

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
Сибирского отделения Российской академии наук (ИГМ СО РАН)

На правах рукописи

ОВДИНА Екатерина Андреевна

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
МАЛЫХ ОЗЕР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

25.00.09 – геохимия, геохимические методы поиска полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
д.г.-м.н. Страховенко Вера Дмитриевна

Новосибирск, 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ГЛАВА 1. ОЗЕРО КАК ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ	15
1.1. Краткий обзор степени изученности вопроса.....	15
1.2. Органоминеральные донные отложения. Сапропель.....	19
1.3. Классификация органоминеральных донных отложений.....	20
1.4. Практическое применение органоминеральных донных отложений (сапропелей).....	21
1.5. Новый подход к комплексному изучению малых озёр.....	22
Выводы к Главе 1.....	24
ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ	26
2.1. Геолого-геохимический очерк территории юга Западной Сибири.....	27
2.2. Объекты исследования.....	32
2.2.1. Зона подтайги (Васюганская равнина)	35
2.2.2. Зона лесостепи (Барабинская низменность)	36
2.2.3. Зона степи и подзона ленточных боров (Кулундинская равнина)	39
Выводы к Главе 2.....	41
ГЛАВА 3. ПОЛЕВЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	42
3.1. Полевые методы исследования.....	42
3.2. Аналитические методы.....	44
Выводы к Главе 3.....	57
ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПОНЕНТОВ МАЛЫХ ОЗЁР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	59
4.1. Характеристика вод малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири.....	59
4.2. Характеристика почв и почвообразующего субстрата водосборных площадей малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири.....	68
4.3. Характеристика биологической составляющей органоминеральных донных отложений малых озер юга Западной Сибири (в сотрудничестве с д.б.н. Н.И. Ермолаевой, к.б.н. Е.Ю. Зарубиной, ИВЭП СО РАН).....	72
4.4. Характеристика донных отложений малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири.....	75
Выводы к Главе 4.....	91
ГЛАВА 5. РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА КОМПОНЕНТОВ МАЛЫХ ОЗЁР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	93
5.1. Распределение естественных радионуклидов в компонентах малых озер юга Западной Сибири.....	94

5.2. Распределение искусственных радионуклидов в компонентах малых озер юга Западной Сибири.....	96
Выводы к Главе 5.....	101
ГЛАВА 6. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПОНЕНТОВ МАЛЫХ ОЗЕР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....	103
6.1. Аллотигенная (терригенная) составляющая донных отложений малых озер юга Западной Сибири.....	103
6.2. Аутигенная составляющая на границах раздела сред в малых озерах юга Западной Сибири.....	103
6.2.1. Граница дрейфующая биота-вода и вода-погруженная биота.....	105
6.2.2. Граница вода-донные отложения.....	110
Выводы к Главе 6.....	122
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	124
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	127
Приложение 1. Параметры распределения естественных (^{232}Th , ^{238}U , ^{40}K) и искусственных (^{137}Cs) радионуклидов (Бк/кг) в донных отложениях малых озер юга Западной Сибири.....	144
Приложение 1. Продолжение.....	145
Приложение 1. Продолжение.....	146
Приложение 1. Продолжение.....	147
Приложение 1. Продолжение.....	148

ВВЕДЕНИЕ

На юге Западной Сибири насчитывается более 20 000 озёр, большинство из них являются малыми площадью менее 10 км² (Бейром и др., 1986; Штин, 2005; Тетельмин, Язев, 2009). Малые озёра более чувствительны к изменениям окружающей среды, чем крупные водоёмы, что находит отражение в их осадочных летописях (Солотчина, 2009). Изучение седиментационных процессов в малых озерах показало, что существует определенный набор факторов, влияющих на геохимический состав отложений (Hammer, 1986, Last, Ginn, 2005; Страховенко, 2011; Исупов и др., 2011; Zheng, 2014; Пестрякова, 2016; Субетто, Прыткова 2016; Солотчина и др., 2017; Vorzenko, Shvartsev, 2019; Stankevica et al., 2020 и другие).

Озёра являются многокомпонентными открытыми системами, в которых происходит постоянное перераспределение вещества и энергии, как внутри самого озера, так и при взаимодействии компонентов озера с окружающей средой. Компоненты озёр – донные отложения, вода, почвы и почвообразующий субстрат водосборных площадей, а также биота в самом озере и на площади его водосбора (альгобактериальные маты, водоросли, макрофиты и т.д.). Донные отложения малых озёр юга Западной Сибири представлены органоминеральными донными отложениями (сапропель) и минеральными илами и содержат информацию о поведении элементов в процессах современного осадкообразования, закономерностях их распределения и концентрирования в разных ландшафтных зонах в условиях усиливающегося антропогенного влияния на компоненты биосферы (Страховенко, 2011). В малых озерах особенно четко проявляется связь химического осадкообразования с физико-химической средой, так как в них практически исчезает фракционирование частиц по мере удаления от берега, с

глубиной, с температурным клином, и чаще всего в зону ветрового перемешивания попадает практически вся толща воды.

Влияние органического мира водных объектов на формирование отложений, в том числе карбонатных, отмечали в своих работах Вернадский В.И. (1927), Страхов Н.М. (1953; Страхов Н.М. и др, 1954), Лисицын А.П. (1978), Лидер М.Р. (1986), Яншин А.Л. (1988), Леин А.Ю. (2000), Кузнецов В.Г. (2003), Холодов В.Н. (2006), Wittkop и др. (2009), Last et al, (2012) и др. Биогеохимический аспект осадочных процессов и процессы карбонатообразования привлекают внимание многих исследователей на протяжении многих лет, но из-за сложности объектов исследования многие вопросы остаются предметом дискуссий. Одной из проблем является выявление механизма современного образования доломита в озёрах и факторов, влияющих на этот процесс (Last, 1990; Кузнецов, 2003; Fussmann et al, 2020). Также следует отметить, что интерес к внутриконтинентальным малым водоемам на данном этапе развития разных областей науки, возрастает (Lee et.al. 1992; Frey, McClelland, 2009; Скляр и др., 2010; Audry et al., 2011; Замана и др., 2011; Нестеров и др., 2013; Мальцев и др., 2014; Гаськова и др., 2017; Кривоногов и др., 2018; Дарьин и др., 2019; Mandal et al., 2019; Борзенко, 2020; Kuznetsov et al., 2020; Strakhovenko et al., 2020 и другие).

Актуальность исследований обусловлена развитием комплексного подхода к изучению малых озёр юга Западной Сибири специалистами разных областей науки. Комплексное изучение компонентов озёр (вода, донные отложения, почвы, биота) позволяет более глубоко рассмотреть процессы преобразования вещества и энергии, протекающие на площади водосбора и внутри водоема, что отражается на формировании минерально-геохимического состава донных отложений в тесной взаимосвязи с компонентами озера. Донные отложения озера выполняют роль уникального природного архива, который хранит информацию об эволюции озера на всем протяжении его истории (Солотчина, 2009; Субетто, 2009). Любые изменения на водосборе и в самом водоеме отражаются на количественном и качественном составе вещества, поступающего на дно и в процессах его преобразования в донных отложениях.

Данные о минерально-геохимическом составе органоминеральных донных отложений малых озёр юга Западной Сибири, расположенных в разных ландшафтах, могут использоваться для дальнейшего понимания и прогнозирования локальных, региональных и глобальных изменений, как естественных, так и антропогенных.

Представления о функционировании системы «вода – биота – донные отложения» базируется на теории геохимических барьеров, предложенной в 1961 г. А.И. Перельманом (Перельман, 1961). «Геохимический барьер – участок природной среды, где на коротком расстоянии происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов и как следствие их концентрирование. Различают геохимические барьеры физико-химические (в т. ч. биогеохимические), возникающие на путях физико-химической миграции элементов в расплавах, водных и газовых растворах с осаждением элементов в твердой фазе (адсорбционный, восстановительный, кислородный, кислый, щелочной, термодинамический и др.), и геохимические барьеры механические, возникающие на путях механической миграции элементов в твердой фазе в составе обломков горных пород и минералов. По причинам своего возникновения геохимические барьеры могут быть природные, природно-техногенными и техногенными, по размерам – микро-, мезо-, макроразмерными, региональными и глобальными» (Геологический..., 2010).

Изучения закономерностей формирования и диагенеза донных отложений важно не только с целью реконструкции истории озера и его водосборного бассейна, но и для решения серии геоэкологических задач - разработки научных основ рационального использования, охраны и контроля водных ресурсов в условиях изменения природной среды под влиянием природных и антропогенных факторов. Это соответствует одному из приоритетных направлений развития фундаментальной науки «Формирование системы своевременного распознавания больших вызовов и получение новых фундаментальных знаний, необходимых для ответа на них» в программе «Научно - технологическое развитие РФ» (Постановление Правительства Российской Федерации №377 от 29.03.2019)

(Интернет-источник: <http://government.ru/docs/36310/>, дата обращения 17.05.2020). При рассмотрении системы «вода – биота – донные отложения» с учетом многообразия озёр и разнообразного состава биогенной компоненты требует изучения вклад живого вещества в процессе формирования органоминеральных донных отложений малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири и образовании аутигенных минералов (Страхов, 1948; Arp et al., 1999; Ермолаева, 2013; Anderson et al., 2016 и др.).

Цель работы: на основе минерально-геохимического состава компонентов малых озёр выявить особенности формирования органоминеральных донных отложений малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири (подтайга, лесостепь, степь, ленточный бор) с учетом роли вклада биогенного вещества.

Достижение цели потребовало решения следующего круга **задач:**

1. Комплексное изучение геохимии и минералогии компонентов озёр в зависимости от ландшафтных, гидрохимических и гидробиологических условий по апробированным методикам отбора проб и аналитических исследований;
2. Оценка вклада биоты в образование аутигенных минералов в процессе формирования органоминеральных донных отложений малых озёр и выявление их особенностей;
3. Оценка специфики распределения естественных (^{232}Th , $^{238}\text{U}(\text{Ra})$, ^{40}K) и искусственных (^{137}Cs) радионуклидов в компонентах малых озёр;
4. Поиск минералого-геохимических и биологических индикаторов в малых озёрах для использования адекватной методологии и соответствующих технологий при рациональном природопользовании органоминеральных залежей малых озёр.

Объектами исследования являются малые озёра ландшафтных зон подтайги (Васюганская равнина), лесостепи (Барабинская низменность), степи и подзоны ленточных боров (Кулундинская равнина) юга Западной Сибири. Предмет исследования – компоненты озёр (донные отложения, вода, биота, почвы и почвообразующий субстрат площадей водосбора). В данной работе не обсуждается образование солей щелочных металлов в результате гидрохимического осаждения,

которые образуются в соленых водах озёр степного ландшафта юга Западной Сибири.

Фактический материал. Работа базируется на результатах исследований, которые автор в содействии с сотрудниками Института геологии и минералогии СО РАН, Института водных и экологических проблем СО РАН, Института катализа СО РАН, Института почвоведения и агрохимии СО РАН выполнял в период с 2012 по 2019гг. За это время проведено 7 комплексных экспедиций на территории Барабинской низменности, Васюганской и Кулундинской равнин. Исследовано 46 озёр, объединенных в 14 озёрных систем. Отобрано 1364 пробы донных отложений, 295 проб воды, биоты – 73, почв и почвообразующего субстрата – 252. Пробоотбор происходил по стандартным методикам ГОСТ (ГОСТ Р 54519, 2011; ГОСТ 31861, 2012).

Научная новизна. Оригинальность состоит в методологическом подходе к решению проблемы формирования органоминеральных отложений малых озёр юга Западной Сибири: генезис органоминеральных отложений детально рассмотрен с учетом того, что биологическая составляющая озера рассматривается не только как источник углеродистого вещества, но и как основной фактор, участвующий в создании минеральной матрицы. Для этого применен новый методический принцип детального исследования отдельно взятого озера в тесной взаимосвязи со всей **системой компактно расположенных озёр (озёрной системой)** в одинаковых ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях, что дает представление, как об общих особенностях минерально-геохимического состава в пределах ландшафтных зон, так и озёрных систем, и каждого отдельно взятого озера, в частности.

Установлено, что в малых озёрах юга Западной Сибири вне зависимости от ландшафтной зоны формируются органоминеральные донные отложения (сапропели), которые группируются по типам (в зависимости от зольности), классам (по химическому составу) и видам (по доминирующей первичной продукции). Проведен сравнительный анализ степени воздействия локальных и зональных факторов и выявлено, что вид доминирующей первичной продукции

является одним из главных факторов, определяющих геохимический состав донных отложений. Аутигенные минералы органоминеральных донных отложений представлены карбонатами кальцит-доломитового ряда и/или арагонитом, аутигенным кремнеземом, пиритом и иллит-сметитами (редко). Установлено, что карбонаты разной степени магнезиальности (от низкомагнезиального кальцита до Са-избыточного доломита), имея разный генезис могут образовываться и сохраняться одновременно в одном озере.

Положения, выносимые на защиту:

1. В пределах одной озёрной системы формируются органоминеральные отложения разных типов, классов и видов во всех ландшафтных зонах юга Западной Сибири. Вне зависимости от ландшафтной зоны, вариабельность концентраций микроэлементов схожа в органоминеральных отложениях, относящихся к одному типу и классу. Уникальный компонентный состав малых озёр юга Западной Сибири обеспечивается превалированием локальных факторов над глобальными.

2. Формирование аутигенных карбонатных минералов малых озёр юга Западной Сибири происходит на геохимических барьерах: дрейфующая биота-вода, вода – погруженная биота, вода-донные отложения. На всех геохимических барьерах формируются арагонит, кальцит, низкомагнезиальный кальцит в озёрах всего спектра значений общей минерализации воды вне зависимости от состава вод. На границе вода-донные отложения происходит хемогенное осаждение высокомагнезиального кальцита и Са-избыточного доломита при гидрокарбонатно-натриевом и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевом составе вод при минерализации >3 г/л и $pH > 9$ и в водах любого состава при минерализации >10 г/л и $pH > 8,2$.

3. Суммарная эффективная удельная активность (A_c) естественных радионуклидов сапропелевых отложений малых озёр юга Западной Сибири ниже нормы в соответствии с требованиями ГОСТа. В сапропелевых отложениях отдельных озёр выявлены маломощные горизонты с высоким уровнем площадной активности ^{137}Cs с превышением глобального фона в 2-3 раза и более.

Практическое значение полученных результатов. Самым легкодоступным способом применения органоминеральных донных отложений (сапропелей) является использование их в качестве комплексных удобрений и компонентов комбикормов в сельском хозяйстве. После обработки сапропели используются в производстве косметических средств, в фармакологии, ветеринарии и как источник различных химических соединений. В данной работе проведены детальные геохимические и минералогические исследования сапропелей, произведена их классификация на типы и классы, что способствует выделению наиболее перспективных малых озёр юга Западной Сибири для разработки при рациональном природопользовании. Полученные результаты по стратиграфическому распределению геохимических и минералогических данных в кернах донных отложений малых озёр могут быть использованы, как базовый предмет мониторинга геоэкологического состояния и мероприятий по охране окружающей среды при добыче сапропеля.

Достоверность результатов работы обеспечена количеством проб и массивом полученных аналитических данных (АА – >7000 определений, ГС – >1500 определений, СЭМ – >2000 определений). Аналитические исследования проб компонентов озёр проводились в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, ИГМ СО РАН, г. Новосибирск.

Апробация результатов и публикации. Материалы работы представлены в 7 статьях, входящих в международные реферативные базы данных ВАК, Web of Science и Scopus, 20 материалах конференций. Результаты исследований представлены в виде устных и стендовых докладов на 11 международных и всероссийских конференциях.

Статьи:

1. **Ovdina E.A., Strakhovenko V.D., Solotchina E.P.** Authigenic Carbonates in the Water-Biota-Bottom Sediments' System of Small Lakes (South of Western Siberia) // *Minerals*. - 2020. - Vol.10. - Iss. 6. - Art.552. DOI: 10.3390/min10060552; WoS: 000551284000001;

2. **Ovdina E.**, Strakhovenko V., Yermolaeva N., Zarubina E., Yermolov Yu. Radionuclide distribution in components of the Sarbalyk limnetic system (Baraba Lowland. Western Siberia) // *Russian Journal of Earth Science*, vol. 19, ES6003. <https://doi.org/10.2205/2019ES000681>
3. Страховенко В.Д., **Овдина Е.А.**, Малов Г.И., Ермолаева Н.И., Зарубина Е.Ю., Таран О.П., Болтенков В.В. Генезис органоминеральных отложений озер центральной части Барабинской низменности (юг Западной Сибири) // *Геология и Геофизика*, 2019, № 11, с. 1231–1243. <https://doi.org/10.15372/GiG2019093>
4. Gaskova. O. L., Strakhovenko. V. D., Ermolaeva. N. I., Zarubina. E. Y., **Ovdina. E. A.** A simple method to model the reduced environment of lake bottom sapropel formation // *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2017, vol. 35, № 4. <https://doi.org/10.1007/s00343-017-5345-9>
5. Гаськова О.Л., Страховенко В.Д., **Овдина Е.А.** Состав рассолов и минеральная зональность донных отложений содовых озер Кулундинской степи (Западная Сибирь)// *Геология и геофизика*, 2017, т. 58, № 10, с. 1514-1527. <https://doi.org/10.15372/GiG20171005>
6. Komova. A., Melnikova. A., Namsaraev. Z., Romanov. R., Strakhovenko. V., **Ovdina. E.**, Ermolaeva N. Chemical and biological features of the saline Lake Krasnovishnevoye (Baraba, Russia) in comparison with Lake Malinovoe (Kulunda, Russia): a reconnaissance study // *Journal of Oceanology and Limnology*, 2018, vol. 36, № 6. <https://doi.org/10.1007/s00343-018-7333-0>
7. Страховенко В.Д., **Овдина Е.А.**, Маликова И.Н., Малов Г.И. Радиационная оценка сапропелевых отложений малых озер Барабинской низменности и Кулундинской равнины (Западная Сибирь)// *Геохимия* (в печати)

Основные материалы конференций:

1. **Овдина Е.А.**, Страховенко В.Д. Особенности Са: Mg соотношения в малых озерах юга Сибири// *Материалы 2-ой Всероссийской Школы студентов, аспирантов и молодых ученых и специалистов по литологии «Уникальные*

литологические объекты через призму их разнообразия» 17-19 октября 2016. Екатеринбург. ООО Универсальная Типография «Альфа Принт». 2016. с 173-175.

2. **Овдина Е.А.**, Страховенко В.Д., Ермолаева Н.И., Зарубина Е.Ю., Сысо А.И., Ермолов Ю.В. Особенности распределения радионуклидов в оз. Сарбалык (Барабинская равнина) // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. Материалы V Международной конференции. г. Томск. 13–16 сентября 2016 г. – Томск: STT. 2016. С 475-480.

3. **Ovdina E.** Features of small lakes sapropels composition of the Barabinsk steppe (central part) depending on the water composition// The 8th International Siberian Early Career GeoScientists Conference: Proceedings of the Conference (13-24 June 2016. Novosibirsk. Russia). IGM SB RAS. IPPG SB RAS. NSU: Novosibirsk. 2016. P 105-107

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

5. **Овдина Е.А.**, Страховенко В.Д. Оценка влияния антропогенной нагрузки на состав компонентов озерных систем центральной части Барабинской низменности// Сборник научных трудов Всероссийской научной конференции с международным участием «Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения». 2-7 октября. г. Сочи. Новочеркасск: Лик. 2017. – 399-405 с.

6. **Овдина Е.А.**, Страховенко В.Д., Мельгунов М.С. Радиоэкологическая оценка сапропелей зоны южной тайги (Западная Сибирь) // Экологические проблемы. Взгляд в будущее: сб. трудов VIII Международной научно-практической конференции (БП и СОТ «Витязь» - БП и СОТ «Лиманчик». 8–11 сентября 2017г)/ Южный федеральный университет; под ред. Ю.А. Федорова. – Ростов-на-Дону; Таганрог: Изд-во ЮФУ. 2017. с 339-343.

7. **Ovdina E. A.**, Strakhovenko V.D., Yermolaeva N.I., Zarubina E.Yu., Solotchina E.P. The features of mineral formation processes in Lake Petukhovo (Kulunda plain)// Paleolimnology of Northern Eurasia: experience, methodology, current status and

young scientists school in microscopy skills in paleolimnology: proceedings of the 3rd International Conference (Kazan. Republic of Tatarstan. Russia. 1–4th of October 2018). – Kazan: Publishing House of Kazan University. 2018. – P. 77-80

8. **Овдина Е.А.**, Страховенко В.Д., Солотчина Э.П. Образование карбонатов на границах раздела сред в голоценовых осадках малых озер Сибири//International Conference «Freshwater Ecosystems – Key Problems». 10-14 September. 2018 / Abstracts/ Irkutsk: LLC «Megaprint». 2018. – P. 268-269

9. **Овдина Е.А.**, Даниленко И.В., Страховенко В.Д., Малов Г.И. Изучение ИК-спектров и распределения микроэлементов разнотипных сапропелей малых озер (юг Западной Сибири)// IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле: материалы конференции / Ин-т геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН. Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН. Новосиб. гос. ун-т. – Новосибирск: ИПЦ НГУ. 2018. – 423-425 с.

10. **Овдина Е.А.**, Страховенко В.Д., Солотчина Э.П. Особенности образования минералов кальцит-доломитового ряда в малых озерах Западной Сибири// Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра Материалы 12 Уральского литологического совещания. 2018. С. 242-244.

11. **Овдина Е.А.**, Страховенко В.Д., Малов Г.И., Солотчина Э.П., Букреева Л.Н. Характеристика аутигенных высокомагнезиальных карбонатов кальцит-доломитового ряда в донных отложениях малых озер Кулундинской равнины// Геология морей и океанов: Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: ИО РАН. 2019. – С. <https://doi.org/10.29006/978-5-9901449-7-2.ICMG-2019-3>

12. **Овдина Е.А.**, Страховенко В.Д. Распределение микроэлементов в малых озерах юга Западной Сибири с карбонатным типом осадка // В сборнике: Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. Сборник материалов четвертой Всероссийской научной конференции с международным участием. Геологический институт СО РАН. Улан-Удэ, 2020., с. 167-170 DOI.10.31554/978-5-7925-0584-1-2020-167-170

13. **Ovdina E.A., Strakhovenko V.D., Solotchina E.P.** Authigenic calcite-dolomite series carbonates of lacustrine bottom sediments: morphology, geochemistry, and mineralogy (South of Western Siberia) // *Limnology and Freshwater Biology* 2020 (4): 544-545 DOI:10.31951/2658-3518-2020-A-4-544

Связь работы с научными программами и научно-исследовательскими темами. Исследования, выполненные в ходе работы, были поддержаны государственным заданием ИГМ СО РАН и грантами РФФИ (18-45-540002p_a; 18-05-00329A; 16-05-00132A; 14-05-00296A; 13-05-00341A), РНФ (15-17-10003) и Интеграционным проектом СО РАН. При решении методических вопросов, при сопоставлении данных из различных географических регионов положительное значение имело участие диссертанта в экспедициях на Онежском озере (Республика Карелия) в рамках работы по проектам РНФ 18-17-00176 и РФФИ 19-05-50014.

Личный вклад автора заключается в непосредственном участии при проведении комплексных экспедиционных работ с 2012 по 2019гг (отбор проб донных отложений, вод, почв, почвообразующего субстрата, биоты), изучении переменных физико-химических параметров в полевых условиях, проведении пробоподготовки для комплекса аналитических методов; изучении проб различных компонентов озёрных систем на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 TESCAN; обработке полученных аналитических данных, их интерпретации и сопоставлении с литературными материалами.

Структура и объем работы. Работа общим объемом 148 страниц включает 12 таблиц, 56 рисунков и 1 приложение. Текст состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы, включающего 181 наименование.

Благодарности. Работа выполнена в Лаборатории геохимии благородных и редких элементов Института геологии и минералогии СО РАН под руководством доктора геолого-минералогических наук, профессора Страховенко Веры Дмитриевны, которой автор выражает огромную признательность.

Автор выражает благодарность сотрудникам лабораторий Геохимии благородных и редких элементов и Геохимии радиоактивных элементов и

экогеохимии ИГМ СО РАН. В особенности Ивановой Л.Д., Букреевой Л.Н., Лудиной Г.С., Мичуриной Л.П., Маликову Ю.И., Савиной О.А., Бадмаевой Ж.О., Густайтис М.А., Малову Г.И., Малову В.И., Чернаковой Н.И., к.г.-м.н. Никитину И.А., к.г.-м.н. Мельгунову М.С. Сотрудникам ИВЭП СО РАН д.б.н. Ермолаевой Н.И., к.б.н. Зарубиной Е.Ю. и н.с. Салтыкову А.В., сотрудникам ИПА СО РАН д.б.н. Сысо А.И, к.б.н. Наумовой Н. Б., сотрудникам ИК СО РАН д.х.н. Таран О.П., Болтенкову В.В. Сотрудникам ИНГГ СО РАН д.г.-м.н. Бортниковой С.Б. и ИГМ СО РАН д.г.-м.н. Солотчиной Э.П., д.г.-м.н. Гаськовой О.Л., к.г.-м.н. Лазаревой Е.В. за ценные советы в процессе подготовки диссертации.

ГЛАВА 1. ОЗЕРО КАК ОБЪЕКТ ИЗУЧЕНИЯ

1.1. Краткий обзор степени изученности вопроса

Озёра широко распространены на поверхности Земли. Вместе с широким распределением идет огромное разнообразие озер по различным факторам классификации, при этом все они крайне значимы для изучения исследователями различных направлений.

«Озеро — компонент гидросферы, представляющий собой естественно возникший водоём, заполненный в пределах озёрной чаши (озёрного ложа) водой и не имеющий непосредственного соединения с морем (океаном)» (Доманицкий и др., 1971). Основными компонентами озёр являются вода, коренные породы и почвы водосбора, донные отложения и биота, процесс жизнедеятельности которой происходит непосредственно в самом озере и его прибрежной зоне. Вещество, преобразуемое в донные отложения может быть двух типов – аутигенное (образованное в самом озере) и аллотигенное (перенесенное с площадей водосбора).

Поскольку озёра многообразны по своим особенностям, единой классификации не существует, а выделяются более дробные классификации по наиболее важным признакам. Рассмотрим несколько главных факторов. По размеру озёра бывают: малые (площадь зеркала $<10\text{км}^2$), средние ($10-100\text{км}^2$), большие ($101-1000\text{км}^2$), очень большие (площадь зеркала $>1000\text{км}^2$). В некоторых классификациях выделяются очень малые озёра с площадью зеркала до 10км^2 ; а малыми озёрами считаются с площадью $10-50\text{км}^2$. По глубине выделяют: мелководные (средняя глубина 8-10м), средние (от 8-10 до 15-20м) и глубоководные (средняя глубина $>15-20\text{м}$) (Наставление..., 1973; Михайлов, 2008). А также классифицируют по степени постоянства, географическому положению,

происхождению озерной котловины, характеру водообмена, термическим условиям, трофическим условиям и т.д.

По значению общей минерализации воды выделяют: пресные озёра (<1 г/л), солоноватые (от 1 до 25г/л), солёные (25-50 г/л) (Алекин, 1953). Для более подробной классификации озёрных вод в данной работе будет использоваться классификация по (Овчинников, 1970): воды со значением общей минерализации <0,2 г/л относятся к ультрапресным; 0,2 – 0,5 г/л – пресные; 0,5 – 1,0 г/л - с относительно повышенной минерализацией; 1,0 - 3,0 г/л – солоноватые; 3,0 – 10,0 г/л – солёные; 10,0 – 35,0 г/л - с повышенной солёностью; 35,0 – 50,0 г/л - воды, переходные к рассолам и 50,0 – 400,0 г/л рассолы.

По источнику поступления и месту образования материал озёрных отложений делится на: аллотигенный и аутигенный (Холодов, 2006; Субетто, Прыткова, 2016). В соответствии с рисунком 1.1. аллотигенное вещество поступает вместе с атмосферными осадками непосредственно на водную поверхность или, просачиваясь, попадает в потоки подземных вод и далее поступает в озеро, а также сносится временными или постоянными водотоками с площадей водосбора и т.д. В самом озере образуется аутигенное вещество: органическое и минеральное (хемогенное, биохемогенное, биогенное). Дальнейшие этапы представляют собой процессы минерализации и деструкции органического вещества, сопровождающиеся потреблением кислорода, рассеиванием энергии и минералообразованием.

Малые озёра являются мультикомплексом для изучения специалистами разных областей. Донные отложения – один из главных компонентов озёр, генезис которого взаимосвязан как с процессами, протекающими на площади его водосбора, так и в самом озере. Главное достоинство донных отложений в том, что любое изменение непосредственно в водной системе или в окружающей её среде будет «задокументировано» в их толще. Так как малые озёра более чувствительны к изменениям, чем крупные водоемы, то их изучение может дать ответы на многие вопросы современной науки, касающиеся геологических, климатических, биологических, ботанических изменений в прошлом и настоящем, а также о

влиянии антропогенной деятельности на природную среду (Солотчина, 2009; Пестрякова, 2016; Субетто, Прыткова, 2016). Поэтому изучение донных отложений малых озер является одним из приоритетных направлений исследований в современном мире.



Рисунок 1.1. Схема поступления и превращения вещества в озере (Бизяев, 2012)

В озере происходит тесная взаимосвязь биотических и абиотических факторов, которые проявляются в процессе современного диагенеза. Как правило, в современных работах, изучающих потоки вещества и взаимное влияние биотических и абиотических элементов водных экосистем, исследователи ограничиваются каким-либо одним компонентом (фитопланктон, зоопланктон, макрофиты, микробная петля и т.п.), либо одним фактором (азот, фосфор, температура) (Jeziorski et al., 2012, 2014; Verspagen et al., 2014; Immers et al., 2015; Bakker et al., 2016 и другие). Кроме того, большинство исследований проводится на крупных водных объектах (более 100 км²), в то время как малые озера выпадают из рассмотрения. Однако зарубежные исследователи все более пристально изучают биотические процессы именно в мелководных озерах (Noges et al., 2003; Last, Ginn,

2005; Kruk et al., 2009; Peeters et al., 2009; Kuczynska-Kippen, 2009; Arvola et al., 2010; Shanafield et al., 2010; Li et al, 2016; Chaithanya et al., 2021 и другие).

Изучение биогеохимических процессов превращения вещества взвеси в донные отложения и роли микроорганизмов в континентальном выветривании с использованием современных методов исследования является одним из ведущих направлений наук о Земле (Zavarzin, 2002, Холодов, 2006; Заварзин, 2008, Кравчишина и др., 2008; Русанов и др., 2018 и др.). Наличие особого слоя (наилок) на геохимическом барьере вода–донные отложения оказалось широко распространенным явлением, доказывающее ведущую роль микроорганизмов в преобразовании взвеси в осадок (Леин и др., 2011). В нем происходят процессы гидратации и окисления органического вещества, взаимодействия между коллоидами, укрупнения частиц, их слипания и коагуляции, растворения и осаждения новообразованных твердых фаз (Леин и др, 2003 Моисеенко и др., 2006; Никаноров, Страдомская, 2006, и др.). Органическое вещество (ОВ) является активным участником биогеохимических процессов, пищевых цепей, химического переноса и взаимодействия, в результате которых формируются некоторые аутигенные минералы. Интенсивность и направленность процесса деструкции ОВ определяется внутриводоемными особенностями, а конечными продуктами анаэробной минерализации являются CO_2 , CH_4 и H_2S (Holmer, Storkholm, 2001; Савичев и др., 2010; Дзюба, 2013 и др.), которые и определяют наряду с физико-химическими параметрами среды возможности образования или растворения аутигенных минералов.

