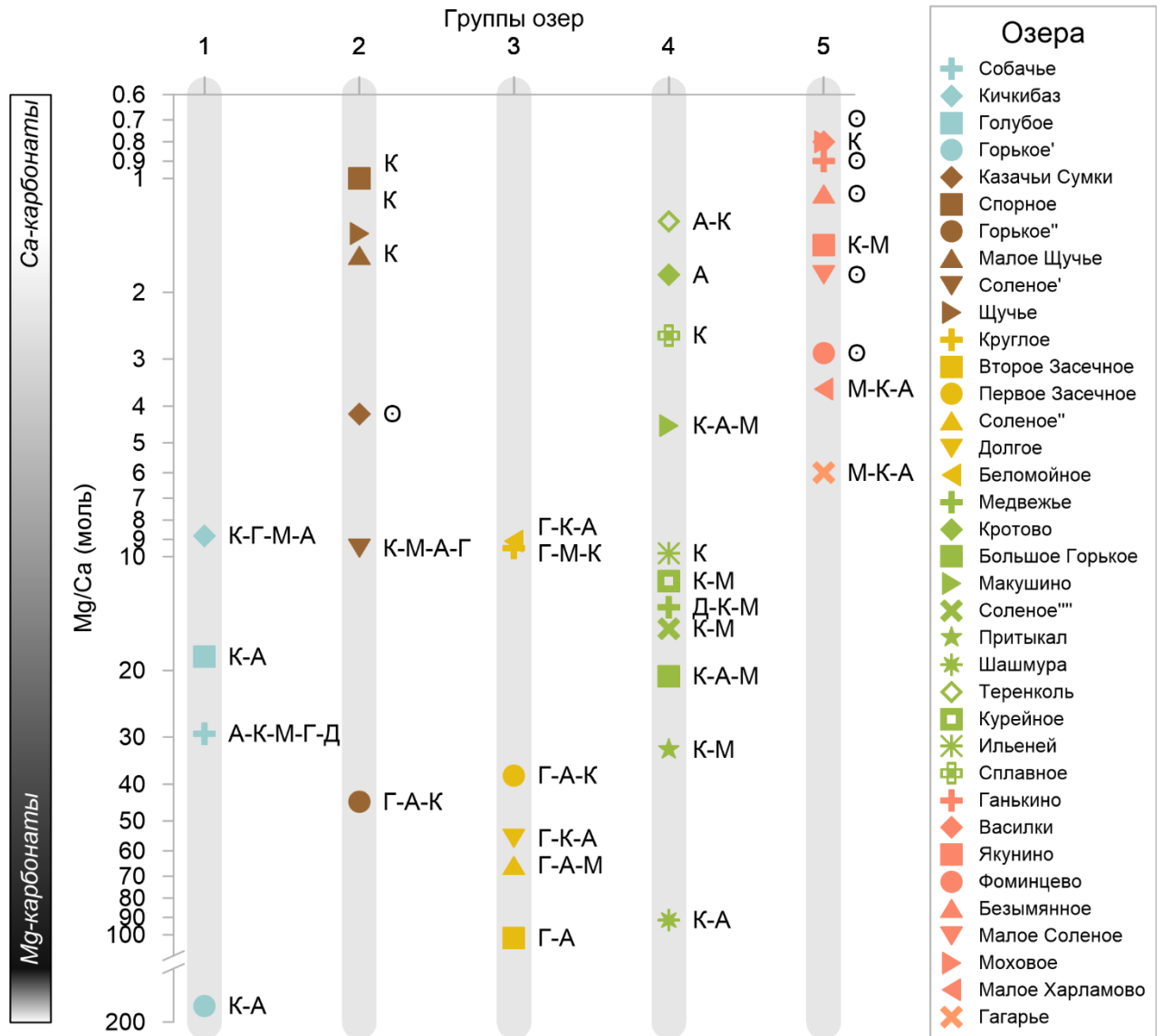


Рисунок 4.5 – Взаимосвязь между молярным соотношением Mg/Ca в озерных водах и минералогией аутигенных карбонатов в донных отложениях. Буками обозначены минералы: К – кальцит, А – арагонит, М – Mg-кальцит, Д – доломит, Г – гидромагnezит, О – карбонаты не обнаружены.

Таким образом, анализируя рисунок 4.5 можно сделать выводы, что аутигенные карбонаты донных отложений исследуемых озер представлены преимущественно Са-карбонатами при соотношении Mg/Ca в воде  $< 32,4$ . Mg-Са, карбонаты проявляются при соотношении Mg/Ca в пределах от 1,5 до 13,6, Mg-карбонаты проявляются при Mg/Ca равном 9,5, а преобладают в составе при Mg/Ca в пределах 44,5–102.

Для выявления возможных формирования аутигенных карбонатных минералов в исследованных озерах без учета биогенной активности (только

хемогенным путем), выполнено термодинамическое моделирование равновесия в системе вода – донные отложения с использованием пакета программ Visual MINTEQ (рисунок 4.6). Параметры насыщения рассчитаны для минералов, образующихся в донных отложениях высокоминерализованных озер со схожими параметрами. Группа карбонатов выбрана как наиболее распространённая среди общей массы аутигенных минералов гипергенных условий, образующаяся при участии биогенных процессов.

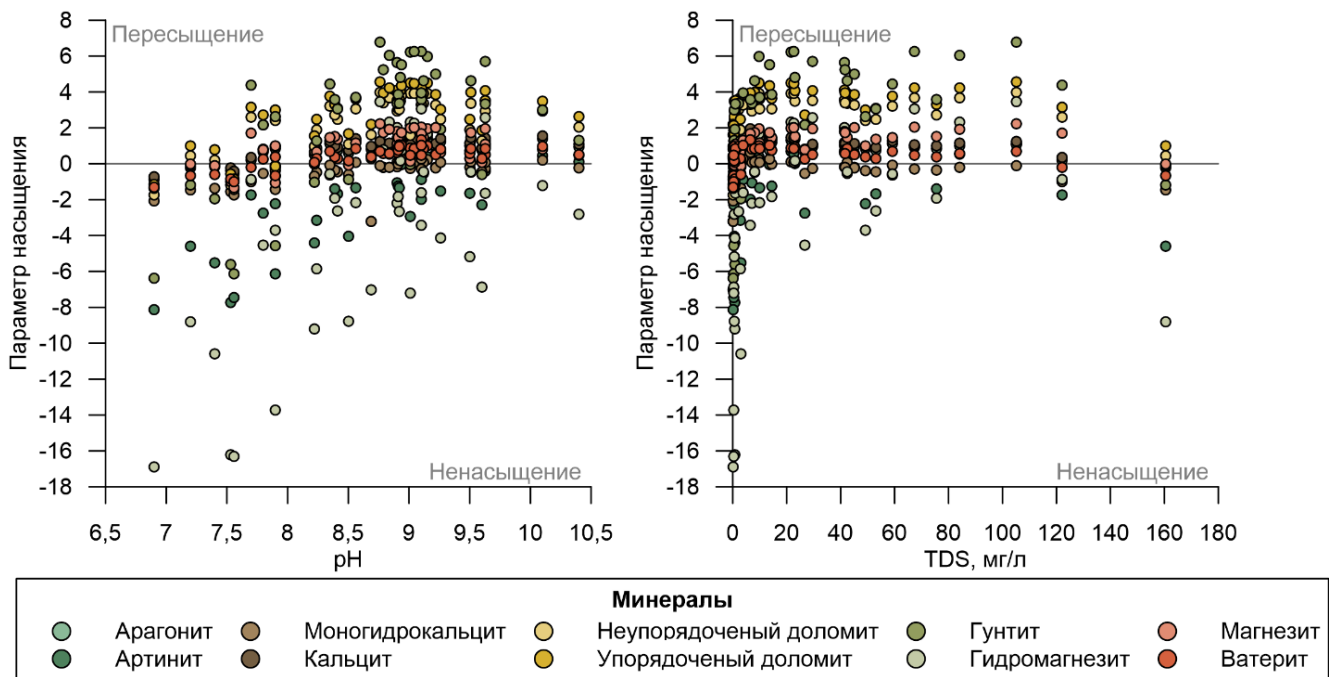


Рисунок 4.6 – Результаты зависимости параметров насыщения относительно основных карбонатов от параметров воды.

Согласно результатам термодинамического моделирования, имеются предпосылки формирования некоторых карбонатов из вод изученных озер (рисунок 4.6). Параметр насыщения минералов изменяется в зависимости от значений pH и TDS. При увеличении pH карбонаты имеют возможность выпадать в осадок в следующем порядке: доломит (упорядоченный и неупорядоченный), арагонит, кальцит, ватерит ( $\text{pH} > 7,9$ ), магнезит, хунтит ( $\text{pH} > 8,2$ ), моногидрокальцит ( $\text{pH}$  более 8,9). Артинит и гидромагнезит склонны к осаждению при pH 8,7-9,2. Независимо от солёности раствора возможно осаждение доломита (упорядоченного и неупорядоченного), арагонита, кальцита, ватерита для всех исследованных водных сред. При  $\text{TDS} > 1,0$  растворы становятся пересыщенными,

возможно также выделение магнезита и хунтита. Моногидрокальцит, артинит и гидромагнезит могут осаждаться в сильно засоленных озерах.

Таким образом, морфометрические параметры озер слабо влияют на формирование химизма вод. На территории исследования преобладают щелочные и сильнощелочные водоемы с высокой минерализацией с хлоридными калиево-натриевыми водами. Вместе с тем, содержания основных макрокомпонентов в озерных водах значительно варьируют как в пределах всей территории исследования, так и внутри отдельных групп озер. Этим определяется различия в потенциале вторичного карбонатообразования.

## **5 Минеральный состав и проявления процессов современного минералообразования в донных отложениях озер лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины**

### **5.1 Минеральный состав терригенной части донных отложений**

Во всех исследуемых водоемах отложения придонного слоя представлены сапропелями, являющимися смесью минеральной и органической составляющей. Минеральная часть осадка состоит, главным образом, из терригенного материала, являющимся результатов процессов переотложения, в том числе и современного – континентального переноса, хотя доля вклада данного материала незначительна и не несет серьезного влияния на минеральный состав вмещающих пород и самих донных отложений. Помимо обломочного материала, в сапропелях, как правило, присутствуют и аутигенные минералы, формирование которых происходит в результате взаимодействий в системе вода – донные отложения, как в результате активного седиментогенеза, так и в результате постседиментационных преобразований. Органическая составляющая представлена широким комплексом органических веществ (от азотсодержащих аминокислот до гумуса), формирующиеся в результате деградации органического вещества растительного и животного происхождения.

Интенсивность протекания процессов современного минералообразования в донных отложениях зависит не только от минерального состава твердых компонентов осадка, но и от геохимических параметров вод, так как аутигенез происходит в системе вода – донные отложения.

Все изученные образцы донных отложений представляли собой хомогенно-терригенный нецементированный осадок, преимущественно мелкозернисто-песчаной фракции, иногда с примесью терригенного материала более мелких фракций (рисунок 5.1).

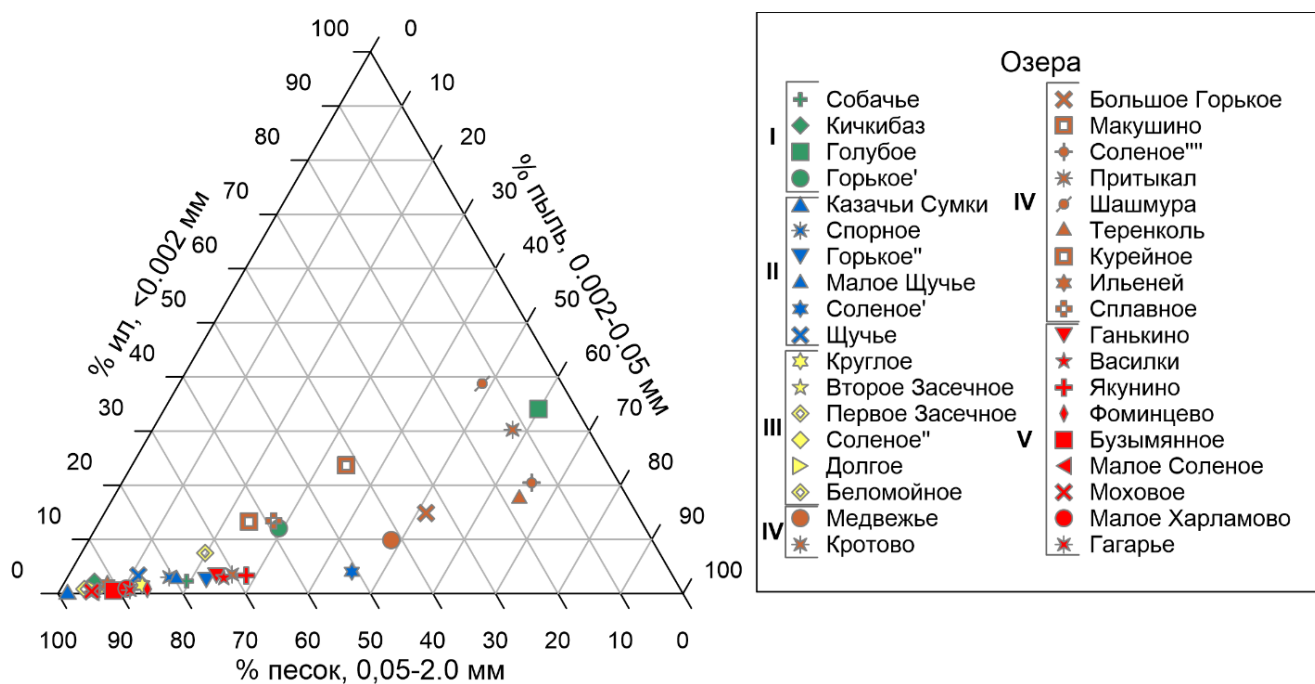


Рисунок 5.1 – Результаты анализа гранулометрического состава изученных донных отложений.

Основными параметрами, влияющими на формирование аутигенных минералов в системе «вода – донные отложения», являются концентрация веществ, кислотность среды, температура, избыток или недостаток кислорода, вещества-катализаторы, гидродинамика среды, а также сезонные колебания всех вышеперечисленных параметров. Практически все из них являются непостоянными величинами и способны изменяться в значительных пределах, в зависимости от климатических условий и активности микро- и макроорганизмов, обитающих в придонных слоях озерной воды или непосредственно в сапропелевом осадке.

По соотношению Si/Ca в так называемой «зольной» части осадка, при условии резкого преобладания SiO<sub>2</sub> и CaO, выделяют: кремниевый (Si > Ca); кальциевый (Ca > Si) и смешанный (Si = Ca) классы сапропелей (Страховенко и др., 2016). Донные отложения всех исследуемых в данной работе озер принадлежат к кремниевому классу.

Основные обобщенные результаты исследования минерального состава донных отложений приведены в таблице 5.1.

Таблица 5.1 – Минеральный состав валовых проб донных отложений озер.

| Озера           | Минералы, % |         |            |      |      |          |         |       |               |         |       |       |
|-----------------|-------------|---------|------------|------|------|----------|---------|-------|---------------|---------|-------|-------|
|                 | Кварц       | Кальцит | Mg-Кальцит | ПШ   | Гипс | Арагонит | Доломит | Иллит | Гидромагnezит | Сидерит | Гетит | Галит |
| 1               | 2           | 3       | 4          | 5    | 6    | 7        | 8       | 9     | 10            | 11      | 12    | 13    |
| I группа        |             |         |            |      |      |          |         |       |               |         |       |       |
| Собачье         | 62,2        | 2,9     | 2,0        | 14,3 | 0    | 4,8      | 0,8     | 10,9  | 1,1           | 0       | 0     | 1,0   |
| Кичкибаз        | 76,0        | 6,0     | 2,2        | 2,2  | 3,3  | 2,0      | 0       | 4,3   | 3,8           | 0       | 0     | 0,2   |
| Голубое         | 76,9        | 7,1     | 0          | 12,7 | 0    | 3,3      | 0       | 0     | 0             | 0       | 0     | 0     |
| Горькое         | 74,8        | 3,1     | 0          | 18,4 | 2,7  | 1,0      | 0       | 0     | 0             | 0       | 0     | 0     |
| II группа       |             |         |            |      |      |          |         |       |               |         |       |       |
| Казачка         | –           | –       | –          | –    | –    | –        | –       | –     | –             | –       | –     | –     |
| Казачьи Сумки   | 97,3        | 0       | 0          | 2,7  | 0    | 0        | 0       | 0     | 0             | 0       | 0     | 0     |
| Спорное         | 92,4        | 0,5     | 0          | 7,1  | 0    | 0        | 0       | 0     | 0             | 0       | 0     | 0     |
| Горькое         | 57,9        | 2,1     | 0          | 8,5  | 1,0  | 2,5      | 0       | 22,4  | 5,6           | 0       | 0     | 0     |
| Малое Щучье     | 92,5        | 0,4     | 0          | 7,1  | 0    | 0        | 0       | 0     | 0             | 0       | 0     | 0     |
| Соленое         | 34,7        | 12,0    | 6,1        | 5,6  | 1,4  | 5,6      | 0       | 20,4  | 5,0           | 0       | 0     | 9,2   |
| Щучье           | 87,0        | 0,5     | 0          | 12,5 | 0    | 0        | 0       | 0     | 0             | 0       | 0     | 0     |
| III группа      |             |         |            |      |      |          |         |       |               |         |       |       |
| Круглое         | 78,6        | 2,2     | 2,2        | 5,2  | 1,9  | 0        | 0       | 5,0   | 3,0           | 0       | 0     | 1,9   |
| Ломово          | –           | –       | –          | –    | –    | –        | –       | –     | –             | –       | –     | –     |
| Второе Засечное | 69,6        | 0       | 0          | 1,5  | 0    | 5,3      | 0       | 5,4   | 18,2          | 0       | 0     | 0     |
| Первое Засечное | 81,9        | 0,1     | 0          | 2,8  | 2,3  | 2,7      | 0       | 7,0   | 2,8           | 0       | 0     | 0,4   |
| Соленое         | 78,1        | 0       | 1,0        | 2,0  | 2,4  | 1,7      | 0       | 6,4   | 4,0           | 0       | 0     | 4,4   |
| Долгое          | 82,5        | 0,9     | 0          | 6,2  | 0,8  | 0,8      | 3       | 2,8   | 2,1           | 0       | 0     | 0,9   |
| Лабзавитое      | –           | –       | –          | –    | –    | –        | –       | –     | –             | –       | –     | –     |
| Беломойное      | 71,7        | 5,3     | 0          | 0,7  | 3,9  | 1,5      | 2,5     | 9,1   | 5,3           | 0       | 0     | 0     |

Продолжение таблицы 5.1.

| 1               | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7   | 8   | 9    | 10  | 11  | 12   | 13  |
|-----------------|------|------|------|------|------|-----|-----|------|-----|-----|------|-----|
| IV группа       |      |      |      |      |      |     |     |      |     |     |      |     |
| Медвежье        | 75,5 | 2,5  | 1,0  | 9,7  | 3,7  | 0   | 3,6 | 0    | 0   | 4,0 | 0    | 0   |
| Кротово         | 72,9 | 0    | 0    | 25,0 | 0,7  | 1,4 | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   |
| Большое горькое | 59,1 | 10,0 | 1,8  | 17,1 | 4,6  | 7,4 | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   |
| Соленое         | –    | –    | –    | –    | –    | –   | –   | –    | –   | –   | –    | –   |
| Крутояр         | –    | –    | –    | –    | –    | –   | –   | –    | –   | –   | –    | –   |
| Золотое         | –    | –    | –    | –    | –    | –   | –   | –    | –   | –   | –    | –   |
| Макушино        | 65,3 | 9,7  | 1,3  | 22,1 | 0    | 1,3 | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0,3 |
| Горькое         | –    | –    | –    | –    | –    | –   | –   | –    | –   | –   | –    | –   |
| Соленое         | 69,8 | 6,6  | 0,2  | 20,8 | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 2,6 |
| Притыкал        | 78,9 | 1,3  | 0,5  | 18,5 | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0,8 |
| Шашмура         | 53,8 | 24,2 | 0    | 16,2 | 2,2  | 1,3 | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 2,3 |
| Теренколь       | 75,8 | 0,6  | 0    | 22,4 | 0    | 0,9 | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0,3 |
| Курейное        | 57,5 | 14,5 | 2,4  | 17,1 | 5,0  | 0   | 0,6 | 0    | 2,9 | 0   | 0    | 0   |
| Ильиней         | 94,3 | 1,0  | 0    | 3,0  | 0    | 0   | 1,7 | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   |
| Сплавное        | 73,1 | 5,0  | 0    | 19,3 | 2,6  | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   |
| V группа        |      |      |      |      |      |     |     |      |     |     |      |     |
| Ганькино        | 74,9 | 0    | 0    | 25,1 | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   |
| Василки         | 53,5 | 0,8  | 7,8  | 6,1  | 0    | 0   | 0   | 31,8 | 0   | 0   | 0    | 0   |
| Якунино         | 29,4 | 10,5 | 12,4 | 5,8  | 5,4  | 4,5 | 0   | 32,0 | 0   | 0   | 0    | 0   |
| Фоминцево       | 53,7 | 0    | 0    | 15,3 | 23,2 | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 7,8  | 0   |
| Безымьянное     | 73,0 | 0    | 0    | 16,0 | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 11,0 | 0   |
| Малое соловое   | 69,0 | 0    | 0    | 18,0 | 0    | 0   | 3   | 0    | 0   | 0   | 10,0 | 0   |
| Моховое         | 82,0 | 1,6  | 0    | 8,0  | 0    | 0   | 0   | 0    | 0   | 0   | 8,4  | 0   |
| Малое Харламово | 26,5 | 16,5 | 25,0 | 6,6  | 0    | 4,7 | 1,0 | 19,7 | 0   | 0   | –    | 0   |
| Гагарье         | 16,2 | 26,1 | 37,3 | 5,1  | 7,6  | 5,8 | 0   | 0    | 0   | 0   | 1,9  | 0   |



По данным рентгеноструктурного анализа валового состава проб можно сказать, что, как и породы прилегающих территорий, основную часть минеральной составляющей донных отложений представляют кварц от 16% - оз. Безымянное, до 97% - оз. Казачьи Сумки и полевые шпаты от 3% - оз. Казачьи Сумки, до 30% оз. Якушино, в меньшем количестве. Также в меньшей пропорции присутствуют мусковит, биотит, акцессорные минералы, алюмосиликаты и аутигенные минералы. Среди различий в составе терригенной части осадка среди групп можно выделить пониженное содержание полевых шпатов в отложениях второй и третьей групп. При этом в некоторых водоемах этих групп отмечается повышенное, относительно других озер выборки, содержание глинистых минералов в донном осадке. Данная особенность в целом вполне закономерна, так как материалом для формирования листовых алюмосиликатов чаще всего и являются выветрелые полевые шпаты. Наибольшая же доля полевых шпатов в терригенной части донных отложений наблюдается для озер четвертой группы. Значительная неоднородностью по валовому минеральному составу осадка характерна для водоемов пятой группы. В донных отложениях этой группы озер по данным полуколичественного анализа были обнаружены большие содержания карбонатов (в том числе и Mg-карбонатов), глинистых минералов и оксидов. Однако стоит отметить, что донные отложения отмеченных выше водоемов состоят преимущественно из органического вещества, представляя собой органоминеральные сапропели с низкой зольностью, что значительно затрудняет интерпретацию данных и может исказить полученные результаты.