1.2. Органоминеральные донные отложения. Сапропель.

Интерес к донным отложениям появился вследствие добычи из них природного сырья: песка, глины, железной руды, сапропеля, солей и т.д. Для юга Сибири характерно образование в малых озёрах органоминеральных донных отложений (сапропелей и минеральных илов) различного генезиса.

Начиная с конца XIX – начала XX вв. внимание исследователей разных областей науки начинают привлекать органоминеральные донные отложения озёр, и в связи с этим, полученные результаты были сумбурны и не связаны между собой в целом (Лопотко, 1978; Страхов и др., 1954 и др.). Изначально такие отложения стали называть «гиттия» и «дью» по определению шведского ученого Г. фон Поста в 1862 г. Затем Р. Лаутербон предложил определение «сапропель» для донных отложений с запахом сероводорода, образующиеся в мелководных озёрах с восстановительными условиями у дна.

В отечественной научной литературе впервые слово “сапропель” ввел Генри Потонье в 1915 г. (Ганина, Лукьянова, 2010). Далее Нина Витальевна Кордэ (Кордэ, 1969) обобщив научные данные по сапропелю, сформулировала определение: «Сапропель – это современные, тонкоструктурные коллоидные отложения континентальных водоёмов, содержащие значительное количество органического вещества и оформленных остатков микроскопических водных организмов, некоторое количество неорганических компонентов биогенного происхождения и минеральных примесей приносного характера».

В современной геохимии органического вещества установлено, что сапропелевое органическое вещество имеет сложный состав и наиболее информативным показателем является соотношение трех биоценологических групп исходного материала - фитопланктона, фитобентоса и зоосоставляющей. В данной работе сапропель определяется, как «донные отложения водоемов, формирующиеся в анаэробных условиях в результате биохимических, микробиологических и механических процессов из остатков отмирающих растительных и животных организмов и приносимых в водоемы органических и минеральных примесей» (Kemp et al., 1999; Helmond et al., 2015; Страховенко и др., 2014).

Николай Михайлович Страхов (Страхов, 1993) при описании осадочного процесса выделял гумидный, аридный, ледовый и вулканогенно-осадочный типы. Для гумидного типа характерно преобладание химических и биохимических процессов на фоне высокой влажности и широкого развития растительности с

формированием отложений с большим количеством органики, а для аридного, главным агентом является химическое и механическое разрушение, вызванное резкими перепадами температур и высокой степенью эоловой деятельности, а биохимические процессы на их фоне подавляются.

В настоящее время на фоне терригенного сноса и эоловых процессов, преимущественно в гумидных обстановках (что не запрещает образование сапропеля в аридных обстановках), в малых озёрах идет активное образование сапропелей, которое в некоторых водоёмах, имеет прогрессирующий характер с постоянным увеличением объёмов отложений. Сапропель состоит из четырёх частей: органической, минеральной, биологически активной и водной.

1.3. Классификация органоминеральных донных отложений

Особенности генезиса и разнообразный состав обуславливают многообразие классификаций и типологических характеристик органоминеральных отложений. Среди многочисленных публикаций по условиям образования, тенденциям размещения и химическим свойствам органоминеральных отложений заслуживают внимание научные монографии и статьи (Сукачев, 1943; Кордэ, 1969; Лопотко, 1978; Лопотко, Евдокимова, 1986; Савченко, 2004; Штин, 2005; Холодов, 2006; Субетто, 2009; Курзо и др., 2012); диссертации (Перминова, 2000; Кривонос, 2012; и др.). Ведущее значение имеют минеральное и органическое вещество, а также их соотношение.

С учетом разных подходов к классификации сапропелей (Сукачев, 1943; Кордэ, 1969; Лопотко, 1978; Штин, 2005; Курзо и др., 2010; Страховенко и др. 2016 и др.) на основе минерально-геохимических и биогенетических данных проведена классификация исследованных органоминеральных донных отложений по их составу на **типы** по значению зольности (%): органоминеральный (до 30%); органоминеральный (30-50%); минерально-органогенный (50-70%); минерализованный (70-85%) (Кордэ, 1969). Донные отложения, для которых

характерны значения зольности, превышающие 85% относятся к минеральным илам.

Далее по соотношению Si/Ca выделяют **классы** во всех типах, кроме органогенного (рисунок 1.2): кремниевый ($Si > Ca$); кальциевый ($Ca > Si$), смешанный ($Si \sim Ca$). По доминирующей первичной продукции выделяют **виды** планктоногенный, макрофитогенный, планктоно-макрофитный и макрофито-планктонный (Страховенко и др. 2014; 2016).



Рисунок 1.2. Схема типов и классов сапропелей

1.4. Практическое применение органоминеральных донных отложений (сапропелей)

Основой требований к сапропелевому сырью является его экологическая безопасность: содержание токсичных элементов, естественная и искусственная радиоактивность (ГОСТ Р 54000, 2010). Наибольший интерес при добыче сапропелей представляют его свойства: скорость водоотдачи; реакция на промораживание; пределы содержания химических элементов; состав органического вещества и органических/неорганических соединений, а также биологически активных веществ.

Российская Федерация является мировым лидером по запасам сапропеля, которые оценены в 2,6 млрд. тонн, за ней следует Канада. Также благоприятными условиями для образования сапропелевых донных отложений обладают Украина, Белоруссия и т.д. (Лопух, Якушко, 2011).

В последние годы наблюдается резкое усиление интереса исследователей и бизнеса к сапропелевым донным отложениям, потому что появились: новые

методы исследований элементного и минерального состава осадков; социальный запрос и экономический спрос на продукцию органического земледелия, восстановление и очистку загрязненных экосистем и т.д.; новые методы исследований в области микробиологии, а именно изучение микробных сообществ сапротелей с помощью анализа ДНК. Было выявлено огромное биоразнообразие - до 105 – 107 видов в 1 грамме сапротели (Mora и др., 2011).

Применение сапротелей может быть распространено во многих отраслях: сельском хозяйстве (производство органических удобрений, органических кормов, витаминно-минеральных добавок к кормам; нейтрализация почв; для выращивания дрожжей; в ветеринарии и т.д.); промышленности (в металлургии, при производстве строительных материалов, тепло- и звукоизоляционных материалов, топлива; для получения высокоэффективных углеродных материалов и сорбентов; в нефте- и газодобыче); медицине и косметологии (грязелечение, вытяжки); экологии (производство сорбентов) и т.д.

1.5. Новый подход к комплексному изучению малых озёр

В данной работе все исследованные малые озера объединяются в **озёрные системы**, находящиеся в пределах определенных ландшафтных зон. Такой методический принцип детального исследования отдельно взятого озера в тесной взаимосвязи со всей системой компактно расположенных озёр в одинаковых ландшафтно-климатических, геолого-геохимических условиях позволяет рассмотреть закономерности распределения макро- и микроэлементов, естественных и искусственных радионуклидов, а также особенностей минералогии и биогенной составляющей относительно их географического местоположения. В пределах одной ландшафтной зоны может располагаться несколько озёрных систем, состоящих из 2 и более озёр.

Ландшафтная зона (или географическая зона) – основное ландшафтное подразделение географической оболочки суши, закономерно сменяющее другие такие подразделения внутри географических поясов в зависимости, главным

образом, от количества и соотношения тепла и влаги (Геологический словарь, 2011).

Зональность – закономерное изменение всех географических компонентов и географических ландшафтов по широте от экватора к полюсам, зависящая от угла падения солнечных лучей на поверхность Земли. К зональным факторам относятся: климат, рельеф, гидрография и гидрология местности, геохимические процессы, биота и т.д. К а зональным относятся процессы, зависящие от внутренних сил Земли, главным образом: геологическая структура, морфоструктуры рельефа и т.д. (Большая..., 1969; Калесник, 1970; Перельман, Касимов, 2000; Холодов, 2006). Факторы зональности и а зональности отражаются на процессах седиментогенеза в малых озерах юга Западной Сибири. На фоне терригенного сноса (в том числе эолового) и накопления органического вещества в донных отложениях, происходит современное образование аутигенных минералов.

Донные отложения состоят из терригенной, хемогенной, биохемогенной и биогенной составляющих частей. По классификации (Логвиненко, 1974) терригенные осадки подразделяются на: «грубообломочные – псефитовые ($>1,0$ мм); песчаные – псаммитовые (1,0-0,05 мм), песок крупный (1,0-0,5 мм), песок средний (0,5-0,25 мм), песок мелкий (0,25-0,05 мм); пылеватые – алевритовые (0,05-0,005 мм), алеврит грубый (0,05-0,01 мм), алеврит тонкий (0,01-0,005 мм); глинистые – пелиты (0,005 мм), глина грубая (0,005-0,001 мм), глина тонкая ($<0,001$ мм)».

Хемогенная составляющая осадка представлена аутигенными минералами, образующимися из растворов в результате химических реакций и представлена солями (галит, мирабилит, трона и т.д.), карбонатами, железистыми образованиями (ЖМК) и т.д. (Геологический словарь, 1978).

Биохемогенная составляющая представлена аутигенными минералами, в процессе формирования которых принимала участие биота (карбонаты кальцит-доломитового ряда, арагонит, фрамбоидальный пирит и т.д.) (Кузнецов, 2003).

Биогенная составляющая представлена непосредственно минеральными скелетными остатками или органическим веществом биогенного происхождения.

Наиболее распространены кремнистые и карбонатные отложения (Геологический словарь, 1978).

Выводы к Главе 1:

Малые озёра являются мультикомплексом для изучения специалистами разных областей науки. Донные отложения – один из главных компонентов озёр, который «записывает» любое изменение непосредственно в водной системе или в окружающей её среде. Компоненты озёр - вода, коренные породы и почвы водосбора, донные отложения и биота.

Для юга Западной Сибири характерно образование в малых озёрах органоминеральных донных отложений (сапропелей) и минеральных илов. Особенности генезиса и разнообразный состав обуславливают многообразие типологических характеристик сапропелей и, в результате, единой классификации не существует. Исходя из этого, классификация по типам (по значению зольности (%)) исследованных органоминеральных донных отложений происходит на основе классификации Кордэ Н.В. (1969). А далее классификация идет по соотношению Si/Ca на классы во всех типах, кроме органогенного и на виды по доминирующей первичной продукции (Страховенко и др., 2014; 2016).

В озере происходит тесная взаимосвязь биотических и абиотических факторов, которые проявляются в процессе современного диагенеза. Изучение биогеохимических процессов превращения вещества взвеси в донные отложения является актуальной темой, как для отечественных, так и зарубежных исследователей, т.к. органическое вещество является активным участником биогеохимических процессов, в результате которых формируются некоторые аутигенные минералы.

Основным требованием к сапропелевому сырью является его экологическая безопасность. Наибольший интерес при добыче сапропелей представляют его свойства: скорость водоотдачи; реакция на промораживание; пределы содержания химических элементов; состав органического вещества и тд.

Применен новый подход к комплексному изучению малых озёр - методический принцип, когда все исследованные малые озера объединяются в озёрные системы, находящиеся в пределах рассматриваемых ландшафтных зон для детального исследования отдельно взятого озера в тесной взаимосвязи со всей системой компактно расположенных озёр в одинаковых ландшафтно-климатических, геолого-геохимических условиях.

ГЛАВА 2. ОБЪЕКТЫ И ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования являются малые озера ландшафтных зон подтайги (Васюганская равнина), лесостепи (Барабинская низменность), степи и подзоны ленточных боров (Кулундинская равнина) юга Западной Сибири (рисунок 2.1).



Рисунок 2.1. Карта-схема расположения исследуемых малых озёр юга Западной Сибири

В данной работе рассматриваются 46 озер со значениями общей минерализации вод от ультрапресных до рассолов по классификации Овчинникова (1970). Выбор объектов исследования происходил по меридиану с севера на юг, охватывая несколько ландшафтных зон. Озёра исследованы в процессе полевых работ с 2012 по 2019гг. в рамках комплексной экспедиции (Институт геологии и минералогии СО РАН, Институт водных и экологических проблем СО РАН,

Институт катализа СО РАН, Институт почвоведения и агрохимии СО РАН). По размеру все озера – малые (до 10 км²), глубиной до 3-5 м.

2.1. Геолого-геохимический очерк территории юга Западной Сибири

Территория исследования – юг Западной Сибири: Васюганская равнина, Барабинская низменность, Кулундинская равнина (рисунок 2.2). Западная Сибирь характеризуется обширным развитием озёрных бассейнов, только на юге территории насчитывается более 20 000 озёр, большинство из которых относятся к малым, площадью акватории менее 10 км² (Бейром и др., 1986; Штин, 2005; Тетельмин, Язев, 2009).

Юг Западной Сибири располагается на границе климатических зон, что определяет резко континентальный климат территории с повышением степени аридизации в южной части. Для каждой ландшафтной зоны есть свои локальные характеристики, но в целом характерно жаркое сухое лето и холодная зима, продолжительностью до 7-9 месяцев, что приводит к значительному криогенному воздействию. Вследствие длительного периода ледостава на ледовой поверхности озера аккумулируется эоловый материал и в весенне-летний период таяния ураганно сносится в озера. Осадков мало - за год выпадает 230-350 мм до 500мм в зоне подтайги. Основными источниками питания озер являются талые, дождевые и грунтовые воды, при этом сильные ветры ускоряют испарение влаги с поверхности снежного покрова и акваторий.

Меридиональная протяженность и пологий рельеф Западно-Сибирской равнины с севера на юг детерминирует последовательную смену климатических условий, становление широтной зональности и ландшафтных зон. Западная Сибирь делится на северную и южную по широте Сибирских Увалов (Сысо, 2007). Ландшафтные зоны северной части Западной Сибири (рисунок 2.2) - это *тундровая зона Ямала* и *Гыданского полуострова*, *лесотундра Обско-Надымской, Пурско-Тазовской провинций* и *северная тайга*, охватывающая Полуйскую (на западе) и

Нижнеенисейскую (на востоке) возвышенности и, расположенные между ними Надымскую, Пурскую и Тазовскую низменности.

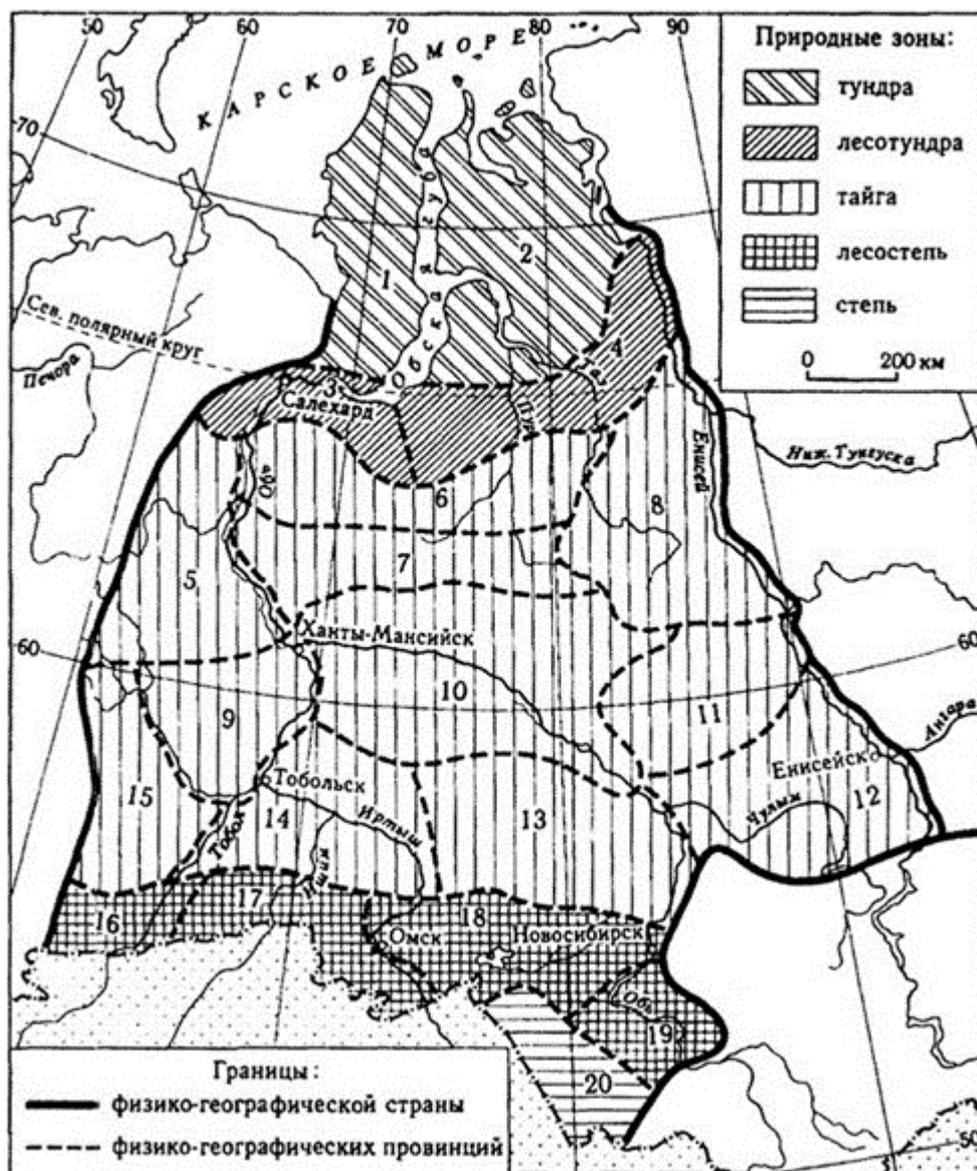


Рисунок 2.2. Схема расположения основных геоморфологических структур Западно-Сибирской равнины, физико-географических провинций и ландшафтных зон Западной Сибири (Источник: <http://bibl.tikva.ru/base/V1741/V1741Part23-94.php>, дата обращения 17.05.2020). Физико-географические провинции: 1 – Ямальская; 2 – Гыданская; 3 – Обско-Надымская; 4 – Пурско-Тазовская; 5 – Северо-Сосьвинская; 6 – Обско-Тазовская; 7 – Сибирские Увалы; 8 – Приенисейская; 9 – Кондинская; 10 – Среднеобская; 11 – Тымь-Кетская; 12 – Чулымо-Енисейская; 13 – *Васюганская*; 14 – Тобольско-Иртышская; 15 – Туринско-Тавдинская; 16 – Тобольская; 17 – Ишимская; 18 – *Барабинская*; 19 – Приобская; 20 – *Кулундинская*.

Ландшафтные зоны южной части Западной Сибири (рисунок 2.2) сменяются с зоны *средней тайги* (Кондинская и Среднеобская низменности, Кеть-Тымская и Енисейская равнины), зоной *южной тайги* и *подтайги* (Туринская, Васюганская и

Чулымская равнины, Тобол-Ишимская низменность и часть Среднеобской аллювиальной равнины), затем *зоной лесостепи* (Ишимская равнина, Барабинская низменность, Приобская равнина, Колывань-Томская возвышенность) и заканчиваются *степной зоной* (Кустанайская, Прииртышская равнина; Кулундинская равнины; Приобское плато; аллювиальная равнина в долине Оби (боровые террасы); Предалтайская равнина, Обь-Чумышское плато), Алтай.

В южной части Западной Сибири изменение климата осуществляется постепенно с гумидного типа (подтайга, Васюганская равнина), через умеренный (лесостепь, Барабинская низменность) на аридный (Кулундинская равнина, степь и подзона ленточных боров).

Характер ландшафта определяется совокупностью зональных и аazonальных факторов. Почти невозможно выделить места, где бы господствовали исключительно зональные или исключительно аazonальные факторы. Более отчетливое выражение тех или иных факторов зависит от определенной географической обстановки.

Преимущественно осадочные образования четвертичного возраста представлены на исследуемой территории. Почвообразующие породы представлены озерно-аллювиальными и субаэральными лессовидными отложениями преимущественно суглинистого гранулометрического состава с разной степенью засоления (рисунок 2.3). Минеральный состав почвообразующих пород по большей части определяется составом коренных пород Алтае-Саянской горной системы и Казахского мелкосопочника. В нем преобладают минералы легкой фракции: кварц, полевые шпаты, слюды. Все они содержат малые количества элементов примесей (Страховенко, 2011).

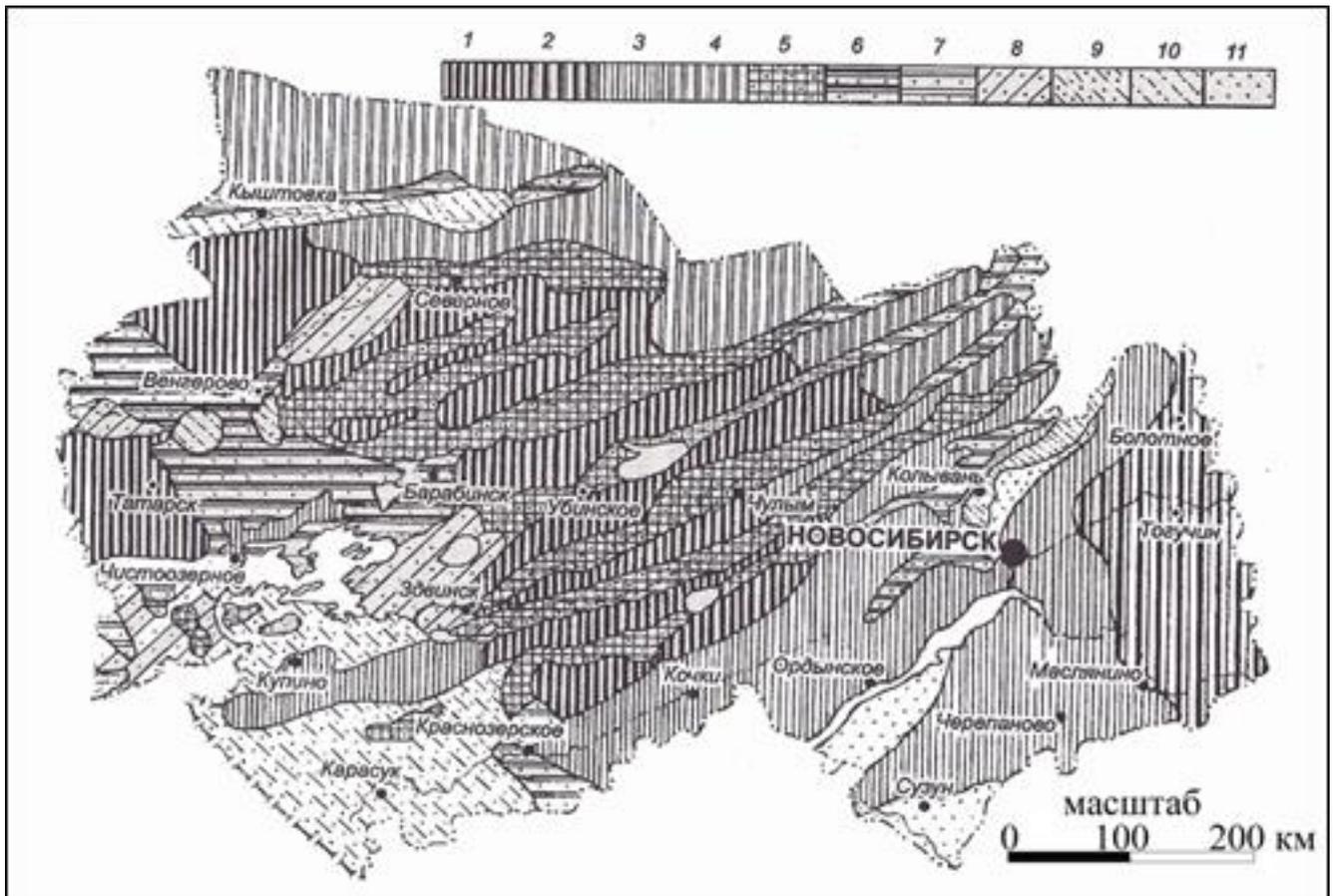


Рисунок 2.3. Гранулометрический состав почв и почвообразующих пород (Почвы, 1966): 1 — лессовидные тяжелые суглинки и легкие глины пылевато-иловатые; 2 — лессовидные тяжелые суглинки пылеватые и пылевато-иловатые; 3 — лессовидные средние, реже тяжелые суглинки иловато-пылеватые; 4 — тяжелые суглинки, реже глины иловато-пылеватые; 5 — тяжелые суглинки и глины пылевато-иловатые и иловато-песчаные; 6 — тяжелые и средние суглинки песчано-иловатые и иловато-песчаные; 7 — средние суглинки песчанисто-пылеватые и пылевато-песчаные; 8 — средние и легкие суглинки иловато-песчаные и пылевато-песчаные; 9 — легкие суглинки, реже супеси иловато-песчаные; 10 — супеси песчаные; 11 — пески связные.

Осадочные почвообразующие породы Западно-Сибирской низменности хорошо гомогенизированы, так как сформировались в результате выветривания горных пород в областях сноса (в основном Алтае-Саянской складчатой области), неоднократного перемещения его продуктов и их переотложения совместно с древними осадочными отложениями. Нивелирование химического состава верхних горизонтов почв Западной Сибири продолжается в процессе их формирования (Страховенко и др., 2014).

Зона подтайги (Васюганская равнина)

Васюганская равнина представляет собой пологоволнистую равнину с широким развитием озер и болот. На юго-западе граница Васюганской равнины идет вдоль северной части Тобол-Ишимской низменности, на западе соприкасается с юго-восточной частью Кондинской низменности, на севере граничит со Среднеобской низменностью, северо-восток-восточная граница проходит вдоль аллювиальных равнин Средней Оби и на юге Васюганская равнина полого переходит в Барабинскую низменность (Краткая..., 1961; Сысо, 2007).

Васюганская равнина относится к денудационно-аккумулятивным поверхностям. Она сложена четвертичными отложениями, мощность которых составляет примерно 10м. В северной части - валунные глины и пески, а в южной – озерные и озерно-аллювиальные глины, суглинки и пески. Неогеновые и палеогеновые песчано-глинистые отложения являются подстилающими породами (География..., 1998).

Зона лесостепи (Барабинская низменность)

Барабинская низменность, расположенная в Обь-Иртышском междуречье, переходит на севере в Васюганскую равнину, а на юге в Кулундинскую равнину, на западе граничит с юго-западной частью Тобол-Ишимской низменности, а на востоке с Приобской равниной (Сысо, 2007).

Барабинская низменность имеет определенный характер рельефа: поверхность юго-западной части территории представлена параллельными гривами и лощинами северо-восточного простирания, в которых расположены озера, болота и т.д. Исходя из особенностей гривного рельефа территории происходит местное перераспределение влаги и легкорастворимых солей. Северо-восточная часть площади характеризуется уплощенным рельефом. Залесённые водоразделы на этой части территории перемежаются с обширными займищами (Ильин, Сысо, 2001; Страховенко, 2011).

Зона степи и подзона ленточных боров (Кулундинская равнина)

Кулундинская равнина располагается на юге Обь-Иртышского междуречья. Северная часть граничит с Барабинской низменностью, на северо-востоке пролегает граница с Приобской равниной, восточная граница идет вдоль Приобского плато и юго-запад-западная граница вдоль Прииртышской равнины (Сысо, 2007). На Кулундинской равнине продолжается грядный рельеф Барабинской низменности, определяющий перераспределение влаги на территории. Почвообразующие породы представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными четвертичными отложениями песчаного, супесчаного и глинисто-иловатого состава (Сысо, 2007).

2.2. Объекты исследования

В подтаёжном западносибирском ландшафте (Васюганская равнина) выделяются Кыштовская и Самуськая системы озер. Озера данной зоны относятся к Васюганской реликтовой системе озер (Зятькова, Лесных, 2004; Клочко, Романовская, 2004) (Таблица 2.1).

Барабинские системы озер расположены в лесостепном западносибирском ландшафте (Барабинская низменность) и относятся к Омь-Ичанской межгрядно-лощинной системе озер, входящую в Обь-Иртышское междуречье (Зятькова, Лесных, 2004; Клочко, Романовская, 2004). Здесь располагаются: *Гжатская, Бергульская, Новокиевская, Куйбышевская, Барабинская, Чулымская, Здвинская, Карасукская и Теренгульская* системы озер (Таблица 2.1).

К озерам Кулундинской равнины (степной ландшафт) (Клочко, Романовская, 2004) относятся системы: *Михайловская, Петуховская*. Озера ландшафтной подзоны ленточных боров делятся на 2 системы – *боровые соленые* и *боровые слабосоленые* (Таблица 2.1).

Отобрано 1364 пробы донных отложений, 295 проб воды, биоты – 73, почв и почвообразующего субстрата – 252 (Таблица 2.2).