**Первая группа озер.** Терригенная составляющая отложений водоемов данной группы представлена, главным образом кварцевыми 62,2% (оз. Собачье) - 76,9% (оз. Голубое) и полевошпатовыми 2,2 (оз. Кичкибаз) - 18,4 (оз. Горькое) зернами (таблица 5.1). Терригенные частицы имеют преимущественно среднюю или слабую степень окатанности, часто наблюдаются продолговатые и даже угловатые зерна, в единичных случаях с раковистыми микросколами, что может быть свидетельством криогенного выветривания в результате сезонного

промерзания прибрежных фаций водоемов. На поверхности кварцевых зерен часто наблюдаются следы растворения и тонкие инициальные регенерационные наросты, иногда формирующие регенерационные поверхности. Часть обломков полевых шпатов также имеют незначительные следы растворения, некоторые зерна пелитизированы. В оз. Собачье и Кичкибаз, наблюдается развитие аутигенных алюмосиликатов, формирующихся по пелитизированным и растворенным участкам терригенных зерен, в первую очередь по полевошпатовым. Глинистые минералы в отложениях этих водоемах представлены, главным образом иллитом (10,9% и 4,3%, соответственно), формирующим неравномерные прерывистые пленки на поверхности отдельных зерен. Достаточно часто подобные образования трансформируются в глинистые микроагрегаты, захватывающие скелеты диатомовых водорослей, а в некоторых случаях наблюдается частичная перекристаллизация силикатной биокластики.

Стоит отметить, что все алюмосиликатные пленки в донных отложениях описываемой группы имеют низкую степень сформированности кристаллов. Данный факт также косвенно указывает на высокую динамичность среды. Не стоит исключать тот факт, что основная часть глинистого материала была привнесена с поверхностным стоком, после чего в результате интенсификации гипергенных процессов, обусловленной периодическим пересыханием и промерзанием прибрежных участков, произошла частичная перекристаллизация и формирование уже аутигенных форм алюмосиликатов.

**Вторая группа озер.** Терригенная часть осадка озер второй группы представлена в основном кварцевыми 34,7% (оз. Соленое) – 97,3% (оз. Казачьи Сумки) и полевошпатовыми 2,7% (оз. Казачьи Сумки) – 12,5% (оз. Щучье) зернами (таблица 5.1). Осадки данной группы озер имеют среднюю, в некоторых случаях, например, в озере Казачка, до слабой, степень сортировки. Терригенные обломки преимущественно слабоокатанные и имеют большое количество остроугольных раковистых сколов, что также может указывать на недалекий перенос частиц, либо на их разрушение непосредственно в пределах озерной котловины. На кварцевых

зернах часто заметны следы растворения, иногда при травлении проявляются зоны роста кристаллов, также наблюдаются регенерационные наросты. Полевые шпаты иногда имеют следы растворения и пелитизации, в редких случаях пелитизированные участки частично замещены аутигенными глинистыми минералами. Глинистые минералы в отложениях водоемов данной группы представлены в основном иллитом. В большинстве исследованных образцов доля этого минерала, относительно общего объёма незначительна, но в оз. Горькое и Соленое она превышает 20%. Значительная примесь глинистого материала вероятнее всего имеет терригенную природу. Уже в составе донных отложений он претерпел частичную перекристаллизацию. Цементированные глинистые микроагрегаты, присутствующие в донных отложениях прибрежных фаций в условиях значительной эвтрофикации, выступают в качестве субстрата для активного развития аутигенных слоистых алюмосиликатов. Соответственно, в прибрежной зоне при сильном зарастании, когда практически отсутствует движение воды и происходит интенсивное осадконакопление, мелкие глинистые частицы не уносятся в центральную часть озера, а остаются в прибрежной фации.

**Третья группа озер.** Терригенная составляющая донного осадка водоемов третьей группы представлена, в основном кварцевыми 69,6% (оз. Второе засечное) – 82,5% (оз. Долгое) и полевошпатовыми 0,7% (оз. Беломойное) – 6,2% (оз. Долгое) обломками. Отложения озер данной группы имеют в основном слабую или среднюю степень сортированности. Терригенные обломки слабоокатанные, либо полуокатанные, наблюдается большое количество уплощенных или продолговатых частиц. Зерна полевых шпатов часто имеют сколы и следы растворения. Отдельно можно отметить несколько более развитые, в сравнении с предыдущими водоемами других ключевых участков, следы регенерации; в единичных случаях наблюдаются регенерационные наросты с очертаниями граней. На зернах полевых шпатов также наблюдаются редкие следы растворения и пелитизации. Глинистые минералы обнаружены в большей части озер третьей группы и представлены преимущественно иллитом, содержание которого в пробах достигает 9,1% (оз.

Беломойное). Иллит в образцах формирует тонкие прерывистые пленки на поверхности терригенных обломков. Зачастую такие пленки, имеющие следы перекристаллизации, а также глинистые и глинисто-карбонатные агрегаты, в основном в смеси с гидромагнезитом, Mg-кальцитом или с примесью галита или пирита, покрыты биогенными пленками и имеют выраженные признаки перекристаллизации минеральной массы.

**Четвертая группа озер.** Некоторые озера данной группы отличаются от прочих водоемов счет большего содержания мелкодисперсного материала в донных отложениях. По данным рентгеноструктурного анализа, глинистые минералы не обнаружены ни в одной пробе.

Терригенная часть отложений озер четвертого ключевого участка представлена, в основном кварцевыми 53,8% (оз. Шамшура) – 94,3% (оз. Ильеней) и полевошпатовыми 3% (оз. Ильеней) – 25% (оз. Кротово) обломками (таблица 5.1). Осадок водоемов данной группы имеет неоднородную степень сортированности, в основном среднюю, однако в некоторых водоемах наблюдается слабая сортировка. Большинство терригенных зерен полуокатанные. На поверхности кварцевых зерен наблюдаются следы растворения и регенерации, иногда регенерационные наросты. Обломки полевых шпатов в основном имеют следы растворения и пелитизации. Единичные зерна пелитизированы в значительной степени и частично замещены глинистыми минералами. В качестве особенности отложений озер данной группы можно выделить тот факт, что в некоторых пробах, например, озер Кротово и Большое Горькое полевые шпаты представлены в основном минералом анортитом. Преобладание данного минерала в терригенной части осадка указывает на доминирующую роль уральских пород в составе сноса для данной территории. Глинистые минералы в отложениях представлены в основном иллитом и иллит-смектитом, формирующимися по пелитизированным терригенным зернам, гидратированным мелким слюдыстым обломкам. Глинистые минералы образуют сплошные массивные микрокристаллические агрегаты, почти всегда в смеси с

карбонатами, часто с примесью железа, что может быть следствием формирования глинистых пленок по деградированному детриту.

**Пятая группа озер.** Одна из основных особенностей донных осадков водоемов данного ключевого участка заключается в том, что отложения представлены преимущественно органоманным сапропелем. Помимо углеродных органических примесей, в изученных пробах обнаруживается обилие кремнистой биокластики: скелеты диатомовых водорослей и спикулы пресноводных губок. Терригенная часть осадка описываемых озер представлена, в основном кварцевыми 16,2% (оз. Гагарье) – 82% (оз. Моховое) и полевошпатовыми 5,1% (оз. Гагарье) – 25,1% (оз. Ганькино) обломками (таблица 5.1). Сортировка терригенной составляющей донного осадка пятой группы озер в основном средняя; зерна, как правило полуокатанные, редко встречаются также слабоокатанные или почти не окатанные обломки. В отличие от отложений других ключевых участков, мелкодисперсный материал чаще формирует отдельные агрегаты, соразмерные песчаным терригенным обломкам. Причиной этому, вероятно, является процесс разложения органических остатков. Гуминовые кислоты, образующиеся при деградации растительных остатков, оседают на сколах и участках зерен со следами растворения, формируя активно сорбирующую поверхность, способствующую развитию пелитоморфных глинистых микроагрегатов (Крупская 2011). Глинистые минералы представлены, в основном, иллитом, формирующим сплошные глинистые микроагрегаты, со значительной примесью органических пленок; часто наблюдаются полиминеральные глинисто-карбонатные микроагрегаты. Сами слоистые алюмосиликаты практически не формируют отличимых кристаллических форм. Тонкие прерывистые пленки на поверхности терригенных зерен, имеют слабую степень кристаллизации, иногда со следами перекристаллизации.

## 5.2 Проявления аутигенного минералообразования в донных отложениях

**Первая группа озер.** Наибольшее распространение среди аутигенных минералов данной группы озер имеют карбонаты, представленные в основном карбонатами кальция, в меньшей степени карбонатами магния, железа и марганца (так как ионов  $\text{Ca}^{2+}$  больше в водах, чем ионов магния, железа и марганца). Ионы кальция, в отличие от остальных имеют обширный набор источников (живые организмы, почва, подземные воды, разрушающиеся породы литогенной основы), в то время как ионы магния и марганца имеют меньшую концентрацию в окружающей среде и являются менее подвижными.

Высокомагнезиальный кальцит наблюдается в большинстве водоемов данной группы и образует в основном скопления изометричных микрокристаллов, часто объединённых в слабосвязанные пелитоморфные стяжения, зачастую, в смеси с иллитом (рисунок 5.2). В оз. Собачье обнаружены единичные плотные сферические агрегаты, размером порядка 4-5 мкм в диаметре, состоящие из нескольких микрокристаллов неправильной формы, сложенных сидерокальцитом (либо сидеритом).

Также в донных отложениях оз. Кичкибаз встречается железистый родохрозит, который формирует как пелитоморфные микрокристаллические стяжения, цементирующие мелкие терригенные зерна вместе с глинистыми минералами (иллитом), так и сферические микроагрегаты с радиальной структурой, развивающиеся в ассоциациях по крупным обломкам и в поровом пространстве. В образцах новообразований минерализованных водорослевых матов из оз. Кичкибаз встречаются относительно крупные изометричные (практически октаэдрические) кристаллы кальцита, образующие хаотичные сростки, формирующиеся, по в порах (из коллоидного раствора). Такие агрегаты, как правило, не прикреплены к терригенным зернам. В оз. Голубое наблюдаются микроагрегаты, состоящие из друзообразных сростков шестоватых шестиугольных

микрочастиц высокомагнезиального арагонита, практически полностью покрыты биогенными пленками.

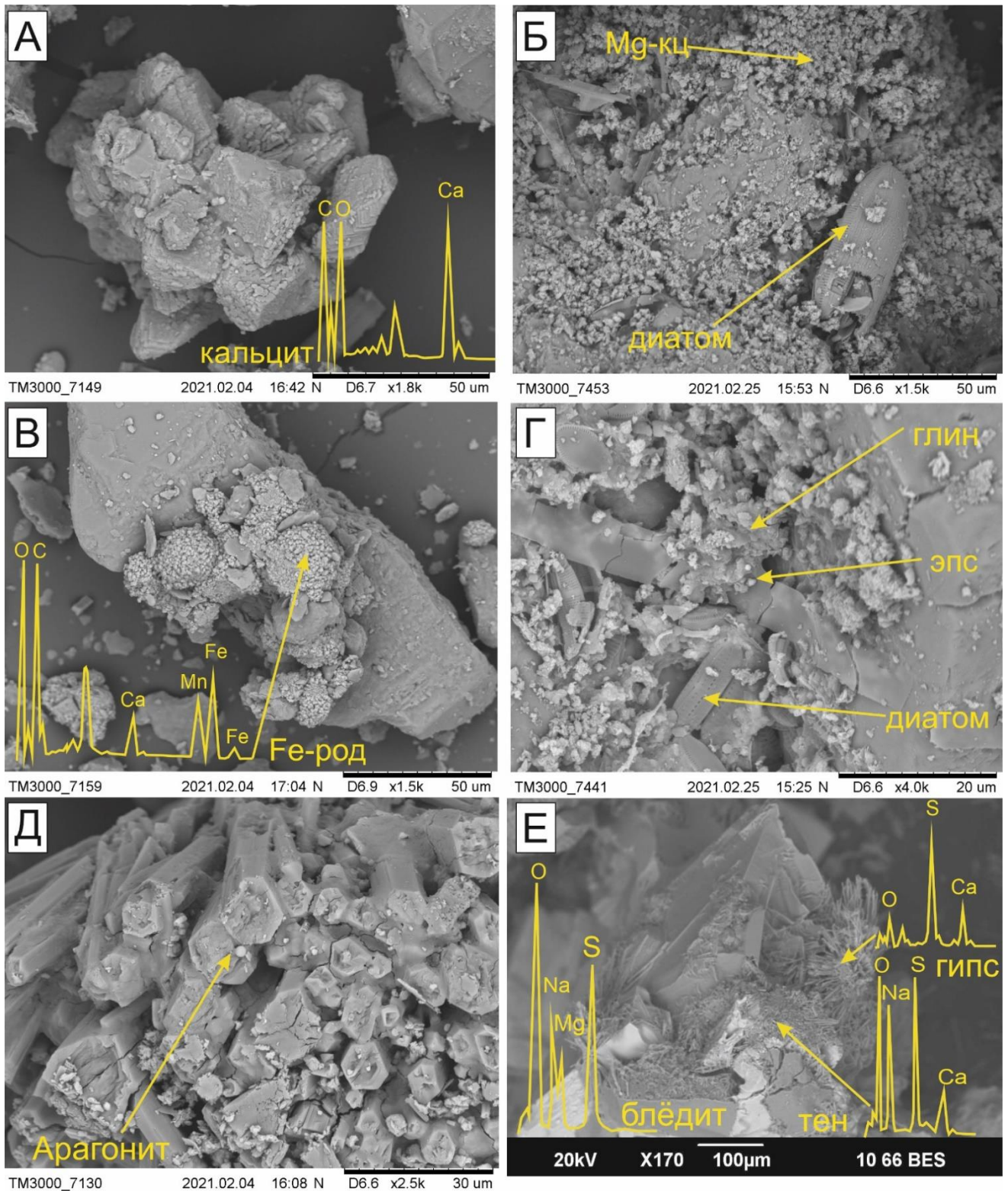


Рисунок 5.2 – СЭМ изображения аутигенных минералов озер первой группы в отраженных электронах. (Mg-кц – высокомагнезиальный кальцит, Fe-род – железистый родохрозит, глин – глинистые минералы, тен – тенардит, диатом – панцири диатомовых водорослей, эпс – экзополисахаридные пленки)

Среди аутигенных минералов в отложениях исследуемых водоемов данной группы широко представлен минерал галит, формирующий сплошные массы, а также кубические, часто скелетные кристаллы, но кристаллизующийся лишь в оз. Собачье и Кичкибаз. Вероятно, кристаллизация данного минерала происходила в процессе сушки проб по мере нарастания концентраций поровых вод, на это указывает характер расположения минеральных агрегатов и кристаллов относительно основной массы осадка.

Сульфаты в первой группе наблюдаются в оз. Кичкибаз и Горькое и представлены водным сульфатом натрия и магния  $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  (блédитом), формирующим единичные пирамидальные кристаллы со следами растворения и перекристаллизации, а также эвапоритовым гипсом, образующим радиально-лучистые игольчатые микроагрегаты, иногда развивающиеся прямо по кристаллам астраханита. Также в ассоциации с гипсом и блédитом формируется тенардит  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ , образующий пелитоморфные массивные стяжения, сложенные изометричными микрокристаллами, часто развивающиеся в ассоциации с агрегатами галита. Известно, что данный минерал является характерным для сильнозасоленных озер в жарком климате, так как температура кристаллизации составляет порядка  $32^\circ\text{C}$ , однако при наличии хлорида натрия в воде, выпадение в осадок возможно уже при  $13,5^\circ\text{C}$ .

Сульфиды представлены довольно часто встречающимися сферическими стяжениями фрамбоидального пирита, развивающегося в основном по глинистым и глинисто-карбонатными микроагрегатам, реже наблюдаются микроконкреции, формирующиеся вблизи раковин диатомовых водорослей.

**Вторая группа озер.** Карбонатные минералы, встречающиеся в осадках водоемов данной группы, представлены, в основном кальцитом и mg-кальцитом, которые формируют, преимущественно микрокристаллические пелитоморфные микроагрегаты, в ассоциации с глинистыми минералами (рисунок 5.3).

Вероятнее всего иллитовые пленки являются главным сорбирующим веществом, захватывающим органический материал и выступающим в качестве



субстрата для роста и развития микрокристаллических агрегатов карбонатов. Реже наблюдаются мелкие пелитоморфные стяжения гидромагнезита, формирующиеся в глинисто-карбонатных стяжениях, обогащенных остатками скелетов диатомовых водорослей. Стоит также отметить, что наибольшее количество карбонатных минералов наблюдается в оз. Соленое, где значительную пропорцию от объёма осадка (более 20%) составляют гидрослюдистые минералы, главным образом иллит. Также в оз. Горькое и Соленое, по данным рентгеноструктурного анализа, зафиксирован арагонит, значительная часть которого, предположительно, приурочена к раковинам и обломкам раковин озерной фауны с внешним скелетом.

При изучении проб в растровом электронном микроскопе проб, на спектрах глинисто-карбонатных микроагрегатов наблюдается примесь ионов железа, иногда достигая 10% (оз. Спорное), что свидетельствует о формировании оксидов железа в обогащенных органическим веществом микроагрегатах.

В озерах Горькое и Соленое в небольших количествах обнаружен гипс, образующий плохо сформированные удлиненные микрокристаллы, приуроченные к поверхностям глинистых и глинисто-карбонатных микроагрегатов, вероятно, сформировавшиеся в процессе высушивания образцов, при концентрации поровых вод. Также в указанных водоемах наблюдается кристаллизация галита, формирующего сплошные сглаженные покровы поверх пелитоморфных стяжений, в некоторых случаях с признаками растворения и перекристаллизации.

Сульфиды представлены довольно крупными несферическими изометричными стяжениями фрамбоидального пирита, образующегося по обогащенным органическими пленками, скелетам диатомовых водорослей и спикулам губок, а также агрегатам в случае оз. Горькое.

Также в оз. Горькое наблюдаются небольшие, диаметром порядка 0,01 мм. чечевицеобразные (блюдцеобразные) кремнистые образования, которые могут являться как псевдоморфозами по детриту, либо остатками озерной биоты (элементы скелета, отолит или другие варианты минеральных образований в организмах) (рисунок 5.3Е). В оз. Горькое и Соленое наблюдается значительное

распространение кремнистых спикул губок, имеющие хорошую сохранность (рисунок 5.3Д).

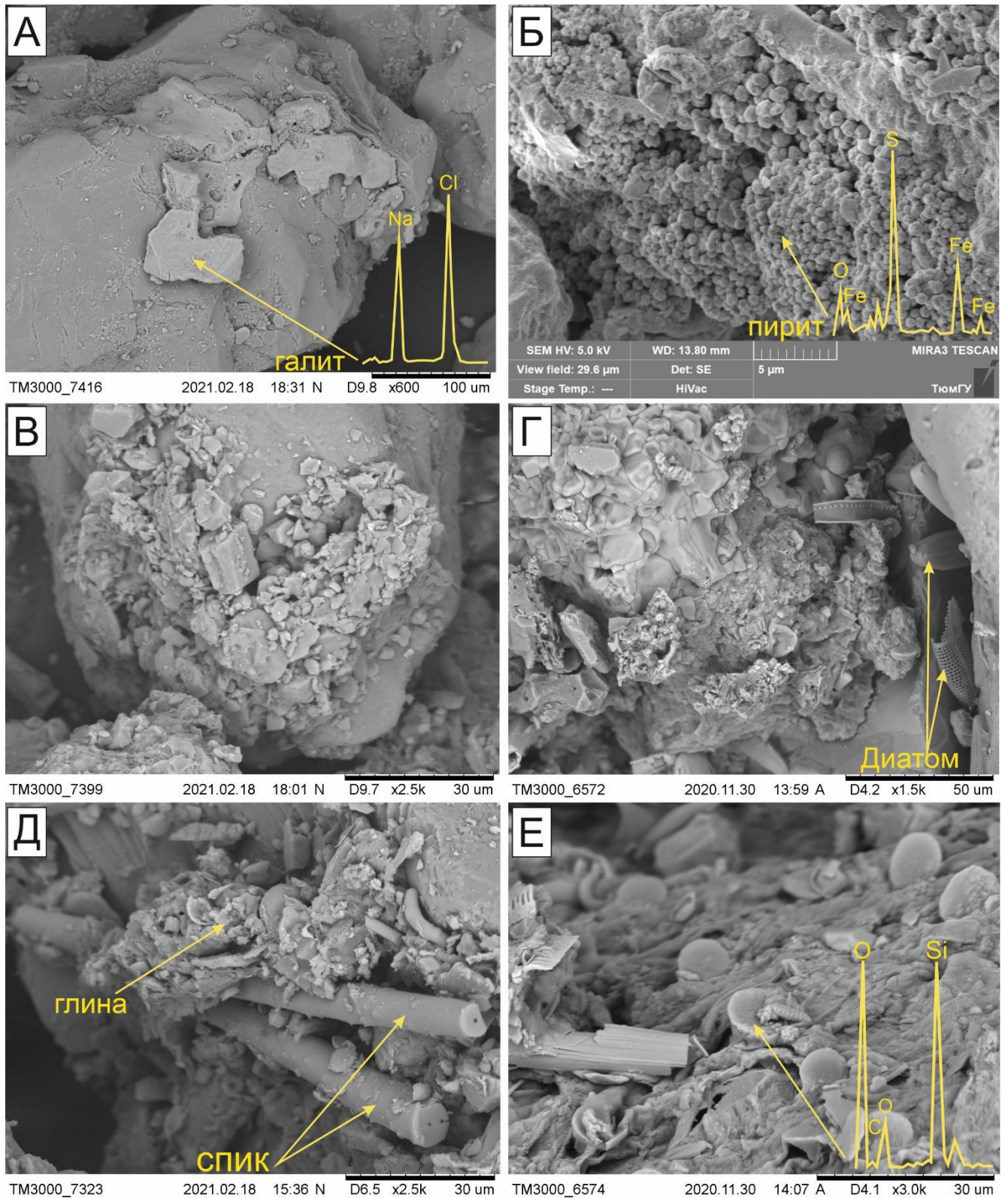


Рисунок 5.3 – СЭМ изображения аутигенных минералов озер второй группы в отраженных электронах. (спик – кремнистые спикулы губок)



**Третья группа озер.** Как и в озерах других ключевых участков, наиболее распространенными аутигенными минералами донных отложений водоемов третьей группы являются карбонаты (рисунок 5.4).