Таблица 2.1. Принадлежность исследованных озер к территориям, ландшафтам и системам озёр

Территория	Зональная группа ландшафтов	Видовая (азональная) группа ландшафтов	Система озёр	Озеро	Широта	Долгота	
Васюганская равнина	подтайга западносибирская	озерно-аллювиальные и древнеаллювиальные с покровом лёссов и лёссовидных суглинков	Самусьская	Яково	56.757155	84.769953	
				Мальцево	56.752581	84.740427	
				Круглое	56.752157	84.710558	
			Кыштовская	Карбалык	56.572309	76.504200	
				Урманное	56.480023	76.123904	
				Данилово	56.426172	75.838903	
Линёво	56.406726	75.622953					
Барабинская низменность	лесостепь западносибирская	озерно-аллювиальные и древнеаллювиальные с покровом лёссов и лёссовидных суглинков	Гжатская	Чулым	55.707721	78.096594	
				Барчин	55.712857	78.153929	
				Камбала	55.677372	78.203367	
				Бол. Казатово	55.641369	78.117193	
			Бергульская	Кайлы	55.622529	78.270315	
				Бергуль	55.603389	78.268770	
				Ярголь	55.601493	78.363184	
			Новокиевская	Суеток	55.538068	78.562017	
				Бильгень	55.557338	78.626219	
				Бол. Курган	55.572416	78.685614	
				Сарбалык	55.556851	78.717028	
			Куйбышевская	Цыбово	55.513632	77.977513	
				Жилое-К	55.514801	78.030041	
				Мостовое	55.462691	78.207293	
			Барабинская	Бол. Кайлы	55.416490	78.299719	
				Песчаное	55.411119	78.347441	
				Чистое	55.402035	78.366838	
				Бугристое	55.373550	78.391901	
				Жилое	55.302448	78.469065	
			Чулымская	Канкуль	55.228824	80.531782	
				Качкульня	55.247092	80.584558	
				Иткуль	55.060854	81.025362	
			Здвинская	Бол. Чича	54.731862	78.565685	
				Долгое	54.779364	78.545320	
			Карасукская	Кусган	53.747544	77.884851	
				Кротово	53.723368	77.871979	
				Хорошее	53.542084	78.551577	
			Теренгульская	Красновишневое	53.837529	76.931703	
				Никитинское	53.813662	77.032125	
				Михайловская	Малиновое	51.701987	79.746080
			Йодное	Йодное	51.691203	79.803160	
				Петуховская	Петухово (степь)	52.271846	79.472758
					Куричье	52.202710	79.482371
			Желтырь		52.158685	79.346438	
			Боровые соленые	Петухово (бор)	52.103962	79.155980	
				Танатар-4	51.632699	79.853886	
Танатар-6	51.620519	79.815863					
Боровые слабосоленые	Рублево	51.633197	79.993686				
	Демкино	51.625505	79.888716				
Кулундинская равнина	сухостепь западносибирская и казахстанская	древнеаллювиальные и аллювиально-зандровые. частично псвервянные. песчаные	Петуховская	Петухово (степь)	52.271846	79.472758	
				Куричье	52.202710	79.482371	
				Желтырь	52.158685	79.346438	
	подзона ленточных боров	эоловые	Боровые соленые	Петухово (бор)	52.103962	79.155980	
				Танатар-4	51.632699	79.853886	
				Танатар-6	51.620519	79.815863	
Боровые слабосоленые	эоловые	Боровые слабосоленые	Рублево	51.633197	79.993686		
			Демкино	51.625505	79.888716		

Таблица 2.2. Количество проб компонентов малых озёр (46) юга Западной Сибири

Система	Название озера	кол-во разрезов	т.н.*	ДО*	биота	вода	почва и субстрат
Самусьская	Яково	8	4	139	2	12	7
	Мальцево	4	4	58	-	12	6
	Круглое	4	4	52	2	12	6
Кыштовская	Данилино	2	2	41	4	7	6
	Ленево	1	1	30	2	3	-
	Урманное	1	1	28	1	3	6
	Карбалык	1	2	23	2	6	6
Чулымская	Канкуль	1	1	13	-	3	7
	Качкульня	1	1	8	-	3	7
	Иткуль	1	1	15	-	3	6
Гжатская	Барчин	4	5	75	2	13	25
	Камбала	13	14	71	2	10	11
	Чулым	1	1	18	-	3	-
	Казатово	1	2	17	2	4	-
Бергульская	Бергуль	4	5	56	2	10	7
	Ярголь	2	3	46	2	7	-
	Кайлы	1	2	17	2	4	6
Новокиевская	Сарбалык	5	7	26	3	15	19
	Суеток	1	2	16	1	4	2
	Бол. Курган	1	2	14	1	4	8
	Бильгень	1	1	13	-	3	-
Куйбышевская	Мостовое	1	2	11	3	4	6
	Жилое-К	1	2	13	2	4	5
	Цыбово	1	2	12	2	4	4
Барабинская	Бол. Кайлы	8	9	96	2	15	7
	Бугристое	3	3	44	-	9	6
	Песчаное	10	11	42	3	7	5
	Чистое	1	2	12	2	4	-
	Жилое	1	2	15	2	4	9
Карасукская	Кротово	3	3	31	-	9	6
	Кусган	3	3	28	-	9	-
	Хорошее	1	1	14	1	3	5
Теренгульская	Красновишневое	1	1	13	-	3	6
	Никитинское	1	1	3	-	3	-
	Бол. Чича	1	2	15	2	4	1

Продолжение. Таблица 2.2.

Система	Название озера	кол-во разрезов	т.н.*	ДО*	биота	вода	почва и субстрат
Боровые соленые	Петухово (бор)	4	5	47	6	14	13
	Танатар 6-й	2	3	26	1	7	2
	Танатар 4-й	2	3	27	2	7	3
Боровые слабосоленые	Рублево	1	2	15	1	4	6
	Демкино	1	2	13	1	4	11
Петуховская	Петухово (степь)	3	3	14	4	7	5
	Желтырь	1	2	10	3	5	5
	Куричье	1	2	10	1	5	-
Михайловская	Малиновое	3	4	41	2	11	9
	Йодное	2	3	36	3	8	3
ИТОГО		114	138	1364	73	295	252

Примечание. Прочерк - пробы не отбирались. Сокращение «т.н.» - точка наблюдения, «ДО» - донные отложения.

2.2.1. Зона подтайги (Васюганская равнина)

Кыштовская система озер

В состав Кыштовской системы входят 4 озера (рисунок 2.4): Карбалык, Урманное, Данилово и Линёво.

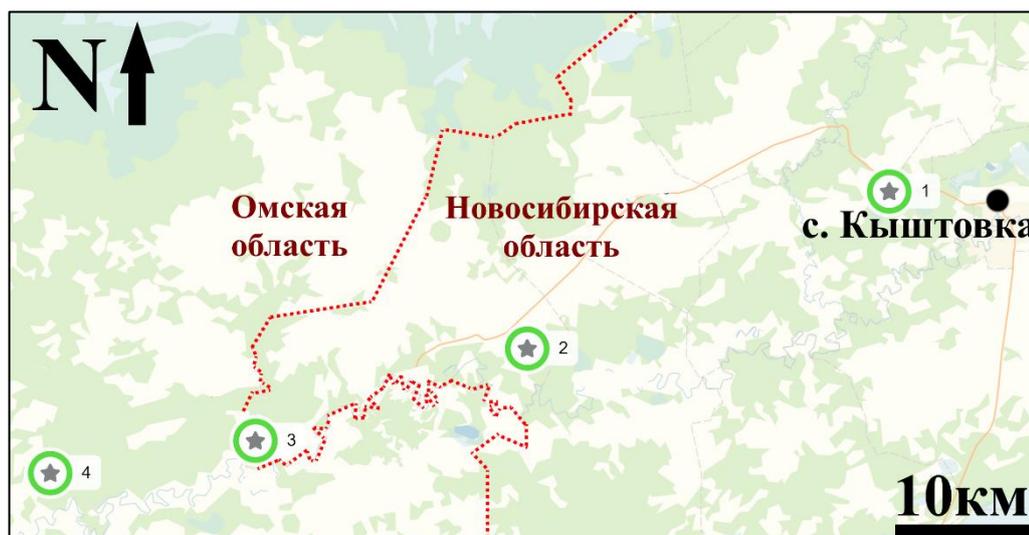


Рисунок 2.4. Схема расположения озер Кыштовской системы: 1 – Карбалык, 2 – Урманное, 3 – Данилово, 4 – Линёво. На основе Яндекс.Карты (Источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020)

Озера Кыштовской системы относятся к Васюганской реликтовой системе озер, расположенной в подтаёжной ландшафтной зоне, где распространены дерново-подзолистые, дерново-глеевые и болотные почвы (Зятькова, Лесных, 2004). Общее количество проб представлено в Таблице 2.2.

Самусьская система озер

Также к ландшафтной зоне подтайги относятся озера Самусьской системы (рисунок 2.5): Яково, Мальцево и Круглое. Общее количество проб представлено в Таблице 2.2.

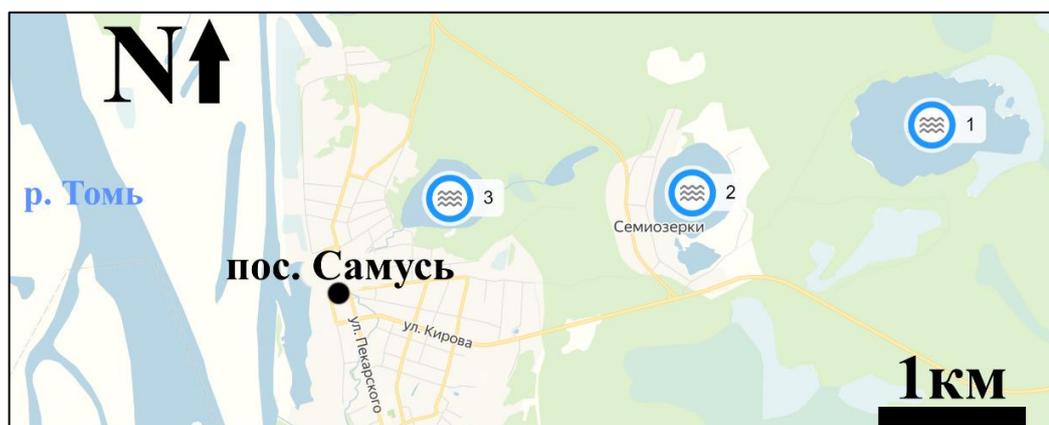


Рисунок 2.5. Схема расположения озер Самусьской системы: 1- Яково, 2 – Мальцево, 3 – Круглое. На основе Яндекс.Карты (Источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020)

2.2.2. Зона лесостепи (Барабинская низменность)

В пределах Барабинской низменности исследовано 29 озер, объединенные в системы озер (рисунок 2.6). Данные озера относятся к Омь-Ичанской межгрядно-лощинной системе озер (Зятькова, Лесных, 2004).

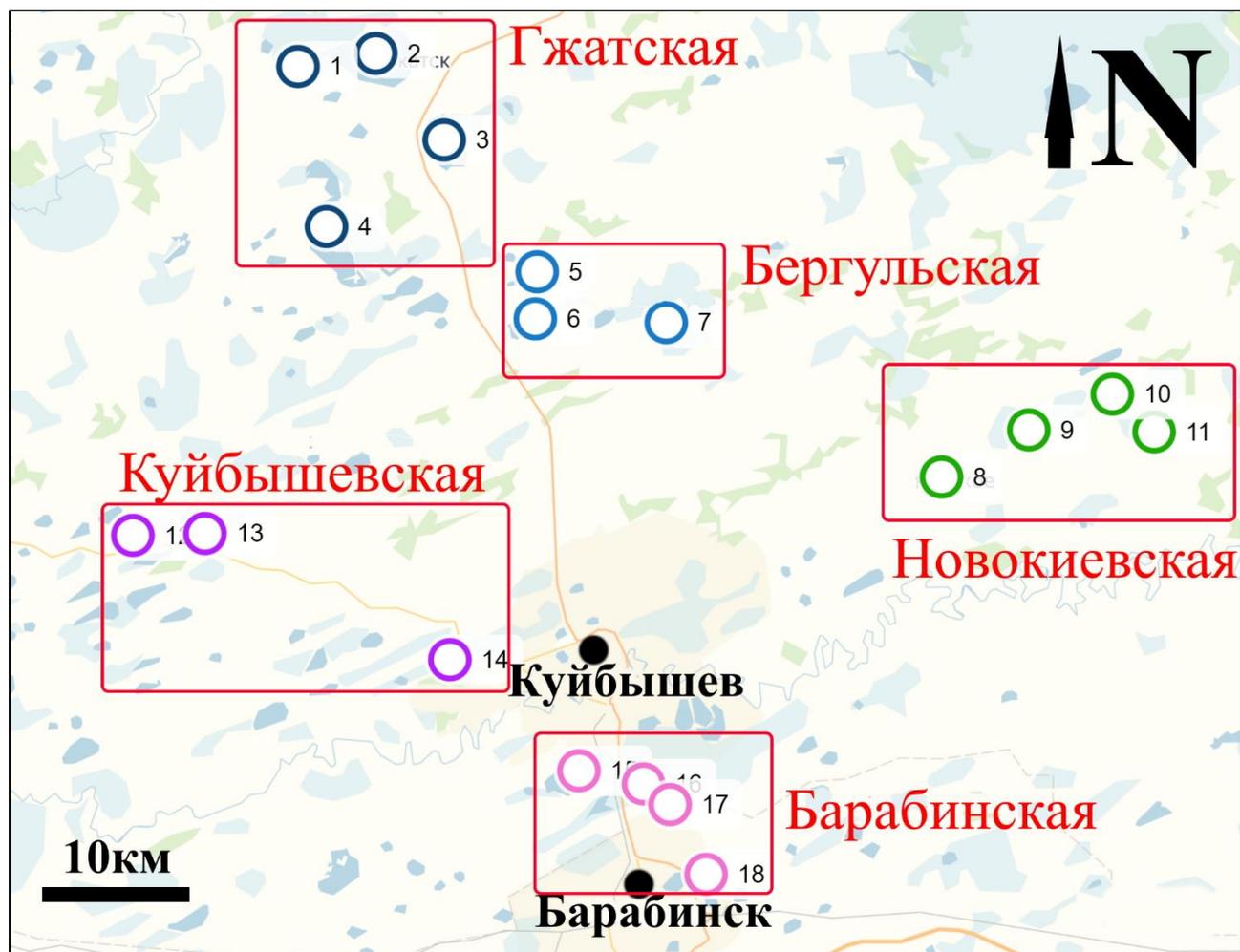


Рисунок 2.6. Схема расположения озер северной и центральной частей Барабинской низменности. *Гжатская* система: 1 – Чулым, 2 – Барчин, 3 – Камбала, 4 – Бол. Казатово. *Бергульская* система: 5 – Кайлы, 6 – Бергуль, 7 – Ярголь. *Новокиевская* система: 8 – Суеток, 9 – Бильгень, 10 – Бол. Курган, 11 – Сарбалык. *Куйбышевская* система: 12 – Цыбово, 13 – Жилое-К, 14 – Мостовое. *Барабинская* система: 15 - Бол. Кайлы, 16 - Песчаное, 17 - Чистое, 18 - Бугристое, 19 – Жилое. На основе Яндекс.Карты (Источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020)

В северной и центральной части Барабинской низменности располагаются *Гжатская система* (Чулым, Барчин, Камбала, Бол. Казатово); *Бергульская система* (Кайлы, Бергуль, Ярголь); *Новокиевская система* (Суеток, Бильгень, Бол. Курган, Сарбалык); *Куйбышевская система* (Цыбово, Жилое-К, Мостовое); *Барабинская система* (Бол. Кайлы, Песчаное, Чистое, Бугристое, Жилое) (рисунок 2.6). В восточной части Барабинской низменности располагается *Чулымская система* (Канкуль, Качкулья, Иткуль) (рисунок 2.7). На юге Барабинской низменности располагаются *Здвинская система* (Бол. Чича, Долгое) (рисунок 2.8); *Карасукская система* (Кусган, Кротово, Хорошее) (рисунок 2.9); Теренгульская

система (Красновишневое, Никитинское) (рисунок 2.10). Общее количество проб представлено в Таблице 2.2.

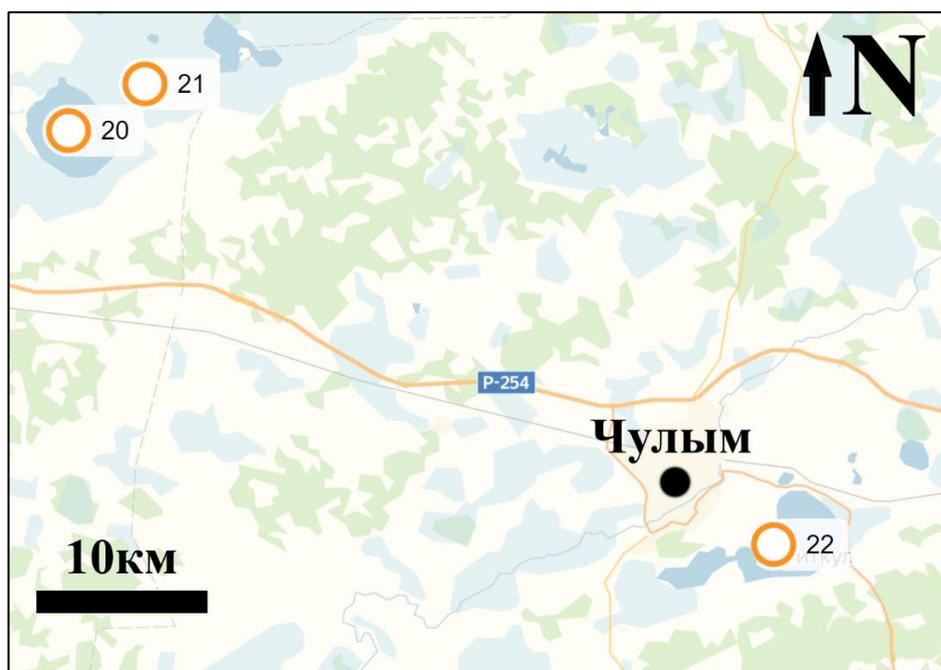


Рисунок 2.7. Схема расположения озер *Чулымской системы* (восточная часть Барабинской низменности): 20 – Канкуль, 21 – Качкулья, 22 – Иткуль (Источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020)



Рисунок 2.8. Схема расположения озер *Здвинской системы* (южная часть Барабинской низменности): 23 – Бол. Чича, 24 – Долгое (Источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020)

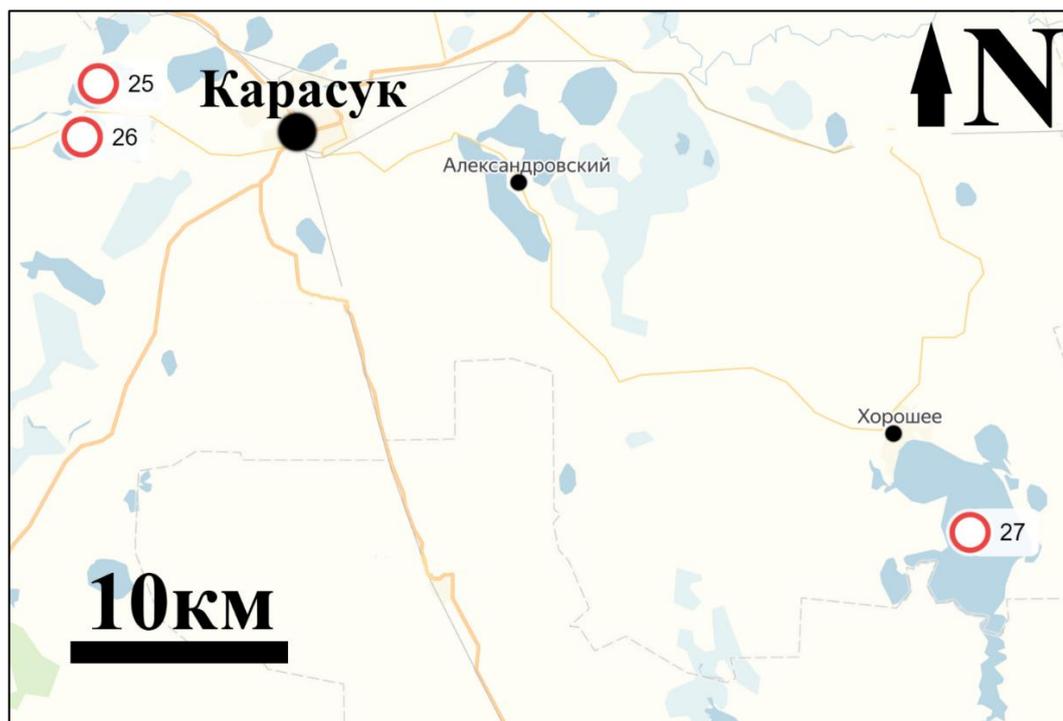


Рисунок 2.9. Схема расположения озер *Карасукской системы* (южная часть Барабинской низменности): 25 – Кусган, 26 – Кротово, 27 – Хорошее (Источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020)



Рисунок 2.10. Схема расположения озер *Теренгульской системы* (южная часть Барабинской низменности): 28 – Красновишневое, 29 – Никитинское (Источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020)

2.2.3. Зона степи и подзона ленточных боров (Кулундинская равнина)

В пределах Кулундинской равнины исследовано 10 озер, объединенные в 4 системы. Системы озер *Михайловская* (Малиновое, Йодное) и *Петуховская* (Петухово, Куричье, Желтырь) относятся к степному ландшафту. Системы озер

Боровые соленые (Петухово (бор), Танатар-4, Танатар-6) и *Боровые слабосоленые* (Рублево, Демкино) относятся к подзоне ленточных боров (рисунок 2.11). Общее количество проб представлено в Таблице 2.2.



Рисунок 2.11. Схема расположения озер Кулундинской равнины: Михайловская система (1 - Малиновое, 2 - Йодное); Петуховская (3 - Петухово, 4 - Куричье, 5 - Желтырь); Боровые соленые (6 - Петухово (бор), 7 - Танатар-4, 8 - Танатар-6) и Боровые слабосоленые (9 - Рублево, 10 - Демкино) (Источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020).

Выводы к Главе 2:

Юг Западной Сибири располагается на границе климатических зон, что определяет резко континентальный климат территории с повышением степени аридизации в южной части. Период (7-9 месяцев) преимущественно отрицательных температур ведет к длительному периоду ледостава и, как следствие, к значительному криогенному воздействию на различные компоненты озера.

Барабинская низменность имеет характерный рельеф: поверхность юго-западной части территории представлена параллельными гривами и лощинами северо-восточного простирания, в которых расположены озера, болота и т.д. Исходя из особенностей рельефа территории происходит местное перераспределение влаги и легкорастворимых солей. Северо-восточная часть площади характеризуется уплощенным рельефом. На Кулундинской равнине продолжается гривный рельеф Барабинской низменности, определяющий перераспределение влаги на территории.

Озёра, расположенные компактно в одинаковых ландшафтных условиях, имеющие единую или однотипную площадь водосбора и источники поступления воды, сгруппированы в озёрные системы. Всего исследовано 46 озер, которые объединены в 14 озёрных систем.

ГЛАВА 3. ПОЛЕВЫЕ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. ПОЛЕВЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

1) **Отбор проб воды** на все анализы производился по стандартным методикам (ГОСТ 31861, 2012). Для этого используются бутылки объемом 1 и 0,5 (пластиковые для определения макро- и микроэлементного состава) и 0,33л (стеклянные для определения содержания Hg), вода на микроэлементный состав и на Hg консервируется 0,1N азотной кислотой. Непосредственно в полевых условиях определяли значения:

А) показателей pH, ЭДС, УЭП, общей минерализации воды с помощью портативного анализатора жидкости серии «АНИОН-7000», Россия.

а. Потенциометрическим методом определяли *pH* (предел допускаемой основной абсолютной погрешности измерения, ед. $pH \pm 0,02$) и *ЭДС* (предел допускаемой основной абсолютной погрешности измерения, мВ ± 2).

б. Кондуктометрическим методом определяли *удельную электропроводность* (предел допускаемой основной относительной погрешности измерения в диапазоне: до 2 См/м $\pm 2\%$; свыше 2 См/м $\pm 4\%$) и *общую минерализацию воды* (предел допускаемой основной относительной погрешности измерения в пересчёте на хлористый натрий $\pm 3\%$ (но не менее значения нижнего предела диапазона измерения)).

Б) измерение *содержания O_2* методом определения биохимического потребления кислорода за пять суток (БПК₅), который позволяет установить загрязненность воды по количеству кислорода, израсходованного за пять суток на аэробное биохимическое разложение органических веществ, содержащихся в исследуемой воде (при температуре 20°C, в мг/л). Определение БПК₅ проводилось в первоначальной пробе по разности между содержанием кислорода до и после

инкубации в течение пяти суток без доступа кислорода и света. Измерение производили сотрудники ИВЭП СО РАН.

2) *Для отбора проб донных отложений* по (ГОСТ Р 54519, 2011): место опробования выбирали вдали от населенных пунктов или на максимальном удалении от них, если они расположены в береговой зоне водоема, с участков донных отложений, исключая перемешивание в результате антропогенной деятельности (середина озера). При помощи цилиндрического пробоотборника с вакуумным затвором конструкции НПО «Тайфун», Россия (рисунок 3.1) (диаметр 82 мм, длина 120 см), отбиралась ненарушенная колонка сапропелевых донных отложений.

Керн донных отложений опробовался послойно с шагом 3 или 5 см, в зависимости от плотности осадка на глубину от 50 до 250 см. Каждая проба нумеровалась в соответствии с номером по порядку и упаковывалась в полиэтиленовый пакет. Стратифицированное изучение донных отложений и сравнение верхних (субаквальных слоев 0-20 см) с более глубоко залегающими горизонтами осадка позволяет выявить изменения в поступлении элементов с учетом их перераспределения, происходящие на начальной стадии диагенеза.

Осадок непосредственно после отбора взвешивался и далее высушивался до воздушно-сухого состояния в лабораторных условиях (либо в помещении при комнатной температуре для дальнейшего определения содержания ртути, либо в сушильном шкафу (LOIP LF 240/300-VS1, Россия с базовым модулем управления TS87B) при $T = 50^{\circ}\text{C}$ для определения макро- и микроэлементов), тщательно



Рисунок 3.1. Цилиндрический пробоотборник с вакуумным затвором конструкции НПО «Тайфун» и керн донных отложений

перемешивался и заново взвешивался, затем анализировался из навески стандартного объема.

3) *Отбор почвенных проб* осуществляется металлическим кольцом (Маликова и др., 2005). Пробы почв отбирались путем задавливания металлического кольца диаметром 82 и высотой 50 мм на глубину всего почвенного разреза. Все пробы почв высушивались до воздушно-сухого состояния и взвешивались.

3.2. АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Исследования химического состава компонентов озер проходили в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, в Лаборатория геохимии благородных и редких элементов (№ 218) и Лаборатория геохимии радиоактивных элементов и экогеохимии (№ 216) ИГМ СО РАН, а также в Аналитическом центре ФГБОУ ВПО «НГПУ». Автор принимал непосредственное участие в пробоподготовке материала практически для всех видов анализов.

Методом атомно-абсорбционной спектроскопии с использованием методов пламенной (пламя ацетилен-воздух и закись азота-ацетилен) и электротермической атомизации в пробах компонентов озер (вода, донные отложения, почвы, биота) определялись валовые концентрации макро– (Ca, Na, K, Al, Fe, Mg, Mn) и микроэлементов (Sb, Sr, Ba, Be, Cd, Co, Ni, Cr, Zn, Pb и тд.) на спектрометре «Solaar M6» (Thermo Electron, США), снабженный зеемановским и дейтериевым корректором фона (аналитики Иванова Л.Д., Букреева Л.Н., Савина О.А.).

Диапазон измерений массовой доли элементов (мг/кг) представлен в Таблице 3.1. Границы суммарной относительной погрешности измерений ($\pm\delta$ при доверительной вероятности $P=0,95$) $\pm 30\%$, что соответствует относительной расширенной неопределенности $U=30\%$ при коэффициенте охвата, равном 2.

Нормирование характеристик погрешности проведено с учетом возможного разбавления анализируемого раствора, но не более, чем в 1000 раз.

Таблица 3.1. Диапазон измерений массовой доли элементов (мг/кг) для донных отложений, почв и растительности

Элемент	ЭТА*	ПА*	Метод «холодного пара»
Al	-	5,0 - 5,0·10 ⁴	-
K	-	5,0 - 5,0·10 ⁵	-
Na	-	5,0 - 5,0·10 ⁵	-
Mg	-	5,0 - 5,0·10 ⁵	-
Ca	-	5,0 - 5,0·10 ³	-
Fe	-	5,0 - 5,0·10 ³	-
Be	0,50 - 1,0·10 ³	5,0 - 1,0·10 ³	-
V	-	5,0 - 1,0·10 ³	-
Cr	-	1,0 - 5,0·10 ³	-
Mn	-	1,0 - 5,0·10 ³	-
Co	0,5 - 1,0·10 ³	1,0 - 5,0·10 ³	-
Ni	0,5 - 1,0·10 ³	1,0 - 5,0·10 ³	-
Cu	-	1,0 - 5,0·10 ³	-
Zn	-	1,0 - 5,0·10 ³	-
Sr	-	5,0 - 5,0·10 ³	-
Cd	0,05 - 1,0·10 ³	1,0 - 5,0·10 ³	-
Sb	5,0 - 1,0·10 ³	1,0 - 5,0·10 ³	-
Ba	-	5,0 - 5,0·10 ³	-
Pb	0,5 - 1,0·10 ³	1,0 - 5,0·10 ³	-
Hg	-	-	0,005 - 1,0·10 ³

Примечание. «-» означает, что метод не применяли для анализа элемента. ЭТА – электротермическая атомизация; ПА – пламенная атомизация.

Разложение проб при определении валового содержания элементов в пробах донных отложений, почв и растительности производят в соответствии с аттестованной методикой (М-МВИ-80-2008, 2008). Холостой раствор готовят, используя все те же реактивы и материалы, что и для подготовки анализируемых проб. Для контроля достоверности результатов анализа использовались государственные стандартные образцы (ГСО) на объект анализа, которые анализируются с каждой партией проб. Для почв использовали ГСО СГХМ-3, для донных отложений - БИЛ-1, для растительности – Тр-1. Относительное отклонение

результата измерения массовой доли элемента в ГСО от аттестованного значения $\pm 0,84 \cdot \delta$.

Валовое содержание ртути в донных отложениях, почвах определяется в соответствии с аккредитованной методикой М 03-09-2013 (ПНД Ф 16.1:2:2.2.80-2013, 2013) на анализаторе «РА-915М» с приставкой «РП-91С» (аналитики Бадмаева Ж.О., Густайтис М.А.). Предел обнаружения 1,0 мкг/кг. Диапазон измерений и характеристика погрешности представлены в Таблице 3.2.

Таблица 3.2. Диапазон определяемых содержаний и характеристика погрешности при определении общей ртути.

Диапазон определяемых содержаний, (млн ⁻¹)	Характеристика погрешности, (%)
От 0,005 до 0,10 вкл.	45%
Свыше 0,10 до 10 вкл.	30%
Свыше 10 до 250 вкл.	25%

Для контроля достоверности результатов анализа использовались государственные стандартные образцы состава БИЛ-1, для почв СДПС-3, для растительности – Тр-1. Относительное отклонение результата измерения массовой доли элемента в ГСО от аттестованного значения $\pm 0,84 \cdot \delta$.

Определение содержания анионов состава воды (нитрита, нитрата, хлорида, фторида, сульфата и фосфата) производилось *методом ионной хроматографии* в Аналитическом центре ФГБОУ ВПО «НГПУ» (аналитик Соснина О.И.). согласно аккредитованной методике (ПНД Ф 14.1:2:4.132-98, 2008). Диапазон измерений массовой концентрации от 0,1 до 75 мг/дм³ без разбавления и от 75 до 1000 мг/дм³ с разбавлением. При условии, что концентрации анионов различаются друг от друга не более, чем на 2 порядка. Границы относительной суммарной погрешности результата измерения концентрации аниона при доверительной вероятности Р = 0,95 не превышают ± 13 % при массовой концентрации от 0,10 мг/дм³ до 1000

мг/дм³, что соответствует расширенной неопределенности измерений при коэффициенте охвата, равном 2.

Определение массовой концентрации карбонатов и гидрокарбонатов производилось согласно (ГОСТ 31957-2012, 2019) в Аналитическом центре ФГБОУ ВПО «НГПУ» (аналитик Соснина О.И.). Метод включает определение свободной и общей щелочности воды титрованием до значений рН 8.3 и 4.5, с использованием полученных значений щелочности для расчетов массовых концентраций карбонатов и гидрокарбонатов. Метрологические характеристики представлены в Таблице 3.3.

Таблица 3.3. Метрологические характеристики при определении массовой концентрации карбонатов и гидрокарбонатов (ГОСТ 31957-2012, 2019)

Диапазон измерений щелочности, ммоль/дм ³	Показатель повторяемости (относительное среднеквадратическое отклонение повторяемости) σ , %	Показатель воспроизводимости (относительное среднеквадратическое отклонение воспроизводимости), σ_R , %	Показатель точности (границы* допускаемой относительной погрешности при вероятности $P=0.95$), $\pm\delta$, %
<i>Прямое титрование</i>			
От 0,1 до 0,5 включ.	7	10	21
От 0,5 до 10 включ.	3	6	12
От 10 до 100 включ.	1	4	8
<i>Обратное титрование</i>			
От 0.1 до 0.5 включ.	15	19	37
От 0.5 до 10 включ.	4	6	12
От 10 до 100 включ.	3	4	7

Примечание. *Установленные численные значения границ допускаемой относительной погрешности соответствуют численным значениям расширенной неопределенности U (в относительных единицах) при коэффициенте охвата $k = 2$.

Диапазон молярных концентраций щелочности от 0,1 до 100 ммоль/дм³. Метод позволяет определять массовые концентрации карбонатов от 6 до 6000 мг/дм³ и гидрокарбонатов в диапазоне от 6,1 до 6100 мг/дм³. Пробы воды со значениями щелочности более 10 ммоль/дм³ перед анализом разбавляют. Для контроля достоверности результатов анализа используется ГСО состава водного

раствора гидрокарбонат-ионов (ГСО 8403-2003) с относительной погрешностью аттестованного значения при доверительной вероятности $P = 0.95$ не более $\pm 1 \%$.

Методы обеспечивают получение результатов измерений с метрологическими характеристиками, не превышающими значений, приведенных в таблице 3.3, при доверительной вероятности $P = 0.95$.

Определение содержания естественных (Th, U, K) и искусственных (^{137}Cs) радионуклидов проводилось *гамма-спектрометрическим методом* на колодезном коаксиальном детекторе из сверхчистого германия (HPGe) с предусилителем и низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA («Eurysis Mesures», Франция) (аналитики Мельгунов М.С, Никитин И.А., Чернакова Н.И.). Объем пробы для анализа составляет 300-330 см³. Величина порядка 1-3 Бк/кг считается пределом обнаружения ^{137}Cs при массовом анализе. Если определение указанного предела обнаружения (чувствительности) оказывалась недостаточной, пробы отправляли на исследования в камеру низкого фона (КАНИФЕР) (Бобров, Гофман, 1971). Эта установка представляет собой сцинтилляционный гамма-спектрометр с кристаллом NaI (Тl) в низкофоновом исполнении с мощной защитой от естественного и космического радиационного фона. В таком случае, значения 0,01 – 0,03 Бк/кг (и меньше) радиоцезия являются пределом обнаружения. Высокая эффективность колодезных сцинтилляторов дает возможность реализовать высокую чувствительность к радионуклидам в природных средах без предварительного химического концентрирования. Точность и воспроизводимость анализов определялись с использованием эталонных образцов SA-1, SI-1 и БИЛ-1. Правильность определения естественных радионуклидов оценивалась в сравнении с данными для стандартных образцов МАГАТЭ. Параллельные образцы почв и донных отложений использовались для оценки воспроизводимости: каждый 10-й образец дублировался и анализировался в строгом соответствии с методикой. По данным статистической обработки 70 проб донных отложений с содержанием органического вещества от 75 до 25%, проанализированных двумя и более методами, отклонение по величине активности

^{226}Ra составило не более 15%, тория и калия – 10%. Подробное описание метода анализа приводится в работах (Мельгунов и др., 2011; Gavshin et.al., 2004; Malikova, Strakhovenko, 2017). Метрологические характеристики установок выведены по данным анализа стандартных образцов горных пород (Гавшин и др., 1979). Отбор проб кольцом (для донных отложений – снарядом) и последующее взвешивание обеспечивают определение плотности проб, что позволяет оценить не только активность радионуклидов (Бк/кг), но и запас загрязнения (Ки/км²).

Изучение морфологии, фазового и химического состава образцов проводилось с использованием *сканирующего электронного микроскопа «MIRA3 TESCAN»* (Tescan, Чехия), снабженного энергетическим спектрометром «OXFORD» (Oxford Instruments, Великобритания) (автором при содействии аналитиков Карманова Н.С., Хлестова М.В.). Исследование на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) основывается на использовании эффективного взаимодействия с веществом электронов, ускоренных напряжением до 30кВ и сфокусированных электромагнитными линзами. В результате этого взаимодействия возникают вторичные электроны, отраженные электроны, тормозное и характеристическое рентгеновское излучение, и другие типы ответных сигналов.

Каждый вид излучения регистрируется своим детектором и используется для исследования тех или иных характеристик образца. При съемке во вторичных электронах используется детектор электронов, которые выбиты ускоренными электронами с внешних оболочек атомов исследуемого вещества. Режим детектирования вторичных электронов при сканировании первичных ускоренных электронов отображает рельеф поверхности исследуемого объекта. На СЭМ съемка проводится при увеличениях, разрешении и глубине резкости больших по сравнению с оптическим микроскопом на несколько порядков.

В настоящей модификации прибора используется Si (Li) энергетический детектор фирмы «OXFORD». Метод позволяет проводить количественный

химический анализ в микрообъеме. Для проведения количественного химического анализа по эталонам используется программа INCA Energy300.

Методом рентгеновской дифрактометрии (XRD) анализировался минеральный состав проб донных отложений (аналитики Солотчина Э.П., Жданова А.Н.). Рентгеновские исследования проводились на дифрактометре «ARLX'TRA» (излучение $\text{CuK}\alpha$) (Thermo Fisher Scientific (Ecublens) SARL, Швейцария).

Каждому минералу соответствует свой индивидуальный набор рефлексов, по которому он и определяется. Результатом работы на рентгеновском дифрактометре является дифрактограмма (кривая зависимости интенсивности дифракционной картины от угла отражения). Типичная дифрактограмма поликристалла представляет собой серию пиков на плавной линии фона. Каждый пик является отражением n -го порядка от серии плоскостей (hkl) с межплоскостным расстоянием d (Руководство по рентгеновскому..., 1975; Рентгенография основных типов..., 1983). Рентгенограмму характеризуют положением и интенсивностью дифракционных максимумов. В частности, на дифрактограмме положение пика измеряют углом 2Θ , а интенсивность – его высотой (в максимуме) или площадью под кривой.

Расчет межплоскостных расстояний определяется по углам Θ . Положение пиков измеряют от одного из ближайших штрихов отметчика. Измерения пиков по высоте производят лишь при идентификации фаз: под пиком проводят плавную линию фона, от которой ведут измерение. В пределах одного пика линию фона можно считать прямой. Интенсивность (I) самого яркого пика принимают за 100, интенсивность остальных пиков оценивают в долях от него.

Рентгенограмма смеси нескольких фаз является совокупностью рентгенограмм каждой из них, поэтому определение одного минерала может быть произведено путем сравнения дифрактограмм исследуемых веществ и известных. Рентгенометрическое определение минералов сводится к сопоставлению данных эксперимента d и I с данными, которые содержатся в международной базе данных для полного представления о минеральном составе.

Дифференциальная диагностика низкотемпературных карбонатов кальцит-доломитового ряда представляет определенные трудности из-за их высокой дисперсности (размеры кристаллитов <10 мкм). XRD-анализ проводили по наиболее интенсивным у тригональных карбонатов отражениям $hkl = 104$ в области углов $28\text{—}32^\circ 2\Theta$ $\text{CuK}\alpha$. Значения межплоскостных расстояний d_{104} располагаются в интервале от $3,036\text{Å}$ (кальцит) до $2,887\text{Å}$ (стехиометрический доломит) и служат мерой магнезиальности карбоната. По величине d_{104} Mg-кальциты разделены на три группы: низкомагнезиальные с содержанием MgCO_3 в структуре $<4\text{—}5$ мол. % ($3,036 > d_{104} > 3,020$ Å); промежуточные с $5\text{—}18$ мол. % MgCO_3 в структуре ($3,02 > d_{104} > 2,98$ Å); высокомагнезиальные с $30\text{—}43$ мол. % MgCO_3 ($2,94 > d_{104} > 2,91$ Å). Са-избыточные доломиты, в структуре которых избыток CaCO_3 может достигать 7 мол. % относительно стехиометрического доломита, характеризуются значениями d_{104} от $2,910$ до $2,887$ Å (Solotchina et al, 2008; Склярлов и др., 2010).

Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ (силикатный) (аналитик Карманова Н.Г.) выполняется из плавленных таблеток: анализируемая проба сушится при 105°C в течение 1,5 часов для определения гигроскопической влажности, затем прокаливается при 960°C в течение 2,5 часов для определения потерь массы при прокаливании и затем смешивается с флюсом (66,67 % тетрабората лития; 32,83 % метабората лития и 0,5 % лития бромистого) в соотношении 1:9 (общий вес смеси составляет 5г). Смесь плавится в платиновых тиглях в индукционной печи Lifumat-2,0-Ох, Германия. Измерения выполняются на рентгеновском спектрометре «ARL-9900-XP» (Applied Research Laboratories, США). Диапазоны определяемых концентраций и погрешность анализа приведены в Таблице 3.4.

Для построения градуировочных зависимостей и контроля правильности анализа используются следующие государственные стандартные образцы состава горных пород: МУ-1, МУ-3, МУ-4, СА-1, СЧТ-1, СЧТ-2, СДО-1, СДУ-1, СГ-1А, СГ-2, СГ-3. СГД-1, СГД-2, СГХ-1, СГХ-5, СГХМ-2, СГХМ-3, СИ-1, СИ-2, СНС-1, СНС-2, СОП-1, СТ-1 и искусственные смеси на основе MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO ,

CaSO₄, Cr₂O₃, Fe₂O₃. Определяемые компоненты: Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅, SO₃, K₂O, CaO, V₂O₃, TiO₂, Cr₂O₃, MnO, Fe₂O₃, NiO, BaO и ППП - потери при прокаливании (LOI). Погрешность определения не превышает таковую для второй категории точности по (ОСТ 41-08-205-99, 1999).

Таблица 3.4. Диапазоны определяемых концентраций и погрешность рентгеноспектрального флуоресцентного (силикатный) анализа (Карманова, Карманов, 2011).

Компонент	Диапазон определяемых содержаний, %	Относительное стандартное отклонение*, %
Na ₂ O	0,05 – 15	28 – 3,5
MgO	0,05 – 45	30 – 1,7
Al ₂ O ₃	0,01 - 100	30 – 1,1
SiO ₂	0,01 - 100	30 – 0,7
P ₂ O ₅	0,01 - 2	21 – 4,3
K ₂ O	0,01 - 10	30 – 3,5
CaO	0,01 - 100	30 – 1,2
TiO ₂	0,01 - 100	27 – 0,8
MnO	0,01 - 2	24 – 3,4
Fe ₂ O ₃	0,01 - 100	30 – 0,7
BaO	0,005 - 0,5	30 - 16
SO ₃	0,04 - 60	21 - 1
V ₂ O ₅	0,01 – 0,15	25 - 16
Cr ₂ O ₃	0,01 - 50	14 – 2,5
NiO	0,01 - 0,3	23 - 5
ППП	0,2 - 50	11 – 1,4

Примечание. * для нижней и верхней границ определяемых содержаний.

Элементный анализ образцов (донных отложений, воды) выполнен методом *масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой* на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan MAT) с пневматическим концентрическим распылителем Майнхарда (аналитик Николаева И.В., Палесский С.В.). На стадии пробоподготовки применяли кислотное разложение, сплавление и т.д. Определение концентраций в полученных растворах выполнено с использованием внешней градуировки по многоэлементным растворам фирмы Inorganic Ventures в сочетании с внутренним стандартом для учета матричного влияния и инструментального дрейфа. В качестве внутреннего стандарта использовали In с концентрацией 1 мкг/л, который добавляли в анализируемые и

градуировочные растворы после необходимого разбавления непосредственно перед ИСП-МС измерением.

Определение всех элементов проводили в низком разрешении (300) по выбранным изотопам: ^{85}Rb , ^{88}Sr , ^{89}Y , $^{90,91}\text{Zr}$, ^{93}Nb , ^{133}Cs , ^{137}Ba , ^{139}La , ^{140}Ce , ^{141}Pr , ^{146}Nd , ^{147}Sm , $^{151,153}\text{Eu}$, ^{157}Gd , ^{159}Tb , ^{163}Dy , ^{165}Ho , ^{166}Er , ^{169}Tm , ^{172}Yb , ^{175}Lu , $^{177,178}\text{Hf}$, ^{181}Ta , ^{232}Th , ^{238}U . Образование в плазме оксидов бария, вызывающих интерференции, при используемых операционных параметрах оценивается на уровне 0,1% (гидроксидов на уровне 0,04%), в связи с этим при расчете концентраций европия проводили необходимую коррекцию. Правильность используемой методики подтверждена на основе анализа стандартных образцов (ВЛ-1 и т.д.). Погрешность анализа оценивается на уровне 5-7%.

Определение зольности почв и донных отложений производится по стандартной методике ГОСТ (ГОСТ 27784-88) (аналитик Лудина Г.С.). Образцы, поступившие на анализ, доводят до воздушно-сухого состояния. Пробу измельчают и просеивают через сито с отверстиями диаметром 5 мм, тщательно перемешивают, методом квартования отбирают 3-5 г пробы шпателем или ложечкой.

Тигли с пробами, высушенными при $105\pm 2^\circ\text{C}$ до постоянной массы, ставят в холодную муфельную печь и постепенно доводят температуру до 200°C . При появлении дыма печь отключают и дверцу приоткрывают. В течение 1 ч постепенно доводят температуру в муфельной печи до 300°C . После прекращения появления дыма печь закрывают, температуру в муфельной печи доводят до $525\pm 25^\circ\text{C}$ и тигли прокаливают в течение 3 ч. Тигли с зольным остатком вынимают из муфельной печи, закрывают их крышками и ставят в эксикатор. Охлажденные до комнатной температуры тигли взвешивают с погрешностью не более 0,001 г.

Несгоревшие частицы почвы дополнительно выжигают. Для этого в тигли добавляют несколько капель горячей дистиллированной воды температурой более 90°C или 3%-ного раствора перекиси водорода и повторно прокаливают при температуре $525\pm 25^\circ\text{C}$ в течение 1 ч, охлаждают в эксикаторе и взвешивают с

погрешностью не более 0,001 г. После охлаждения и взвешивания оценивают изменение массы зольного остатка. Если изменение массы в сторону уменьшения или увеличения будет менее 0,005 г, то анализ заканчивают и для расчета принимают наименьшее значение массы. При уменьшении массы на 0,005 г и более тигли с зольным остатком прокаливают дополнительно. Прокаливание заканчивают, если разность в массе при двух последовательных взвешиваниях будет менее 0,005 г.

Допускаемые расхождения между результатами повторных определений от их среднего арифметического при выборочном статистическом контроле и доверительной вероятности $P=0,95$ составляют, в процентах: 16,8 — при зольности 10%; 8,4 — при зольности свыше 10%.

Расчет химического состава воды производился с помощью формулы М.Г. Курлова (Курлов, 1928), которая используется для выражения химического состава воды и представляет собой псевдодробь:

		в порядке убывания	
		→	
Специф.комп. г/л, (As, Fe, F и др.)	Газ г/л М г/л (CO ₂ , H ₂ S, N ₂ и др.)	$\frac{\text{Анионы (мг-экв\%)}}{\text{Катионы (мг-экв\%)}}$	Т°С, рН, Q м ³ /сут
		→	
		в порядке убывания	

В формулу выносятся анионы и катионы с содержанием более 10 мг-экв%. В названии химического типа воды участвуют анионы и катионы с содержанием от 25 мг-экв% (для минеральных вод от 20 мг-экв%). Наименование вод дается по возрастанию содержаний анионов и катионов.

Проведена компьютерная обработка аналитических данных с использованием методов многомерной статистики, кластерного анализа и т.д.

Для хранения и оперативного извлечения аналитических данных составлена база данных MS Excel, в которую включены данные по географической привязке

точек опробования, их координаты, индексы образцов и данные всех проведенных аналитических исследований. Выборки содержаний элементов объединялись и разделялись различным образом для получения необходимых сведений.

Статистическая обработка данных анализов, включающая оценку параметров распределения элементов, проверку гипотез о виде распределения, оценку корреляций, производилась при помощи программного продукта Statistica, а также средствами MS Excel. Полученные аналитические данные обработаны с помощью пакета Statistica, для каждого элемента системы. Посчитаны средние значения, стандартные отклонения, асимметрия, эксцесс. Асимметрия характеризует симметричность плотности относительно среднего значения, т. е. является количественной характеристикой степени скошенности распределения. Эксцесс характеризует поведение плотности распределения в районе его модального значения и обуславливает геометрическую форму соответствующей кривой в окрестности точки ее максимума, ее островершинность.

Характерное свойство нормального распределения состоит в том, что 68% всех его наблюдений лежат в диапазоне ± 1 стандартное отклонение от среднего, а диапазон ± 2 стандартных отклонения содержит 95% значений. Другими словами, при нормальном распределении, стандартизованные наблюдения, меньшие -2 или большие $+2$, имеют относительную частоту менее 5%. В основном, выборки содержаний элементов имеют нормальное, иногда логнормальное распределение исследуемых величин.

Кроме того, были посчитаны различные коэффициенты корреляции. Коэффициент корреляции используют для описания степени тесноты связи. Он может быть вычислен для любой двумерной системы наблюдений. Однако только в случае совместной нормальной распределенности исследуемых величин коэффициент корреляции имеет четкий смысл как характеристика степени тесноты связи между ними. Если же распределение отклоняются от нормального необходимо оценивать уровень значимости этих коэффициентов корреляции. Статистическая значимость результата представляет собой оцененную меру уверенности в его "истинности". Выражаясь более технически, р-уровень — это

показатель, находящийся в убывающей зависимости от надежности результата. Более высокий p - уровень соответствует более низкому уровню доверия к найденной в выборке зависимости между переменными. Именно, p -уровень представляет собой вероятность ошибки, связанной с распространением наблюдаемого результата на всю выборку. p -уровень 0.05 рассматривается как "приемлемая граница" уровня ошибки. В данном случае оценка значимости проводилась программой Statistica по критерию Пирсона.

Расчет количественных характеристик распределения конкретного элемента в индивидуальном объекте опробования (в данной работе в донных отложениях) состоял из следующих этапов статистической обработки исходных данных [Ogugbuaја, 1985]: проверка гипотез распределения содержаний элементов в выборке; оценка геохимического фона; вычисление коэффициента корреляции между содержанием элементов.

Коэффициент корреляции вычисляется по формуле [Hlavay J., Polyak, 1998]:

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2}} = \frac{m \sum x_i y_i - \sum x_i \sum y_i}{\sqrt{[m \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2][m \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]}}$$

где x, y – сравниваемые массивы значений, m – число пар значений.

Значимость отличия найденного коэффициента от нуля проверяется сопоставлением его со значением $r(f, P)$, взятым из таблицы при степенях свободы $f=m-2$. Связь имеет место, если $|r| > r(f, P)$.

Для построения доверительного интервала для r используют преобразование Р. Фишера: $z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r}$ где $1-\alpha$ - доверительная вероятность, $u_{\alpha/2}$ - $100\alpha/2$ -процентная точка стандартного (0,1) - нормального распределения [Ogugbuaја, 1985].

Доверительный интервал $[z_1, z_2]$ строится по формуле

$$z_{1,2} = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} \pm \frac{u_{\alpha/2}}{\sqrt{m-3}} - \frac{r}{2(m-1)} = \operatorname{argth} r \mp \frac{u_{\alpha/2}}{\sqrt{m-3}} - \frac{r}{2(m-1)}.$$

Истинное значение коэффициента корреляции r с той же доверительной

вероятностью $1-\alpha$ заключено в пределах $\text{th}z_1 < r < \text{th}z_2$, где $\text{th}z$ - тангенс гиперболический от аргумента z $\text{th}z = (e^z - e^{-z}) / (e^z + e^{-z})$.

Для наглядности компонования полученных аналитических данных по всему массиву содержаний элементов в донных отложениях, к пробам, которые изучены всеми выше перечисленными методами, применен кластерный анализ.

Кластерный анализ — набор алгоритмов классификации, широко применяемый в тех случаях, когда еще нет каких-либо априорных гипотез относительно взаимосвязи объектов исследования. Методика кластерного анализа строится на возможности объединить с помощью некоторых критериев в однородные кластеры гетерогенную совокупность объектов. Узловым моментом является выбор меры близости (или расстояния) между объектами, от которого зависит окончательное разбиение на классы. Наиболее часто в качестве меры близости используется евклидово расстояние. Для расчета использовалась матрица $m \times n$ (n — пробы донных осадков или почв; m — количество факторов или переменных (Hg, Cd, Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, Mn, Fe и другие). Число переменных в решениях изменялось с целью обнаружения устойчивых связей между переменными и получения устойчивых групп осадков. Расчет производится отдельно для R и Q факторов. Q -анализ кластирует образцы (объекты), R -анализ — факторы (химические элементы). В R -анализе метрикой является коэффициент корреляции, в Q -анализе — евклидово расстояние в M -мерном пространстве. Решения оформлены в виде дендрограмм, представляющих графическое отображение иерархических связей выделенных классов, и дендрограмм корреляционных связей химических элементов в заданной совокупности объектов.

Выводы к Главе 3:

Использованы материалы полевых и аналитических работ 2012-2019 гг. Пробоотбор производился с катамарана цилиндрическим пробоотборником с вакуумным затвором (диаметр 82 мм, длина 95 см), разработанным НПО «Тайфун», Россия. Разбор керн донных отложений происходил с интервалом 3-5 см на

глубину 50-120 см. Физико-химические переменные фиксировались *in situ* (pH, Eh, общая минерализация воды, содержание O₂).

Исследования химического состава образцов донных отложений проводились в Центре коллективного использования научным оборудованием для многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск и в Аналитическом центре ФГБОУ ВПО «НГПУ», г. Новосибирск. Методом атомно-абсорбционной спектроскопии с использованием методов пламенной и электротермической атомизации в пробах определялись значения концентраций микро- и макроэлементов на спектрометре «Solaar M6» (Thermo Electron, Великобритания), снабженном зеемановским и дейтериевым корректором фона. Рентгеноспектральным флуоресцентным анализом на спектрометре «ARL-9900-XP» (Applied Research Laboratories, США) – макроэлементный состав. С помощью сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) «MIRA 3 TESCAN» (Tescan, Чехия), снабженного энергетическим спектрометром «OXFORD» (Oxford Instruments, Великобритания) происходило изучение морфологии и фазового состава образцов. Методом рентгеновской дифрактометрии (XRD) - минеральный состав на дифрактометре «ARLX'TRA» (излучение CuK α) (Thermo Fisher Scientific (Ecublens) SARL, Швейцария). Определение содержания естественных (Th, U, K) и искусственных (¹³⁷Cs) радионуклидов проводилось гамма-спектрометрическим методом на колодезном коаксиальном детекторе из сверхчистого германия (HPGe) с предусилителем и низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA («Eurysis Mesures», Франция).

Проведена компьютерная обработка аналитических данных с использованием продуктов MS Office, методов многомерной статистики, кластерного анализа и т.д.

ГЛАВА 4. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПОНЕНТОВ МАЛЫХ ОЗЁР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

4.1. Характеристика вод малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири

Данные по химическому составу озерных вод согласуются с данными предыдущих исследователей (Страхов, 1962; Поползин, 1967; Угланов, 1981; Савченко, 1997; Водоемы..., 1999; Исупова, Колпакова и др., 2015 и другие) с вариациями составов вод в пределах вековых колебаний уровня озер, описанных в работе А.В. Шнитникова (1950). Исходя из этого, в работе приведены данные по физико-химическим параметрам воды, измеренные непосредственно в полевых условиях.

Состав вод изменяется таким образом, что в анионном составе подтаёжных вод к гидрокарбонат-иону (HCO_3^-) добавляется сульфат-ион (SO_4^{2-}), при переходе в лесостепную зону и далее при переходе к степной зоне к гидрокарбонат-иону добавляется преимущественно ион хлора (Cl^-). Кальциево-магниевые и натриево-кальциевые воды подтайги сменяются натриево-магниевыми водами зоны лесостепи и продолжают в степной зоне с возрастанием содержания натрия в катионном составе. По содержанию главных ионов состав вод озер, в целом, изменяется от *гидрокарбонатно магниево-кальциевых пресных* до *хлоридно-натриевых рассолов*. Обобщая все полученные аналитические данные для всех рассмотренных выше озерных систем ландшафтных зон подтайги, лесостепи, степи и подзоны ленточных боров согласно (рисунок 4.1), можно проследить общеизвестный тренд метаморфизации вод юга Западной Сибири при движении с севера на юг от зоны подтайги к степной ландшафтной зоне.

Установлено, что известное меридиональное изменение ионного состава и общей минерализации вод на юге Западной Сибири с севера на юг (от подтайги до степной зоны) осложняется присутствием большого количества малых озер с

гидрокарбонатно-натриевым (содовым) составом вод. Формирование озёрных вод полного спектра солёности, в т.ч. содовых, обусловлено особенностями гривного рельефа Барабинской низменности и Кулундинской равнины, вследствие чего происходит местное перераспределение влаги и легкорастворимых солей: их переток с грив в межгривное пространство, а также составом почвообразующего субстрата – лессовидных суглинков (Ильин, Сысо, 2011).

Известно, что содовые воды, которые встречаются в рассматриваемых ландшафтных зонах, способствуют обильному развитию биоты (Страхов, 1954; Заварзин, 1993). Развитие биоты различных видов (альгобактериальные маты, дрейфующие на поверхности воды макрофиты/водоросли, погруженные макрофиты и/или водоросли) в свою очередь ведет к процессам концентрирования и перераспределения вещества, а также к локальным изменениям среды в водной толще (Кузнецов, 2003).

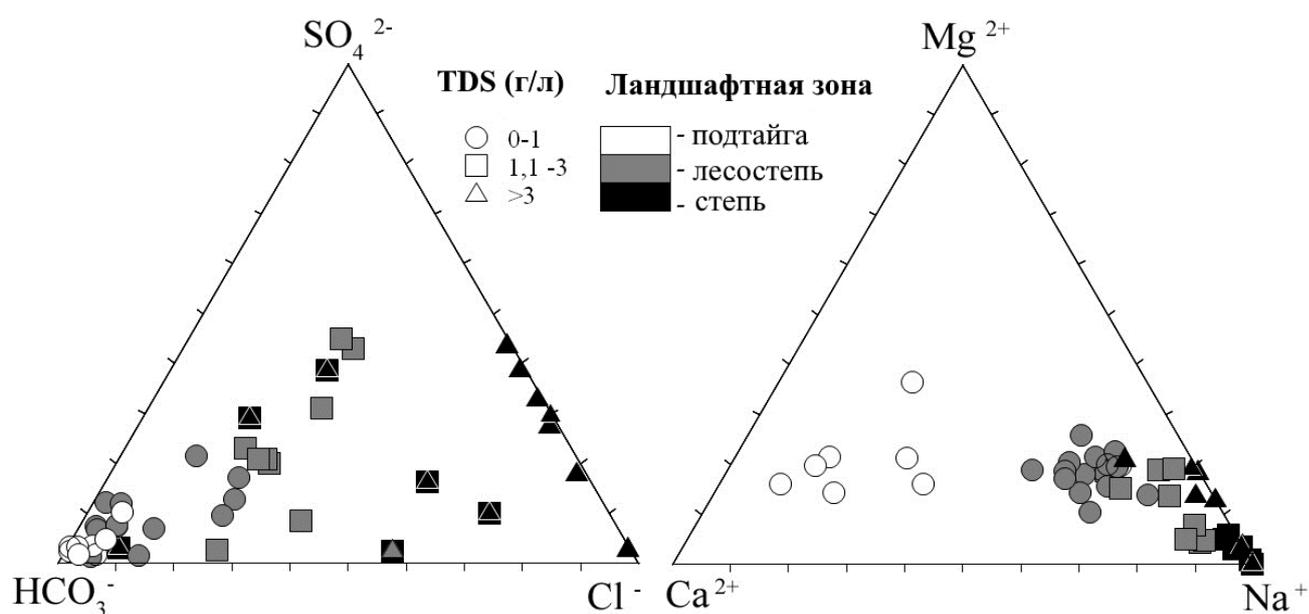


Рисунок 4.1. Треугольник Ферре состава озерных вод (%-экв) с учетом значений общей минерализации воды и ландшафтной зоны.

Зона подтайги. Кыштовская система озёр

По содержанию главных ионов воды Кыштовской системы - гидрокарбонатные магниево-кальциевые (Таблица 4.1). По значению общей

минерализации воды – пресные (0,20 г/л) (Овчинников, 1970). Воды изученных озер Кыштовской системы относятся к щелочным, со значениями рН 7,90-8,80.

Зона подтайги. Самуськая система озер

По содержанию главных ионов воды Самуськой системы, в основном, *сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциевые* (Таблица 4.1). По значению общей минерализации воды – ультрапресные (0,02-0,03 г/л). Воды изученных озер Самуськой системы – слабокислые до нейтральных, со значениями рН 6,30-6,80.

Зона лесостепи. Барабинские системы озер

Анионный состав вод Барабинских озёр представлен (по уменьшению значимости): $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{Cl}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$; в катионном составе: $\text{Na}^+ \rightarrow \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Ca}^{2+}$, в подчиненном количестве присутствует K^+ . В более минерализованных водах состав катионов практически не меняется, а в анионной части к иону гидрокарбоната добавляется ион хлора, и в меньшей степени сульфат-ион.

По содержанию главных ионов воды систем озер Барабинской низменности, в основном, *гидрокарбонатно магниевые-натриевые* или *гидрокарбонатно натриевые* (Таблица 4.1). По значению кислотно-основных свойств, воды изученных озер Барабинской низменности – щелочные, со значениями рН от 7,88 (оз. Красновишневое) до 9,96 (оз. Жилое-К), по значению общей минерализации воды, в основном, пресные до солоноватых (0,20 – 2,71 г/л), а также встречаются соленые (озёра Песчаное, Никитинское) и рассолы (оз. Красновишневое) (Таблица 4.1).

Зона степи

Анионный состав вод представлен (по уменьшению значимости): $\text{Cl}^- \rightarrow \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$; в катионном составе преобладает Na^+ и Mg^{2+} . По содержанию главных ионов, в основном, состав вод озер степной зоны Кулундинской равнины - *хлоридный натриевый*, характерный для озер с высокими значениями общей минерализации.

Значения общей минерализации воды варьируют от 18,80 до 396,60 г/л (Таблица 4.1). По значению кислотно-основных свойств воды изученных озер степной зоны – щелочные, со значениями рН от 7,63 (оз. Малиновое) до 9,60 (озёра Йодное, Желтырь).

Подзона ленточных боров.

Воды озер системы Боровые слабосоленые имеют *гидрокарбонатный магниево-натриевый состав*. Значения общей минерализации воды составляют 2,10-2,60 мг/л. Воды щелочные - рН 8,95-9,10 (Таблица 4.1).

Состав вод озер системы Боровые соленые варьирует от *гидрокарбонатной натриевой* до *хлоридной магниево-натриевой* с увеличением значений общей минерализации вод от 9,00 до 62,70 г/л (Таблица 4.1).

Таблица 4.1. Физико-химические параметры и содержание главных ионов (мг/л) вод систем озер ландшафтных зон юга Западной Сибири и состав вод, рассчитанный по формуле Курлова (Курлов, 1928).