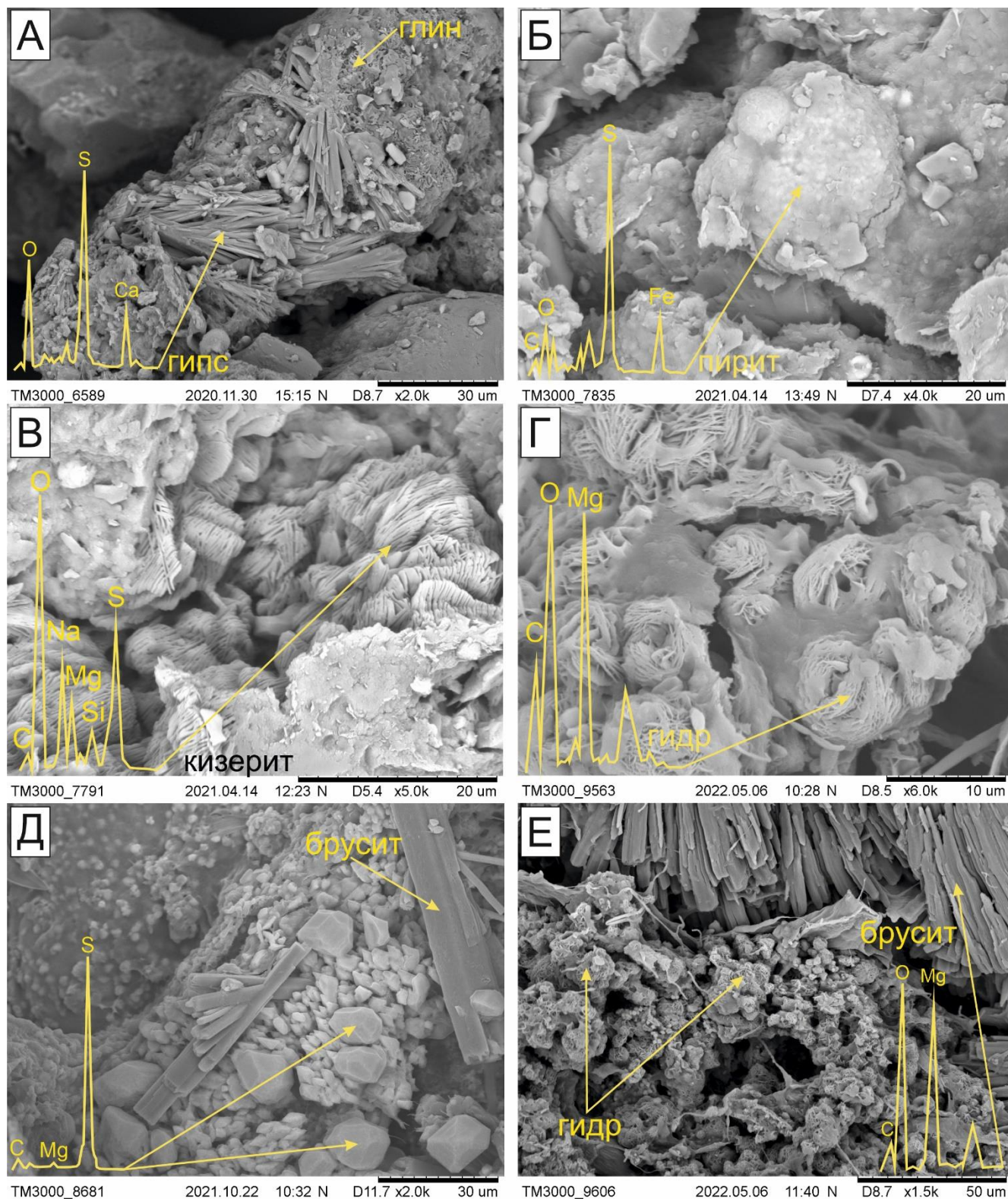


Рисунок 5.4 –СЭМ изображения аутигенных минералов озер третьей группы в отраженных электронах. (гидр – гидромагnezит)

Однако отличительной особенностью проб данного участка является преобладание высокомагнезиальных карбонатов над остальными аутигенными минералами. Наиболее распространенным карбонатом отложений описываемых озер является гидромагнезит, составляющий до 18,2% от объема минеральной части осадка (оз. Второе Засечное). Чаще всего Mg-карбонаты формируют микрокристаллические агрегаты, иногда в смеси с глинистыми минералами.

Агрегаты гидромагнезита чаще всего имеют массивную текстуру и сложены пелитоморфными стяжениями одноразмерных плохо раскристаллизованных микрокристаллов, либо ассоциациями сферических микростяжений хлопьевидных кристаллов (рисунок 5.4Г). Также стоит отметить, что локализация новообразований данного минерала практически всегда ассоциирована с органическим веществом – водорослевыми матами и пленками внеклеточных экзополисахаридов. Помимо данных рентгеновской дифрактометрии, обнаружение гидромагнезита в этих озерах дополнительно подтверждено результатами просвечивающей электронной микроскопией (рисунок 5.5).

Кальцит и Mg-кальцит встречаются в меньших количествах, в основном формируя мелкокристаллические микроагрегаты, нередко в смеси с глинистыми минералами, биогенными пленками или как примесь в более крупных агрегатах гидромагнезита. В отложениях некоторых озер наблюдаются единичные разрозненные микрокристаллы Mg-кальцита, формирующиеся по органическим пленкам, редко образуя сферические рыхлые стяжения. В донных отложениях и прибрежных фациях оз. Долгое и Беломойное также обнаружены кристаллы доломита. Данный минерал формирует отдельные расщепленные сноповидные микрокристаллы, приуроченные к пленкам внеклеточных экзополисахаридов. Подобные формы нахождения доломита отмечены в пробах оз. Второе Засечное, Долгое и Беломойное. В ряде водоемов также наблюдается формирование арагонита (до 5% - оз. Второе Засечное), часть которого, предположительно, соответствует мелким осколкам скелетов озерной фауны, а часть формирует микроскопические агрегаты, сложенные шестоватыми игольчатыми

микрочастицами, развиваясь по глинистым микроагрегатам, зачастую в ассоциации с галитом.

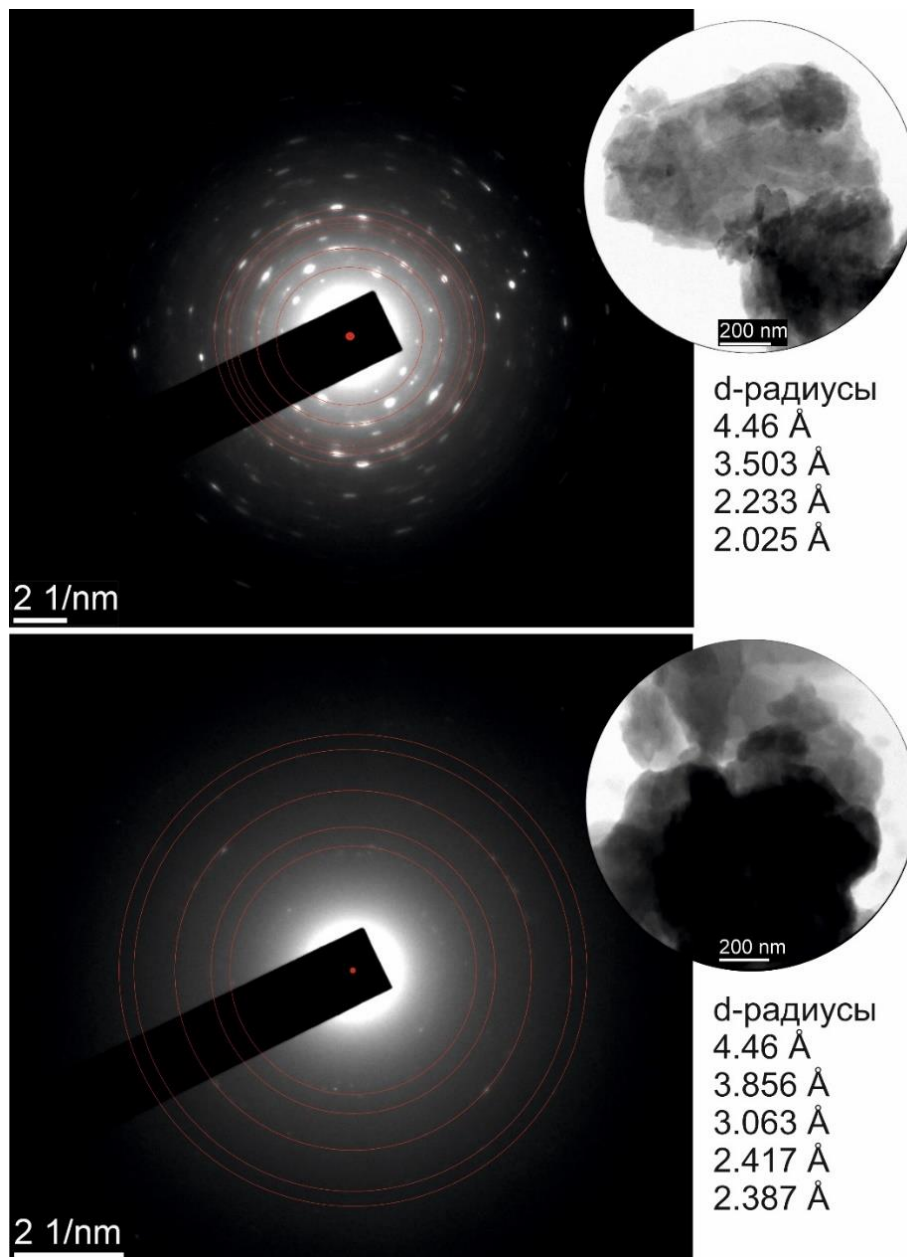


Рисунок 5.5 – Дифракционные картины исследуемых образцов карбонатов третьей группы. Выделенные радиусы соответствуют радиусам гидромагнезита. В качестве источника эталонов использовался сайт mindata.com.

Сульфаты представлены в основном гипсом, образующим радиально-лучистые агрегаты шестоватых или игольчатых микрочастиц, формирующихся как по глинистым агрегатам, так и по выветрелым поверхностям терригенных зерен. Основная часть микроагрегатов гипса находится в мелких, частично занятых порах, однако часть минеральных форм, располагающихся на

поверхности терригенных зерен или глинисто-карбонатных агрегатов, часто, в ассоциации с галитом. Вероятно, подобные проявления могли сформироваться в процессе высушивания образцов. Еще один минерал данного класса – кизерит  $MgSO_4 \cdot H_2O$ , обнаружен в отложениях оз. Соленом. Данный минерал более характерен для ископаемых месторождений солей, в то время как его формирование в современных условиях описаны крайне редко, что связано с относительно слабой устойчивостью данного соединения в гипергенных обстановках. В описываемых водоемах данный минерал скорее всего имеет сезонный или квазисезонный характер нахождения (рисунок 5.4В). Кизерит в осадке оз. Соленое формирует сплошные массивные агрегаты, часто в смеси с алюмосиликатами, состоящие из уплощенных микрокристаллов, часто со следами перекристаллизации на поверхности. Единичные микроагрегаты полностью покрыты тонкими биогенными пленками.

В большинстве водоемов данной группы также наблюдаются сферические агрегаты фрамбоидального пирита, часто в значительно большем количестве, в сравнении с предыдущими описанными ключевыми участками. Зачастую пирит формирует крупные стяжения нескольких сферических микроагрегатов, в основном перекрытых не минерализованными биогенными пленками, реже – развиваясь по глинистым пленкам или микроагрегатам.

Галит также встречается практически повсеместно и формирует как сплошные массивные агрегаты, пленки, окутывающие терригенные зерна, образующиеся в процессе высушивания проб, так и кубические, часто скелетные, микрокристаллы в ассоциациях с гипсом или иллитом.

В озере Соленое обнаружены радиальные сферические агрегаты, сложенные, вероятно, шестоватыми микрокристаллами брусита  $Mg(OH)_2$ , формирующегося в ассоциации с гидромагнетитом в альго-бактериальных матах (рисунок 5.4Д, Е). Зачастую подобные агрегаты покрыты биогенными пленками, а минерал иногда наблюдается в виде единичных брусковидных вытянутых кристаллов по агрегатам изометричных кристаллов серы (рисунок 5.4Д).



**Четвертая группа озер.** Наиболее распространенными минералами, формирующимися при постседиментационных процессах в отложениях данной группы озер, также являются карбонаты (рисунок 5.6).

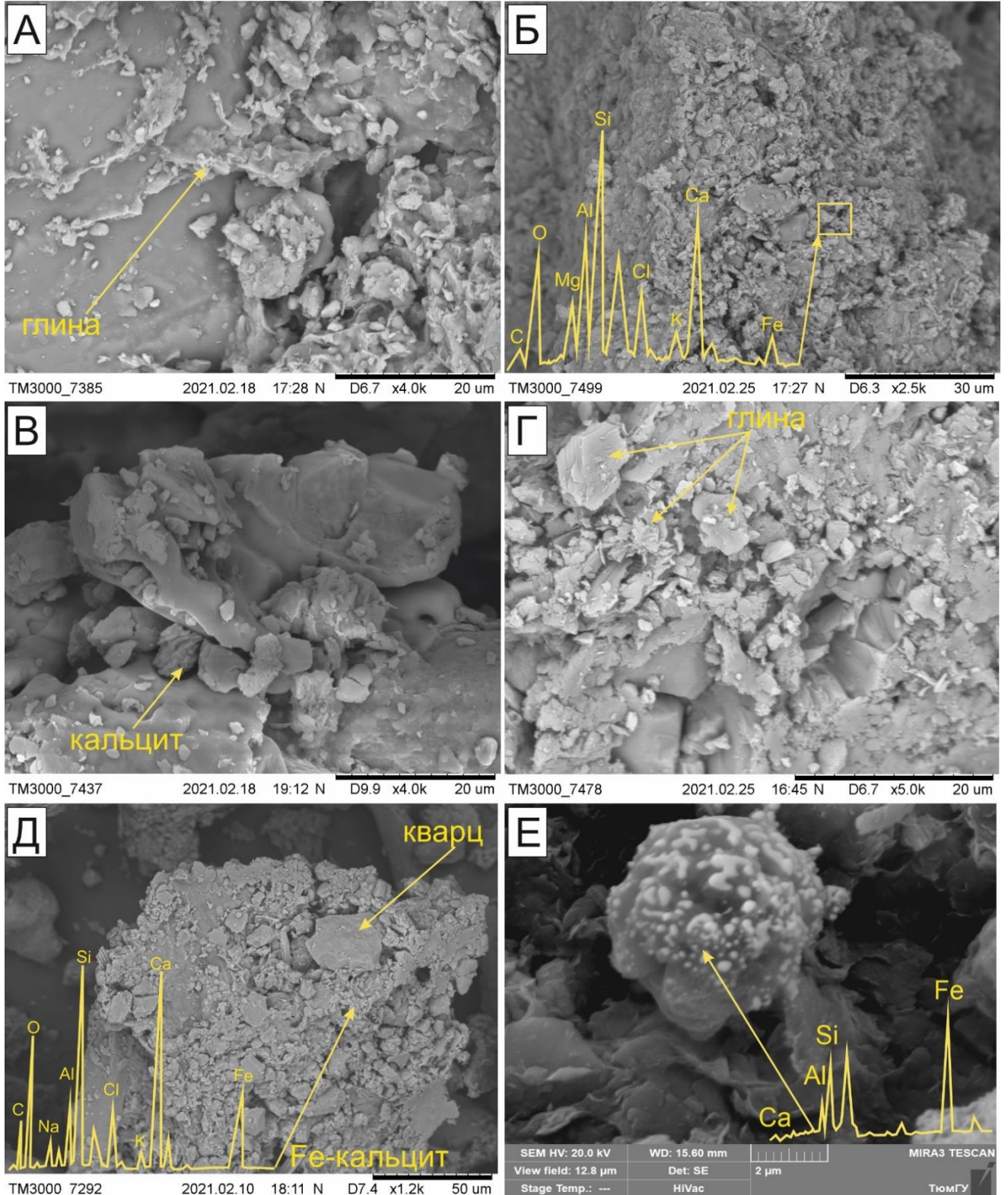


Рисунок 5.6 –СЭМ изображения аутигенных минералов озер четвертой группы в отраженных электронах.

Среди карбонатов наибольшее распространение имеет кальцит, обнаруженный в большинстве проб, а в оз. Шашмура его содержание достигает 24,2% от общей массы минеральной части донного осадка. В основном кальцит формирует сплошные микрокристаллические стяжения, порой захватывая мелкие пелитоморфные зерна и консолидируя их в микроагрегаты, которые легко разрушаются механически, после высыхания. Зачастую карбонатные стяжения, сложенные преимущественно кальцитом, также включают Mg-кальцит, реже – железистый кальцит и глинистые минералы. В некоторых пробах, например, оз. Шашмура наблюдаются отдельные микроагрегаты железистого кальцита, сложенные уплощенными хлопьевидными микрокристаллами. Высокомагнезиальный кальцит встречается также часто, в основном в смеси со слоистыми алюмосиликатами, часто, в составе глинисто-карбонатных микроагрегатов, где преобладает кальцит.

Сидерит встречается в озерах Медвежье и Курейное (подтвержден только по данным электронной микроскопии) в виде брусковидных вытянутых единичных микрокристаллов, а также в виде пелитоморфных стяжений, чаще развивающихся по глинистым пленкам и разлагающимся растительным остаткам. В осадке озер Макушино и Теренколь в глинисто-карбонатных агрегатах наблюдаются изометричные микрокристаллы сложного магнезиального карбоната, который предположительно является анкеритом  $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})(\text{CO}_3)_2$  (рисунок 5.6Б). Этот минерал, как правило, рассматривается как прекурсор доломита, хотя сам анкерит является скорее наоборот продуктом изменения доломита, где ионы магния замещены железом. Подобный механизм описан Страховым для отложений озера Балхаш, но в современных условиях как аутигенный минерал, анкерит практически не упоминается (Сапожников и др., 1951). Гидромагnezит зафиксирован только в оз. Курейное в виде сплошных масс, формирующих агрегаты в смеси с глинистыми минералами и кальцитом. Доломит также, формирует небольшие микрокристаллические микроагрегаты в оз. Курейное и Ильеней. В пробах оз. Макушино обнаружен, в небольших количествах, железистый кальцит (рисунок



5.6Д), формирующие единичные микрокристаллические агрегаты, в смеси с кальцитом. Арагонит встречается в малых количествах и в основном идентифицируется по данным РСА. При изучении проб с использованием сканирующего электронного микроскопа типичных кристаллических форм, характерных для данного минерала, выявить не удалось, что может быть обусловлено его содержанием в общей массе полиминеральных глинисто-карбонатных микроагрегатов, либо тем, что основная часть арагонита находится в микроосколках скелетов озерной фауны.

В ряде водоемов зафиксированы пластинчатые микрокристаллы и массивные микроагрегаты гипса. Также в некоторых пробах, в основном озер с наибольшей минерализацией вод, формируются сплошные пленки, реже – массивные агрегаты или единичные кристаллы, галита.

В пробе донных отложений оз. Курейное зафиксирована железистая микросфера диаметром порядка 0,002 мм. с содержанием  $Fe^{2+}$  71%, предположительно подобное образование имеет техногенное происхождение и является продуктом пиролиза, вероятно, антропогенного генезиса (рисунок 5.6Е).

**Пятая группа озер.** Карбонаты в отложениях озер данной группы представлены преимущественно кальцитом, реже – железистым кальцитом, формирующим сплошные пелитоморфные и микрокристаллические стяжения, часто в смеси со слоистыми алюмосиликатами (рисунок 5.7). На поверхности многих глинистых и глинисто-карбонатных микроагрегатов наблюдаются следы растворения и, иногда, следы перекристаллизации.

Также распространенным карбонатом является арагонит, однако его количество (до 5,8% в оз. Гагарье), вероятно обусловлено распространенностью фаунистических карбонатных остатков. Особенностью карбонатов, формирующихся в отложениях озер данной группы, является более активное формирование сидерита, который встречается в небольших количествах. В большинстве изученных проб его содержание меньше порога чувствительности рентгеноструктурного метода анализа минерального состава, поэтому

свидетельства формирования карбоната железа получены только при съемке образцов в растровом сканирующем электронном микроскопе. Сидерит, в основном, формирует мелкие пелитоморфные округлые стяжения, развивающиеся по глинистым пленкам и микроагрегатам, часто в непосредственной близости от органических пленок или растительных остатков (рисунок 5.7Е).