Система	Название озера	Кол-во проб	Eh*, мВ	pH*	M*, г/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁻	K ⁻	Состав воды (формула)
ПОДТАЙГА													
Кыштовская	Данилино	7	-	7,90	0,20	143	2,9	9,1	23	10	9	1,1	HCO ₃ 88 [Cl 10] Ca 48 Mg 34 [Na 18]
	Лёнево	3	-	7,90	0,20	162	5,4	3,4	27	8	5	8,1	HCO ₃ 93 Ca 52 Mg 26 [Na 22]
	Урманное	3	-	8,80	0,20	171	5,8	1,2	15	14	7	1,7	HCO ₃ 95 Mg 50 Ca 33 [Na 17]
	Карбалык	6	-	8,10	0,20	136	3,2	1,7	22	8	4	2,0	HCO ₃ 95 Ca 56 Mg 31 [Na 13]
	Яково	12	-	6,50	0,02	12	5,0	1,6	2	1	0	2,0	HCO ₃ 57 SO ₄ 30 [Cl 13] Ca 42 Na 40 [Mg 18]
	Мальцево	12	-	6,80	0,03	17	2,9	3,5	3	1	2	4,5	HCO ₃ 63 [Cl 23 SO ₄ 14] Na 62 Ca 28 [Mg 10]
Самуськая	Круглое	12	-	6,30	0,02	10	3,6	1,4	2	1	1	1,6	HCO ₃ 60 SO ₄ 26 [Cl 14] Na 50 Ca 34 [Mg 16]

Примечание. * Измерения Eh, pH и значений общей минерализации воды (M, г/л) производились в полевых условиях. Прочерк - параметры не определялись.

Продолжение. Таблица 4.1.

Система	Название озера	Кол-во проб	Eh*, мВ	pH*	M*, г/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁻	K ⁻	Состав воды (формула)
ЛЕСОСТЕПЬ													
Гжатская	Бол. Казатово	4	375	8,14	0,40	177,2	50,0	66,4	34	23	53	8,2	HCO ₃ 50 Cl 32 [SO ₄ 18] Na 42 Mg 30 Ca 27
	Камбала	10	333	9,30	0,50	227,2	45,6	86,3	40	32	93	8,6	HCO ₃ 52 Cl 34 [SO ₄ 13] Na 49 Mg 29 [Ca 22]
	Чулым	3	366	8,38	0,50	338,4	28,2	26,2	22	32	77	11,6	HCO ₃ 81 [Cl 11 SO ₄ 9] Na 51 Mg 34 [Ca 15]
	Барчин	13	320	8,85	0,60	312,9	27,5	23,9	28	39	124	12,5	HCO ₃ 80 [Cl 11 SO ₄ 9] Na 56 Mg 30 [Ca 13]
Бергульская	Ярголь	7	332	8,66	0,40	293,4	3,7	16,4	25	17	51	19,5	HCO ₃ 90 [Cl 9] Na 54 [Mg 24 Ca 22]
	Бергуль	10	340	8,85	0,50	313,3	12,2	15,4	25	39	73	14,3	HCO ₃ 88 [Cl 7] Na 46 Mg 39 [Ca 15]
	Кайлы	4	354	8,66	0,80	362,1	118,3	74,0	31	43	151	14,8	HCO ₃ 57 [SO ₄ 23 Cl 20] Na 59 Mg 29 [Ca 13]
Новокиевская	Суеток	4	312	9,52	0,20	119,5	17,2	3,3	8	11	30	7,1	HCO ₃ 81 [SO ₄ 15] Na 56 Mg 31 [Ca 14]
	Бильгень	3	321	9,10	0,20	156,8	12,5	5,5	13	12	34	8,3	HCO ₃ 86 [SO ₄ 9 Cl 5] Na 53 Mg 28 [Ca 19]
	Сарбалык	15	320	8,76	0,30	223,9	5,7	4,1	15	14	51	8,3	HCO ₃ 94 [Cl 3 SO ₄ 3] Na 58 Mg 26 [Ca 17]
	Бол. Курган	4	314	8,95	0,27	339,5	47,8	21,0	18	33	79	11,8	HCO ₃ 78 [SO ₄ 14 Cl 8] Na 52 Mg 36 [Ca 12]

Примечание. * Измерения Eh, pH и значений общей минерализации воды (M, г/л) производились в полевых условиях. Прочерк - параметры не определялись.

Продолжение. Таблица 4.1.

Система	Название озера	Кол-во проб	Eh*, мВ	pH*	M*, г/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁻	K ⁻	Состав воды (формула)
ЛЕСОСТЕПЬ													
Куйбышевская	Жилое К	4	304	9,96	0,30	166,4	3,1	25,7	19	9	28	28,0	HCO ₃ 78 [Cl 21] Na 59 [Ca 23 Mg 18]
	Мостовое	4	310	9,44	0,40	268,6	20,3	10,5	11	17	50	7,6	HCO ₃ 86 [SO ₄ 8 Cl 6] Na 56 Mg 31 [Ca 12]
	Цыбово	4	335	8,59	1,60	311,7	487,7	289,8	79	78	333	30,0	SO ₄ 43 Cl 35 [HCO ₃ 22] Na 60 Mg 25 [Ca 15]
Барабинская	Бол. Кайлы	15	301	9,58	1,30	498,1	156,5	237,4	32	28	316	13,0	HCO ₃ 45 Cl 37 [SO ₄ 18] Na 79 [Mg 13 Ca 9]
	Чистое	4	287	8,81	1,60	544,0	220,8	203,5	40	31	587	16,0	HCO ₃ 46 Cl 30 [SO ₄ 24] Na 85 [Mg 8 Ca 6]
	Жилое	4	343	8,88	1,90	621,4	240,9	294,8	43	54	561	48,0	HCO ₃ 43 Cl 35 [SO ₄ 21] Na 80 [Mg 13 Ca 6]
	Бугристое	9	339	8,69	2,10	767,4	288,5	339,8	60	35	540	18,9	HCO ₃ 45 Cl 34 [SO ₄ 21] Na 92 [Mg 3 Ca 4]
	Песчаное	7	295	9,18	3,30	916,7	451,5	658,3	26	110	1061	27,0	Cl 43 HCO ₃ 35 [SO ₄ 22] Na 82 [Mg 16]
Чулымская	Качкульня	3	243	9,30	0,80	429,2	37,5	71,6	30	39	201	6,5	HCO ₃ 72 [Cl 21 SO ₄ 8] Na 66 [Mg 23 Ca 11]
	Иткуль	3	280	8,90	1,90	934,8	32,3	344,8	22	102	397	15,9	HCO ₃ 60 Cl 38 Na 65 Mg 31
	Канкуль	3	366	9,00	2,50	631,4	495,4	485,2	60	163	630	15,7	Cl 39 HCO ₃ 31 SO ₄ 30 Na 63 Mg 30 [Ca 7]

Примечание. * Измерения Eh, pH и значений общей минерализации воды (M, г/л) производились в полевых условиях. Прочерк - параметры не определялись.

Продолжение. Таблица 4.1.

Система	Название озера	Кол-во проб	Eh*, мВ	pH*	M*, г/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁻	K ⁻	Состав воды (формула)
ЛЕСОСТЕПЬ													
Здвигательная	Бол. Чича	4	370	8,80	0,60	299,4	43,1	105,9	35	25	81	6,0	HCO ₃ 56 Cl 34 [SO ₄ 10] Na 50 Mg 27 [Ca 23]
													HCO ₃ 40 Cl 33 SO ₄ 27 Na 58 Mg 27 [Ca 15]
Карасукская	Кротово	9	308	8,80	1,40	512,4	278,3	249,6	59	63	235	18,2	SO ₄ 41 Cl 38 [HCO ₃ 21] Na 55 Mg 29 [Ca 15]
													Cl 36 SO ₄ 35 HCO ₃ 29 Na 82 [Mg 14]
	Хорошее	3	350	9,10	2,71	641,5	606,2	463,9	31	84	893	14,9	Cl 69 HCO ₃ 29 Na 88 [Mg 9]
Теренгульская	Никитинское	3	-	8,22	4,50	1243,8	64,1	1705,0	36	76	1374	20,0	Cl 76 [SO ₄ 24] Na 78 [Mg 22]
													Cl 76 [SO ₄ 24] Na 78 [Mg 22]
	Красновишневое	3	-	7,88	297,30	642,9	60130	143880	63	11900	80450	251	

Примечание. * Измерения Eh, pH и значений общей минерализации воды (M, г/л) производились в полевых условиях. Прочерк - параметры не определялись.

Продолжение. Таблица 4.1.

Система	Название озера	Кол-во проб	Eh*, мВ	pH*	M*, г/л	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁻	K ⁻	Состав воды (формула)
СТЕПЬ													
Михайловская	Йодное	8	-	9,60	177,00	1200	31232	63647	9	54	59564	5277	Cl 66 [SO4 24 HCO3 10] Na 99
	Малиновое	11	-	7,63	396,60	3645	42473	192738	135	5360	151760	457	Cl 85 [SO4 14] Na 94 [Mg 6]
Петуховская	Петухово (степь)	7	-	9,52	54,20	528	9215	24090	69	3700	16479	70	Cl 77 [SO4 22] Na 70 Mg 30
	Куричье	5	-	7,95	67,00	401	19084	24515	710	3100	19021	89	Cl 76 [SO4 23] Na 69 Mg 28
	Желтырь	5	-	9,60	18,80	4742	5331	3785	4	36	4900	40	SO4 38 Cl 36 HCO3 26 Na 99
ЛЕНТОЧНЫЙ БОР													
Боровые слабосоленые	Демкино	4	-	8,95	2,10	1525	18,2	90,6	18	93	374	12,0	HCO3 89 [Cl 9] Na 66 Mg 30
	Рублево	4	-	9,10	2,60	2117	18,2	70,6	16	72	313	7,0	HCO3 94 [Cl 5] Na 67 Mg 29
Боровые соленые	Танатар-4	7	-	9,50	9,00	6185	185	659	5	67	1811	40	HCO3 82 [Cl 15] Na 93 [Mg 6]
	Танатар-6	7	-	9,83	41,50	12600	3498	11936	2	23	23720	260	Cl 56 HCO3 32 [SO4 12] Na 100
	Петухово (бор)	14	-	9,80	62,70	12400	1310	11400	1	14	24680	326	HCO3 58 Cl 38 Na 99

Примечание. * Измерения Eh, pH и значений общей минерализации воды (M, г/л) производились в полевых условиях. Прочерк - параметры не определялись.

4.2. Характеристика почв и почвообразующего субстрата водосборных площадей малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири

Барабинская низменность расположена в *лесостепной ландшафтной зоне*. Наиболее распространенные почвенные типы: *болотная, лугово-болотная, луговая, лугово-чернозёмная, чернозём южный или обыкновенный, серая лесная* почвы (рисунок 4.2).



Рисунок 4.2. Почвенные разрезы водосборной площади: **(А)** - оз. Кусган (чернозем южный солонцеватый); **(Б)** - оз. Жилое (лугово-черноземная солонцеватая почва) (Фото Салтыкова А.В.).

По результатам исследований, степень гумусированности почв варьирует от 0,9 % (низкой) до 8,3 % (высокой) в верхних горизонтах почвенных профилей. Минимальное количество гумусовых веществ обнаружено в лугово-болотной перегнойной почве (оз. Жилое-К), а максимальное — в серой лесной типичной почве (оз. Бол. Кайлы). Изученные почвы имеют высокую водопроницаемость, низкую водоподъёмную способность и влагоёмкость. Практически повсеместно в почвенных профилях встречаются мицеллы карбонатов (от 22 % до 0,6 %), особенно их много в нижних горизонтах.

Почвы водосборных площадей Кулундинской равнины типичны для степной ландшафтной зоны: осолоненные, содержащие малое количество органического вещества, имеющие высокую плотность (рисунок 4.3).

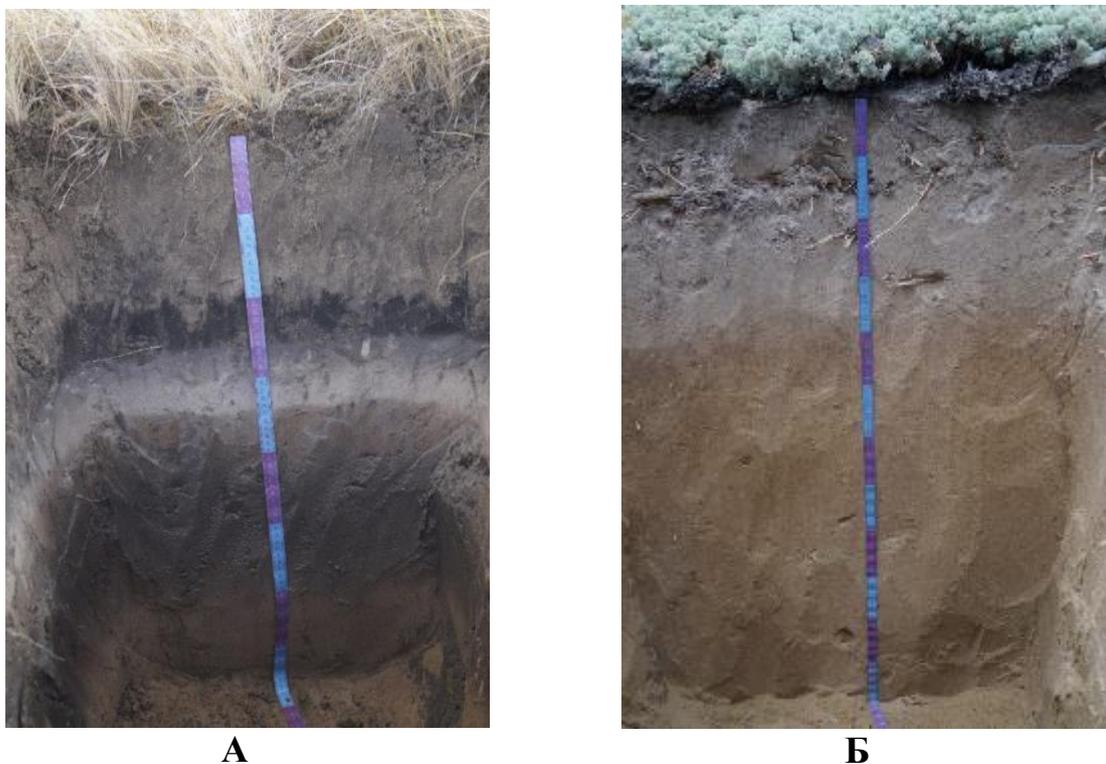


Рисунок 4.3. Почвенные разрезы водосборной площади оз. Петухово (бор). (А) разрез вблизи озера - лугово-степная солонцеватая почва; (Б) разрез в сосновом лишайниковом лесу с подростом из сосны обыкновенной - подзол иллювиально-железистый (Фото Салтыкова А. В.).

На изученной территории встречаются такие типы почв, как: *солончаки* (соровые, луговые, лугово-болотные) и *лугово-степные солонцеватые, луговые солончаковатые почвы* вблизи озер, *подзолы и дерново-подзолы иллювиально-железистые* в подзоне ленточных боров, а также *тёмно-каштановые солонцеватые почвы*.

Аналитические данные по макро- и микросоставу донных отложений озер и почв их водосборных площадей, усреднены по различным ландшафтным зонам. Для почв эти значения сопоставимы с данными для почв Западной Сибири (Сысо, 2007) и средним значением для почвы континентов (Ярошевский, 2004) по таким элементам как Mg, Ca, K, Sr, Ba, Pb, Cu, Zn, Co, Be. Средневзвешенные значения

содержаний микроэлементов в почвах близки к средним для почвообразующих пород (Страховенко, 2011). Проведя сравнение концентраций элементов в выборках почв разных ландшафтных зон (рисунок 4.4), можно утверждать, что за исключением кальция по всем изученным элементам вариация содержаний не превышает величину среднее арифметическое $\pm 3\sigma$ (три стандартных отклонения).

Для остальных элементов влияние ландшафтных условий на формирование геохимического состава донного осадка в зависимости от состава почв водосборных площадей не прослеживается. Малые озера различных ландшафтных зон юга Западной Сибири имеют заметные различия в геохимическом и минералогическом составе донных отложений, относительно почв водосборных площадей, и они сопоставимы с аналогичными внутри одной ландшафтной зоны. Это свидетельствует о преобладании эоловой формы переноса с площадей водосбора в озера минеральной компоненты.

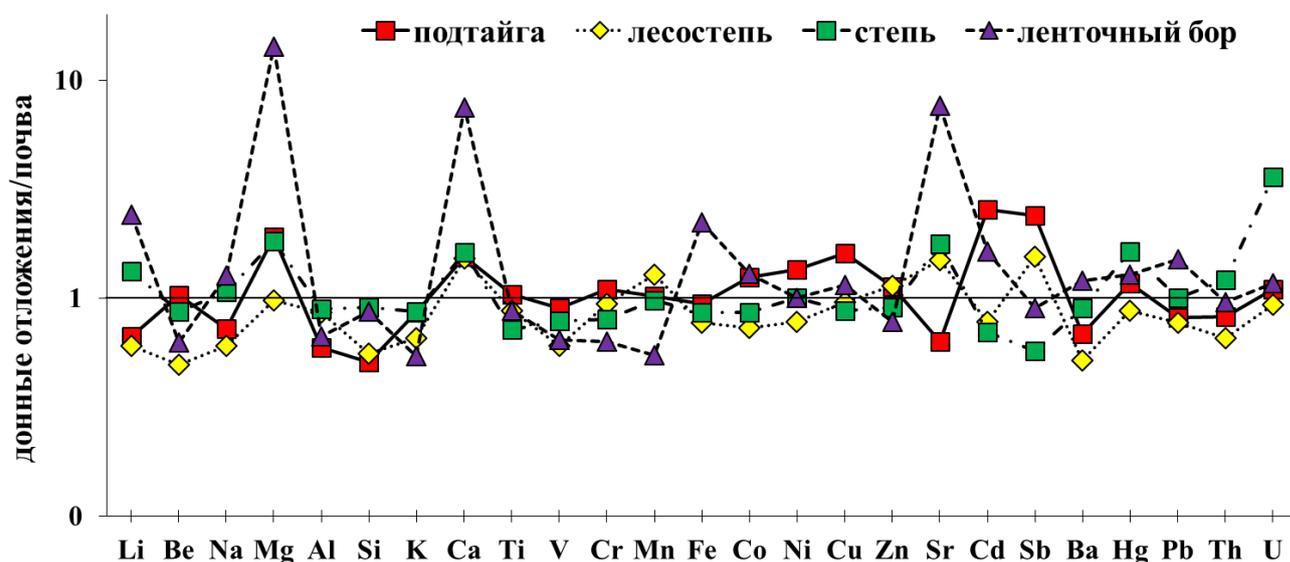


Рисунок 4.4. Усредненные содержания элементов в донных отложениях озер, нормированные к значениям в почвах их водосборных площадей из различных ландшафтных зон юга Западной Сибири

Вертикальное распределение изученных микроэлементов в почвенных профилях водосборных площадей озер характеризуется равномерностью с общей тенденцией хаотичного изменения значений в пределах меньше одного

стандартного отклонения. При этом содержания в верхних горизонтах не превышают значений для нижних интервалов. Элементами с отчетливо выраженным характером повышения концентраций от нижних к верхним почвенным горизонтам являются Cd и Hg во всех ландшафтных зонах Сибири [Страховенко, 2011].

4.3. Характеристика биологической составляющей органоминеральных донных отложений малых озёр юга Западной Сибири (в сотрудничестве с д.б.н. Н.И. Ермолаевой, к.б.н. Е.Ю. Зарубиной, ИВЭП СО РАН).

Источниками автохтонного органического вещества в исследованных озерах являются первичные продуценты (фитопланктон и макрофиты), а также консументы и редуценты (зоо- и бактериопланктон). Первичные продуценты (фитопланктон, фитоперифитон, фитобентос и макрофиты) в водоёме в процессе фотосинтеза создают органическое вещество, которое перерабатывается в пищевой цепи и поступает в донные отложения. Все последующие за фотосинтезом стадии представляют собой этапы разрушения: минерализации и деструкции. Взаимодействие продукции и деструкции органического вещества и определяет, в конечном счете, наряду с другими факторами, параметры донных отложений. Значительный биогенный вклад в потоки органического вещества в донные отложения малых озёр юга Западной Сибири подробно рассмотрен в работах (Ермолаева, 2017; Таран и др., 2018; Страховенко и др., 2019).

По уровню развития фитопланктона озера с кальциевым и смешанным сапропелем относятся к мезотрофным и мезотрофно-эвтрофным водоемам. Для этих озёр характерно массовое развитие мелкоклеточных колониальных цианобактерий, способных откладывать карбонат кальция внутри или на поверхности слизистого чехла, окружающего клетку или многоклеточную колонию (Билан, Усов, 2001; Куприянова, Пронина, 2011). Большой вклад в накоплении Са в донном осадке вносят воздушно-водные растения. Наибольшей способностью к накоплению Са обладает тростник (*Phragmites australis* (Cav.) Trin ex Steud.) (рисунок 4.5), являющийся одним из доминантов прибрежно-водных растительных сообществ исследованных озёр (Бреховских и др., 2008).

В озёрах с кремниевым классом сапропеля значительную долю в фитопланктоне составляют диатомовые водоросли (рисунок 4.6), створки которых содержат кремний (Гашкина и др., 2012). По типу зарастания озера с кремниевым

классом сапропеля делятся на две группы: озёра с бордюрным и озёра с массивно-зарослевым или займищным типами зарастания.

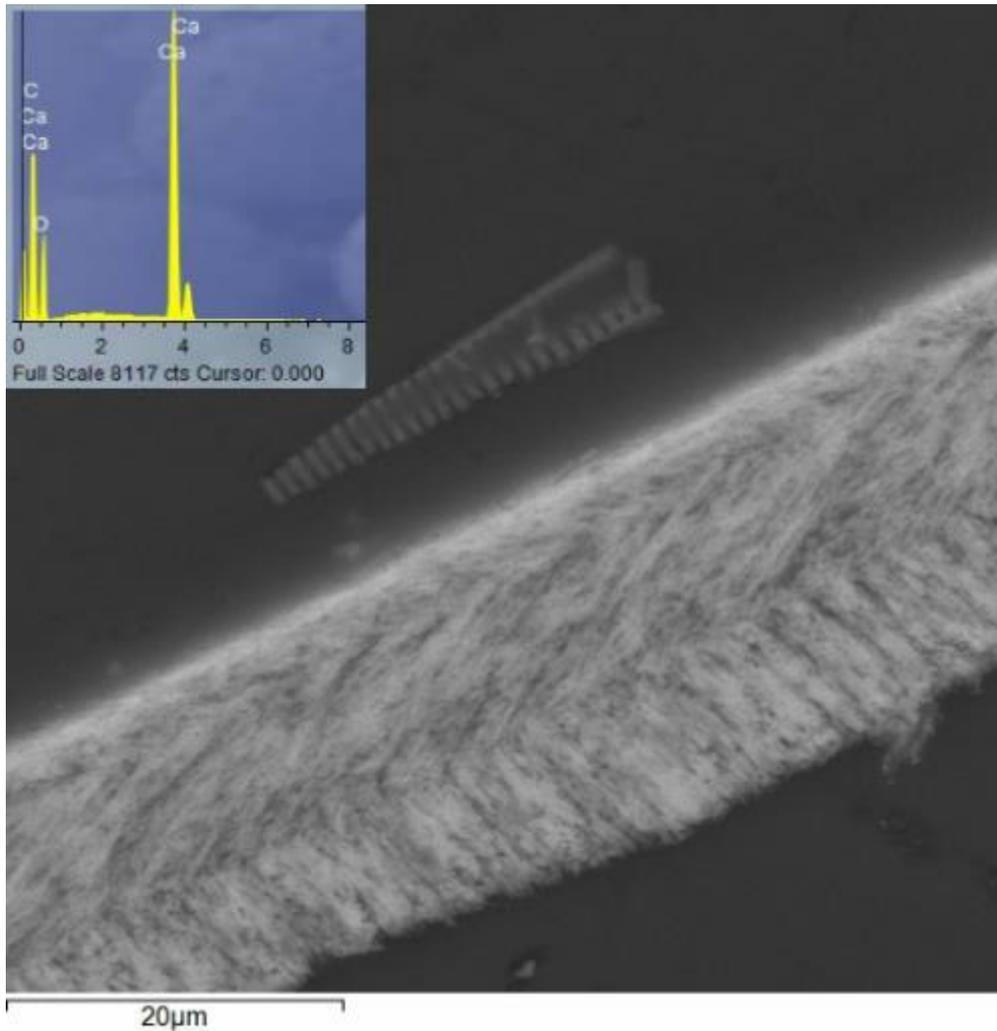


Рисунок 4.5. Микрофотография остатков Са-аккумулирующего тростника (*Phragmites australis* (Cav.) Trin ex Steud.) в донных отложениях, выполненные с помощью СЭМ MIRA 3 TESCAN

В озёрах с бордюрным типом зарастания в литоральной зоне доминирует воздушно-водная растительность (*Phragmites australis*, *Typha angustifolia* L.) при площади зарастания до 15%. Тростник способен накапливать за вегетационный сезон в надземных органах до 14 мг/г сухого веса кремния (Schoelynck и др., 2010). В озёрах с массивно-зарослевым и займищным типами зарастания в прибрежной полосе также доминируют воздушно-водные растения (тростник и рогоз узколистый), но при этом основная часть акватории водоема зарастает погруженной растительностью (до 40-70%). Доминируют сообщества роголистника (*Ceratophyllum demersum* L.), рдестов (*Potamogeton pectinatus* L., *P.*

perfoliatus L. и *P. macrocarpus* Dobroch.), ряски тройчатой (*Lemna trisulca* L.), телореза (*Stratiotes aloides* L.) (рисунок 4.7), урути (*Myriophyllum sibiricum* Kom.).

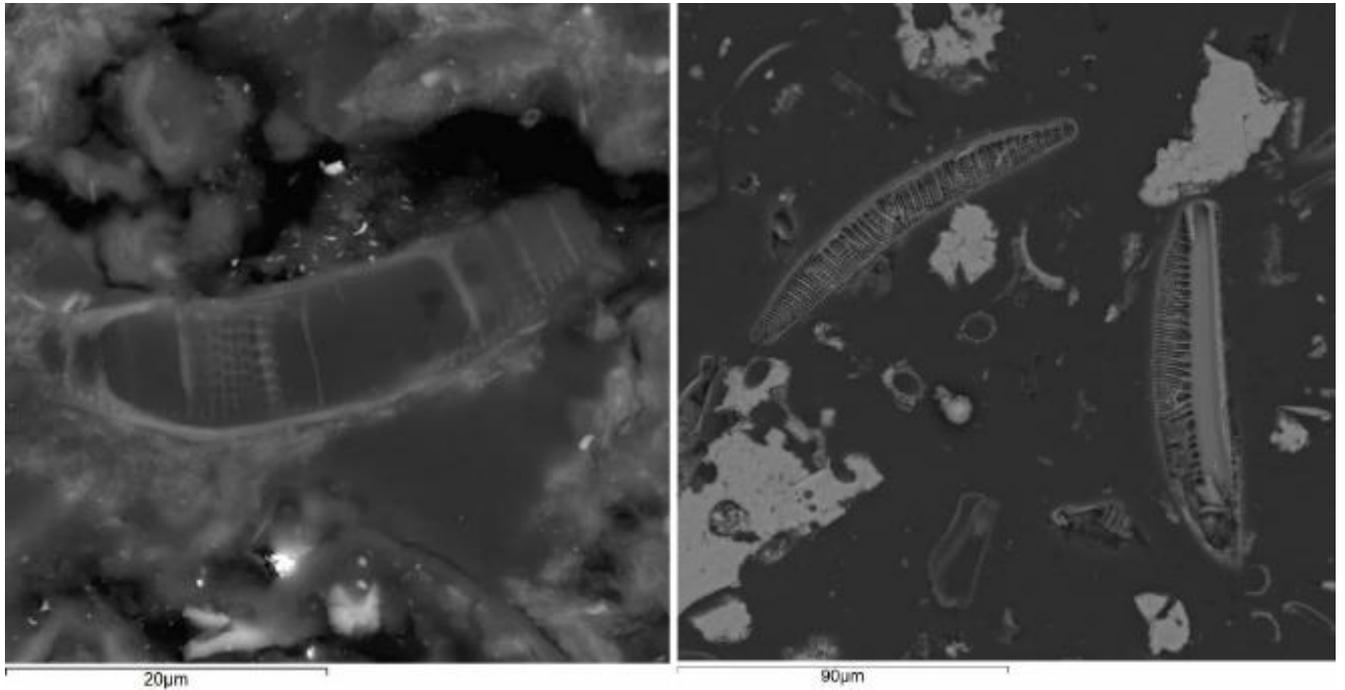


Рисунок 4.6. Микрофотографии панцирей диатомовых водорослей в донных отложениях, выполненные с помощью СЭМ MIRA 3 TESCAN

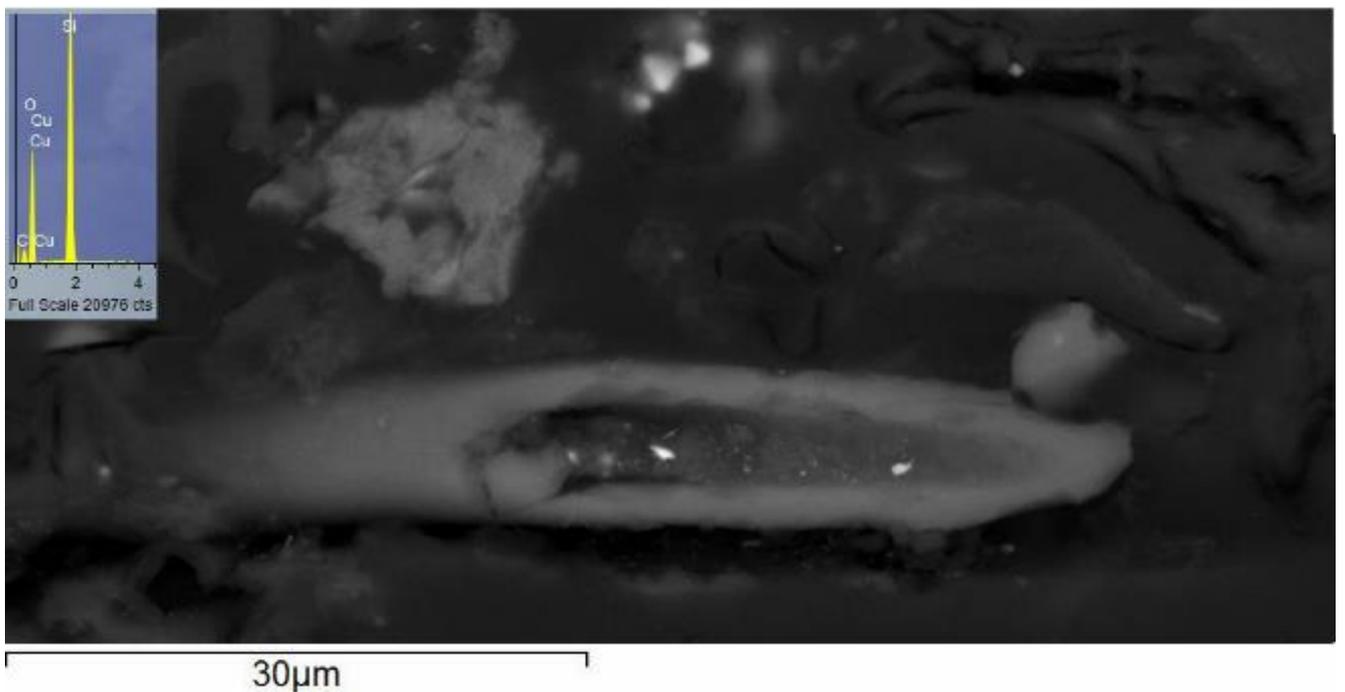


Рисунок 4.7. Микрофотографии остатков Si-накапливающего телореза (*Stratiotes aloides* L.) в донных отложениях, выполненные с помощью СЭМ MIRA 3 TESCAN

4.4. Характеристика донных отложений малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири

Донные отложения озер представлены органоминеральными илами (сапропелями) и минеральными илами с зольностью 45-94% с массивной, мелкокомковатой, орехово-комковатой текстурой, иногда встречаются остатки растительности (рисунок 4.8). Цвет донных отложений синевато-зеленый, табачно-зеленый до черного, часто присутствует сильный запах сероводорода, отложения имеют высокую вязкость (преимущественно в нижних горизонтах). Влажность по глубине керна (сверху вниз) меняется от 98 до 70% (рисунок 4.9).