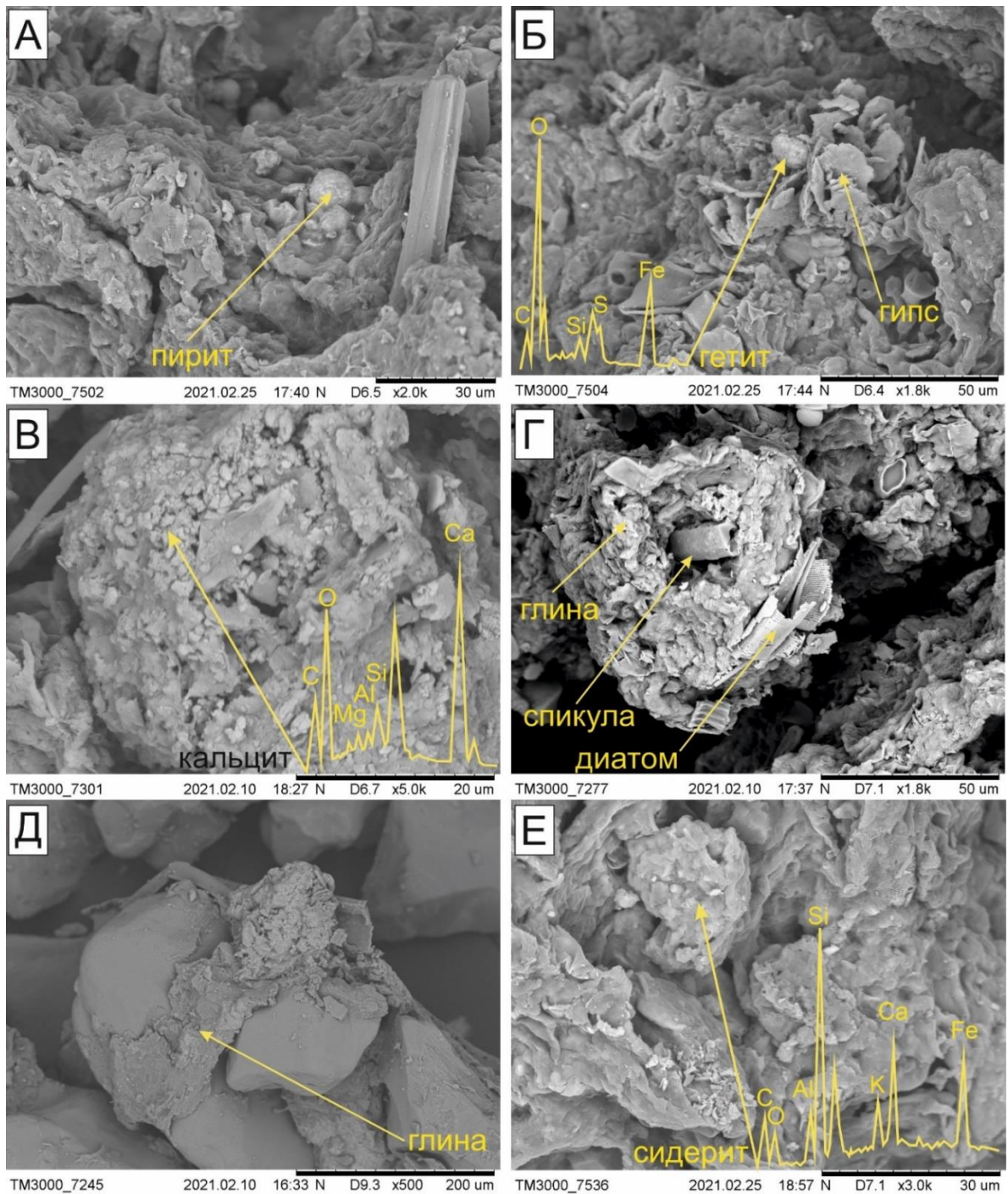


Рисунок 5.7 – СЭМ изображения аутигенных минералов озер пятой группы в отраженных электронах. (диатом – панцири диатомовых водорослей, спикула – кремнистые спикулы губок)

В донных отложениях большинства озер рассматриваемой группы формируются мелкокристаллические, сложенные уплощенными листоватыми микрокристаллами, агрегаты гипса, часто образующего ассоциации с сидеритом. В некоторых пробах, помимо гипсовых новообразований, в составе полиминеральных агрегатов наблюдаются сферические микростяжения фрамбоидального пирита, тяготеющие к растительным остаткам и, зачастую, покрытых биогенными пленками.

Отличительной особенностью отложений озер V группы является формирование гетита  $\text{FeO}(\text{OH})$ , который образует округлые агрегаты глобулярного строения, тяготеющие к глинистым микроагрегатам, обогащенным органическим веществом, реже – формируя сплошные массы, в единичных случаях захватывая мелкие терригенные обломки (рисунок 5.7Б). Стоит отметить, что характерной особенностью осадков данных озер является большое количество железа в составе глинистых и глинисто-карбонатных агрегатов. Данный факт может быть следствием особенности прилегающих территорий, большая часть которых представляет собой активно разрабатываемые пахотные угодья, которые могут являться источником железа. При этом стоит отметить, что значения рН вод, ввиду того, что гетит формируется при значительных диапазонах значения кислотно-щелочного баланса, не стоит считать достаточным фактором для его перехода в минеральную фазу (рисунок 5.7В, Е).

В единичной пробе оз. Безымянное обнаружен мелкокристаллический агрегат барита  $\text{BaSO}_4$ , образовавшийся по глинистой пленке. Подобные находки описаны в современных отложениях оз. Иткуль (Мальцев и др., 2020).

Таким образом, с помощью растровой электронной микроскопии и рентгенофазового анализа определен основной состав минеральной части донных отложений озер семиаридной зоны юга Западной Сибири. Основная масса осадков представлена терригенной компонентой, состоящей, преимущественно, из кварца и полевых шпатов. Среди аутигенных минералов наиболее распространены минералы класса карбонатов, в меньшей степени – галогениды, сульфаты,

сульфиды оксиды и гидроксиды. Неоднородность минерального состава, в первую очередь в контексте аутигенных минералов, наблюдается не только между ключевыми участками, но и внутри каждой группы. Однако можно выделить некоторые особенности состава донных отложений, присущие той или иной группе озер. Водоемы третьей группы характеризуются наибольшим разнообразием минералов магния, в основном карбонатов, а также отличаются обилием признаков биоминерализации. Донные отложения пятой группы выделяются достаточно широким распространением оксидов железа, связанных, по всей видимости, с локальными особенностями литологии отложений, почвообразования и характера землепользования.

Основная причина существующих различий в составе аутигенной составляющей минерального состава осадков, объясняется рядом факторов, таких как степень эвтрофикации водоемов, динамика среды, расчлененность рельефа и близость к эксплуатируемым участкам пахотных земель. Помимо этого, часть аутигенных минералов представляют собой сезонные новообразования, которые соответствуют сезонным циклам чаще испарения и обводнения, а также биологической активности аквальных экосистем.

## **6 Процессы биоминерализации и формирования высокомагнезиальных карбонатов в донных отложениях и прибрежных фациях ряда озер Зауралья и Ишимской равнины**

Проявления биогенной минерализации обнаружены в донных отложениях и прибрежных фациях большинства исследованных водоемов. Наибольшей активностью данных процессов характеризуются озера третьей группы, где метаболизм аквальной биоты приводит к формированию хорошо выраженных новообразований доступных для подробного изучения. В ходе исследований водоемов третьей группы было установлено, что главными минералами, формирующимися в результате биогенных процессов, являются высокомагнезиальные карбонаты, главным образом гидромагнезит, магнезиальный кальцит и доломит.

Данный факт делает рассматриваемые водоемы достаточно редкими современными обстановками, где образование Mg-карбонатов преобладает над Mg-Ca и Ca-карбонатами. Известно, что абиотическое осаждение доломита, магнезита и других подобных минералов при нормальном давлении и относительно низких, близких к комнатной, температурах ограничено кинетически в связи с сильно выраженными гидрофильными свойствами иона  $Mg^{2+}$ . В условиях современных континентальных водоемов и лагун в единичных «особых» условиях образуются гидратированные метастабильные фазы, такие как несквегонит ( $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ ), дюпингит ( $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 5H_2O$ ) и гидромагнезит ( $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$ ) (Power et al., 2017), в то время как древние осадочные толщи сложены магнезитом, который является более устойчивым Mg-карбонатом (Sanz-Montero et al., 2019). Именно поэтому до сих пор дискуссионным является вопрос о возможном механизме образования магнезита: формируется ли он путем разложения гидратированной фазы метастабильных соединений (гидромагнезита) или является первичным продуктом осаждения (Power et al., 2019).

## 6.1 Проявления биогенного карбонатообразования в озерах третьей группы

Озера III группы характеризуются малыми неглубокими (глубиной до 2,5 м.), суффозионными котловинами, с однородной литогенной основой и пресными грунтовыми водами, залегающими на глубине порядка 10 м. (Шляпников и др., 1990).

Исследования процессов современного формирования Mg-карбонатов в озерах III группы проводилось в летне-осенний период в момент наибольшего количество фототрофной биомассы, а также после ее исчезновения в следствии полной деградации. Пробы сушились при комнатной температуре, либо при 40° С, для максимального сохранения биогенного материала в образцах.

После высыхания, водорослевые пленки с хлопьями карбонатов, становятся хрупкими, легкими, на поверхности проб некоторых озер, характеризующихся большей минерализацией относительно NaCl, формируются эвапоритовые кристаллы галита (рисунок 6.1б). Пробы, представляющие собой, в основном, альго-бактериальную массу с карбонатными включениями, как правило, практически не меняли цвет, но значительно уменьшались в объёме, становились хрупкими. Часто на поверхности высыхающих проб образовывался галит, в редких случаях – гипс.

Водорослевые прибрежные маты, с высокой концентрацией минерального вещества (рисунок 6.1в, г) при высыхании также слабо изменялись в окраске, становясь чуть светлее, бурые водоросли – чернели. После высыхания исследованные образцы прибрежных фаций и биоминеральных образований имели неоднородную структуру, представляющую собой хрупкие, не минерализованные сегменты водорослевой массы, и прочные, твердые карбонатизированные прослои.



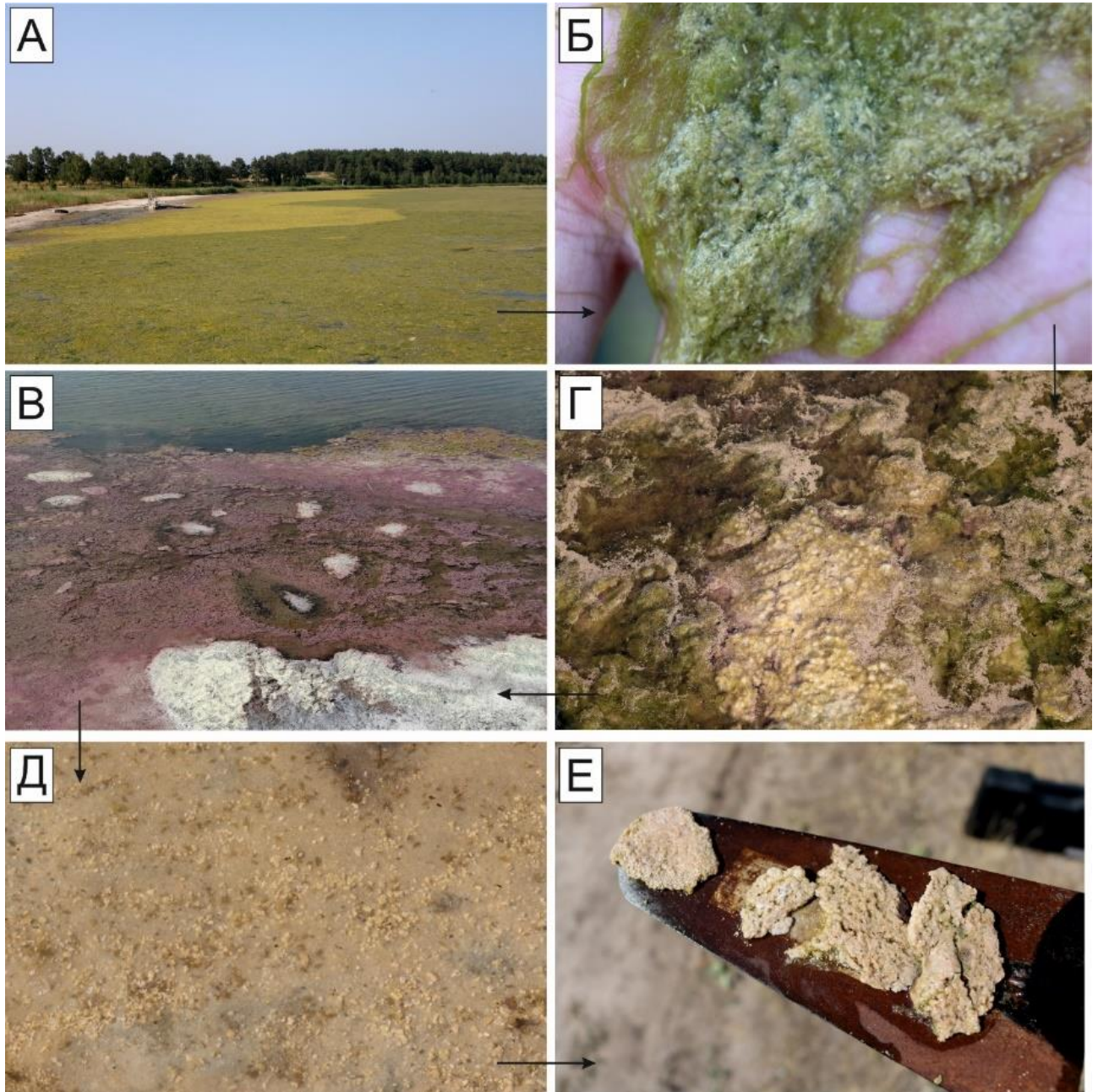


Рисунок 6.1 – Стадии формирования минеральных новообразований на примере озер третьей группы.

Отдельные корочки, формирующиеся на поверхности массивных водорослевых масс, во время активного цветения воды (рисунок 6.2а), после высыхания приобретали белую окраску, с кремовым, иногда розоватым, оттенком и становились твердыми, прочными, теряя в объеме порядка 20-30%.

Тонкие корки, образующиеся на дне водоема после отмирания основной части водорослей (рисунок 6.1д, е), при высыхании становились хрупкими, кипенно-белыми, практически не изменяясь в объеме.



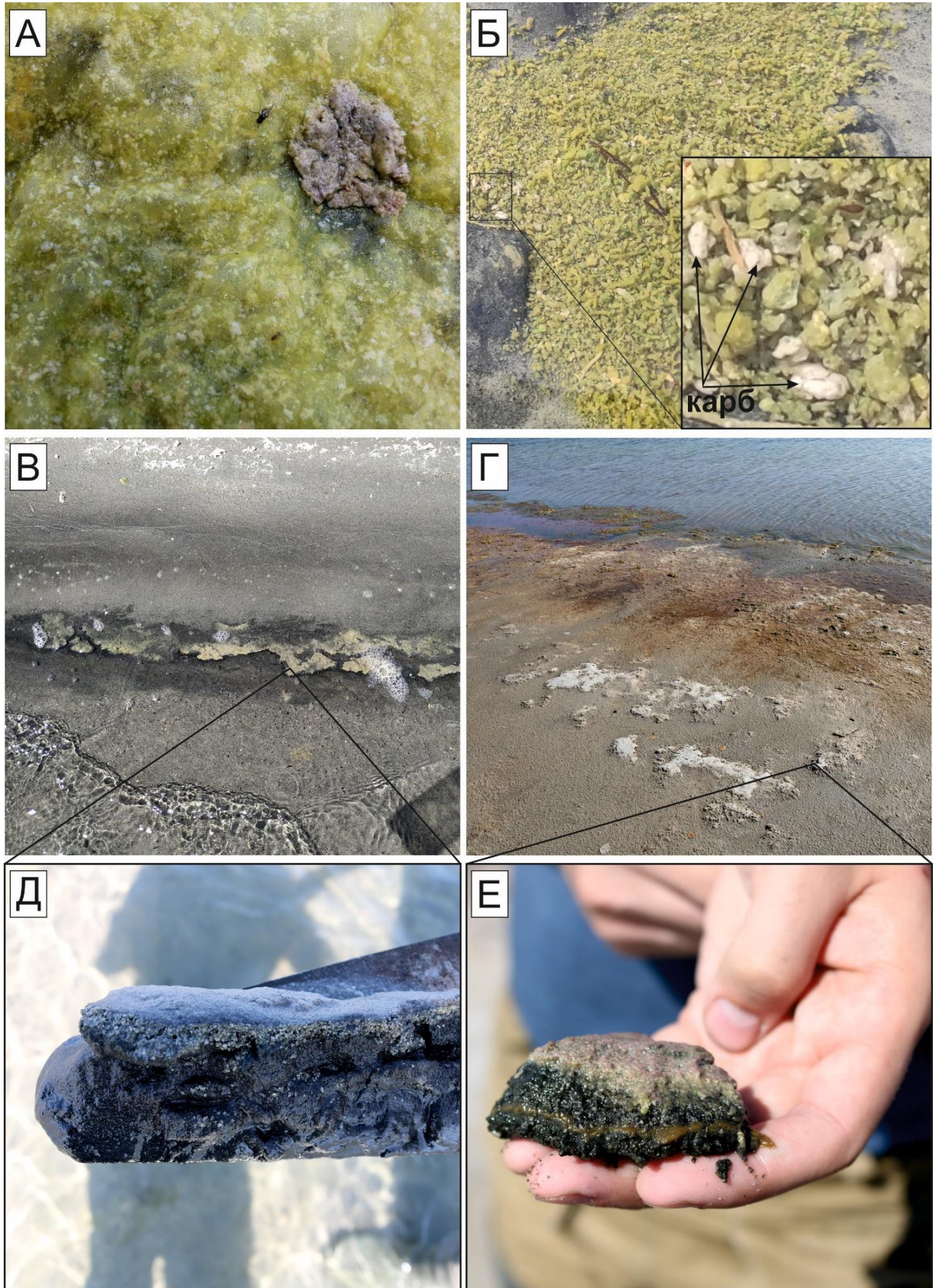


Рисунок 6.2 – Формы биоминеральных новообразований, формирующиеся в исследуемых водоемах



Мелкие карбонатные агрегаты (рисунок 6.2Б), формирующиеся в ходе метаболизма альго-бактериальных сообществ в озере Долгое, наиболее заметными из которых являются крупные фототрофные организмы – цианобактерии, при высыхании приобретали также кипенно-белый цвет, становятся твердыми и прочными.

Основная масса слоистых многолетних микробиолитов (рисунок 6.2Г, е), при высыхании, становилась рассыпчатой, серого цвета. Прослой, обогащенные карбонатами, трансформировались в более прочные и имели четкую нижнюю границу, отделяющую их от песчаной массы.

В пределах рассматриваемой группы водоемов можно выделить два типа биоминеральных новообразований: те, что формируются, в основном при участии бактерий (и иногда микроводорослей) и те, что формируются в пределах микроводорослевых сообществ с участием симбиотических бактериальных колоний.

В ходе наблюдений выявлен факт, что больше всего минералов осаждается в водорослевой биомассе, что косвенно свидетельствует о сильном влиянии водорослей и, вероятно, присущего им фототрофного метаболизма на осаждение этих минералов. Вместе с тем, нельзя исключить влияние микробного сообщества, ассоциированного с водорослями. В первую очередь этот факт обусловлен объемом данной группы организмов, особенно в период цветения воды, когда порядка 10-20% поверхности озера занято массивным покровом из макро- и микроводорослей, масса которых достигает в такой период своего пика, хотя процессы метаболизма постепенно снижаются.

## **6.2 Предполагаемый вклад альго-бактериальных сообществ в формирование карбонатных новообразований в прибрежной зоне озер третьей группы**

В период цветения озер, поверхность воды в прибрежных участках (до 20-25 м. от берега), покрывается толстым слоем водорослей и ассоциированных бактериальных колоний. В период активного размножения и формирования массивного покрова флоры на поверхности водоемов интенсифицируются и метаболические процессы живых организмов, слагающих эту биомассу, что заметно проявляется в активном выделении газовых пузырьков, которые образуют пенистый покров на водной поверхности. В такие периоды, на поверхности водорослевых матов начинают формироваться хлопьевидные включения карбонатов, а также более консолидированные, мягкие биоминеральные шляпки (корки, участки, агрегаты), зачастую с пористой структурой (рисунок 6.2). По окончании периода цветения наблюдается быстрый процесс деградации фототрофной массы, в результате чего образуется более обогащенную минеральными компонентами субстанция, которая постепенно, по мере отмирания биомассы, оседает на дно водоема. При этом, большая часть минеральных соединений, по всей видимости, растворяется в ходе этого процесса. Оставшиеся минеральные агрегаты, образуют не сплошной тонкий минеральный покров на поверхности дна, который постепенно концентрируется в локальных понижения или формирует сплошную полосу вдоль береговой линии.

Значительно реже формируются минеральные новообразования с существенным количеством остатков тканей водорослей. Такие новообразования появляются в случае выброса альго-бактериальной биомассы на берег в жаркий сезон, где, биоминеральная смесь водорослей и формирующихся карбонатов быстро высыхает, консервируя органическое вещество и значительно замедляя процесс деградации. В таком случае к агрегатам гидромагнезита и других магний-карбонатов, добавляются эвапориты, такие как гипс, галит, реже – массивные или

игольчатые формы карбонатов. Подобные карбонатные формы наблюдаются в летне-осенний сезон, а в весенний период практически полностью разлагаются.

В прибрежной мелководной зоне некоторых водоемов наблюдаются небольшие, порядка 10-20 см. в диаметре, биоминеральные образования, представляющие собой небольшие поднятия, отличающиеся от окружающих отложений более светлой с зеленовато-желтыми оттенками окраской, высотой 2-3 см. В период август-октябрь, когда уровень воды в озерах минимален, такие микробиолиты оказываются на дренированных участках дна и быстро высыхают (рисунок 6.2г, е). В разрезе новообразования имеют слоистое строение: нижняя, контактирующая с дном водоема зона (1-3 см.), представлена в основном терригенным осадком со значительной примесью органического вещества. Из-за этого осадок принимает черный цвет, что свидетельствует об анаэробных обстановках, что подтверждается характерным сернистым запахом, указывающим на процессы сульфатредукции.

Верхний слой имеет меньшую толщину (до 0,5-1см), отличается светлым цветом с зеленым, желтым или розовым оттенком. Данный слой состоит из смеси магниевых-карбонатов и терригенного осадка, с примесью органического вещества. Подобные образования представляют собой частично минерализованные бактериальные маты. Так-как большинство подобных агрегатов имеет ритмично повторяющееся слоистое строение, можно сделать предположение о том, что маты часто возобновляют свою биогенную активность при данной локализации, многократно повторяя метаболический цикл.

В случае оз. Долгое, формирование карбонатных новообразований происходит в основном в результате процессов метаболизма колоний цианобактерий, поэтому, как таковых матов не образуется. Скопление масс бактериальных колоний плавают в виде разрозненной суспензии, формируя микроагрегаты карбоната (хлопья), которые консолидируются также после прохождения периода активного размножения флоры, собираясь с остатками

колоний в локальных понижениях дна озера, где уже формируют более массивные, часто даже слегка окатанные, карбонатные агрегаты (рисунок 6.2Б).

### **6.3 Микроскопические признаки биогенно-обусловленного карбонатообразования**

Основная масса водорослевых (альго-бактериальных) биоминеральных агрегатов представляет из себя хаотично расположенные относительно друг друга, но, как правило, простирающиеся в пределах одной плоскости, водорослевые нити, покрытые сплошной или прерывистой коркой новообразованных карбонатных агрегатов (рисунок 6.3).

Гидромагnezит кристаллизуется в виде сферических (звездчатых, розоподобных) микроагрегатов, состоящих из хаотично ориентированных уплощенных хлопьевидных микрокристаллов, в основном образующих тонкие однослойные покровы на поверхности водорослевых нитей. Как правило, осаждение карбоната происходит последовательно вдоль тела таллома. Характерно формирование покрова, при изучении которого с помощью растрового электронного микроскопа, наблюдаются присутствие деградированных пленок экзополисахаридов разной степени минерализации, являющихся субстратом, способствующей кристаллизации агрегатов гидромагnezита (рисунки 6.3–6.4).

В случае плотного сплетения водорослевых нитей минерал формирует глобулярные массивные микроагрегаты между соседними талломами. В некоторых случаях можно наблюдать признаки того, что полисахаридные пленки продолжали развиваться в ходе процесса кристаллизации (рисунок 6.3Г). Факт локализации процесса выпадения минерального вещества исключительно по областям развития экзополисахаридов также фиксируется при изучении биологических препаратов, образцов исследуемых озер.