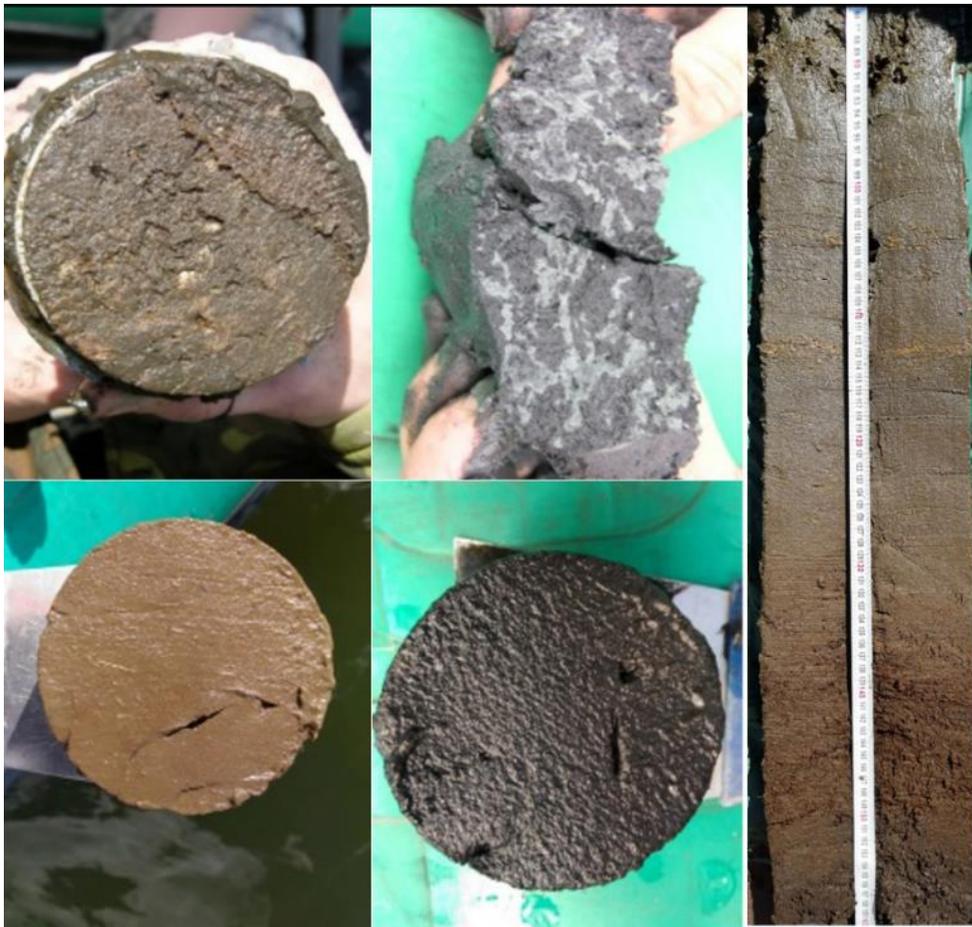


Рисунок 4.8. Горизонтальные срезы керна донных отложений и керна донных отложений

Во всех изученных озерах на разделе вода—дно образуется густая суспензия, аналогичная наилку, постепенно переходящая в жидкий сапропель. Влажность его составляет 98-99 %. Этот слой изобилует бактериями, микрофлорой. Концентрация

биогенных элементов в нем выше в 1,5-2 раза в сравнении с их содержаниями в верхней части осадка.

Зависимости между ландшафтной зоной, типом и классом органоминеральных донных отложений малых озёр не выявлено, например, озера Круглое (подтайга), Жилое-К (лесостепь), Танатар-6 (степь) и Петухово (ленточный бор) относятся к минерализованному типу, кремниевому классу и планктонному виду (Таблица 4.2). При этом распределение по классам сапропеля (соотношению Si/Ca) среди всех рассмотренных озёр происходит неравномерно, с преобладанием озёр с кремниевым классом отложений. Из 46 рассмотренных озёр, 22 озера относятся к кремниевому классу, 10 озёр к кальциевому и 13 к смешанному (Таблица 4.2). По доминирующей первичной продукции большинство озёр относятся к смешанному виду (Страховенко и др., 2019).

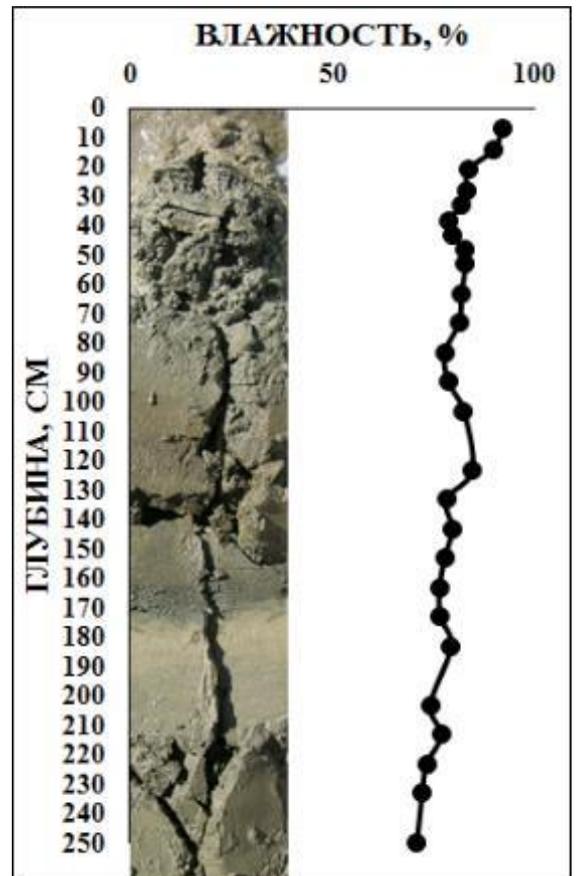


Рисунок 4.9. Средняя влажность по разрезу донных отложений озёр Кыштовской системы

Таблица 4.2. Классификация изученных малых озёр ландшафтных зон юга Западной Сибири по типам, классам и видам.

	Тип	Зольность (%)	Класс	Вид	Озеро	
САПРОПЕЛЬ	органогенный	0-30		М	Качкульня	
	органоминеральный	30-50	Si	П	Мальцево	
				М	Сарбалык	
				ПМ	Яково	
				МП	Цыбово, Бол. Курган	
			Ca	ПМ	Песчаное, Барчин	
				См	П	Бол. Кайлы
					М	Ярголь
	минерально-органогенный	50-70	Si	П	Камбала	
				ПМ	Казатово, Чистое	
				МП	Бугристое, Суеток	
			Ca	П	Танатар- 4	
				М	Жилое	
				ПМ	Рублево, Демкино, Мостовое	
			См	ПМ	Данилино, Ленево, Урманное, Бергуль	
				МП	Кайлы	
	минерализованный	70-85	Si	П	Петухово (бор), Круглое, Танатар- 6, Жилое-К	
				М	Долгое	
				МП	Бильгень	
			Ca	ПМ	Карбалык, Малиновое	
МП				Хорошее		
См			М	Канкуль		
			ПМ	Иткуль, Йодное		
МИНЕРАЛЬНЫЙ ИЛ		85-100	Si	ПМ	Бол. Чича, Петухово (степь), Куричье, Желтырь	
				МП	Красновишневое, Кусган	
			См	МП	Никитинское, Кротово	

Примечание. Классы (Si –кремниевый, Ca – кальциевый, См – смешанный); Виды (П – планктоногенный, М – макрофитогенный, ПМ – планктономакрофитогенный, МП – макрофитопланктоногенный).

В донных отложениях рассматриваемых озёр концентрирование микроэлементов происходит преимущественно минералами терригенной составляющей отложений: кварцем, полевыми шпатами, слюдами. Немалая роль принадлежит также темноцветным минералам, содержащимся в обломках горных пород с площадей водосборов (эпидот, роговая обманка, актинолит, куммингтонит и аксессуарным минералам: ильменит, рутил, титанит, магнетит, гематит, циркон, моноцит и др.), представленными как остроугольными, неокатанными обломочными формами, так и хорошо окатанными зернами эолового происхождения (Гавшин и др., 1999; Ключко, Романовская, 2004; Страховенко и др., 2014).

Сопоставление средневзвешенных концентраций элементов в донных отложениях озер различных ландшафтных зон юга Западной Сибири с составом верхней континентальной коры (Wedepohl, 1995) показало избыточное накопление в процессе современного осадкообразования Ca, Cr, Ni, Cu, Cd, Sb и значительное обеднение Be, K, Al, Si, Ti, Th, Ba, а также Fe, Co (рисунок 4.10, Таблица 4.3). Нормирование на состав верхней континентальной коры производится в связи с нивелированием состава подстилающих пород – лессовидных суглинков

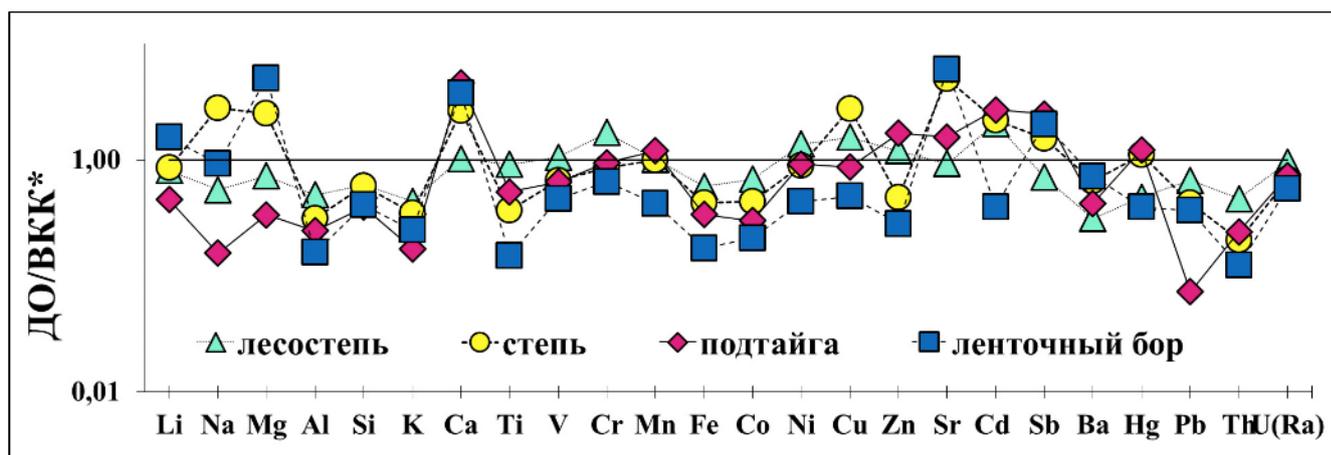


Рисунок 4.10. Мультиэлементный спектр усредненных значений изученных элементов для донных отложений малых озер ландшафтных зон юга Западной Сибири, нормированных к значениям концентраций верхней континентальной коры по (Wedepohl, 1995).

Выявленное постепенное обогащение донных отложений с севера на юг Ca, Sr, Mg, Na, Li, U связано с накоплением в донных отложениях карбонатов, а также

с общеизвестными изменениями ионного состава и значений общей минерализации озёрных вод юга Западной Сибири от зоны подтайги к степной ландшафтной зоне. Установлена меридиональная зональность уменьшения (т.е. обратная) в донных отложениях с севера на юг Cu, Zn, Cd, Sb, накопление которых в основном связано с количеством органического вещества в донных отложениях.

Сопоставление усредненных концентраций изученных элементов в донных отложениях разных типов и классов донных отложений (рисунок 4.11), показало, что значительных различий по распределению большинства изученных элементов не наблюдается. При этом установлено, что органоминеральные отложения из разных ландшафтных зон и озёрных систем, относящиеся к одному типу и классу, характеризуются схожей вариабельностью концентраций микроэлементов. Повышенные концентрации Ca, Mg (макроэлементы) и Sr (микроэлементы) в донных отложениях связаны с накоплением в донных отложениях аутигенных карбонатов разной степени магнезиальности и/или арагонита, а обеднение другими микроэлементами - с эффектом разубоживания отложений карбонатами и органическим веществом, что проявляется без привязки к типу органоминеральных донных отложений.

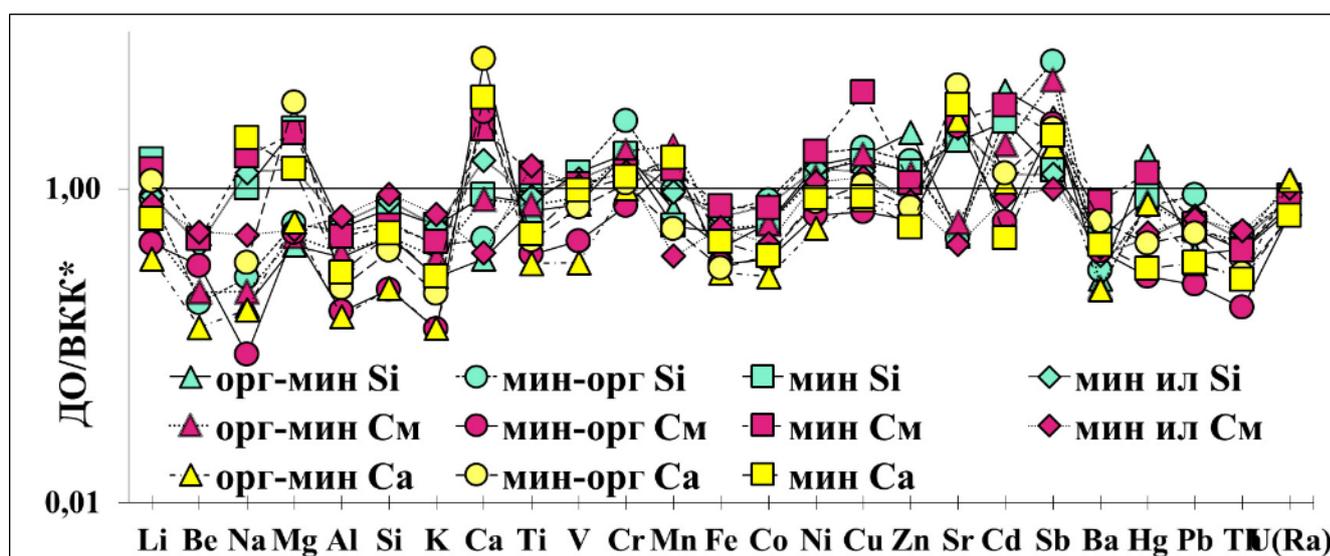


Рисунок 4.11. Мультиэлементный спектр усредненных значений изученных элементов для донных отложений малых озер ландшафтных зон юга Западной Сибири, относящимся к разным типам и классам органоминеральных донных отложений, нормированных к значениям концентраций верхней континентальной коры по (Wedepohl, 1995). Примечание. Типы: *орг-мин* – органоминеральный, *мин-орг* – минерально-органогенный, *мин* – минерализованный, *мин ил* – минеральный ил. Классы: *Si* – кремниевый, *Ca* – кальциевый, *См* – смешанный.

Таблица 4.3. Усредненные значения концентраций макро- (в вес-%) и микроэлементов (мг/кг) в донных отложениях малых озёр юга Западной Сибири с учетом ландшафтной зоны и озёрной системы

Система	Озеро	Si	Al	K	Na	Mg	Ca	Fe	Li	Be	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Cd	Sb	Ba	Hg	Pb
		вес-%									мг/кг													
ПОДТАЙГА																								
Самуськая	Яково	22,61	3,0	0,8	0,6	0,3	0,8	1,1	12	-	0,26	34	45	304	6	28	19	184	121	0,624	0,8	205	0,09	13,0
	Мальцево	10,35	2,1	0,4	0,4	0,3	0,8	1,0	11	-	0,17	30	39	326	6	32	25	195	120	0,516	0,9	155	0,10	24,5
	Круглое	27,20	4,5	1,3	1,1	0,5	1,0	1,6	19	-	0,33	79	61	246	5	25	20	100	109	0,416	0,5	269	0,12	20,5
<i>среднее±станд.откл.</i>		20,05± 8,711	3,2± 1,19	0,8± 0,46	0,7± 0,36	0,4± 0,12	0,8± 0,10	1,2± 0,33	14± 4,4	-	0,25± 0,080	48± 26,8	48± 11,3	292± 41,3	5± 0,7	28± 3,3	21± 3,1	160± 51,6	117± 6,6	0,519± 0,1039	0,7± 0,25	210± 57,5	0,10± 0,013	19,3± 5,85
Кышговская	Данилино	4,64	0,3	0,1	0,1	0,5	28,5	0,4	6	-	0,08	13	16	504	1	6	3	12	964	0,027	0,9	424	0,02	1,9
	Ленево	2,07	0,2	0,0	0,0	0,4	30,0	0,7	6	-	0,04	15	13	924	1	3	1	22	804	0,023	0,8	308	0,01	2,8
	Урманное	0,35	0,1	0,0	0,0	0,7	29,8	0,8	4	-	0,01	15	15	966	2	6	1	10	1162	0,010	0,7	276	0,01	1,0
	Карбалык	2,12	1,6	0,4	0,3	0,4	19,8	1,7	9	-	0,04	41	28	1473	3	12	7	26	600	0,030	0,8	408	0,02	3,8
<i>среднее±станд.откл.</i>		2,29± 1,767	0,6± 0,71	0,1± 0,20	0,1± 0,11	0,5± 0,15	27,0± 4,87	0,9± 0,54	6± 1,9	-	0,04± 0,027	21± 13,3	18± 6,7	967± 396,8	2± 1,0	7± 3,9	3± 2,6	18± 7,8	882± 238,8	0,023± 0,0088	0,8± 0,10	354± 73,0	0,01± 0,005	2,4± 1,20

Примечание. Прочерк - химический элемент не определялся.

Продолжение Таблица 4.3.

Система	Озеро	Si	Al	K	Na	Mg	Ca	Fe	Li	Be	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Cd	Sb	Ba	Hg	Pb
		вес-%											мг/кг											
ЛЕСОСТЕПЬ																								
Чулымская	Канкуль	23,27	4,4	1,3	1,1	1,9	8,3	1,9	22	1,2	0,69	52	45	658	9	27	19	52	816	0,155	-	214	0,02	10,0
	Качкульня	2,35	0,8	0,2	0,3	0,8	2,1	0,5	24	0,3	0,04	13	20	319	4	9	13	29	282	0,142	-	67	0,03	5,5
	Иткуль	21,23	5,2	1,6	1,0	2,0	6,5	2,7	30	1,7	0,36	77	66	838	13	40	27	76	453	0,143	-	322	0,03	13,3
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>15,62± 11,532</i>	<i>3,5± 2,35</i>	<i>1,0± 0,72</i>	<i>0,8± 0,43</i>	<i>1,5± 0,69</i>	<i>5,6± 3,19</i>	<i>1,7± 1,11</i>	<i>26± 4,2</i>	<i>1± 0,7</i>	<i>0,36± 0,322</i>	<i>47± 32,6</i>	<i>44± 23,0</i>	<i>605± 263,8</i>	<i>8± 4,7</i>	<i>26± 15,7</i>	<i>20± 7,2</i>	<i>52± 23,2</i>	<i>517± 272,7</i>	<i>0,147± 0,0073</i>	-	<i>201± 127,8</i>	<i>0,03± 0,004</i>	<i>9,6± 3,89</i>
Гжатская	Барчин	5,28	1,0	0,3	0,2	0,8	12,3	0,7	9	0,4	0,06	14	19	975	3	9	9	36	863	0,123	-	147	0,04	3,8
	Камбала	16,00	3,5	0,8	0,4	0,7	1,8	2,2	14	1,1	0,23	48	52	462	8	28	26	64	138	0,236	-	51	0,03	8,2
	Чулым	11,95	2,6	0,7	0,4	0,7	2,4	1,4	11	-	0,15	40	50	2008	7	22	22	58	236	0,087	-	189	-	9,5
	Казатово	15,82	3,7	1,1	0,7	0,7	2,0	2,1	16	-	0,23	49	142	846	10	30	22	63	181	0,091	-	235	-	14,1
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>12,26± 5,018</i>	<i>2,7± 1,23</i>	<i>0,7± 0,34</i>	<i>0,5± 0,20</i>	<i>0,7± 0,05</i>	<i>4,6± 5,14</i>	<i>1,6± 0,70</i>	<i>13± 2,9</i>	<i>1± 0,5</i>	<i>0,17± 0,080</i>	<i>38± 16,4</i>	<i>66± 52,9</i>	<i>1073± 660,3</i>	<i>7± 2,8</i>	<i>22± 9,3</i>	<i>20± 7,4</i>	<i>55± 12,9</i>	<i>354± 341,7</i>	<i>0,134± 0,0694</i>	-	<i>156± 78,1</i>	<i>0,04± 0,010</i>	<i>8,9± 4,26</i>
Бергульская	Бергуль	14,40	2,8	0,8	0,4	0,8	7,3	1,8	17	1,0	0,25	39	38	837	9	24	19	57	476	0,144	-	126	0,02	9,0
	Ярголь	8,09	2,8	0,8	0,4	0,6	3,1	1,9	8	0,7	0,14	36	33	483	6	18	15	57	116	0,209	-	53	0,01	5,0
	Кайлы	11,58	3,0	0,8	0,5	1,0	5,3	1,4	17	-	0,18	41	54	707	8	25	26	63	528	0,101	-	200	-	11,7
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>11,36± 3,161</i>	<i>2,9± 0,10</i>	<i>0,8± 0,02</i>	<i>0,5± 0,05</i>	<i>0,8± 0,19</i>	<i>5,2± 2,12</i>	<i>1,7± 0,25</i>	<i>14± 4,7</i>	<i>1± 0,22</i>	<i>0,19± 0,057</i>	<i>39± 2,6</i>	<i>42± 11,0</i>	<i>675± 179,2</i>	<i>8± 1,4</i>	<i>23± 3,7</i>	<i>20± 5,3</i>	<i>59± 3,6</i>	<i>373± 224,3</i>	<i>0,151± 0,0541</i>	-	<i>126± 73,8</i>	<i>0,02± 0,009</i>	<i>8,6± 3,40</i>

Примечание. Прочерк - химический элемент не определялся.

Продолжение Таблица 4.3.

Система	Озеро	Si	Al	K	Na	Mg	Ca	Fe	Li	Be	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Cd	Sb	Ba	Hg	Pb
		вес-%										мг/кг												
ЛЕСОСТЕПЬ																								
Новокиевская	Сарбалык	14,85	3,3	0,9	0,4	0,7	1,1	1,7	14	-	0,25	52	86	420	8	26	27	72	143	0,223	-	194	-	9,4
	Суеток	18,85	4,5	1,4	0,5	0,7	0,8	1,9	19	-	0,32	65	81	341	9	31	29	86	116	0,400	-	172	-	15,0
	Бол. Курган	13,77	2,4	0,7	0,4	0,7	1,4	1,1	11	-	0,20	46	69	336	7	21	20	58	167	0,289	-	121	-	9,8
	Бильгень	21,83	5,0	1,4	0,6	0,7	0,8	2,0	21	-	0,37	88	94	310	9	32	30	83	123	0,305	-	186	0,04	13,0
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>17,32± 3,715</i>	<i>3,8± 1,17</i>	<i>1,1± 0,37</i>	<i>0,5± 0,12</i>	<i>0,7± 0,02</i>	<i>1,0± 0,29</i>	<i>1,7± 0,39</i>	<i>16± 4,4</i>	-	<i>0,28± 0,071</i>	<i>62± 18,6</i>	<i>82± 10,5</i>	<i>352± 47,6</i>	<i>8± 0,9</i>	<i>27± 5,4</i>	<i>26± 4,4</i>	<i>75± 12,9</i>	<i>137± 23,0</i>	<i>0,304± 0,0731</i>	-	<i>168± 32,8</i>	-	<i>11,8± 2,67</i>
Куйбышевская	Мостовое	14,55	2,7	0,8	0,4	0,7	1,0	1,3	10	-	0,22	36	44	335	8	22	25	72	199	0,413	-	160	0,03	9,6
	Жилое-К	20,06	6,8	2,0	0,7	1,0	1,3	2,9	28	-	0,38	101	85	504	14	45	39	118	174	0,536	-	343	0,02	20,9
	Цыбово	12,93	3,2	1,1	0,5	0,8	1,3	1,6	13	-	0,21	48	58	532	8	28	23	85	242	0,446	-	210	0,04	13,1
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>15,84± 3,737</i>	<i>4,2± 2,23</i>	<i>1,3± 0,65</i>	<i>0,6± 0,12</i>	<i>0,9± 0,18</i>	<i>1,2± 0,18</i>	<i>2,0± 0,87</i>	<i>17± 9,8</i>	-	<i>0,27± 0,093</i>	<i>62± 34,2</i>	<i>62± 20,8</i>	<i>457± 106,3</i>	<i>10± 3,5</i>	<i>32± 11,9</i>	<i>29± 8,5</i>	<i>92± 23,6</i>	<i>205± 34,4</i>	<i>0,465± 0,0640</i>	-	<i>238± 94,4</i>	<i>0,03± 0,007</i>	<i>14,5± 5,78</i>
Барабинская	Бол. Кайлы	19,07	3,0	1,2	0,8	0,7	2,4	1,7	13	-	0,29	55	94	444	7	24	19	76	228	0,298	1,5	196	0,09	12,4
	Бугристое	19,50	3,8	1,1	0,8	0,9	1,3	2,0	20	-	0,32	67	97	417	9	30	16	87	152	0,356	-	233	-	19,0
	Песчаное	9,17	1,3	0,5	0,6	0,8	8,5	1,1	7	-	0,14	22	51	736	3	12	15	43	851	0,096	0,6	157	0,05	7,6
	Чистое	20,67	5,2	1,8	1,0	0,9	1,3	2,8	27	-	0,37	104	102	492	13	41	35	88	174	0,383	1,9	317	0,06	21,1
	Жилое	22,65	4,7	1,6	0,9	1,1	3,5	2,3	25	-	0,35	104	83	484	8	35	31	82	477	0,082	-	369	0,03	15,7
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>18,21± 5,244</i>	<i>3,6± 1,53</i>	<i>1,2± 0,51</i>	<i>0,8± 0,14</i>	<i>0,9± 0,14</i>	<i>3,4± 3,01</i>	<i>2,0± 0,65</i>	<i>18± 8,7</i>	-	<i>0,29± 0,093</i>	<i>70± 34,8</i>	<i>86± 20,6</i>	<i>515± 127,5</i>	<i>8± 3,4</i>	<i>28± 11,2</i>	<i>23± 9,3</i>	<i>75± 18,6</i>	<i>377± 295,4</i>	<i>0,243± 0,1438</i>	<i>1,3± 0,70</i>	<i>254± 87,1</i>	<i>0,06± 0,025</i>	<i>15,2± 5,36</i>

Примечание. Прочерк - химический элемент не определялся.

Продолжение Таблица 4.3.

Система	Озеро	Si	Al	K	Na	Mg	Ca	Fe	Li	Be	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Cd	Sb	Ba	Hg	Pb
		вес-%										мг/кг												
ЛЕСОСТЕПЬ																								
Карасукская	Кротово	27,61	6,2	2,1	1,2	1,0	1,3	2,6	22	1,6	0,42	63	53	209	7	27	24	64	103	0,130	-	229	0,02	13,1
	Кусган	26,13	7,8	2,4	1,1	1,2	1,6	3,7	31	2,0	0,44	89	62	244	11	41	29	79	115	0,276	-	232	0,02	14,8
	Хорошее	31,95	4,1	1,6	1,2	1,0	3,0	2,0	19	-	0,24	80	80	476	7	29	22	42	353	0,068	-	369	0,02	10,8
<i>среднее±станд.откл.</i>		28,56± 3,028	6,0± 1,83	2,0± 0,41	1,2± 0,09	1,1± 0,13	2,0± 0,91	2,8± 0,85	24± 6,6	1,8± 0,26	0,36± 0,110	77± 13,1	65± 13,9	310± 145,0	8± 2,1	32± 7,5	25± 3,6	62± 18,3	190± 140,8	0,158± 0,1066		277± 79,7	0,02± 0,002	12,9± 2,01
Теренгульская	Красновишнев	22,88	4,9	1,6	4,5	2,0	2,7	1,9	22	-	0,23	61	41	496	9	25	14	40	246	0,083	0,6	196	0,04	12,3
	Никитинское	-	4,0	1,8	1,4	0,4	1,0	0,9	13	-	-	47	37	182	3	15	9	23	177	0,047	0,3	334	0,04	8,9
<i>среднее±станд.откл.</i>		-	4,4± 0,63	1,7± 0,10	3,0± 2,22	1,2± 1,16	1,9± 1,18	1,4± 0,66	18± 6,5	-	-	54± 10,1	39± 3,4	339± 221,7	6± 3,9	20± 7,0	12± 3,9	32± 12,2	211± 49,2	0,065± 0,0257	0,4± 0,19	265± 96,9	0,04± 0,005	10,6± 2,43
Здвинская	Бол.Чича	23,49	6,2	1,9	1,0	1,2	2,8	3,8	32	-	0,41	126	102	963	17	49	34	87	244	0,213	-	335	0,02	21,0

Примечание. Прочерк - химический элемент не определялся.

Продолжение Таблица 4.3.

Система	Озеро	Si	Al	K	Na	Mg	Ca	Fe	Li	Be	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Sr	Cd	Sb	Ba	Hg	Pb
		вес-%									мг/кг													
ЛЕНТОЧНЫЙ БОР																								
Боровые соленые	Петухово (бор)	16,18	3,9	1,4	3,8	4,2	4,1	1,2	31	1,5	0,07	34	55	272	5	15	12	18	939	0,029	0,4	357	0,02	5,6
	Танатар 6-й	28,24	3,1	2,3	6,1	6,7	4,5	0,6	51	-	0,06	27	12	169	2	7	6	13	1219	0,057	0,6	393	0,02	7,5
	Танатар 4-й	9,37	0,7	0,3	2,0	10,8	11,1	0,6	50	-	0,08	25	12	220	2	6	6	17	2085	0,069	0,6	448	0,03	7,2
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>17,93± 9,557</i>	<i>2,6± 1,63</i>	<i>1,3± 1,02</i>	<i>3,9± 2,08</i>	<i>7,2± 3,31</i>	<i>6,5± 3,91</i>	<i>0,8± 0,33</i>	<i>44± 11,1</i>	-	<i>0,07± 0,014</i>	<i>29± 5,0</i>	<i>26± 24,9</i>	<i>220± 51,7</i>	<i>3± 1,7</i>	<i>9± 4,8</i>	<i>8± 3,4</i>	<i>16± 2,8</i>	<i>1414± 597,3</i>	<i>0,052± 0,0201</i>	<i>0,5± 0,14</i>	<i>399± 46,2</i>	<i>0,02± 0,003</i>	<i>6,8± 0,99</i>
Боровые слабосоленые	Рублево	6,37	0,5	0,2	0,5	5,7	15,9	0,2	20	-	0,03	16	16	215	2	5	4	12	2329	0,044	1,0	577	0,03	6,9
	Демкино	8,01	0,4	0,1	0,7	4,7	15,2	0,5	18	-	0,01	19	33	209	2	10	7	15	2096	0,018	0,6	521	0,02	4,8
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>7,19± 1,160</i>	<i>0,4± 0,05</i>	<i>0,2± 0,06</i>	<i>0,6± 0,12</i>	<i>5,2± 0,75</i>	<i>15,5± 0,48</i>	<i>0,3± 0,17</i>	<i>19± 1,5</i>	-	<i>0,02± 0,013</i>	<i>17± 2,0</i>	<i>24± 12,2</i>	<i>212± 4,4</i>	<i>2± 0,03</i>	<i>8± 3,0</i>	<i>6± 2,1</i>	<i>13± 2,2</i>	<i>2213± 164,6</i>	<i>0,031± 0,0187</i>	<i>0,8± 0,29</i>	<i>549± 39,5</i>	<i>0,02± 0,002</i>	<i>5,8± 1,47</i>
СТЕПЬ																								
Петуховская	Петухово (степь)	30,494	3,78	1,55	1,735	2,68	4,15	1,4	16,6	-	0,162	51,6	34,6	768,5	5,49	21,9	13,5	26,5	383,25	0,1138	0,385	381	0,041	10,63
	Желтырь	25	4,78	1,83	2,022	1,85	2,764	1,4	12,8	1,36	-	31,9	70,8	292,9	8,81	15,8	14,8	21,4	406,11	0,0579	0,426	304	0,031	9,811
	Куричье	24	1,72	0,65	1,87	1,87	13,89	0,56	9,25	0,63	-	16,8	17,3	361,3	4,99	5,89	5,23	11	3298,1	0,0175	0,21	103	0,025	2,65
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>26,5± 3,496</i>	<i>3,4± 1,56</i>	<i>1,3± 0,62</i>	<i>1,9± 0,14</i>	<i>2,1± 0,48</i>	<i>6,9± 6,06</i>	<i>1,1± 0,49</i>	<i>13± 3,7</i>	<i>1± 0,5</i>	-	<i>33± 17,5</i>	<i>41± 27,3</i>	<i>474± 257,1</i>	<i>6± 2,1</i>	<i>15± 8,1</i>	<i>11± 5,2</i>	<i>20± 7,9</i>	<i>1362± 1676,3</i>	<i>0,063± 0,0483</i>	<i>0,34± 0,11</i>	<i>263± 143,8</i>	<i>0,03± 0,008</i>	<i>7,7± 4,39</i>
Михайловская	Малиновое	3,89	1,0	0,3	14,9	3,9	11,4	0,6	15	-	0,05	34	16	535	3	9	8	20	2303	0,046	0,5	99	0,03	6,4
	Йодное	8,00	1,8	1,0	10,4	4,9	6,6	2,5	35	-	0,07	41	23	603	5	30	125	40	1329	0,711	0,7	1118	0,17	7,1
<i>среднее±станд.откл.</i>		<i>5,95± 2,911</i>	<i>1,4± 0,59</i>	<i>0,6± 0,47</i>	<i>12,7± 3,16</i>	<i>4,4± 0,75</i>	<i>9,0± 3,36</i>	<i>1,5± 1,40</i>	<i>25± 14,6</i>	-	<i>0,06± 0,015</i>	<i>37± 4,8</i>	<i>19± 5,1</i>	<i>569± 47,8</i>	<i>4± 1,1</i>	<i>19± 14,9</i>	<i>66± 83,3</i>	<i>30± 14,1</i>	<i>1816± 688,6</i>	<i>0,379± 0,4703</i>	<i>0,6± 0,12</i>	<i>609± 720,7</i>	<i>0,10± 0,104</i>	<i>6,8± 0,47</i>

Примечание. Прочерк - химический элемент не определялся.

Корреляция элементов по классам донных отложений малых озёр юга Западной Сибири хорошо прослеживается на дендрограмме кластер-анализа R-типа (рисунок 4.12), где видно, что микроэлементы имеют четкую корреляцию с макроэлементами терригенной составляющей донных отложений. Во всех трех классах наблюдается корреляция Si-Al-K с железом, хромом, никелем, кобальтом, медью, торием. А также четко выделяется карбонатфильная группа Ca-Mg-Sr с вариациями в разных классах. Обособленное положение на всех диаграммах занимает группа микроэлементов Zn-Cd-Pb-Hg, за исключением кальциевого класса, где вместо ртути присутствует Co, а ртуть образует обособленную группу с натрием и торием.

Элементы группы Zn-Cd-Pb-Hg отражают состав взвеси, сорбированной органическим веществом сапропеля или входящим в его состав. При более детальном кластерном анализе с учетом зольности, доминирующего типа продукции, минералогического анализа обособление отдельных групп определяется наличием нескольких главных минеральных фаз их концентраторов. Так, содержание Na контролируется присутствием в донных отложениях захороненных легкорастворимых солей (трона, галит, сода и др.) и зерен альбита, олигоклаза терригенной фракции. Тесные связи между элементами отдельных групп отражают совместное вхождение их в минеральные фазы, что подтверждается данными изучения фазового состава донных отложений с использованием сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и ИК-спектроскопии. Во всех трех классах органоминеральных донных отложений (кальциевый, кремниевый, смешанный), элементы терригенной группы входят преимущественно в состав кварца, полевых шпатов, слюд, а также немногочисленных акцессорных минералов (терригенная составляющая). Элементы карбонатфильной группы (Ca, Sr, Mg ± Mn, Ba,) образуют карбонатные аутигенные минералы или сульфаты, находящиеся в парагенетической ассоциации с ними.

При более детальном кластерном анализе с учетом класса сапропелевых отложений (соотношения Si и Ca), доминирующего типа продукции (планктонный, макрофитный, планктоно-макрофитный) и изучения их фазового состава с

использованием СЭМ и ИК-спектроскопии установлено, что связи между элементами отдельных групп отражают совместное вхождение их в минеральные фазы.

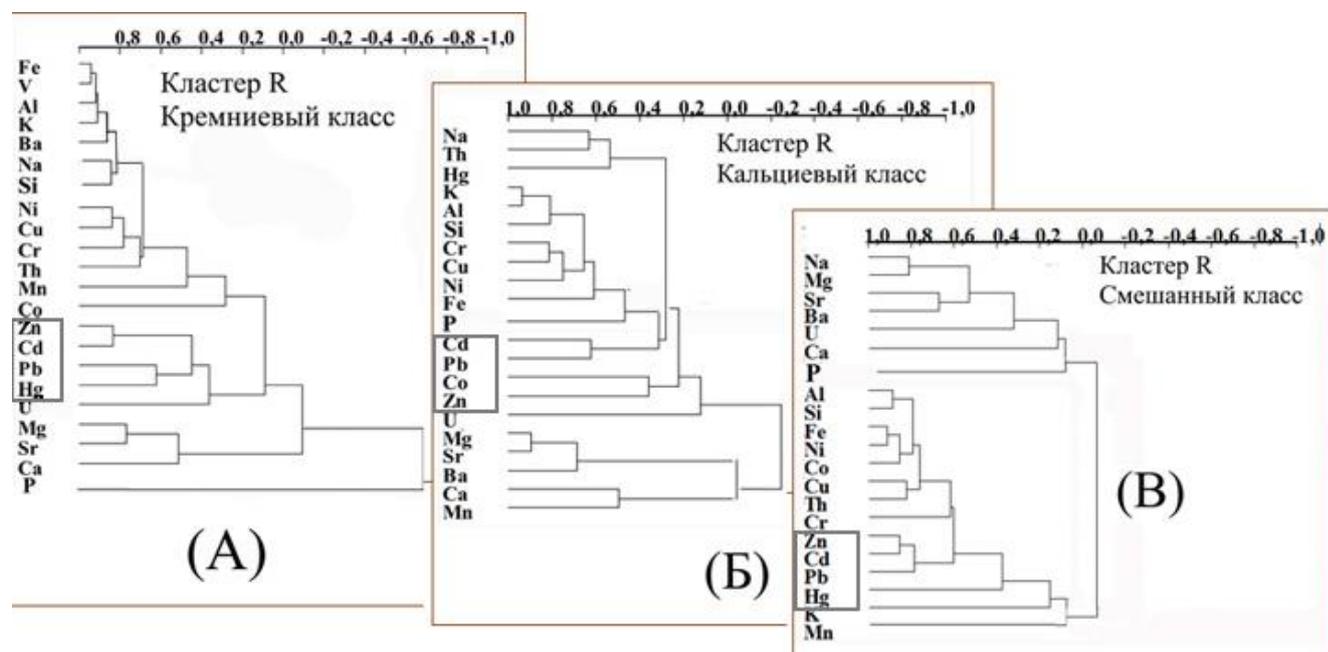


Рисунок 4.12. Дендрограмма кластер-анализа R-типа, где использованы аналитические данные по содержаниям макро- (Si, Ca, Na, K, Al, Mg, Fe, Ti, P, Mn) и микроэлементов (Sr, Ba, Pb, Cd, V, Cu, Zn, Co, Ni, Cr, Hg, U, Th) в разных классах донных отложений (А) –кремниевом, (Б) – кальциевом, (В) – смешанного.

Так, в органоминеральном и минерально-органогенном типах в кремниевом и смешанном классах содержание кремнезёма контролируется присутствием в сапропелевых отложениях значительного количества кремнезёма биогенного происхождения. Биогенным кремнезёмом обычно сложены панцири кремнистых организмов ($mSiO_2 \cdot nH_2O$) и остатки макрофитов.

Сопоставление усредненных концентраций изученных элементов в донных отложениях разных озерных систем (рисунок 4.13) показало, что внутри каждой ландшафтной зоны и озёрной системы органоминеральные отложения характеризуются достаточно схожей картиной распределения элементов и колебания содержаний микроэлементов, однако, в зависимости от локальных факторов, влияющих на геохимический состав донных отложений, могут быть определенные различия.

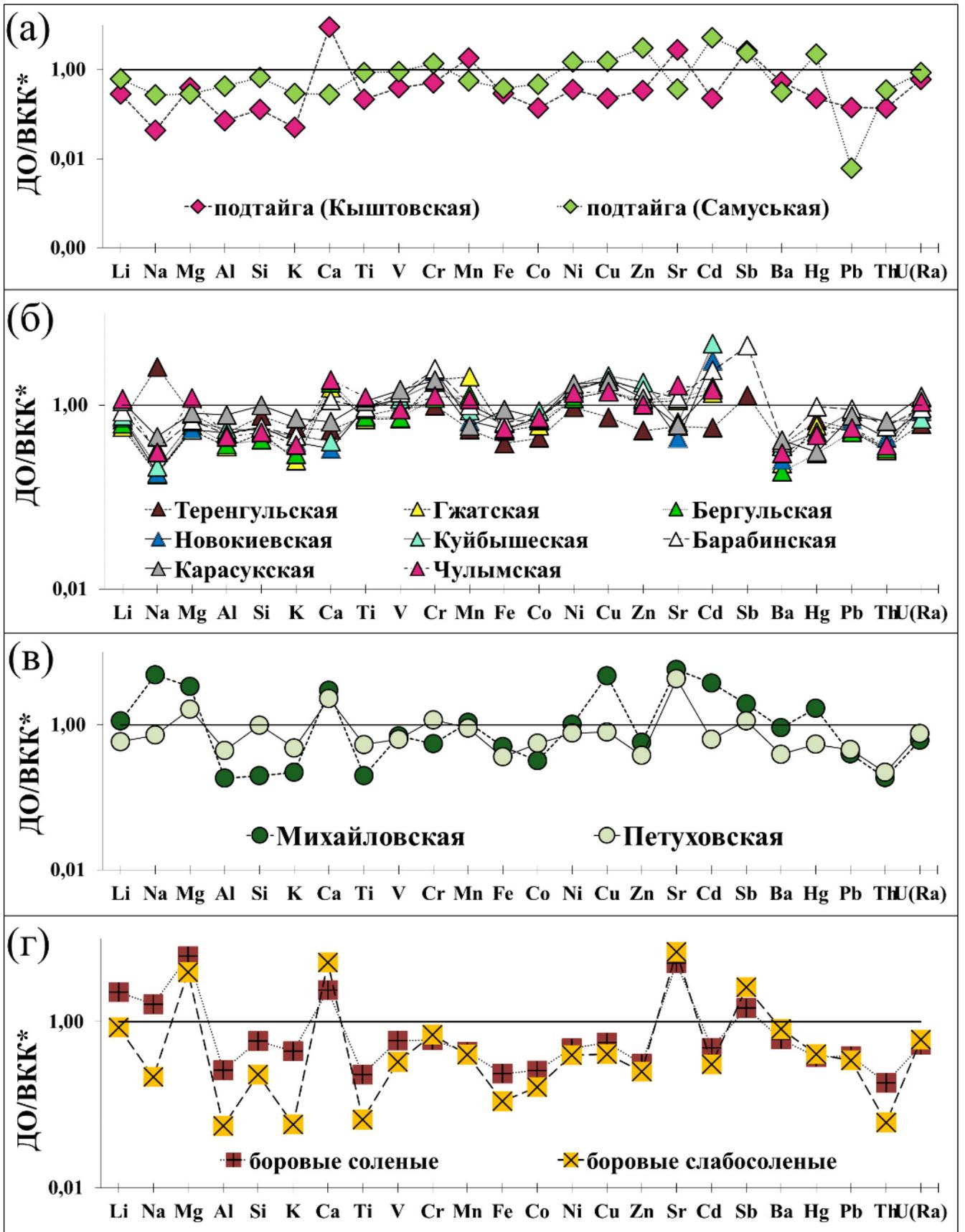


Рисунок 4.13. Мультиэлементные спектры усредненных значений изученных элементов для донных отложений малых озер ландшафтных зон юга Западной Сибири, относящимся к разным озерным системам, нормированных к значениям концентраций верхней континентальной коры по (Wedepohl, 1995). Ландшафтные зоны: (а) – подтайга, (б) – лесостепь, (в) – степь, (г) – подзона ленточных боров.

В основном для большой части изученных элементов вертикальное распределение не характеризуется каким-либо трендом: верхние и нижние горизонты донных отложений практически не отличаются по содержаниям (Cu, Cr, Ni, Co, Mg, Be, Sb, V, Li, и другие). Примером такого распределения компонентов в осадках служит огромное количество озер, в непосредственной близости от которых нет ни населенных пунктов, ни промышленных производств. На рисунке 4.14 данное распределение продемонстрировано на примере распределения усредненных содержаний Mg, Na, Cu, Ni в сапропелях органоминерального типа различных классов (кремниевый, кальциевый, смешанный).

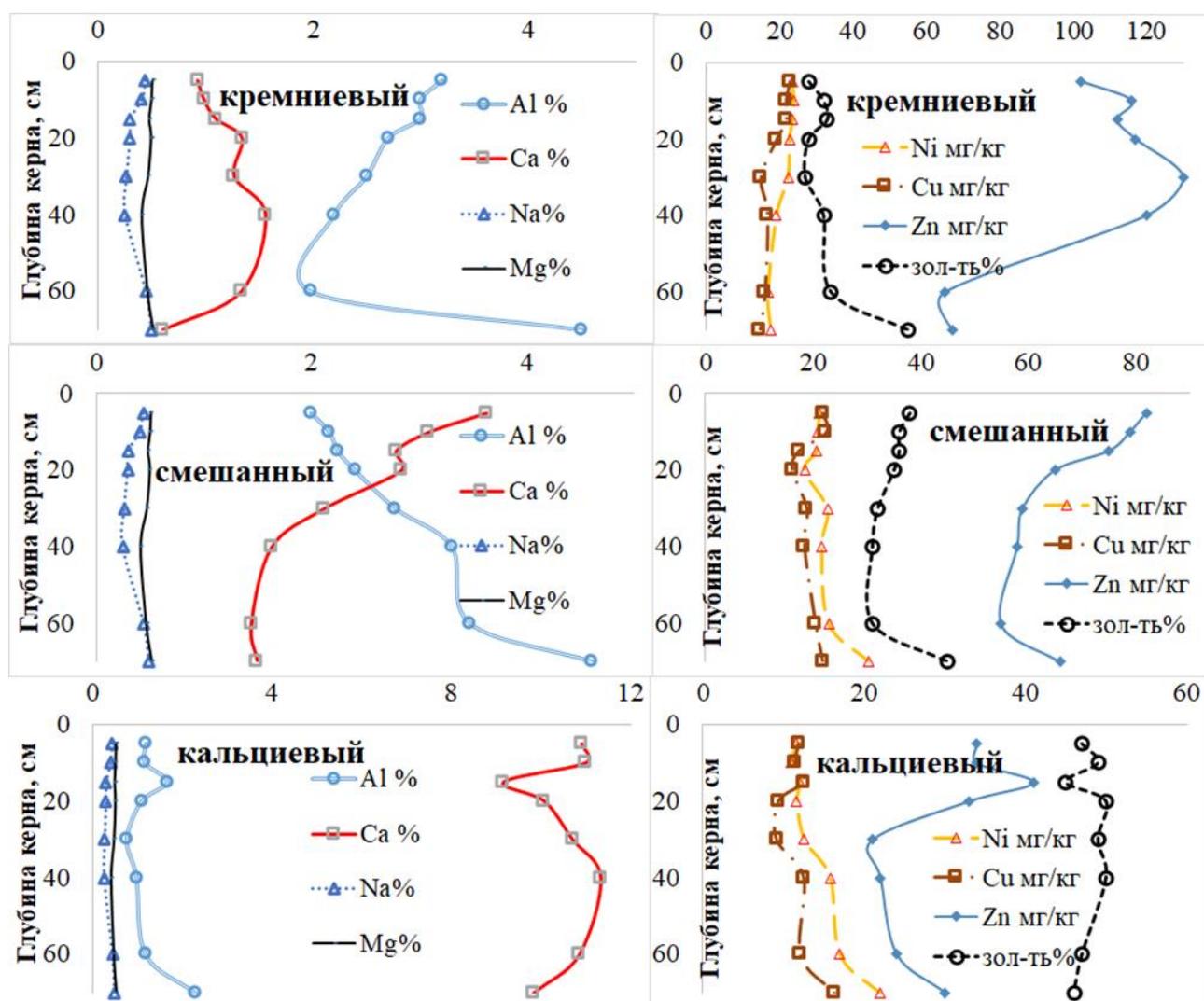


Рисунок 4.14. Вертикальное распределение усредненных содержаний Al(%), Ca(%), Na(%), Mg(%), Ni(мг/кг), Cu(мг/кг), Zn(мг/кг) и зольности (%) в разрезах сапропелевых залежей органогенно-минерального типа различных классов (кремниевый, кальциевый, смешанный).

Для главных породообразующих элементов, зависящих от преобладания в составе терригенной фракции (Al, Ba, Th и в меньшей степени Si, K, определяется количеством полевых шпатов, обломочных силикатов); аутигенных новообразованных карбонатов (Ca, Sr, Mn), распределения изменяются в противоположных направлениях, а суммарный тренд закономерно меняется в зависимости от количества органического вещества. Важно отметить, что соотношение биохемогенного карбоната и минералов терригенной фракции в формирующемся донном осадке конкретного озера слабо зависит от ландшафтных условий, а определяется развитием определенных видов биоты.

Анализ вертикального распределения Cd, Hg, Pb в сопоставлении с другими макро и микроэлементами в обобщенных колонках изученных озер по типам и классам сапропеля различного генезиса, различным ландшафтными зонам юга Западной Сибири и озёрам отдельных озерных систем позволил выявить отличие в их распределении.

Для Cd, Hg и в отдельных классах и типах для Pb - к границе раздела сред «вода-донные отложения» их концентрации увеличиваются. Вариации в распределении микроэлементов в вертикальном разрезе донных осадков обусловлены как естественными, так и антропогенными факторами. Из естественных причин главной являются различия в литологическом составе, что и подтверждается распределением Ca, Al, Sr, Ba, Si, K. Значимо более высокие содержания Cd и иногда Hg в верхней части профилей донных осадков (рисунок 4.15) и почв их водосборных площадей относительно нижних горизонтов, можно объяснить их связью с полиамидами фульвокислот органического вещества. Из всех химических элементов Cd и Hg обладают максимальной способностью к ковалентному связыванию с белками. При разложении органического вещества Cd и Hg попадают в поровые воды и включаются снова в миграционный процесс. Работы по изучению поведения кадмия в компонентах природной среды показали, что пока не нарушен баланс естественных геохимических процессов, геохимия кадмия близка к природной и проявляется его сродство с цинком и ртутью (Kabata-Pendias, 2001; Техногенез, 2003 и др.).

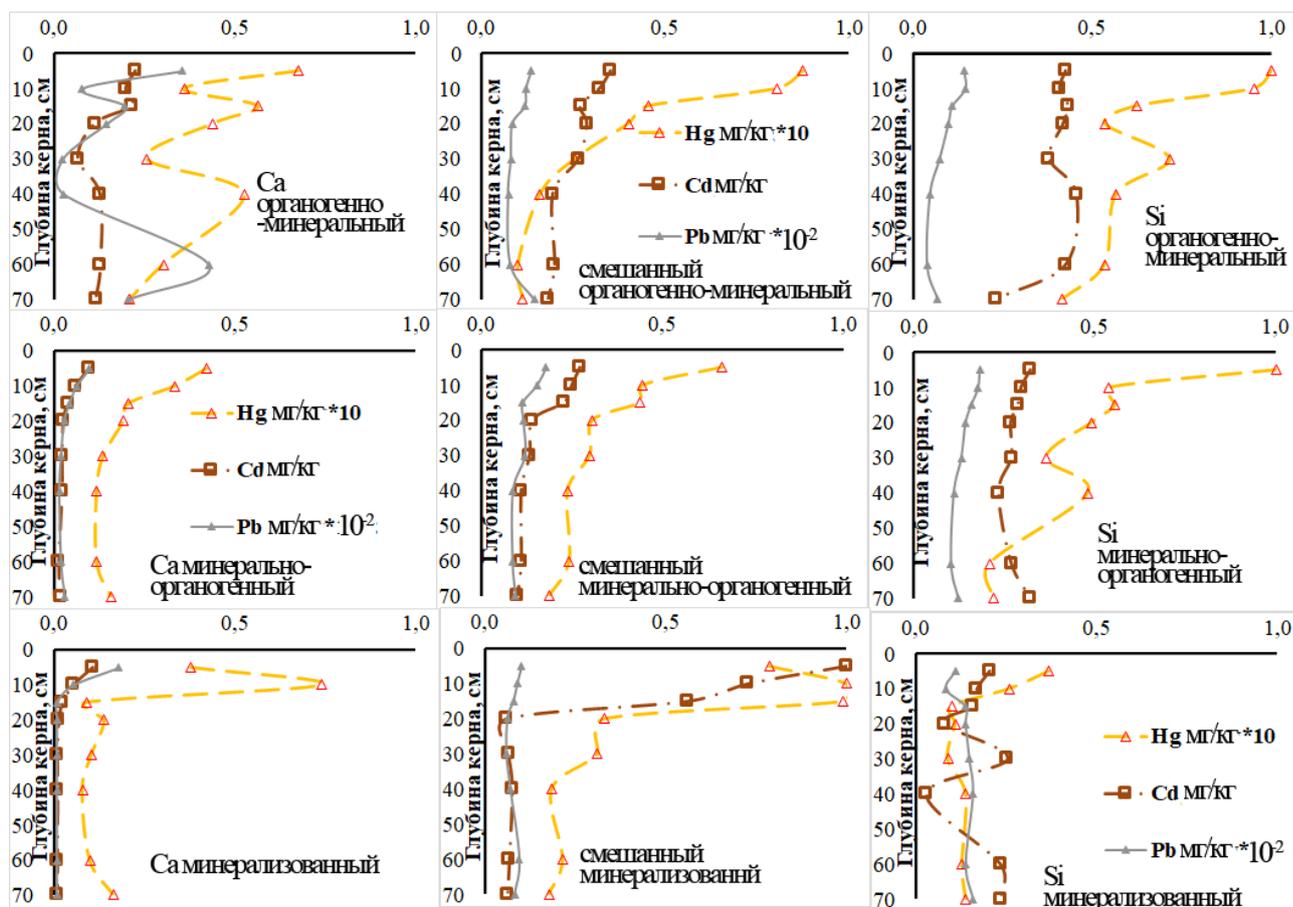


Рисунок 4.15. Вертикальное распределение усредненных содержаний Cd(мг/кг); Hg(мг/кг)*10 и Pb (мг/кг)*10⁻² в разрезах сапропелевых залежей различного типа (*органоминеральный; минерально-органогенный; минерализованный*) и класса (*кремниевый; кальциевый, смешанный*).

Следовательно, в разрезах донных осадков с увеличением содержаний Cd должно фиксироваться увеличение и Zn к границе вода-донные отложения, чего практически не наблюдается, за исключением степной южной части Барабинской низменности. Кроме того, согласно работам Кабата-Пендиас, в почвах, образующихся в условиях гумидного климата, накопление Cd в поверхностном горизонте происходить не должно. Увеличение концентрации халькофильных элементов (Zn, Cu, Ni) в том числе и Cd, можно связать с сульфатредуцирующими бактериями и присутствием сероводорода. Но в распределении элементов с переменной валентностью (V, Cr, U и др.), нет тренда повышения концентраций к верхней части разрезов, также, как и для других халькофильных элементов (Cu, Ni). Следовательно, вероятной причиной высоких концентраций Cd и иногда Hg служит увеличением поступления этих элементов со временем.

Выводы к Главе 4:

Состав вод малых озер юга Западной Сибири, в целом, изменяется от гидрокарбонатно магниево-кальциевых пресных до хлоридно-натриевых рассолов. Установлено, что известное меридиональное изменение ионного состава и общей минерализации вод на юге Западной Сибири с севера на юг (от подтайги до степной зоны) осложняется присутствием большого количества малых озер с гидрокарбонатно-натриевым (содовым) составом вод.

Сравнение данных по средневзвешенным значениям содержаний изученных элементов в донных осадках озер юга Западной Сибири и почв их водосборных площадей показало, что в донных отложениях всех ландшафтных зон зафиксированы более высокие концентрации Sb, а также Ca, Mg, Sr. Для остальных элементов влияние ландшафтных условий на формирование геохимического состава донного осадка в зависимости от состава почв водосборных площадей не прослеживается.

По уровню развития фитопланктона озера с кальциевым и смешанным сапропелем относятся к мезотрофным и мезотрофно-эвтрофным водоемам. Для этих озер характерно массовое развитие мелкоклеточных колониальных цианобактерий. Большой вклад в накоплении Ca в донном осадке вносят воздушно-водные растения. Наибольшей способностью к накоплению Ca обладает тростник (*Phragmites australis* (Cav.) Trin ex Steud.). В озёрах с кремниевым классом сапропеля значительную долю в фитопланктоне составляют диатомовые водоросли.

Зависимости между ландшафтной зоной, типом и классом органоминеральных донных отложений малых озёр не выявлено. Сопоставление средневзвешенных концентраций элементов в донных отложениях озер различных ландшафтных зон юга Западной Сибири с составом верхней континентальной коры показало избыточное накопление в процессе современного осадкообразования Ca, Cr, Ni, Cu, Cd, Sb и значительное обеднение Be, K, Al, Si, Ti, Th, Ba, а также Fe, Co.

Повышенные концентрации Ca, Mg и Sr в донных отложениях связаны с накоплением в донном осадке аутигенных карбонатов разной степени

магнезиальности и/или арагонита, а обеднение другими элементами - с эффектом разубоживания осадка карбонатами и органическим веществом.

Корреляция элементов по классам донных отложений малых озёр юга Западной Сибири показала, что микроэлементы имеют четкую корреляцию с элементами терригенной составляющей донных отложений. Во всех трех классах наблюдается корреляция Si-Al-K с Fe, Cr, Ni, Co, Cu, Th. А также четко выделяется карбонатфильная группа Ca-Mg-Sr с вариациями в разных классах.

ГЛАВА 5. РАДИОЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА КОМПОНЕНТОВ МАЛЫХ ОЗЁР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Для применения органоминеральных отложений (сапропелей) в различных отраслях, сапропелевое сырьё должно соответствовать радиационно-гигиеническим нормативам по активности естественных и искусственных радионуклидов (ГОСТ 54000, 2010). Для этого вычисляется *суммарная эффективная удельная активность* (A_c) от естественных радионуклидов по формуле (с учетом коэффициентов):

$$A_c = A_{Ra} + 1.31 A_{Th} + 0.085 A_{K1}.$$

где A_{Ra} , A_{Th} , A_{K1} - удельные активности соответствующих радионуклидов (Рихванов, 2009).

Норма значений суммарной эффективной удельной активности (A_c) для естественных радионуклидов должна не превышать 300 Бк/кг, а A_c для техногенных радионуклидов – не превышать значений глобального фона (ГОСТ Р 54519, 2011).

Юг Западной Сибири подвергался непосредственному влиянию радиоактивных выпадений в период ядерных испытаний на Семипалатинском и Новоземельском полигонах (с 1949 по 1963гг), что подтверждает карта выхода Семипалатинских ядерных следов на территорию Западной Сибири (Селегей, 1997). На территории Кулундинской равнины выпадения из атмосферы суммарной бета-активности за год в 1961-1963 годах составили 605-1584 мКи/км² (Робертус, 1993). Учитывая аварии на Чернобыльской АЭС (1986 г) и на АЭС Фукусима-1 (2011г), практически на всей изучаемой территории Западной Сибири встречаются участки, где региональный техногенный радиационный фон превышает глобальный в несколько раз (Сухоруков и др., 2001; Израэль, 2005; Рихванов, 2009).

5.1. Распределение естественных радионуклидов в компонентах малых озер юга Западной Сибири

Несмотря на весьма значительную вариацию содержаний радия, тория и калия в выборках, изменение средних значений по почвенным разрезам и колонкам донных отложений невелико (Приложение 1). Средние содержания естественных радионуклидов в разных ландшафтных зонах близки (Страховенко и др., 2010; Страховенко, 2011; Мельгунов и др., 2011). Этот факт, очевидно, свидетельствует об однородности субстратов по их содержанию. В изученных почвенных разрезах содержания естественных радионуклидов соответствуют их значениям в лессовидных суглинках.