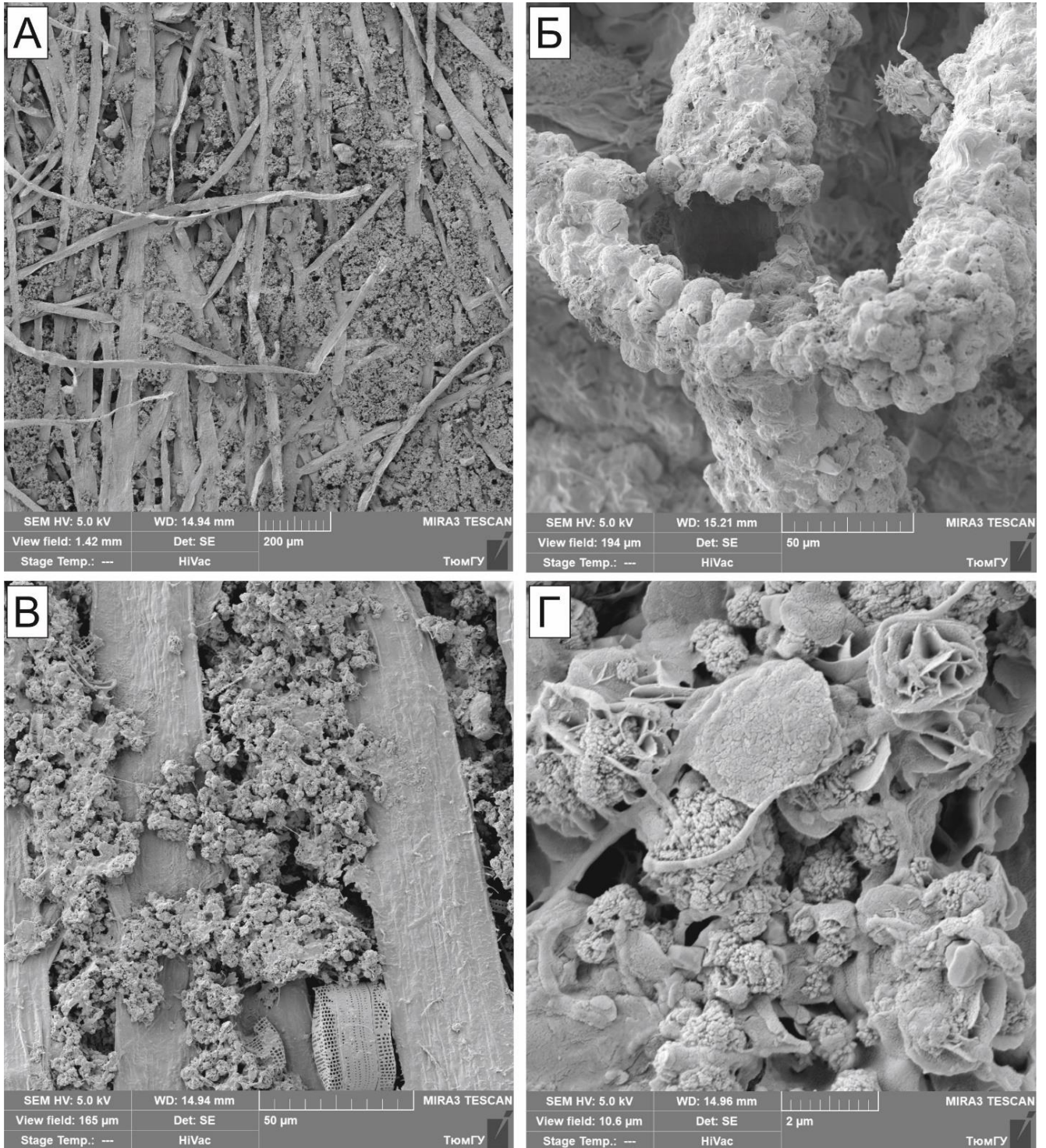


Рисунок 6.3 – СЭМ изображение в отраженных электронах частично минерализованных водорослевых нитей.



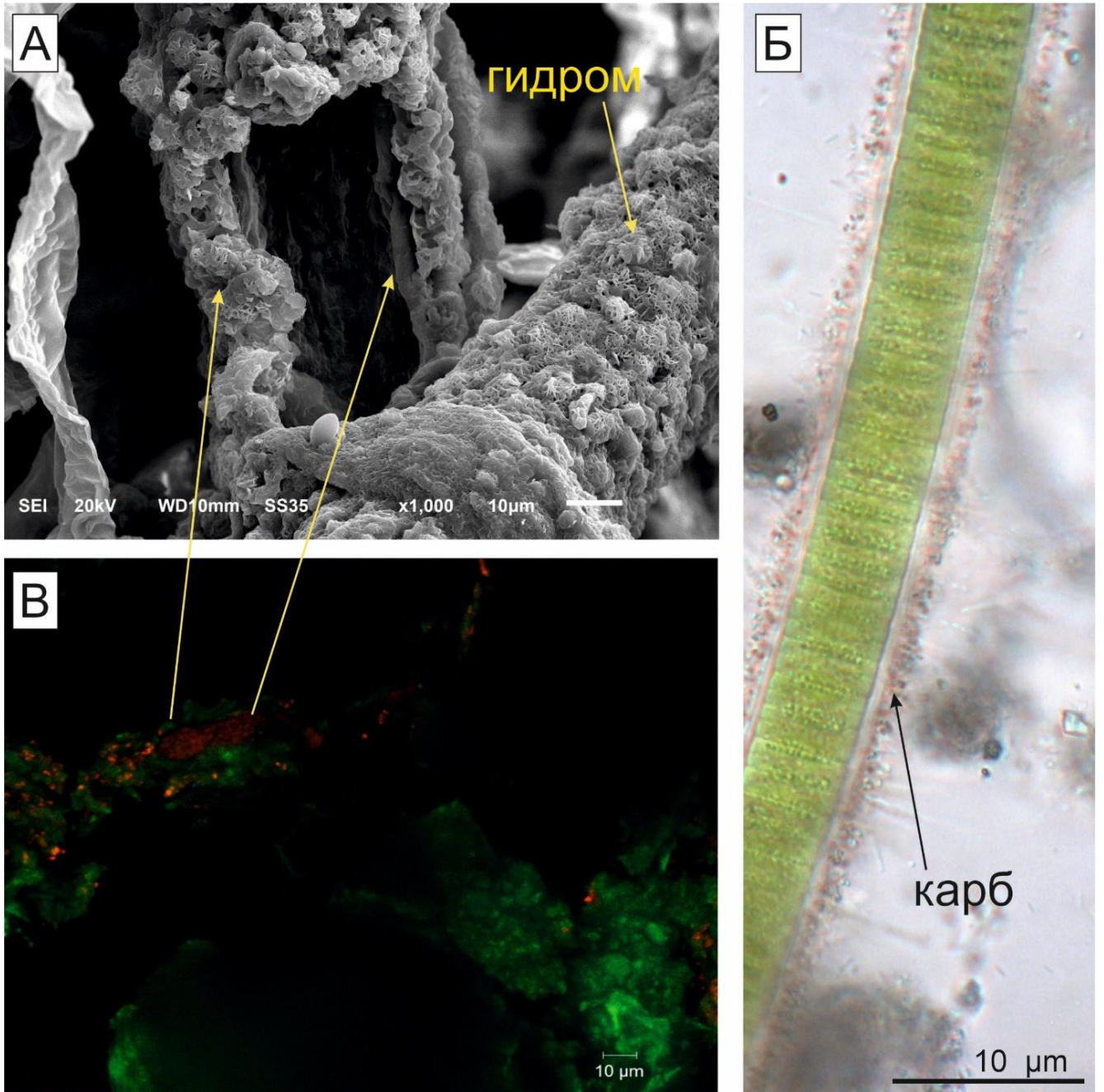


Рисунок 6.4 –Формирование минерального панциря на поверхности тела водорослей: а) СЭМ изображение в отраженных электронах гидромагnezитовой корки на поверхности водорослевой нити; б) снимок инициального минерального покрова, образующегося по эпс пленке на чехле живой цианобактерии; в) Снимок конфокальной микроскопии, детализирующий степень минерализации органического вещества.

Хорошо заметно обширное распространение различных видов биоты с кристаллизованными карбонатными панцирями, образующимися в пределах вырабатываемой экзополисахаридной пленки (рисунок 6.4Б). Также степень кристаллизации органического вещества хорошо заметна на снимках, сделанных

при помощи конфокального микроскопа (рисунок 6.4В). В дальнейшем, в случае активной кристаллизации карбоната, микроагрегаты срастаются, формируя сплошные, состоящие из микроглобулей гидромагнезита, стяжения, в которых наблюдаются деградирующие остатки, практически полностью минерализованных, талломов (рисунок 6.5В, Г).

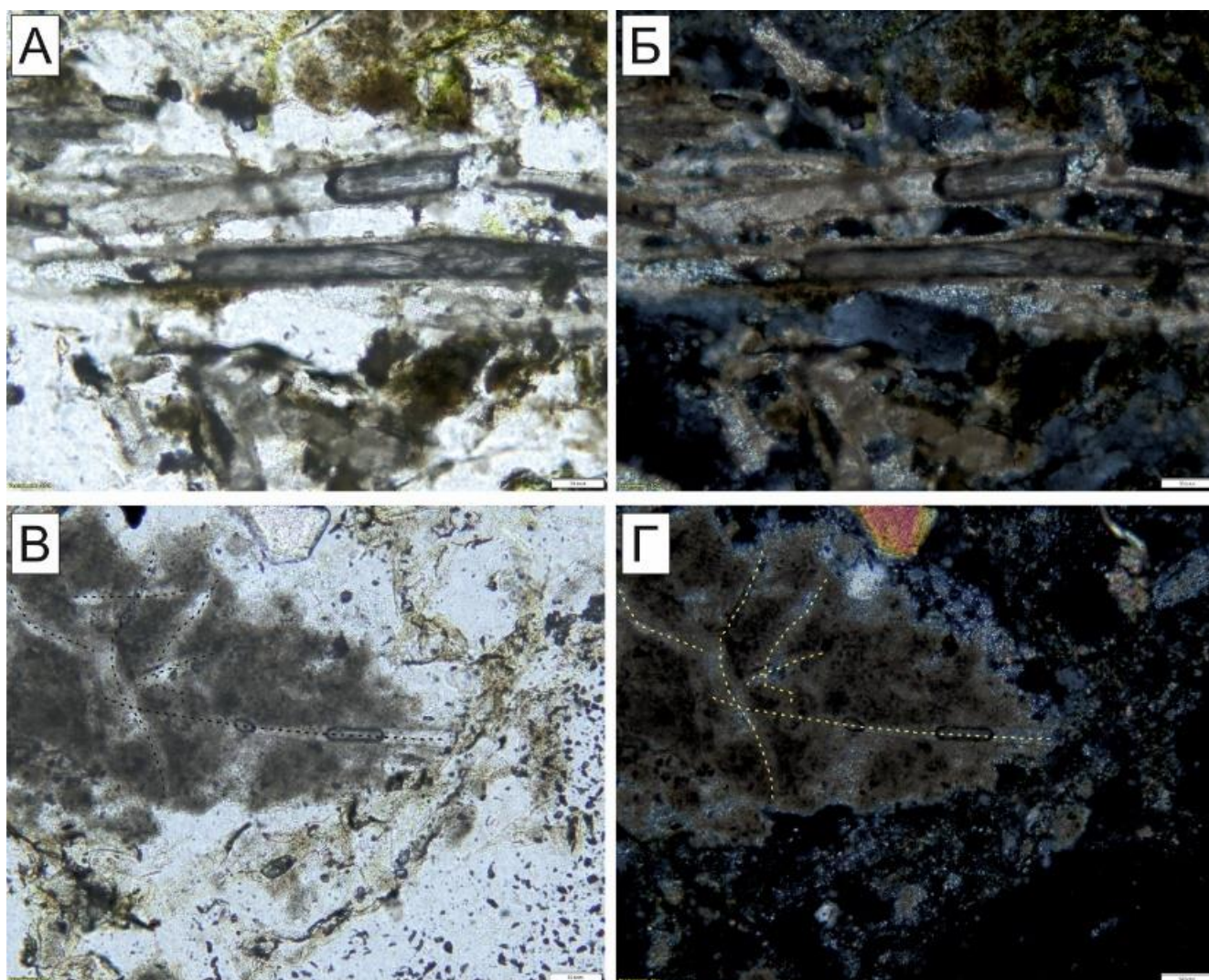


Рисунок 6.5 – Снимки биоминеральных карбонатных агрегатов в просвечивающих петрографических шлифах (А, В – свет не поляризованный, Б, Г – свет поляризованный). Пунктирными линиями прослежены не минерализованные нити водорослей.

Наиболее распространенным минералом таких новообразований является гидромагнезит, в меньшей степени наблюдается кристаллизация магнезий-кальцита, доломита и кальцита. Стоит отметить, что формирование сплошного карбонатного



покрова талломов характерно для массивных водорослевых матов (рисунок 6.6), формирующихся в прибрежных мелководных участках (рисунок 6.1в, г).

Для новообразований, кристаллизующихся в более глубоководных участках, при метаболизме флоры, находящейся в менее застойных условиях с преобладанием объема органического вещества над минеральным, характерны хлопьевидные стяжения, состоящие, также, из сферических микроагрегатов гидромагнезита, часто, практически полностью окутанных пленками экзополисахаридов (рисунки 6.1б, 6.6).

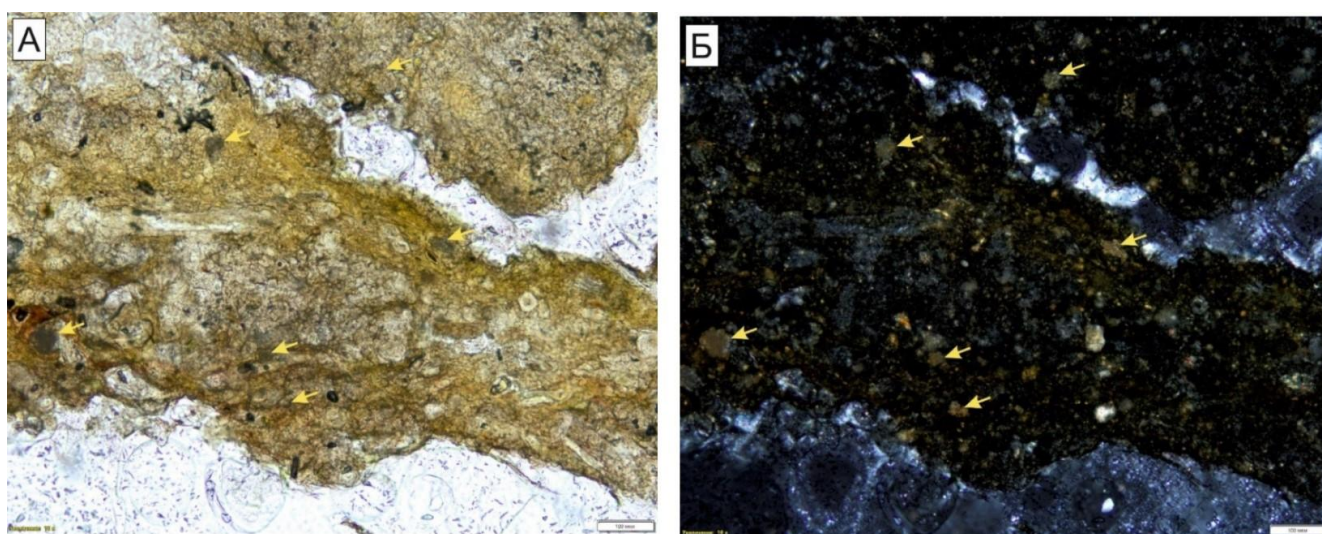


Рисунок 6.6 – Снимки водорослевого мата с признаками начальной минерализации в просвечивающих петрографических шлифах (А – свет не поляризованный, Б – свет поляризованный). Стрелочками обозначены карбонатные хлопья.

По мере разрастания гидромагнезитовых микроагрегатов, биогенные пленки растягиваются, частично поглощаются минеральным веществом. Однако при изучении проб с помощью поляризационного микроскопа, хорошо видны остаточные пленки, часть из которых изолируется между срастающимися в стяжения микроагрегаты, временно сохраняясь даже после разложения основной части биомассы (рисунок 6.7).



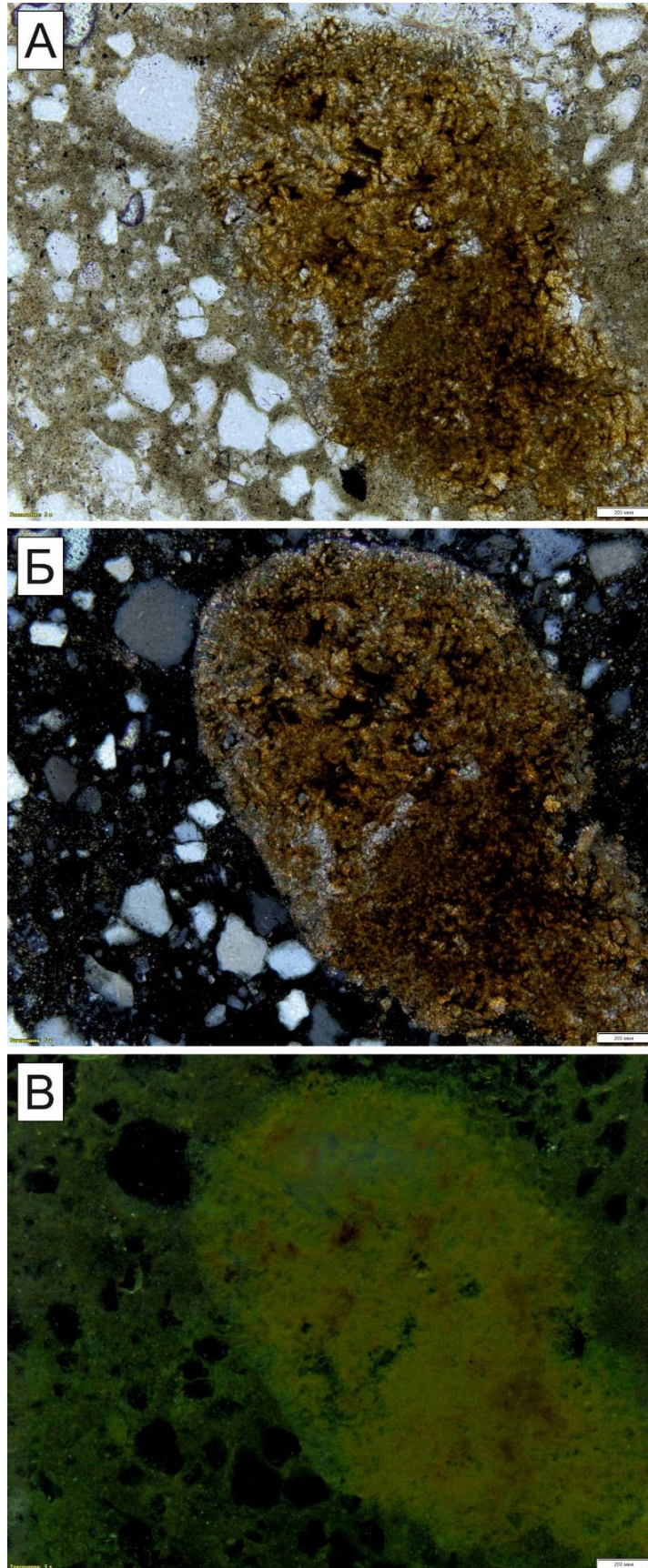


Рисунок 6.7 – Снимки биоминерального карбонатного агрегата в просвечивающих петрографических шлифах (А– свет не поляризованный, Б – свет поляризованный, В – отраженный свет).

Сообществами прокариотов наряду с водорослями тесно связаны с формированием биоминеральных новообразований. При этом важную роль, вероятно, играют как ассоциированные с водорослями сообщества, так формирующие бактериальные маты на донных отложениях, либо сепарированные микроколонии существующие в водной массе. В основном подобные новообразования формируются на поверхности активно развивающихся водорослевых матов в период цветения воды (рисунок 6.8б, г), либо на дне водоема в прибрежной мелководной зоне (рисунок 6.1 г, е).

Аутигенные высокомагнезиальные карбонаты в микробиально-минеральных новообразованиях в основном представлены массивными стяжениями звездчатых или сферических радиальных микроагрегатов, формирующихся по пленкам внеклеточных экзополисахаридов (рисунок 6.9г). В отличие от новообразований, сформированных в присутствии водорослей, в подобных агрегатах наблюдается большее содержание биопленок, а помимо гидромагнезита наблюдаются также магний-кальцит и доломит. Доломит формирует изометричные микрокристаллы, образующиеся в биогенных пленках, иногда формирующие сферические микростяжения (рисунок 6.9а, в, д).

Магний-кальцит образует единичные сноповидные расщепленные микрокристаллы, растущие также в пленках внеклеточных экзополисахаридов, в единичных случаях формируя практически сплошные прослои в мелких карбонатных агрегатах (рисунок 6.9е).

Несмотря на малозаметную интенсивность образования аутигенных глинистых минералов, микробиолиты, формирующиеся в прибрежных донных отложениях (бактериальные слоистые маты), отличаются непрочной цементацией песчаных зерен в прослоях, обогащенных карбонатным материалом. При этом карбонаты не выполняют роль цемента, лишь формируя отдельные плотные микроагрегаты, скорее образующие подобие отдельных зерен в массиве отложения. Роль цемента в таких агрегатах играют частично минерализованные или не минерализованные бактериальные пленки (рисунок 6.9а, д).



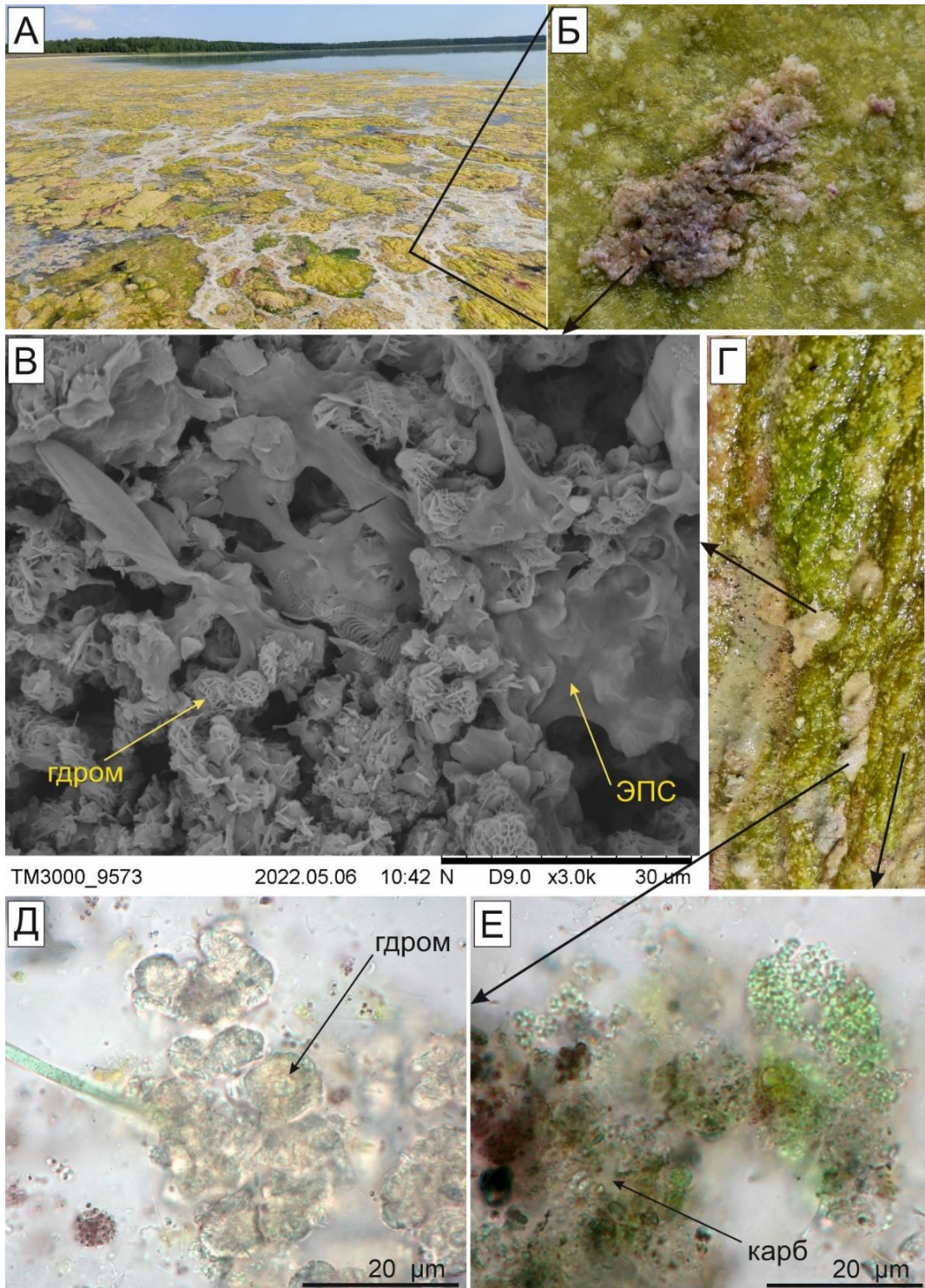


Рисунок 6.8 – Признаки бактериального генезиса современных карбонатных новообразований: А, Б, Г – снимки частично минерализованных бактериальных колоний, в момент пика их активности на изучаемых водоемах третьей группы; В – СЭМ изображение в отраженных электронах образования гидромагнетитовых микроагрегатов по эпс пленкам бактериальной колонии; Д, Е – фото карбонатные сферические микроагрегаты, образующиеся по живым бактериальным скоплениям, снятые в микробиологическом препарате с использованием бинокулярного микроскопа. (гдром – гидромагнетит, карб – неуставленный карбонат, эпс – экзополисахаридные пленки).



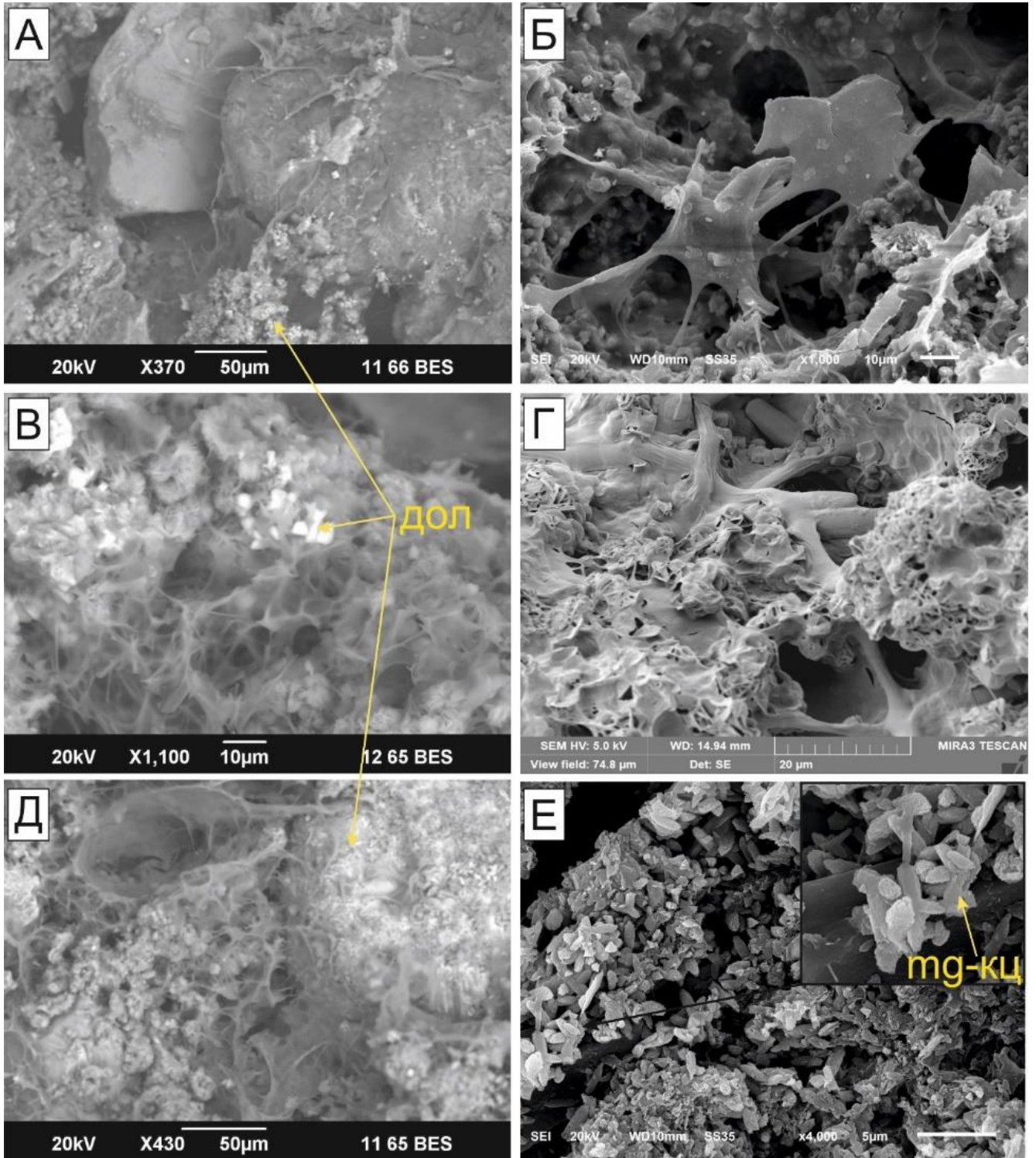


Рисунок 6.9 – СЭМ изображения в отраженных электронах кристаллов высокомагнезиальных карбонатов образование которых приурочено к экзополисахаридным пленкам. (дол – доломит, Mg-кальцит – высокомагнезиальный кальцит)

Также в качестве отличительной особенностью карбонатных форм, образующихся, преимущественно, по бактериальным пленкам, можно отметить

наличие более крупных, иногда зональных, с наличием центральной массивной части и внешней зоны радиального развития микрокристаллов, сферических микроагрегатов (рисунок 6.9д).

Таким образом, в ходе исследования установлено, что на территории юга Зауралья и Ишимской равнины существует ряд уникальных озер, для которых характерны процессы современного образования высокомагнезиальных карбонатов. По результатам ряда аналитических исследований очевидна важная роль метаболизма микробиоты для формирования карбонатных новообразований.

Все проявления минералогенеза высокомагнезиальных карбонатов в аквальных обстановках озер третьей группы, сопряжены с процессами, приуроченными к биомассе. Данный факт, что косвенно указывает на катализирующее действие процессов метаболизма живых организмов на современное минералообразование. Карбонатные новообразования представляют собой минеральные агрегаты, приуроченные к пленкам экзополисахаридов. При этом тот факт, что при годовом мониторинге водоемов, формирование новых минеральных образований наблюдается только в период метаболизма флоры, а при микроскопическом изучении проб явно наблюдается синхронность развития минерального вещества и биопленок, позволяет судить о значительной роли биогенных процессов в аутигенном карбонатообразовании.

Повышенное содержание ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , а также растворенного неорганического углерода в составе озерных вод, наряду с щелочными показателями среды ( $\text{pH} > 8$ ), обеспечивают необходимые условия для возможности существования карбонат-ионов в водах исследуемых озер. Однако, несмотря на соблюдение вышеперечисленных условий из 43 исследуемых озер, карбонаты магния были обнаружены лишь в нескольких водоемах третьей группы. Известно, что катионы  $\text{Mg}^{2+}$ , в отличие от  $\text{Ca}^{2+}$ , формируют аквакатионы  $(\text{Mg}6\text{H}_2\text{O})^{2+}$  из-за наличия высокого химического сродства с молекулами воды. Поэтому карбонат магния, в большинстве озер, имеющих достаточный индекс насыщения вод по отношению к высокомагнезиальным карбонатам, по всей видимости, остается в

растворе, в то время как карбонат кальция активно кристаллизуется, благодаря чему, в объектах рассматриваемой выборки обнаружены такие минералы как кальцит или арагонит. Данный факт установлен как путем рентгеноструктурного анализа, так и в ходе микроскопических исследований.

Во всех случаях обнаружения высокомагнезиальных карбонатов в отложениях озер третьей группы локализация их формирования была приурочена к биомассе фототрофных организмов. Исходя из полученных данных при изучении образцов и опираясь на имеющийся, описанный в современных исследованиях (Sauze et al, 2017; Li et al., 2023), опыт, можно предположить, что основная роль водорослей и бактерий при формировании высокомагнезиальных карбонатов сводится к выделению в процессе жизни экзополисахаридов, являющихся основным субстратом для кристаллизации минералов, а также в создании, в процессе метаболизма локальных геохимических параметров, таких как повышенная щелочная реакция среды, а также смещение карбонатного равновесия в ходе процессов фотосинтеза, с поглощением в активной фазе фототрофами  $\text{CO}_2$  из воды. Также, дополнительной ролью микроорганизмов в образовании магний карбонатов может является их способность захватывать и накапливать в результате механизма хелатации катионы, в частности,  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , которые после отмирания колонии, не успев раствориться в окружающей воде, способны образовывать карбонат ионы (Han et al. 2018; Balland-Bolou-Bi et al. 2019).

Стоит также отметить тот факт, что в озерах третьей группы, наблюдаются самые высокие значения молярного соотношения  $\text{Mg}/\text{Ca}$ , о чем говорилось в главе 4. Все это создает условия, достаточные для образования в системах вода-донные отложения-фототрофная биомасса и вода-фототрофная биомасса–атмосфера высокомагнезиальных карбонатов.

Все вышеперечисленное не исключает возможности образования высокомагнезиальных карбонатов исключительно хемогенным или преимущественно хемогенным путем. Как показал анализ индексов насыщенности вод по отношению к ряду карбонатов, в том числе и к магний-карбонатам,

предпосылки для их выпадения во многих из изученных озер существуют с термодинамической точки зрения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе работы изучался химический состав вод, минеральный состав и проявления современного минералообразования в донных отложениях малых бессточных озер лесостепной зоны Зауралья и Ишимской равнины.

Изучено содержание основных растворенных ионов в водоемах. По результатам гидрохимических исследований было установлено, что озера имеют преимущественно хлоридный калиево-натриевый соленый тип вод. По катионному составу большинство озер относится к натриевому типу, а по анионному – наблюдается значительная вариация состава вод среди водоемов ключевых участков II и V, относящихся как к гидрокарбонатному, так и к хлоридному типу. В остальных группах преобладает хлоридный тип вод. Определена доля пресных и соленых водоемов в выборке (32,6 % и 67,4 % соответственно). Охарактеризована неоднородность значений общей минерализации, коэффициент вариации которой, по общей выборке составляет 137,6%, а минимальное его значение отмечается в III группе озер 69,7%, что равно свидетельствует о значительной вариабельности данного параметра. Установлено наличие слабой линейной зависимости величин TDS и содержания основных ионов в водах от площади озер. Выявлена сильная положительная корреляция между общей минерализации вод и содержанием основных ионов от содержания в водах растворенных ионов  $\text{Na}^+$  и  $\text{Cl}^-$ , за исключением иона Ca, концентрация которого имеет слабую обратную линейную зависимость от значения кислотно-щелочного баланса. Также были проанализированы одни из ключевых параметров вод, с точки зрения предрасположенности растворов к формированию аутигенных карбонатов, а именно, молярные соотношения  $\text{Mg}/\text{Ca}$  и  $(\text{Na}+\text{K})/(\text{Ca}+\text{Mg})$ . По значениям данных параметров выделяются озера третьей группы, в которых зафиксированы интенсивные процессы современного биохемогенного осаждения высокомагнезиальных карбонатов.



В результате изучения минерального состава донных отложений установлено, что в осадках всех исследованных водоемов наиболее значима терригенная фракция, в среднем составляющая более 80% от общего объема с повсеместным преобладанием кварцевых зерен над полевошпатовыми. Также в большинстве водоемов выявлены активные процессы современного минералообразования. Среди аутигенных минералов наиболее распространены минералы следующих классов: галогены, карбонаты, слоистые силикаты, сульфаты, оксиды, гидроксиды и сульфиды. При этом, как между ключевыми участками, так и внутри групп озер, наблюдается значительная неоднородность в интенсивности процессов аутигенного минералообразования, а также разнообразии представленных в донных отложениях аутигенных минералов. Эти различия определяются рядом факторов, таких как степень эвтрофикации водоемов, уровень активности альго-бактериальных сообществ в водах, тип землепользования прилегающих территорий, а также характером гидродинамических условий конкретных водоемов.

В ряде водоемов третьей группы, располагающихся в пределах юго-запада Курганской области, обнаружены ярко выраженные процессы современного формирования высокомагнезиальных карбонатов. В составе донных отложений этих озер, среди прочих, обнаружены такие минералы как гидромагнезит и доломит. При изучении образцов донных отложений и прибрежных фаций, выявлена исключительная локализация формирования этих карбонатов в пределах областей развития пленок экзополисахаридов, вырабатываемых фототрофными организмами водоемов. Также в акватории ряда озер III группы, обнаружены биоминеральные агрегаты различной размерности (микробиолиты), формирующиеся в прибрежных фациях. В качестве гипотезы выдвинута седиментологическая модель биогенно-обусловленного образования высокомагнезиальных карбонатов в озерах третьей группы. Предполагается, что уникальная для региона ассоциация минералов формируется благодаря созданию различными фототрофами локальных условий, способствующих данному

процессу. Изменение кислотно-щелочного баланса вод и смещение карбонатного равновесия за счет биогенных процессов, а также способность биоты способствовать образованию полимерного субстрата для кристаллизации минералов, позволяет высокомагнезиальным карбонатам формироваться в охарактеризованных аквальных обстановках.

Результаты данной работы содержат качественно новую информацию об интенсивности и локализации процессов современного минералообразования в малых бессточных водоемах семиаридной зоны юго-запада Западной Сибири, а также описывают возможные механизмы формирования высокомагнезиальных карбонатов, являющихся достаточно редкими и относительно слабо описанными минералами в условиях современных гипергенных континентальных обстановок.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамович Д. И. Воды Кулундинокой степи / Д. И. Абрамович. – Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1960. – 214 с.
2. Агроклиматические ресурсы территории. Курганской область. Л., // Гидрометеоздат, 1977
3. Алешина О. А. Зооиндикаторы в системе регионального экологического мониторинга Тюменской области: методика использования / О. А. Алешина, С. Н. Гашев, М. Ю. Гордеева, А. В. Ермолаева, А. Ю. Левых, В. В. Плеханова, А. В. Соромотин, В. А. Столбов, А. В. Толстиков, Д. В. Усламин. – Тюмень: Изд-во ТГУ, 2015. – 132 с.
4. Алешина О. А., Катанаева В. Г. Распределение и организация макрозообентоса в солоноватых озерах лесостепного Приишимья // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. – 2010. – № 7. – С. 66-75.
5. Атлас Тюменской области. Вып. 1. М.-Тюмень: ГУГК, 1971. 27 л.
6. Белецкая Н. П. Генетическая классификация озерных котловин Западно-Сибирской равнины // Геоморфология. – 1987. – № 1. – С. 50–58.
7. Белов Н. П., Лобова Е. В. Почвы и воды Кулундинской степи.// Тр. СОПС, ч. 3. – 1935.– Вып. 10. – С. 127-284.
8. Веснина Л. В. Водоемы Алтайского края: биологическая продуктивность и перспективы использования / Л. В. Веснина, В. Б. Журавлев, В. А. Новоселов, З. И. Новоселова, А. А. Ростовцев, В. П. Соловов, Т. Л. Струденикина. – Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1999. – 284 с
9. Водопьянова С. Г. Морфометрия и морфология озер южных районов Западной Сибири// Закономерности развития рельефа Северной Азии. – Новосибирск: Наука, 1982.– С.62–72.
10. Гаськова О.Л., Состав рассолов и минеральная зональность донных отложений содовых озер Кулундинской степи (Западная Сибирь) / О. Л. Гаськова,

В. Д. Страховенко, Е. А. Овдина // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. № 10. – С. 1514-1527.

11. Геблер И. В. Петуховские содовые озера // Известия ТПУ. – 1927. – №1-6. – С. 47–60.

12. Геология СССР. Том 14. Западная Сибирь (Алтайский край, Кемерово, Новосибирская, Омская и Томская области). Книга 2. Полезные ископаемые. под ред. Бгатов В.И., Кузнецов В.А., Мягков И.М., Селятицкий Г.А. // Недра, Москва, 1982 г., 196 стр., УДК: 550+553.06 (925.11)

13. Герасимов И. П. Материалы к геоморфологии Кулундинской степи // Кулундинская экспедиция АН СССР. 1931-1933 г.г. – М., 1935. – Ч. 3. – С. 9-33.

14. Герасимов И. П., Иванова Е. Н. Процессы континентального соленакопления в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи // Труды Почвенного института. – 1934. – Вып. 9. – С.101–136.

15. Глушкова Н. В. Картографирование и мониторинг процессов аридизации на юге Западно-Сибирской равнины / Н. В. Глушкова, Д. А. Чупина, Д. В. Пчельников, И. И. Болдырев, Н. А. Селятицкая // География и природные ресурсы. – 2016. – № 1. – С. 133–140.

16. Ермолаев В.И., Визер Л.С. Современное экологическое состояние озера Чаны (Западная Сибирь). // География и природные ресурсы. – 2010. – № 2. – С. 40–46.

17. Жданова А. Н. Отражение изменений климата голоцена в минералогии донных осадков ярковского плеса озера Чаны (юг Западной Сибири) / А. Н. Жданова, Э. П. Солотчина, П. А. Солотчин, С. К. Кривоногов, И. В. Даниленко // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. № 6. – С. 856-868.

18. Жилич С. В. Реконструкция ландшафтов в районе озера Эбейты (Омская область) по палинологическим данным за последние 28 тысяч лет / С. В. Жилич, С. К. Кривоногов, Е. В. Пархомчук, М. Н. Колпакова, О. С. Наймушина // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – 2018. – Т. 24. – С. 91-95.

19. Иванова Е. Н. Почвы и соленакопление в озерах ленточных боров // Труды Сов. по изуч. прип. ресурсов (СОПС). – М.-Л.: Изд. АН СССР, 1935. – Серия Сиб. Вып. 10. Ч. 3. – С. 34-56.
20. Исаченко Б. Л. Хлористые, сульфатные и содовые озёра Кулундинской степи и биогенные процессы в них // Исаченко Б.Л. Избранные труды. – М.-Л.: Изд АН СССР, 1951. – С. 143–162.
21. Исупов В. П. Уран в минерализованных озерах Алтайского края / В. П. Исупов, М. Н. Колпакова, С. В. Борзенко, С. С. Шацкая, С. Л. Шварцев, А. П. Долгушин, Г. М. Арзамасова, Н. З. Ляхов // Доклады Академии наук. – 2016. – Т. 470. – № 5. – С. 566-569.
22. Катанаева В. Г. Динамика ионного состава вод и общие закономерности гидрохимического режима озер лесостепного Приишимья / В. Г. Катанаева, С. И. Ларин, А. В. Селянин // Вестник Тюменского государственного университета. – 2005. – № 1. – С. 146-159.
23. Катанаева В. Г., Селянин А. В. Гидрохимические показатели состояния вод озер лесостепного правобережного Приишимья // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. – 2010. – № 7. – С. 202-209.
24. Колпакова М. Н. Гидрохимия и геохимическая типизация соленых озер степной части Алтайского края / М. Н. Колпакова, С. В. Борзенко, В. П. Исупов, С. С. Шацкая, С. Л. Шварцев // Вода: химия и экология. – 2015. – № 1 (79). – С. 11–16.
25. Колпакова М. Н. Озеро Эбейты, Россия: химико-органический и минеральный состав воды и донных отложений / М. Н. Колпакова, О. Л. Гаськова, О. С. Наймушина, С. К. Кривоногов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2018. – Т. 329. № 1. – С. 111-123.
26. Компанцева Е. И. Первичная продукция органического вещества и фототрофные сообщества в содовых озерах Кулундинской степи (Алтайский край) / Е. И. Компанцева, А. В. Комова, И. И. Русанов, Н. В. Пименов, Д. Ю. Сорокин // Микробиология. – 2009. – Т. 78. № 5. – С. 709-715.

27. Компанцева Е. И. Сообщества аноксифотобактерий в соленых содовых озерах Кулундинской степи (Алтайский край) / Е. И. Компанцева, А. В. Комова, Д. Ю. Сорокин // Микробиология. – 2010. – Т. 79. № 1. – С. 96-102.
28. Крупская В.В., Крылов А.А., Соколов В.Н. Глинистые минералы как индикаторы условий осадконакопления на рубежах мел-палеоцен-эоцен на хребте Ломоносова (северный ледовитый океан) // Проблемы Арктики и Антарктики, издательство Государственный научный центр Российской Федерации "Арктический и антарктический научно-исследовательский институт" Федеральной служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Санкт-Петербург), № 2 (88), с. 23-35
29. Ласточкин А. Н. Роль неотектоники в распределении и морфологии озер севера Западно-Сибирской равнины // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. – 1969. – № 5. – С. 79.
30. Лебедева (Верба) М. П. Особенности химико-минералогического состава солей в сорowych солончаках и озерах Кулундинской степи / М. П. Лебедева (Верба), О. В. Лопухина, Н. В. Калинина // Почвоведение. – 2008. – № 4. – С. 467-480.
31. Лезин В. А. Озера Тюменской области // Большая Тюменская энциклопедия. – Т. 2. – Тюмень, 2004. – С. 385–387.
32. Леонова Г. А. Геохимическая характеристика современного состояния соляных озер Алтайского края / Г. А. Леонова, В. А. Бобров, А. А. Богуш, В. А. Бычинский, Г. Н. Аношин // Геохимия. – 2007. – №10. – С. 1114–1128.
33. Лямина В. А. Использование методов ГИС и ДЗ для мониторинга площади озер и солончаков на территории юга Западной Сибири / В. А. Лямина, Н. В. Глушкова, Е. Н. Смоленцева, И. Д. Зольников // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. – 2010. – Т.4, № 2. – С.3-7.
34. Мальцев А. Е., Леонова Г. А., Бобров В. А., Кривоногов С. К., Мирошниченко Л. В., Восель Ю. С., Мельгунов М. С. Геохимия карбонатных



осадков малых озер юга Западной Сибири на примере голоценового разреза оз. Иткуль // Геология и геофизика – 2020. – т. 61. – № 3. – С. 378-399.

35. Манасыпов Р.М. Биогеохимические особенности экосистем термокарстовых озер субарктики Западной Сибири: дис. канд. биол. Наук 03.02.08 утв. 5.12.2013 / Манасыпов Ринат Мратович – Томск 2013

36. Муравлев Г. Г. Малые озера Казахстана (Ресурсы и использование в сельскохозяйственном производстве) / Г. Г. Муравлев. – Алма-Ата: изд. «Кайнар», 1973. – 180 с.

37. Николаенко С. А. Распределение гидрофитов озер Тоболо-Ишимской лесостепи по градиенту минерализации // Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения. – 2010. – № 10. – С. 193-196.

38. Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи / Ю. П. Никольская. – Новосибирск: Наука, 1961. – 180 с.

39. Новохатин В. В., Шепелева Н. А. Картографический метод в анализе динамики состояния озерных экосистем территории водно-болотных Тоболо-Ишимской лесостепи // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. – 2013. – № 4. – С. 154-160.

40. Особенности минерального состава низкопроницаемых кремнисто-глинистых пород-коллекторов берёзовской свиты севера Западной Сибири / Л. Г. Ананьева, А. А. Дорошенко, С. С. Ильенок [и др.] // Известия Томского политехнического университета [Известия ТПУ]. Инжиниринг георесурсов. — 2021. — Т. 332, № 12. — С. 114-123.

41. Поползин А. Г. Озера юга Обь-Иртышского бассейна (Зональная комплексная характеристика) / А. Г. Поползин. – Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1967. – 350 с.

42. Романов Р. Е., Николаенко С. А. Харовые водоросли ( Streptophyta: charales) южных районов Тюменской области // Бюллетень Брянского отделения Русского ботанического общества. – 2014. – № 2 (4). – С. 9-17.

43. Савченко Н. В. Озера южных равнин Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – 297 с.
44. Самылина О. С Альго-бактериальные сообщества содовых озер Кулундинской степи (Алтайский край, Россия) / О. С. Самылина, Ф. В. Сапожников, О. Ю. Гайнанова, А. В. Рябова, М. А. Никитин, Д. Ю. Сорокин // Микробиология. – 2015. – Т. 84. № 1. – С. 107–119.
45. Самылина О. С Участие альго-бактериального сообщества в формировании современных строматолитов в Петуховском содовом озере (Алтайский край) / О. С. Самылина, Л. В. Зайцева, М. А. Синетова // Палеонтологический журнал. – 2016. – № 6. – С. 92–101.
46. Сапожников Д. Г., Современные осадки и геология озера Балхаш / Труды института геологических наук. Выпуск 132. Геологическая серия. Современные осадки и геология озера Балхаш. ред. Страхов Н.М., Шатский Н.С. // Издательство Академии наук СССР, Москва, 1951 г., 218 стр.
47. Сафатов А. С. Мониторинг концентраций органического /неорганического углерода и суммарного белка в аэрозоле приземного слоя атмосферы юга Западной Сибири / Сафатов А. С., Г. А. Буряк, С. Е. Олькин, И. К. Резникова, В. И. Макаров, С. А. Попова // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2014. – Т. 4. № 1. – С. 157-162.
48. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Склярова О.А., Ухова Н.Н. Голоценовая осадочная летопись озера Большое Алгинское, Западное Забайкалье: связь с палеоклиматом // ДАН, 2013, т. 449, № 1, с. 80—86.
49. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Солотчин П.А., Вологина Е.Г., Столповская В.Н., Склярова О.А., Ухова Н.Н. Реконструкция климата голоцена на основе карбонатной осадочной летописи малого соленого озера Верхнее Белое (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1756—1775.
50. Солотчина Э.П., Склярв Е.В., Страховенко В.Д., Солотчин П.А., Склярова О.А. Минералогия и кристаллохимия карбонатов современных осадков

малых озер Приольхонья (Байкальский регион) // ДАН, 2015, т. 461, № 5, с. 579—585.

51. Справочно-информационный портал "Погода и климат" // Поддержка проекта - Константин Казаков. / <http://www.pogodaiklimat.ru/> 2004-2023

52. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Том 2. Закономерности состава и размещения гумидных отложений / Н. М. Страхов. – М.: Изд. АН СССР, 1960. – 586 с.

53. Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шишова Е.С. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, 791 с.

54. Страховенко В. Д. Геохимическая оценка сапропелевых отложений малых озер Обь-Иртышского междуречья / В. Д. Страховенко, О. П. Таран, Н. И. Ермолаева // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 10. – С. 1466–1477.

55. Страховенко В. Д. Геохимическая характеристика сапропелей Новосибирской области / В. Д. Страховенко, Н. А. Росляков, А. И. Сысо, Н. И. Ермолаева, Е. Ю. Зарубина, О. П. Таран, А. В. Пузанов // Водные ресурсы. – 2016. – Т. 43. № 3. – С. 336–344.

56. Страховенко В. Д. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири: дис. ... д-ра геол.-мин. наук / В. Д. Страховенко. – Новосибирск, 2011. – 306 с.

57. Токарь О. Е. Состав гидромакрофитов водоемов северо-восточной части Курганской области // Самарский научный вестник. – 2018. – Т. 7. № 2 (23). – С. 120-125.

58. Токарь О. Е., Николаенко С. А. Оценка экологического состояния водных объектов Ишимского района по данным фитоиндикации и прямого гидрохимического анализа // Вестник Тамбовского университета. Серия: Естественные и технические науки. – 2014. – Т. 19. № 5. – С. 1573-1576.

59. Филонец П. П. Озера Северного, Западного и Восточного Казахстана [Текст] (Справочник) / П. П. Филонец, Т. Р. Омаров; Гл. упр. гидрометеорол.

службы при Совете Министров СССР. Каз. науч.-исслед. гидрометеорол. ин-т. Сектор географии АН КазССР. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. – 138 с.

60. Фолитарек С. С. Гидрологическая изученность озер Западной Сибири и пути повышения их хозяйственного использования / С. С. Фолитарек, И. В. Вострякова, В. А. Понько // Состояние и перспективы изучения водных ресурсов Западной Сибири. – М., 1976. – С. 46–57.

61. Шварцев С. Л. Геохимия и формирование состава соленых озер Западной Монголии / С. Л. Шварцев, М. Н. Колпакова, В. П. Исупов, А. Г. Владимиров, С. Ариунбилэг // Геохимия. – 2014. – № 5. – С. 432.

62. Шляпников Д. С. Минеральные компоненты донных отложений озер Урала / Д. С. Шляпников, И. Г. Демчук, П. В. Окунев. – Свердловск: Издательство уральского университета, 1990. – 104 с.

63. Юхнева В. С. Донные отложения и кислородный режим озер / В. С. Юхнева, В. И. Уварова // Тез. докл. к науч.-практ. конф. СибрыбНИИпроект по развитию Тюменского рыбохозяйственного комплекса. – Тюмень, 1975. – С. 106–107.

64. Al Disi Z. A. Evidence of a role for aerobic bacteria in high magnesium carbonate formation in the evaporitic environment of Dohat Faishakh Sabkha in Qatar / Z. A. Al Disi, S. Jaoua, T. R. R. Bontognali, E. S. M. Attia, H. A. A. S. Al-Kuwari, N. Zouari // *Frontiers in Environmental Science*. – 2017. – Vol. 5., no. 1. – doi: 10.3389/fenvs.2017.00001.

65. Aladin N.V., Plotnikov I.S. Large saline lakes of former USSR: a summary review // *Hydrobiologia*. – 1993. – Vol. 267. – P. 1–12.

66. Alonso-Zarza A. M., Martín-Pérez A. Dolomite in caves: Recent dolomite formation in oxic, non-sulfate environments. Castañar Cave, Spain // *Sedimentary Geology*. – 2008. – Vol. 205, no. 3. – P. 160–164.

67. Alonso-Zarza M., Wright V.P. Chapter 5 Calcretes // *Developments in Sedimentology*. – 2010. – Vol. 61. – P. 225–267.

68. Angel R. Activation of methanogenesis in arid biological soil crusts despite the presence of oxygen / R. Angel, D. Matthies, R. Conrad // *PLoS One*. – 2011. – Vol. 6, no. 5. – e20453.
69. Angel R. Methanogenic archaea are globally ubiquitous in aerated soils and become active under wet anoxic conditions / R. Angel, P. Claus, R. Conrad // *The ISME Journal*. – 2012. – Vol. 6. – P. 847–862.
70. Arvidson R. S. 9.3: Formation and Diagenesis of Carbonate Sediments / R. S. Arvidson, J. W. Morse // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. – Elsevier Science, 2014. – P. 61–101.
71. Azzaro E. Geochemical and mineralogical studies of Lake Specchio de Venere, Pantelleria Island, Italy / E. Azzaro, F. Badalamenti, G. Dongarra, S. Hauser // *Chemical Geology*. – 1983. – Vol. 40. – P. 149–165.
72. Baker P. A., Burns, S. J. Occurrence and formation of dolomite in organic-rich continental margin sediments // *AAPG Bulletin*. – 1985. – Vol. 69, no. 11. – P. 1917–1930.
73. Baker P. A., Kastner M. Constraints on the formation of sedimentary dolomite // *Science*. – 1981. – Vol. 213. – P. 214–216.
74. Baldermann A. The role of bacterial sulfate reduction during dolomite precipitation: implications from Upper Jurassic platform carbonates / A. Baldermann, A. P. Deditius, M. Dietzel, V. Fichtner, C. Fischer, D. Hippler, A. Leis, C. Baldermann, V. Mavromatis, C. P. Stickler, H. Strauss // *Chemical Geology*. – 2015. – Vol. 412. – P. 1–14.
75. Balland-Bolou-Bi C. Increased Mg release rates and related Mg isotopic signatures during bacteria-phlogopite interactions / C. Balland-Bolou-Bi, E. B. Bolou-Bi, N. Vigier, C. Mustin, A. Poszwa // *Chemical Geology*. – 2019. – Vol. 506. – P. 17–28.
76. Bansal S. Temperature and hydrology affect methane emissions from prairie pothole wetlands / S. Bansal, B. Tangen, R. Finocchiaro // *Wetlands*. – 2016. – Vol. 36. – P. 371–381.

77. Bastviken D. Freshwater methane emissions offset the continental carbon sink / D. Bastviken, L. Tranvik, J. A. Downing, P. M. Crill, A. Enrich-Prast // *Science*. – 2011. – Vol. 331, no. 6013. – P. 50.
78. Bathurst R. G. C. *Carbonate Sediments and Their Diagenesis*, 2nd ed. (Developments in Sedimentology) / R. G. C. Bathurst. – Amsterdam: Elsevier, 1975. – 658 p.
79. Biddanda B. A. Global significance of the changing freshwater carbon cycle // *Eos*. – 2017. – Vol. 98. – <https://doi.org/10.1029/2017EO069751>.
80. Bontognali T. R. R. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates) / T. R. R. Bontognali, C. Vasconcelos, R. J. Warthmann, S. M. Bernasconi, C. Dupraz, C. J. Strohmenger, J. A. Mckenzie // *Sedimentology*. – 2010. – Vol. 57, no. 3. – P. 824–844.
81. Boros E. Chemical composition and trophic state of shallow saline steppe lakes in central Asia (North Kazakhstan) / E. Boros, L. Jurecska, E. Tatár, L. Vörös, M. Kolpakova // *Environmental Monitoring and Assessment*. – 2017. – Vol. 189. – P. 546.
82. Borzenko S. V. Distribution of rare earth elements in waters and bottom sediments of mineralized lakes in the eastern Transbaikal region (Russia) / S. V. Borzenko, L. V. Zamana, O. V. Zarubina // *Lithology and Mineral Resources*. – 2017. – Vol. 52. – P. 263–277.
83. Brady P. V. Surface complexation clues to dolomite growth / P. V. Brady, J. L. Krumhansl, H. W. Papenguth // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1996. – Vol. 60. – P. 727–731.
84. Butman D. Aquatic carbon cycling in the conterminous United States and implications for terrestrial carbon accounting / D. Butman, S. Stackpoole, E. Stets, C. P. McDonald, D. W. Clow, R. G. Striegl // *PNAS*. – 2015. – Vol. 113, no. 1. – P. 58–63.
85. Cavagna S. The role of bacteria in the formation of cold seep carbonates: Geological evidences from Monferrato (Tertiary, NW Italy) / S. Cavagna, P. Clari, L. Martire // *Sedimentary Geology*. – 1999. – Vol. 126. – P. 253–270.



86. Clayton R. N. Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions / R. N. Clayton, B. F. Jones, R. A. Berner // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1968. – Vol. 32. – P. 415–432.
87. Cole J. Plumbing the global carbon cycle: Integrating inland waters into the terrestrial carbon budget / J. Cole, Y. T. Prairie, N. Caraco, W. H. McDowell, L. Tranvil, R. G. Striegl, C. M. Duarte, P. Kortelainen, J. A. Downing, J. J. Middelburg, J. Melack // *Ecosystems*. – 2007. – Vol 10, no. 1. – P. 171–184.
88. Comín F. A. Limnology of Gallocanta lake, Aragón, Northeastern Spain / F. A. Comín, M. Alonso, P. Lopez, M. Comelles // *Hydrobiologia*. – 1983. – Vol. 105. – P. 207–221.
89. Corzo A. Carbonate mineralogy along a biogeochemical gradient in recent lacustrine sediments of Gallocanta Lake (Spain) / A. Corzo, A. Luzon, M. J. Mayayo, S. A. van Bergeijk, P. Mata, J. García de Lomas // *Geomicrobiology Journal*. – 2005. – Vol. 22, no. 6. – P. 283–298.
90. Deelman J. C. Low-temperature formation of dolomite and magnesite: A comprehensive revision, version 2.3 / J. C. Deelman. – Eindhoven, 2011. – 482 p.
91. Deelman J. C. Low-temperature nucleation of magnesite and dolomite // *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*. – 1999. – Vol. 7. – P. 289–302.
92. Deng S. Microbial dolomite precipitation using sulfate reducing and halophilic bacteria: results from Qinghai Lake, Tibetan Plateau, NW China / S. Deng, H. Dong, G. Lv, H. Jiang, B. Yu, M. E. Bishop // *Chemical Geology*. – 2010. – Vol. 278, no. 3–4. – P. 151–159.
93. Deocampo D. M. 7.13: Geochemistry of Saline Lakes / D. M. Deocampo, B. F. Jones // *Treatise on Geochemistry (Second Edition)*. – Elsevier Science, 2014. – P. 437–469.
94. Deocampo D. M. Chapter 1 Geochemistry of continental carbonates // *Developments in Sedimentology*. – 2010. – Vol. 62. – P. 1–59.

95. Díaz-Hernández J. L. Isotopic evidence for dolomite formation in soils / J. L. Díaz-Hernández, A. Sanchez-Navas, E. Reyes // *Chemical Geology*. – 2013. – Vol. 347. – P. 20–33.
96. Downing J. A. Emerging global role of small lakes and ponds: Little things mean a lot // *Limnetica*. – 2010. – Vol. 29, No. 1. – P. 9–24.
97. Downing J. A. Global limnology: up-scaling aquatic services and processes to the planet Earth // *Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie: Verhandlungen*. – 2009. – Vol. 30. – P. 1149–1166.
98. Downing J. A. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments / J. A. Downing, Y. T. Prairie, J. J. Cole, C. M. Duarte, L. J. Tranvik, R. G. Striegl, W. H. McDowell, P. Kortelainen, N. F. Caraco, J. M. Melack, J. J. Middelburg // *Limnology and Oceanography*. – 2006. – Vol. 51, no. 5. – P. 2388-2397.
99. Duarte C. M., Prairie Y. T. Prevalence of heterotrophy and atmospheric CO<sub>2</sub> emissions from aquatic ecosystems // *Ecosystems*. – 2005. – Vol. 8. – P. 862 – 870.
100. Finlay K. Regulation of spatial and temporal variability of carbon flux in six hard-water lakes of the northern Great Plains / K. Finlay, P. R. Leavitt, B. Wissel, Y. T. Prairie // *Limnology and Oceanography*. – 2009. – Vol. 54. – P. 2553-2564.
101. Fromin N. Impact of seasonal sediment desiccation and rewetting on microbial processes involved in greenhouse gas emissions / N. Fromin, G. Pinay, B. Montuelle, D. Landais, J. M. Ourcival, R. Joffre, R. Lensi // *Ecohydrology*. – 2010. – Vol. 3. – P. 339–348.
102. Given R. K., Wilkinson B. H. Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation // *Journal of Sedimentary Research*. – 1987. – Vol. 57, no. 6. – P. 1068–1078.
103. Goldhaber M. B. Controls on the geochemical evolution of prairie pothole region lakes and wetlands over decadal time scales / M. B. Goldhaber, C. T. Mills, D. M. Mushet, B. B. McCleskey, J. Rover // *Wetlands*. – 2016. – Vol. 36 (Suppl 2). – S255–S272.

104. Goldhaber M. B. Hydrogeochemistry of prairie pothole region wetlands: Role of long-term critical zone processes / M. B. Goldhaber, C. T. Mills, J. M. Morrison, C. A. Stricker, D. M. Mushet, J. W. LaBaugh // *Chemical Geology*. – 2014. – Vol. 387. – P. 170-183.
105. Gunatilaka A. The dolomite problem in the light of recent studies // *Modern Geology*. – 1987. – Vol. 11. – P. 311-324.
106. Hammer U. T. *Saline Lake Ecosystems of the World* / U. T. Hammer. – Springer Dordrecht, 1986. – 616 p.
107. Han Z. The significant roles of Mg/Ca ratio, Cl<sup>-</sup> and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> in carbonate mineral precipitation by the halophile *Staphylococcus epidermis* Y2 / Z. Han, W. Yu, H. Zhao, Y. Zhao, M. E. Tucker, H. Yan // *Minerals*. – 2018. – Vol. 8. – P. 594.
108. Haque A. Hydroclimatic influences and physiographic controls on phosphorus dynamics in prairie pothole wetlands / A. Haque, G. Ali, M. Macrae, P. Badiou, D. Lobb // *Science of The Total Environment*. – 2018. – Vol. 645. – P. 1410-1424.
109. Hardie L. A. Dolomitization: a critical view of some current views // *Journal of Sedimentary Research*. – 1987. – Vol. 57. – P. 166-183.
110. Holgerson M. A., Raymond P. A. Large contribution to inland water CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> emissions from very small ponds // *Nature Geoscience*. – 2016. – Vol. 9. – P. 222–226.
111. Holland H. D., Zimmerman H. The dolomite problem revisited // *International Geology Review*. – 2000. – Vol. 42. – P. 481–490.
112. Holloway J. A. Carbon and nitrogen biogeochemistry of a Prairie Pothole wetland, Stutsman County, North Dakota, USA / J. M. Holloway, M. B. Goldhaber, C. T. Mills // *Applied Geochemistry*. – 2011. – Vol. 26. – P. S44-S47.
113. Hotchkiss E. R. Sources of and processes controlling CO<sub>2</sub> emissions change with the size of streams and rivers / E. R. Hotchkiss, R. O. Hall Jr, R. A. Sponseller, D. Butman, J. Klaminder, H. Laudon, M. Rosvall, J. Karlsson // *Nature Geoscience*. – 2015. – Vol. 8. – P. 696–699.

114. Houghton R. A. Balancing the Global Carbon Budget // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2007. – Vol. 35. – P. 313–347.
115. Hussain M., Warren J. K. Dolomitization in a sulfate-rich environment: Modern example from Salt Flat Sabkha (dried playa lake) in west Texas-New Mexico // *Carbonates and Evaporites*. – 1988. – Vol. 3. – P. 165–173.
116. Jin K. R., Ji Z. G. An integrated environment model for a constructed wetland Hydrodynamic and transport processes // *Ecological Engineering*. – 2015. – Vol. 84. – P. 416–426.
117. Jones B. F. The hydrology and mineralogy of Deep Spring Lake, Inyo County, California // *USGS Professional Paper 502-A*, 56. – 1965. – P. 44.
118. Jones B. F. Zoning of saline minerals at Deep Spring Lake, California // *USGS PP 424-B*. Article 83. – 1961. –B199-B202.
119. Juutinen S. Methane dynamics in different boreal lake types / S. Juutinen, M. Rantakari, P. Kortelainen, J. T. Huttunen, T. Larmola, J. Alm, J. Silvola, P. J. Martikainen // *Biogeosciences*. – 2009. – Vol. 6. – P. 209-223.
120. Kawabata Y. A demineralization mechanism for Lake Balkhash / Y. Kawabata, T. Tsukatani, Yu. Katayama // *International Journal of Salt Lake Research*. – 1999. – Vol. 8. – P. 99–112.
121. Kenward P. A. Ordered low-temperature dolomite mediated by carboxyl-group density of microbial cell walls / P. A. Kenward, D. A. Fowle, R. H. Goldstein, M. Ueshima, L. A. González, J. A. Roberts // *AAPG Bulletin*. – 2013. – Vol. 97. – P. 2113–2125.
122. Kirpotin S. West Siberian palsa peatlands: distribution, typology, cyclic development, present day climate-driven changes, seasonal hydrology and impact on CO<sub>2</sub> cycle / S. Kirpotin, Y. Polishchuk, N. Bryksina, A. Sugaipova, A. Kouraev, E. Zakharova, O. S. Pokrovsky, L. Shirokova, M. Kolmakova, R. Manassypov, B. Dupre // *International Journal of Environmental Studies*. – 2011. – Vol. 68. – P. 603–623.
123. Kolpakova M. N., Naymushina O. S. Zonal features of bog and lake water chemistry along a transect from boreal to arid landscapes in the south of Western Siberia,

Russia // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium, WMESS 2016. – 2016. – C. 022025.

124. Komova A. Chemical and biological features of the saline lake Krasnovishnevoe (Baraba, Russia) in comparison with lake Malinovoe (Kulunda, Russia): a reconnaissance study / A. Komova, A. Melnikova, Z. Namsaraev, R. Romanov, V. Strakhovenko, E. Ovdina, N. Ermolaeva // *Journal of Oceanology and Limnology*. – 2018. – Vol. 36, no. 6. – P. 1993-2001.

125. Kortelainen P. Content of total organic carbon in Finnish lakes and its relationship to catchment characteristics // *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*. – 1993. – Vol. 50. – P. 1477–1483.

126. Land L. S. Failure to precipitate dolomite at 25 degrees C from dilute solution despite 1000-fold oversaturation after 32 years // *Aquatic Geochemistry*. – 1998. – Vol. 4. – P. 361–368.

127. Lapshina E. D., Pologova N. N. Carbon accumulation // *Carbon accumulation and Atmospheric Exchange by West Siberian Peatlands*. – Utrecht-Tomsk, 2001. – P. 50-72.

128. Last F. M. Modern and Holocene dolomite formation: Manito Lake, Saskatchewan, Canada / F. M. Last, W. M. Last, N. M Halden. // *Sedimentary Geology*. – 2012. – Vol. 281. – P. 222–237.

129. Last F. M., Last W. M. Lacustrine carbonates of the northern Great Plains of Canada // *Sedimentary Geology*. – 2012. – Vol. 277–278. – P. 1–31.

130. Last W. M. Lacustrine dolomite—an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences // *Earth-Science Reviews*. – 1990. – Vol. 27. No. 3. – P. 221–263.

131. Last W. M., Slezak L. A. The salt lakes of western Canada: a paleolimnological overview // *Hydrobiologia*. – 1988. – Vol. 158. – P. 301-316.

132. Laurion I. Variability in greenhouse gas emissions from permafrost thaw ponds / I. Laurion, W. F. Vincent, S. MacIntyre, L. Retamal, C. Dupont, P. Francus, R. Pienitz // *Limnology and Oceanography*. – 2010. – Vol. 55. – P. 115–133.

133. Leibowitz S. G. Temporal connectivity in a prairie pothole complex / S. G. Leibowitz, K. C. Vining // *Wetlands*. – 2003. – Vol. 23, No. 1. – P. 13–25.
134. Levy Z. F. Using halogens (Cl, Br, I) to understand the hydrogeochemical evolution of drought-derived saline porewater beneath a prairie Wetland / Z. F. Levy, C. T. Mills, Z. Lu, M. B. Goldhaber, D. O. Rosenberry, D. M. Mushet, L. K. Lautz, X. Zhou, D. I. Siegel // *Chemical Geology*. – 2018. – Vol. 476. – P. 191–207.
135. Li H.-Y. The Pretreatment of Micro-Polluted Source Water through Phototrophic Biofilms under Variant Light Conditions / H.-Y. Li, R. Xu, T.-F. Liu, Z.-X. Hu // *Water*. – 2023. – Vol. 15. – P. 621.
136. Lindtke J. Authigenesis of native sulphur and dolomite in a lacustrine evaporitic setting (Hellín basin, Late Miocene, SE Spain) / J. Lindtke, S. B. Ziegenbalg, B. Brunner, J. M. Rouchy, C. Pierre, J. Peckmann // *Geological Magazine*. – 2011. – Vol. 148, no. 4. – P. 655–669.
137. López-Bellido R. J. Carbon sequestration by tillage, rotation, and nitrogen fertilization in a mediterranean vertisol / R. J. López-Bellido, J. M. Fontán, F. J. López-Bellido, L. López-Bellido // *Agronomy Journal*. – 2010. – Vol. 102. – P. 310–318.
138. Luo H.-R., Smith L. M. Sources of recently deposited sediments in playa wetlands // *Wetlands*. – 1999. – Vol. 19. No. 1. – P. 176-181.
139. Machel H.-G., Mountjoy E. W. Chemistry and environments of dolomitization-a reappraisal // *Earth-Science Reviews*. – 1986. – Vol. 23. – P. 175–222.
140. Martin D. B., Hartman W. A. The effect of cultivation on sediment composition and deposition in prairie pothole wetlands // *Water, Air, and Soil Pollution*. – 1987. – Vol. 34. – P. 45–53.
141. Martin J. B. Carbonate minerals in the global carbon cycle // *Chemical Geology*. – 2017. – Vol. 449. –P. 58–72.
142. Mills C. T. Using stable isotopes to understand hydrochemical processes in and around a Prairie Pothole wetland in the Northern Great Plains, USA // C. T. Mills, M. B. Goldhaber, C. A. Stricker, J. M. Holloway, J. M. Morrison, K. J. Ellefsen, D. O. Rosenberry, R. S. Thurston // *Applied Geochemistry*. – 2011. – Vol. 26. – P. S97–S100.



143. Mizota C. Stable isotope characterization of fluids from the Lake Chany complex, western Siberia, Russian Federation / C. Mizota, H. Doi, E. Kikuchi, S. Shikano, T. Kakegawa, N. Yurlova, A. K. Yurlov // *Applied Geochemistry*. – 2009. – Vol. 24. – P. 319–327.
144. Morrow D. W. Diagenesis, I. Dolomite-part I: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation // *Geoscience Canada*. – 1982. – Vol. 9. – P. 5-13.
145. Muir M. The Coorong model for penecontemporaneous dolomite formation in the middle Proterozoic McArthur Group, Northern Territory, Australia / M. Muir, D. Lock, C.C. von der Borch // *Concepts and Models of Dolomitization*. – *Sot. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 1980. – Vol. 28. – P. 51-67.
146. Muller G. High-magnesian calcite and protodolomite in Lake Balaton (Hungary) sediments // *Nature*. – 1970. – Vol. 226. – P. 749–750.
147. Muller G., Wagner F. Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man // *Modern and Ancient Lake Sediments. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 1978. – P. 57-81.
148. Ovdina E. A. Authigenic calcite-dolomite series carbonates of lacustrine bottom sediments: morphology, geochemistry, and mineralogy (south of Western Siberia) / E. A. Ovdina, V. D. Strakhovenko, E. P. Solotchina // *Limnology and Freshwater Biology*. – 2020. – Vol. 4. – P. 544-545.
149. Peterson M. N. A. Growth of dolomite crystals / M. N. A. Peterson, C. C. von der Borch, G. S. Bien // *Am. J. Sci., American Journal of Science*. – 1965. – Vol. 264. – P. 257–272.
150. Peterson M. N. A. Radiocarbon studies of recent dolomite from Deep Springs Lake, California / M. N. A. Peterson, G. S. Bein, R. A. Berner // *Journal of Geophysical Research*. – 1963. – Vol. 68. – P. 6493–6505.
151. Petrash D. A. Microbially catalyzed dolomite formation: from near-surface to burial / D. A. Petrash, O. M. Bialik, T. Bontognali, C. Vasconcelos, J. A. Roberts, J.

A. McKenzie, K. O Konhauser // *Earth-Science Reviews*. – 2017. – Vol. 171. – P. 558–582.

152. Phillips F. M. An oxygen-18 record of lake-level fluctuations at Searles Lake, California, for the entire Quaternary / F. M. Phillips, A. R. Campbell, C. V. Kruger, R. M. Roberts, G. I. Smith // *Geological Society of America Abstracts with Programs*. – 1989. – Vol. 21. – A210.

153. Pina C. M. The Dolomite Problem: A Matter of Time / C. M. Pina, C. Pimentel, Á. Crespo // *ACS Earth and Space Chemistry*. – 2022. – Vol. 6, no. 6. – P. 1468-1471.

154. Piper A. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses // *Transactions, American Geophysical Union*. – 1944. – Vol. 25, no. 6. – P. 914–928.

155. Pokrovsky B. G. Covariation of Mg and C isotopes in Late Precambrian carbonates of the Siberian Platform: a new tool for tracing the change in weathering regime / B. G. Pokrovsky, V. Mavromatis, O. S. Pokrovsky // *Chemical Geology*. – 2011. – Vol. 290. – P. 67–74.

156. Pokrovsky O. S. Effect of permafrost thawing on organic carbon and trace element colloidal speciation in the thermokarst lakes of western Siberia / O. S. Pokrovsky, L. S. Shirokova, S. N. Kirpotin, S. Audry, J. Viers, B. Dupré // *Biogeosciences*. – 2011. – Vol. 8. – P. 565–583.

157. Pokrovsky O. S., Savenko V. S. Experimental modeling of CaCO<sub>3</sub> precipitation at the conditions of photosynthesis in seawater. *Oceanology*. – 2007. – Vol. 35, no.6. – P. 805–810.

158. Power I.M., Kenward P.A., Dipple G.M., M. Raudsepp Room temperature magnesite precipitation *Cryst. Growth Des.*, 17 (2017), pp. 5652-5659

159. Power IM, Harrison AL, Dipple GM, Wilson SA, Barker SL, & Fallon SJ (2019). Magnesite formation in playa environments near Atlin, British Columbia, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 255, 1–24.

160. Preston T. M. Sediment accretion rates and sediment composition in Prairie Pothole wetlands under varying land use practices, Montana, United States / T. M. Preston, R. S. Sojda, R. A. Gleason // *Journal of Soil and Water Conservation*. 2013. – Vol. 68, no. 3. – P. 199-211
161. Qiu X. High salinity facilitates dolomite precipitation mediated by *Haloferax volcanii* DS52 / X. Qiu, H. Wang, Y. Yao, Y. Duan // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2017. – Vol. 472. – P. 197–205.
162. Raymond P. A. Global carbon dioxide emissions from inland waters / P. A. Raymond, J. Hartmann, R. Lauerwald, S. Sobek, C. McDonald, M. Hoover, D. Butman, R. Striegl, E. Mayorga, C. Humborg, P. Kortelainen, H. Dürr, M. Meybeck, P. Ciais, P. Guth // *Nature*. – 2013. – Vol. 503. – P. 355–359.
163. Reeder R. J. Electron optical investigation of sedimentary dolomites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1981. – Vol. 76. – P. 148–157.
164. Reeder R., Wenk H.R. Microstructures in low temperature dolomites. *Geophysical Research Letters*. – 1979. – Vol. 6. – P. 77–80.
165. Reeves C. C., Parry W. T. Geology of West Texas pluvial lake carbonates // *American Journal of Science*. – 1965. – Vol. 263. – P. 606–615.
166. Roberts J. A. Microbial precipitation of dolomite in methanogenic groundwater / J. A. Roberts, P. C. Bennett, L. A. Gonzalez, G. L. Macpherson, K. L. Milliken // *Geology*. – 2004. – Vol. 32, no. 4. – P. 277–280.
167. Rodriguez N. M. Zonation of Authigenic Carbonates Within Gas Hydrate-Bearing Sedimentary Sections on the Blake Ridge: Offshore Southeastern North America / N. M. Rodriguez, C. K. Paull, W. S. Borowski // *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*. – 2000. – Vol.164. – P. 301–312.
168. Roehm C.L. Bioavailability of terrestrial organic carbon to lake bacteria: The case of a degrading subarctic permafrost mire complex / C. L. Roehm, R. Giesler, J. Karlsson // *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*. – 2009. – Vol. 114, no. G3. – G03006.

169. Rose C., Crumpton W. G. Effects of emergent macrophytes on dissolved oxygen dynamics in a prairie pothole wetland // *Wetlands*. – 1996. – Vol. 16. No. 4. – P. 495-502.
170. Rosen M. R., Coshell L. A new location of Holocene dolomite formation, Lake Hayward, Western Australia // *Sedimentology*. – 1992. – Vol. 39, no. 1. – P. 161–166.
171. Rudaya N. Mid–late Holocene environmental history of Kulunda, southern West Siberia: vegetation, climate and humans / N. Rudaya, L. Nazarova, D. Nourgaliev, O. Palagushkina, D. Papin, L. Frolova // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 48. – P. 32-42.
172. Sabrekov A. F. Variability in methane emissions from West Siberia's shallow boreal lakes on a regional scale and its environmental controls / A. F. Sabrekov, B. R. K. Runkle, M. V. Glagolev, I. E. Terentieva, V. M. Stepanenko, O. R. Kotsyurbenko, S. S. Maksyutov, O. S. Pokrovsky // *Biogeosciences*. – 2017. – Vol. 14. – P. 3715–3742.
173. Sánchez-Román M. Presence of sulfate does not inhibit low-temperature dolomite precipitation / M. Sánchez-Román, J. A. McKenzie, A. de Luca Rebello Wagener, M. A. Rivadeneyra, C. Vasconcelos // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2009. – Vol. 285, no. 1–2. – P. 131–139.
174. Sanz-Montero M. E. Bioinduced precipitation of barite and celestite in dolomite microbialites: examples from Miocene lacustrine sequences in the Madrid and Duero Basins, Spain / M. E. Sanz-Montero, J. P. Rodríguez-Aranda, M. A. García del Cura // *Sedimentary Geology*. – 2009. – Vol. 222, no. 1–2. – P. 138–148.
175. Sanz-Montero M. E. Mediation of endoevaporitic microbial communities in early replacement of gypsum by dolomite: a case study from Miocene lake deposits of the Madrid Basin, Spain / M. E. Sanz-Montero, J. P. Rodríguez-Aranda, J. P. Calvo // *Journal of Sedimentary Research*. – 2006. – Vol. 76, no. 12. – P. 1257–1266.
176. Sassen R. Free hydrocarbon gas, gas hydrate, and authigenic minerals in chemosynthetic communities of the northern Gulf of Mexico continental slope: relation

to microbial processes / R. Sassen, H. H. Roberts, R. Carney, A. V. Milkov, D. A. DeFreitas, B. Lanoil, C. Zhang // *Chemical Geology*. – 2004. – Vol. 205, no. 3–4. – P. 195–217.

177. Sauze J. The interaction of soil phototrophs and fungi with pH and their impact on soil CO<sub>2</sub>, CO<sub>18</sub>O and OCS exchange / J. Sauze, J. Ogée, P.-A. Maron, O. Crouzet, V. Nowak, S. Wohl, A. Kaisermann, S. P. Jones, L. Wingate // *Soil Biology and Biochemistry*. – 2017. – Vol. 115. – P. 371–382.

178. Seekell D. A. Upscaling carbon dioxide emissions from lakes / D. A. Seekell, J. A. Carr, C. Gudas, J. Karlsson // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – Vol. 41. – P. 7555–7559.

179. Shikano S. Intraannual and interannual changes in the surface area of a closed lake complex in southwestern Siberia using NOAA images / S. Shikano, K. Kawano, Ji. Kudoh, A. K. Yurlov, E. Kikuchi // *Limnology*. – 2006. – Vol. 7. – P. 123–128.

180. Shirokova L. S. Heterotrophic bacterio-plankton in thawed lakes of the northern part of Western Siberia controls the CO<sub>2</sub> flux to the atmosphere / L. Shirokova S., O. S. Pokrovsky, S. N. Kirpotin, B. Dupré // *International Journal of Environmental Studies*. – 2009. – Vol. 66. – P. 433–445.

181. Smith G. I., Haines D. V. Character and distribution of nonelastic minerals in the Searles Lake evaporite deposit, California / G. I. Smith, D. V. Haines. – U.S. Govt. Print, 1964. – 58 p.

182. Smith G. I., Stuiver M. Subsurface stratigraphy and geochemistry of late Quaternary evaporates, Searles Lake, California / G. I. Smith, M. Stuiver. – U.S. Govt. Print, 1979. – 130 p.

183. Sorokin D. Y. Microbial diversity and biogeochemical cycling in soda lakes / D. Y. Sorokin, T. Berben, E. Denise, M. L. Overmars, C. D. Vavourakis, G. Muyzer // *Extremophiles*. – 2014. – Vol. 18. – P. 791–809.

184. Tangen B. A. Effects of land use on greenhouse gas fluxes and soil properties of wetland catchments in the Prairie Pothole Region of North America / B.A.

Tangen, R.G. Finocchiaro, R.A. Gleason // *Science of The Total Environment*. – 2015. Vol. 533. – P. 391-409.

185. Teller J.T., Last W. M. Paleohydrological indicators in playas and salt lakes, with examples from Canada, Australia, and Africa // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1990. – Vol. 76. – P. 215–240

186. Thornton B. F. Double-counting challenges the accuracy of high-latitude methane inventories / B. F. Thornton, M. Wik, P. M. Crill // *Geophysical Research Letters*. – 2016. – Vol. 43, no. 24. – P. 1256–12577.

187. Tranvik L. J. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate / L. J. Tranvik, J. A. Downing, J. B. Cotner, S. A. Loiselle, R. G. Striegl, T. J. Ballatore, P. Dillon, L. B. Knoll, T. Kutser, S. Larsen, I. Laurion, D. M. Leech, S. L. McAllister, D. M. McKnight, J. Melack, E. Overholt, J. A. Porter, Y. T. Prairie, W. H. Renwick, F. Roland, B. S. Sherman, D. W. Schindler, S. Sobek, A. Tremblay, M. J. Vanni, A. M. Verschoor, E. von Wachenfeldt, G. Weyhenmeyer // *Limnology and Oceanography*. – 2009. – Vol 54, no. 6. – P. 2298–2314.

188. Van der Valk A. G. / 11: The prairie potholes of North America // *The World's Largest Wetlands: Ecology and Conservation*. – Cambridge University Press, 2005. – P. 393–423.

189. Vasconcelos C. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures / C. Vasconcelos, J. A. McKenzie, S. Bernasconi, D. Grujic, A. J. Tien // *Nature*. – 1995. – Vol. 377. – P. 220–222.

190. Vasconcelos C., McKenzie J. A. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Riode Janeiro, Brazil) // *Journal of Sedimentary Research*. – 1997. – Vol. 67. – P. 378– 390.

191. von der Borch C. C., Jones J. B. Spherular modern dolomite from the Coorong area, South Australia // *Sedimentology*. – 1976. – Vol. 23. – P. 587–591.

192. von der Borch C.C., Lock D. Geological significance of Coorong dolomites // *Sedimentology*. – 1979. – Vol. 26. – P. 813–824.

193. Wacey D. A stable isotope study of microbial dolomite formation in the Coorong Region, South Australia / D. Wacey, D. T. Wright, A. J. Boyce // *Chemical Geology*. – 2007. – Vol. 244, no. 1–2. – P. 155–174.
194. Walter K. M. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming / K. M. Walter, S. A. Zimov, J. P. Chanton, D. Verbyla, F. S. Chapin // *Nature*. – 2006. – Vol. 443. – P. 71–75.
195. Walter K. M. Thermokarst lakes as a source of atmospheric methane during the last deglaciation / K. M. Walter, M. E. Edwards, G. Grosse, S. A. Zimov, , F. S. Chapin // *Science*. – 2007. – Vol. 318. – P. 633–636.
196. Warren J. Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations // *Earth Science Reviews*. – 2000. – Vol. 52. – P. 1–81.
197. Warren J. W. Sedimentology of Coorong dolomite in the Salt Creek region, South Australia // *Carbonates and Evaporites*. – 1988. – Vol. 3. – P. 175–200.
198. Warthmann R. Bacterially induced dolomite precipitation in anoxic culture experiments / R. Warthmann, Y. van Lith, C. Vasconcelos, J. A. McKenzie, A. M. Karpoff // *Geology*. – 2000. – Vol. 28, no. 12. – P. 1091–1094.
199. Wen Z. D. Influence of environmental factors on spectral characteristic of chromophoric dissolved organic matter (CDOM) in Inner Mongolia Plateau, China / Z. D. Wen, K. S. Song, Y. Zhao, J. Du, J. H. Ma // *Hydrology and Earth System Sciences*. – 2016. – Vol. 20. – P. 787–801.
200. Wetzel R. G. *Limnology: Lake and river ecosystems*. Third edition. – San Diego: Academic Press, 2001. – 1006 p.
201. Wilkinson B., Algeo T. Sedimentary carbonate record of calcium-magnesium cycling // *American Journal of Science*. – 1989. – Vol. 289. – P. 1158–1194.
202. Williamson C. E. Lakes and streams as sentinels of environmental change in terrestrial and atmospheric processes / C. E. Williamson, W. Dodds, T. K. Kratz, M. A. Palmer // *Frontiers in Ecology and the Environment*. – 2008. – Vol. 6. – P. 247–254.
203. Winter T. C., Rosenberry D. O. Hydrology of prairie pothole wetlands during drought and deluge: A 17-year study of the Cottonwood Lake wetlands complex in North



Dakota in the perspective of longer term measured and proxy hydrological records // *Climatic Change*. – 1998. – Vol. 40. – P. 189–209.

204. Yakutin M. V. The effect of salinization on the biomass of microorganisms in the soils of different ages in the forest-steppe zone of Western Siberia / M. V. Yakutin, L. Y. Anopchenko, V. S. Andrievskii // *Eurasian Soil Science*. – 2016. – Vol. 49. – P. 1414–1418.

205. Zenger D. H. Discussion: dolomitization: a critical view of some current views // *Journal of Sedimentary Petrology*. – 1988. – Vol. 58. – P. 163–164.

206. Zenger D. H. Dolomitization and uniformitarianism // *Journal of Geological Education*. – 1972. – Vol. 20. – P. 107–124.

207. Zhang F. Polysaccharide-catalyzed nucleation and growth of disordered dolomite—A potential precursor of sedimentary dolomite / F. Zhang, H. Xu, H. Konishi, E. S. Shelobolina, E. E. Roden // *American Mineralogist*. – 2012. – Vol. 97. – P. 556–567.

208. Zhdanova A. N. Reflection of Holocene climatic changes in mineralogy of bottom sediments from Yarkovsky Pool of Lake Chany (southern West Siberia) / A. N. Zhdanova, E. P. Solotchina, P. A. Solotchin, S. K. Krivonogov, I. V. Danilenko // *Russian Geology and Geophysics*. – 2017. – Vol. 58, no. 6. – P. 692–701.

209. Ziegelgruber K. L. Sources and composition of sediment pore-water dissolved organic matter in prairie pothole lakes / K. L. Ziegelgruber T. Zeng, W. A. Arnold, Yu-P. Chin // *Limnology and Oceanography*. – 2013. – Vol. 58, no. 3. – P. 1136–1146.

210. Zimov S. A. North Siberian lakes: A methane source fueled by Pleistocene carbon / S. A. Zimov, Y. V. Voropaev, I. P. Semiletov, S. P. Davidov, S. F. Prosiannikov, F. S. Chapin III, M. C. Chapin, S. Trumbore, S. Tyler // *Science*. – 1997. – Vol. 277. – P. 800–802.

211. Zuykova E. The zooplankton of Lake Chany, West Siberia, Russia / E. Zuykova, H. Doi, E. Kikuchi, S. Shikano, N. Yurlova // *Journal of Freshwater Ecology*. – 2006. – Vol. 21, no. 1. – P. 181–182.