Определение содержаний урана, тория и калия в компонентах изученных малых озер позволяет сравнить вклады удельной активности естественных радионуклидов в разных ландшафтных зонах юга Западной Сибири, а также их суммарные удельные активности (рисунок 5.1). Значения суммарной эффективной удельной активности (A_c) почв и биоты находятся в широких интервалах значений, но превышения более 300 Бк/кг не выявлено. Полученные результаты для почв согласуются с литературными данными по естественной радиоактивности геологических пород (Титаева, 2000; Рихванов, 2009). Суммарная эффективная удельная активность естественных радионуклидов (A_c) для донных отложениях всех изученных малых озер юга Западной Сибири не превышает значений A_c для почв площадей водосбора озёр и норму 300 Бк/кг по (ГОСТ Р 54519, 2011).

Обращает внимание, что A_c сапропелевой залежи слабо наследует радиогеохимические особенности водосбора, и, следовательно, почвообразующих пород. Это связано со значительным вкладом в величину A_c биоты, который меняется в очень широком диапазоне в пределах одного озера (видовая зависимость) и между озерами, в пределах одной ландшафтной зоны, и между ландшафтными зонами.

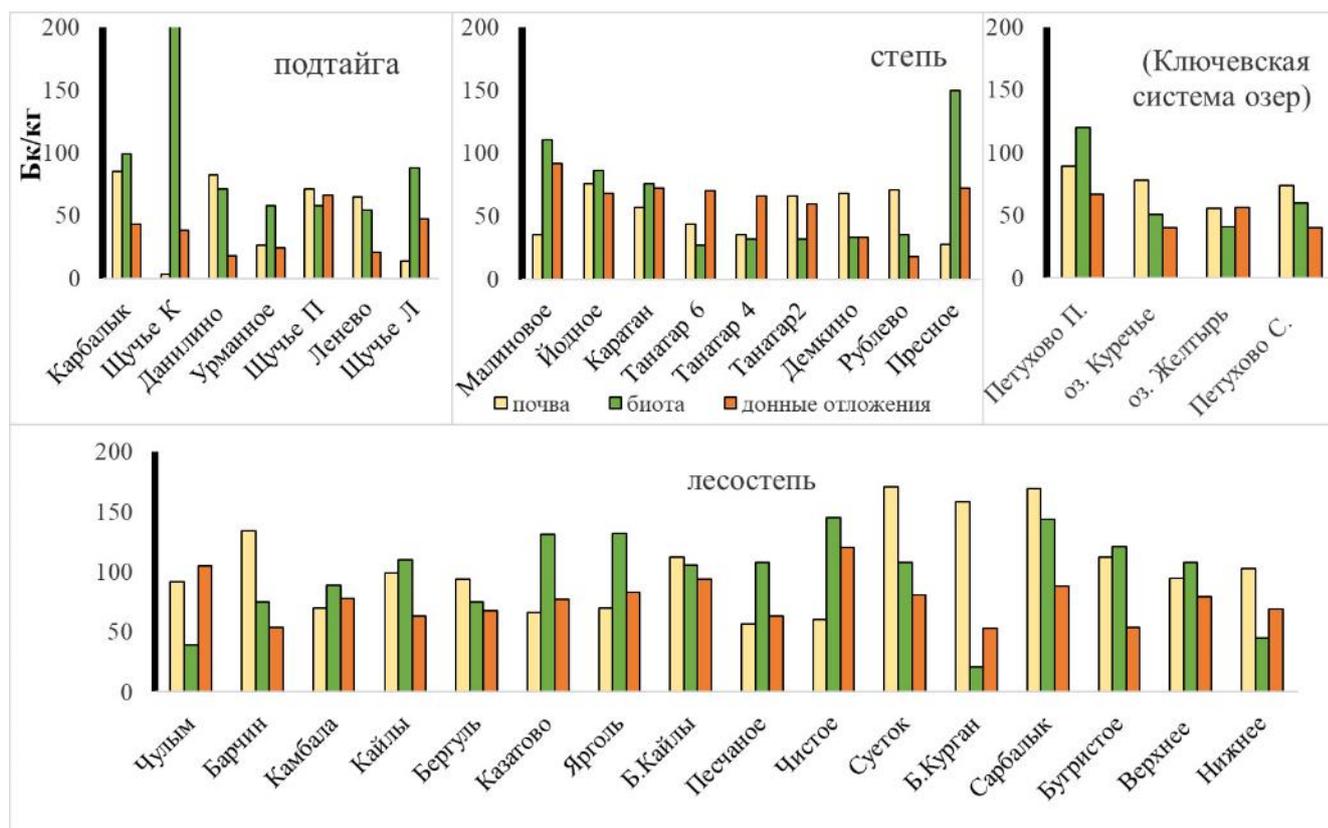


Рисунок 5.1. Суммарная эффективная удельная активность естественных радионуклидов (A_c Бк/кг) в почвах, биоте и донных отложениях озер, локализованных в различных ландшафтах Барабинской низменности и Кулундинской равнины. По оси X расположены названия озёр.

Чтобы дать полную оценку радиационного состояния изученных сапропелевых залежей для возможного их промышленного освоения, полученные результаты систематизированы по соотношению зольности осадка и величины суммарной эффективной удельной активности (A_c) естественных радионуклидов в разных водоемах озерных систем, локализованных в разных ландшафтах (рисунок 5.2).

Зависимости величины A_c от зольности осадка не выявлено, то есть ещё раз подтверждается значительное влияние биогеохимических процессов, происходящих в толще воды на формирование химического состава сапропелевой залежи. Детальное исследование зависимости A_c от минерального состава образцов сапропелей различных классов проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа MIRA 3 TESCAN. Минимальные величины A_c установлены для карбонатных сапропелей, так как кальцит и доломит практически не сорбируют и не содержат примеси микроэлементов, за некоторым

исключением (Sr, Mn, Ba). Наличие слюд или калиевого полевого шпата в значительных количествах в сапропелевых отложениях наоборот приводит к значительному увеличению величин As из-за присутствия значительного количества калия в составе минералов терригенной фракции.

Следует обратить внимание, что данные минералы в основном имеют эоловый генезис и наличие бордюрного типа зарастания исследованных водоемов макрофитами часто препятствует их поступлению в донный осадок. В озерах с открытыми берегами (например, Желтырь, Жилое К) высокие значения As связаны именно с присутствием большого количества мусковита в осадке, хотя в суглинках на берегу озер мусковит выявлен в следовых количествах.

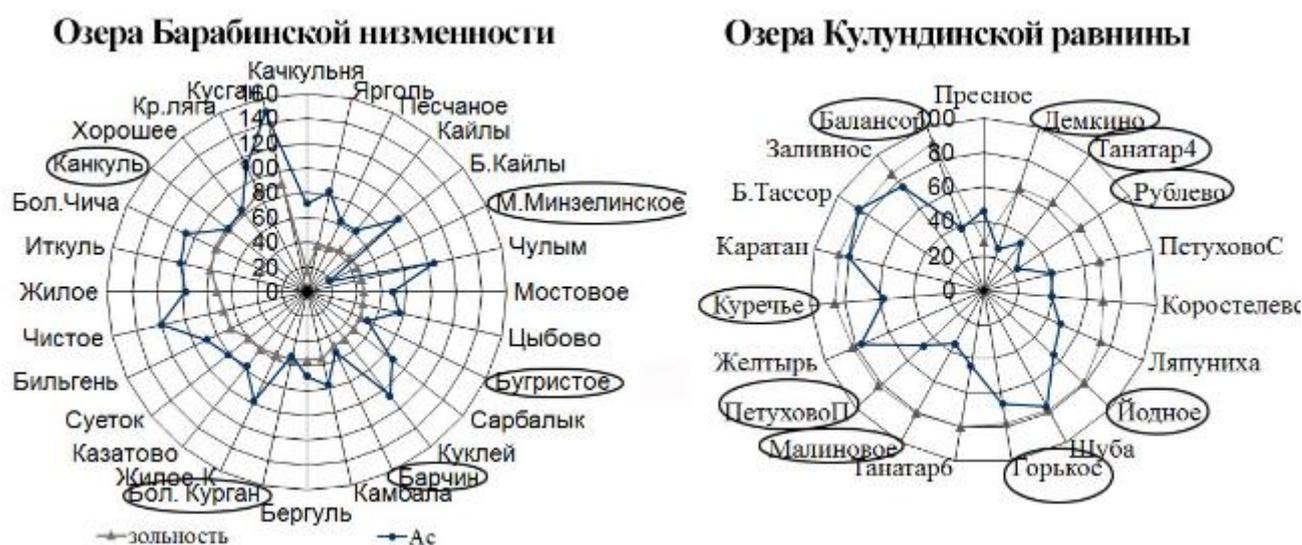


Рисунок 5.2. Зависимость суммарной эффективной удельной активности естественных радионуклидов (As) от зольности сапропелевой залежи в озерах Барабинской низменности и Кулундинской равнины. Среди озер овалом выделены озера с высоким содержанием Ca в сапропелевой залежи.

5.2. Распределение искусственных радионуклидов в компонентах малых озер юга Западной Сибири

Районы Барабинской низменности и Кулундинской равнины, как и вся территория Западной Сибири, подвергались радиоактивным выпадениям и до настоящего времени выявляются горизонты почв и донных отложений, которые загрязнены радиоцезием. Данный аспект имеет важное значение для землепользования и здоровья населения. В качестве индикатора (маркера)

радиоактивного загрязнения и уровня радиационного воздействия, как в России, так и за рубежом используется ^{137}Cs , техногенный долгоживущий радионуклид с периодом полураспада 30,2 года, образующийся при ядерных взрывах, а также функционирования АЭС, относительно устойчивый (слабо мигрирующий) в почвах и сравнительно легко определяемый существующими аналитическими методами. В России нормируемым показателем загрязнения являются удельная активность (Бк/кг) и плотность выпадения (запас) ^{137}Cs в почве (мКи/км²), характеризующие современное радиационное состояние территории и служащие основой для реконструкции накопленных эффективных доз облучения (сЗв). Для территории Западной Сибири путем экспертной оценки многих архивных, расчетных и экспериментальных данных (измерения содержаний ^{137}Cs в почвах) получена величина глобального фона активности ^{137}Cs в почвах, равная 50 мКи/км² (1,85 кБк/м²) на 1995 год (Баранов, 1956; Болтнева и др., 1977; Алексахин, 1982; Черняго и др., 2004; Медведев и др., 2005 и др.). В глобальных выпадениях на территории Сибири есть небольшая доля (не более 10%) Чернобыльского радиоцезия, о чем можно судить по соотношению активностей $^{137}\text{Cs}/^{134}\text{Cs}$ (Гавшин и др., 2000; Сухоруков и др., 2001). В работах академика Израэля Ю.А. (Израэль и др., 2000; Израэль, 2005) опубликована карта запасов ^{137}Cs (мКи/км²) в пересчете на 2000 год и показано, что глобальный радиационный мониторинг проведенный в 1990х гг. при помощи аэрогаммаспектральной съемки с практически повсеместным пробоотбором, выявил, что существует широтная зональность в распределении загрязнения ^{137}Cs . За счет выполнения большей части ядерных взрывов в северном полушарии и особенностей атмосферной циркуляции, связанной с существенно более медленной скоростью меридионального перемещения по сравнению с широтной, максимальные значения глобального радиационного фона приходятся на широтные пояса 40-50° и 50-60° с. ш. (для широтного пояса 50-60° с. ш. радиационный фон, обусловленный ^{137}Cs , варьирует в диапазоне 18-54 мКи/км² (0,4-2,0 кБк/м² в пересчете на 2012 г (Семенков и др., 2015)), к северу и югу от них значения уменьшаются (Израэль и др., 2000; Израэль, 2005).

На основе имеющейся базы данных по активности ^{137}Cs , пересчитанных на 2012 год (Семенков и др., 2015), установлен мозаичный характер распределения радиоцезия, обусловленный как неравномерностью первичных радиоактивных выпадений, так и вторичным перераспределением. Участки значимого запаса ^{137}Cs в сапропелевых залежах приурочены, в основном, к участкам высокой активности его в гумусово-аккумулятивном горизонте площадей водосбора для разных ландшафтных зон. Основным фактором, определяющим неоднородность распределения радиоцезия в почвах и донных отложениях, является неравномерность выпадения атмосферных осадков в периоды ядерных испытаний (Страховенко и др., 2019). Очевидно, это является причиной того, что не отмечается зависимости активности ^{137}Cs в сапропелевых залежах озер от локализации их в разных ландшафтных зонах (Приложение 1). Влияние локальных ландшафтных обстановок сказывается на протекании эрозионно-аккумулятивных процессов и литохимической миграции.

Известный факт, что из верхних горизонтов почвенных разрезов наблюдается миграция радиоцезия на глубину, но он не обнаруживается в самых нижних горизонтах (Израэль, 2005; Рихванов, 2009 и др.). Такое распределение характерно и для почв водосборных площадей озер Барабинской низменности и Кулундинской равнины (рисунок 5.3). Распределение естественных радионуклидов в сапропелевых залежах по всей глубине керна практически однородно на протяжении исследуемого временного интервала, который составляет, по результатам распределения ^{137}Cs и ^{210}Pb , около 300 лет, а в почвах зависят, главным образом, от состава почвообразующих пород (Malikova, Strakhovenko, 2017; Strakhovenko et al., 2017).

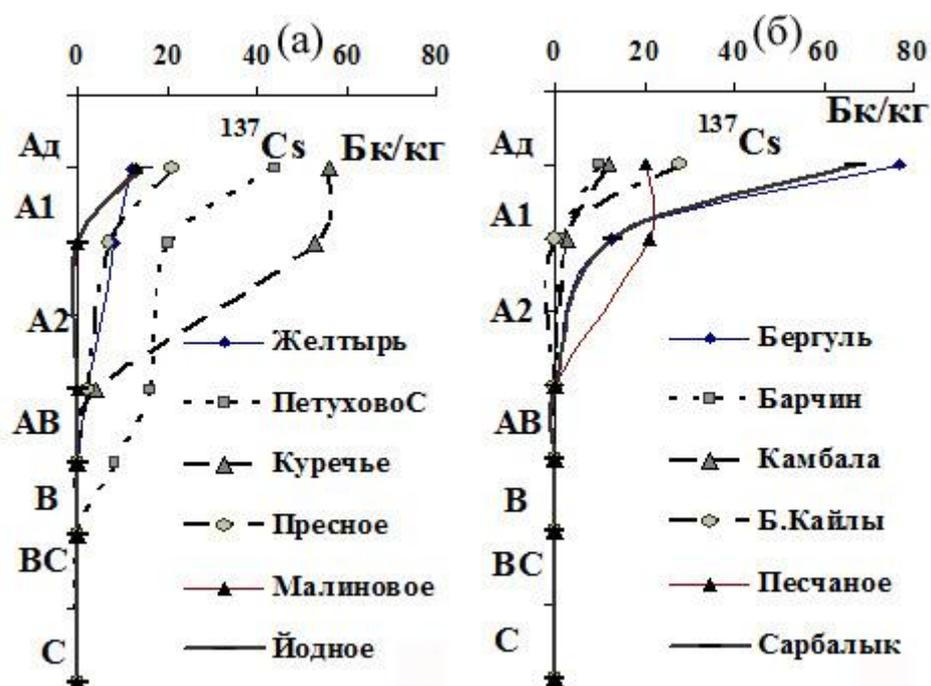


Рисунок 5.3. Вертикальное распределение ^{137}Cs на глубину усредненного почвенного профиля из различных территорий вблизи озер Кулундинской равнины (а) и Барабинской низменности (б). Горизонты почвы: Ад — минеральный гумусово-аккумулятивный, содержащий наибольшее количество органического вещества; А — подзолистый, элювиальный, формирующийся под влиянием кислотного или щелочного разрушения минеральной части; В — иллювиальный характер, оструктуренный горизонт, характеризующийся накоплением глины и различных коллоидных веществ за счет вымывания их из вышележащих горизонтов; С — материнская (почвообразующая) горная порода.

Для большей части сапропелевых залежей изученных озер, независимо от их химического состава, суммарные уровни загрязнения ^{137}Cs соответствуют уровню глобального фона (рисунок 5.4). Увеличение активности ^{137}Cs в верхних интервалах вертикальных разрезов сапропелевых залежей, начиная с глубины 40-50 см, которая согласно графикам распределения ^{210}Pb соответствует началу ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне, можно объяснить вторичным перераспределением радиоцезия в результате привноса его в озеро с почвенными частицами с площадей водосбора. Кроме того, на границе вода-дно идет постоянное перераспределение радиоцезия между осаждающимися на дно остатками отмирающей биомассы и новым накоплением радионуклидов укореняющимися водными растениями и бентосом.

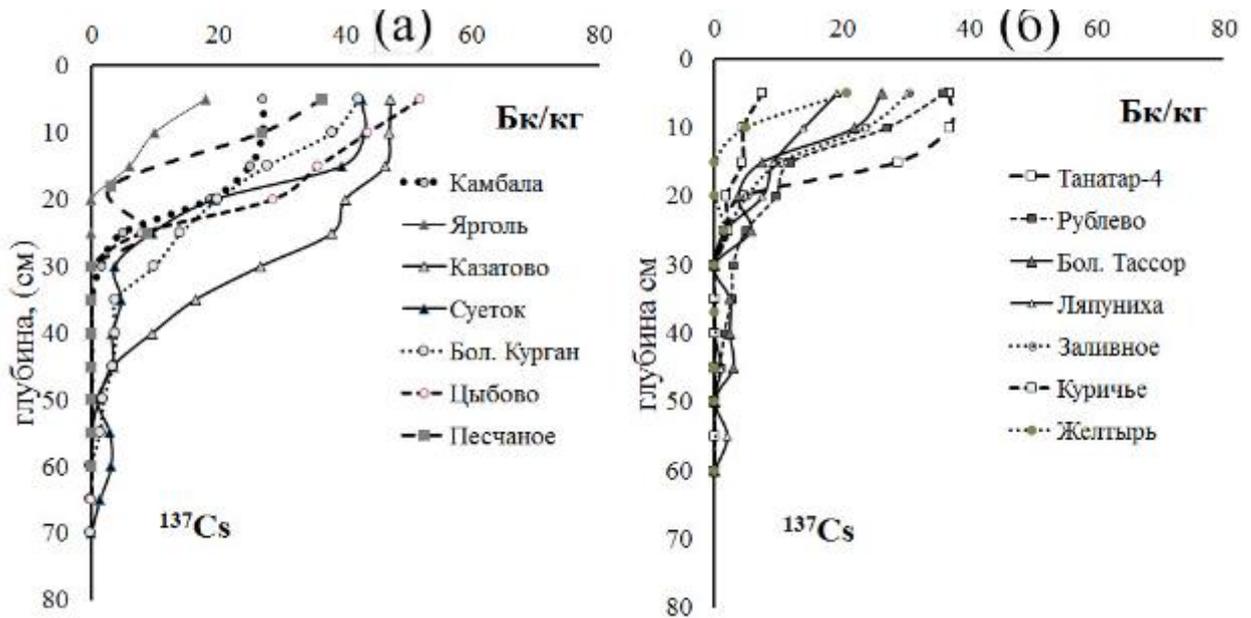


Рисунок 5.4. Вертикальное распределение удельной активности ^{137}Cs (Бк/кг) в донных отложениях озер Барабинской низменности (а) и Кулундинской равнины (б) с разным химическим составом с постепенным накоплением радиоцезия к верхним интервалам, начиная с глубины 40-50 см. Тип маркера обозначает класс сапропелевой залежи: квадрат – кальциевый ($\text{Ca} > \text{Si}$); круг – кремниевый ($\text{Si} > \text{Ca}$); треугольник – смешанный ($\text{Si} \sim \text{Ca}$).

Во многих озерах, локализованных на площадях, которые в период ядерных испытаний подвергались радиоактивному загрязнению, вертикальное распределение радиоцезия неоднородно (рисунок 5.5). Сапропелевые залежи в таких озерах отличаются повышенной активностью радиоцезия, превышающей в 2 и более раз глобальный фон (32 мКи/км^2 на 2010 год). Высокие активности ^{137}Cs наблюдаются в этих случаях и на глубине, что свидетельствует о первичном загрязнении осадка радионуклидами. Это характерно для некоторых сапропелей в озерах Барабинской низменности и Кулундинской равнины. В отдельных озерах установлена роль бордюрного типа зарастания озёр (например, тростниками), как геохимического барьера, за который, по-видимому, не переносятся почвенные частицы, сносимые с берегов (Ovdina et al., 2019). На тростниковых бордюрах происходит частичная сорбция растворенных форм урана, калия и радиоцезия и накопление их в корневых частях тростниковых кочек. Вследствие мозаичности распределения радиоцезия в донных осадках озер различия между накоплением его сапропелевыми залежами разного типа и класса четко не проявлены.

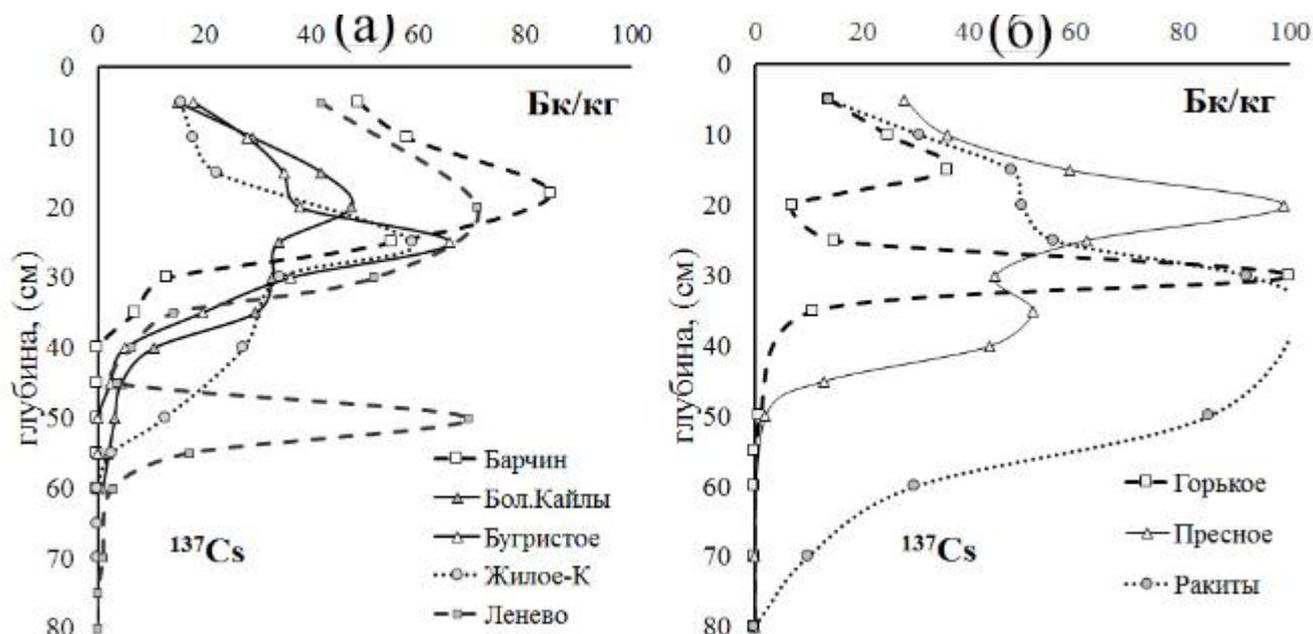


Рисунок 5.5. Вертикальное распределение удельной активности ^{137}Cs (Бк/кг) в донных отложениях озер Барабинской низменности (а) и Кулундинской равнины (б) с разным химическим составом с неоднородным накоплением радиоцезия. Тип маркера обозначает класс сапропелевой залежи: квадрат – кальциевый ($\text{Ca} > \text{Si}$); круг – кремниевый ($\text{Si} > \text{Ca}$); треугольник – смешанный ($\text{Si} \sim \text{Ca}$).

Выводы к Главе 5:

Для применения органоминеральных отложений (сапропелей) в различных отраслях, сапропелевое сырьё должно соответствовать радиационно-гигиеническим нормативам по активности естественных и искусственных радионуклидов (ГОСТ 54000, 2010). Для этого вычисляется суммарная эффективная удельная активность (A_c) от естественных радионуклидов. Норма значений суммарной эффективной удельной активности (A_c) для естественных радионуклидов должна не превышать 300 Бк/кг, а A_c для техногенных радионуклидов – не превышать значений глобального фона (ГОСТ Р 54519, 2011).

Значения суммарной эффективной удельной активности (A_c) почв и биоты находятся в широких интервалах значений, но превышения более 300 Бк/кг не выявлено. Суммарная эффективная удельная активность естественных радионуклидов (A_c) для донных отложениях всех изученных малых озер юга Западной Сибири не превышает значений A_c для почв площадей водосбора озёр и норму 300 Бк/кг. Для большей части сапропелевых залежей изученных озер,

независимо от их химического состава, суммарные уровни загрязнения ^{137}Cs соответствуют уровню глобального фона.

По способу накопления ^{137}Cs по разрезу сапропелей исследованные озера можно разделить на два типа. Особенность типа с «пологим увеличением» заключается в постепенном увеличении содержания радиоцезия к верхним горизонтам (максимум активности приходится на границу вода-донные отложения). Такой тип накопления связан с тем, что большая часть ^{137}Cs концентрируется в верхних горизонтах почвенного покрова и при его разрушении, радиоцезий выносится и перемещается водотоком в озерные котловины, соответственно, происходит вторичное перераспределение. Тип накопления с «пиком» характеризуется наличием одного пика активности ^{137}Cs на разной глубине, на фоне затухания удельной активности радиоцезия вверх или вниз по разрезу. Пиковые содержания ^{137}Cs на глубине являются свидетельством первоначального загрязнения донных отложений в период ядерных взрывов через непосредственное выпадение радиоактивных осадков на акваторию озера и водосборную площадь.

ГЛАВА 6. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПОНЕНТОВ МАЛЫХ ОЗЕР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

6.1. Аллотигенная (терригенная) составляющая донных отложений малых озер юга Западной Сибири

Терригенная составляющая донных отложений всех рассмотренных малых озёр юга Западной Сибири ландшафтных зон подтайги, лесостепи, степи и подзоны ленточных боров представлена на 60-80% неокатанными и/или слабо окатанными зёрнами кварца, полевых шпатов, слюд. В виде одиночных неокатанных зёрен встречены акцессорные минералы: ильменит, магнетит, рутил, циркон (Страховенко, 2011).

6.2. Аутигенная составляющая на границах раздела сред в малых озерах юга Западной Сибири

Карбонаты кальцит–доломитового ряда и арагонит широко распространены среди современных аутигенных минералов в малых озёрах юга Западной Сибири, в подчиненных количествах встречаются сидерит, родохрозит и магнезит. Формирование аутигенных карбонатных минералов происходит на геохимических барьерах: *дрейфующая биота-вода* (альгобактериальные маты, дрейфующие на поверхности воды макрофиты/водоросли), *вода–погруженная биота* (погруженные макрофиты и/или водоросли) и *вода-донные отложения*.

Формирование карбонатов на первых двух геохимических барьерах (дрейфующая биота-вода и вода-погруженная биота) можно увидеть невооруженным глазом, как в виде налетов на поверхности погруженных водорослей и подводных частей макрофитов, так и в виде мелкозернистой массы на цианобактериальных матах и под ними (рисунок 6.1). Размеры отдельных

образований достигают 30-50 мкм, а их скопления – 0,5-1см, которые могут быть распространены по всей поверхности цианобактериальных матов и/или погруженной биоты. На границе вода-донные отложения размеры отдельных образований не превышают 20-30 мкм, а их скопления – 100-150 мкм.

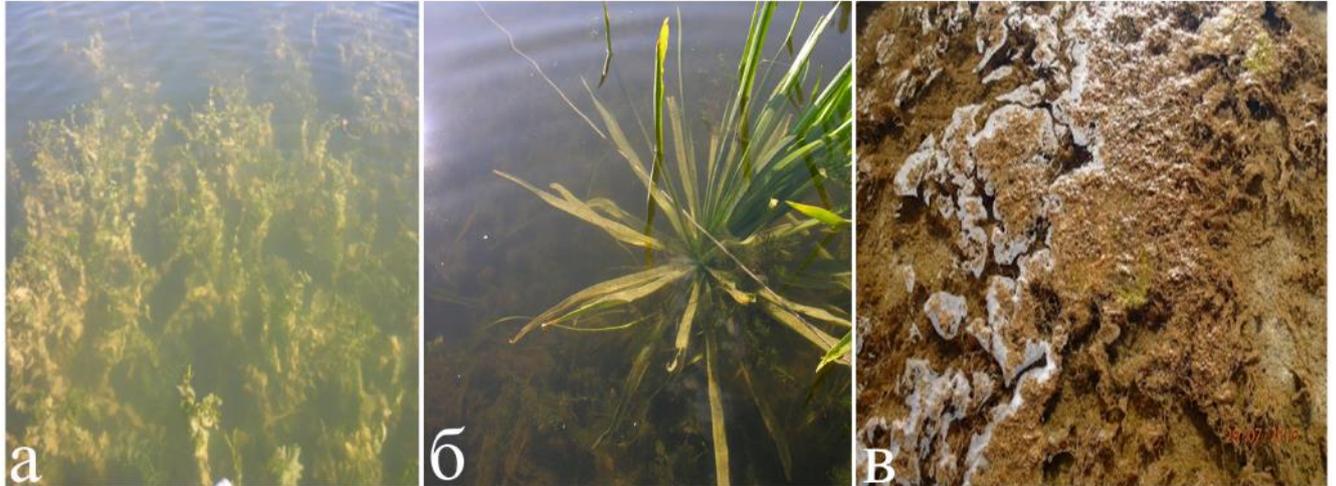


Рисунок 6.1. Формирование аутигенных минералов на границах дрейфующая биота-вода и вода-погруженная биота (макроуровень). (а), (б) – погруженная водная растительность, (в) – цианобактериальные маты

Безусловный интерес представляет формирование в озёрных отложениях Са-избыточного доломита. Следует подчеркнуть, что смешанослойная структура Са-избыточного доломита более близка структуре высоко-Mg кальцита, нежели доломита *sensu stricto* (Solotchina, Solotchin, 2014). Распространенная точка зрения, что Са-избыточный доломит представляет собой так называемый «протодоломит» – переходную метастабильную фазу, возникающую на ранних стадиях доломитообразования, не находит кристаллохимического подтверждения, по крайней мере для нормальных P-T условий. Аутигенный Са-избыточный доломит является крайним членом ряда Са-Mg безводных карбонатов и имеет генезис отличный от стехиометрического доломита (Deelman, 2011). Вариации содержания СаО и MgO в Са-доломите проявляются в диапазоне 10-15 %-экв относительно стехиометрического доломита (рисунок 6.2).

В нашем случае прослеживается весь спектр карбонатов кальцит-доломитового ряда, сформированных в малых озерах юга Западной Сибири от низкомагнезиального кальцита до Са-избыточного доломита.

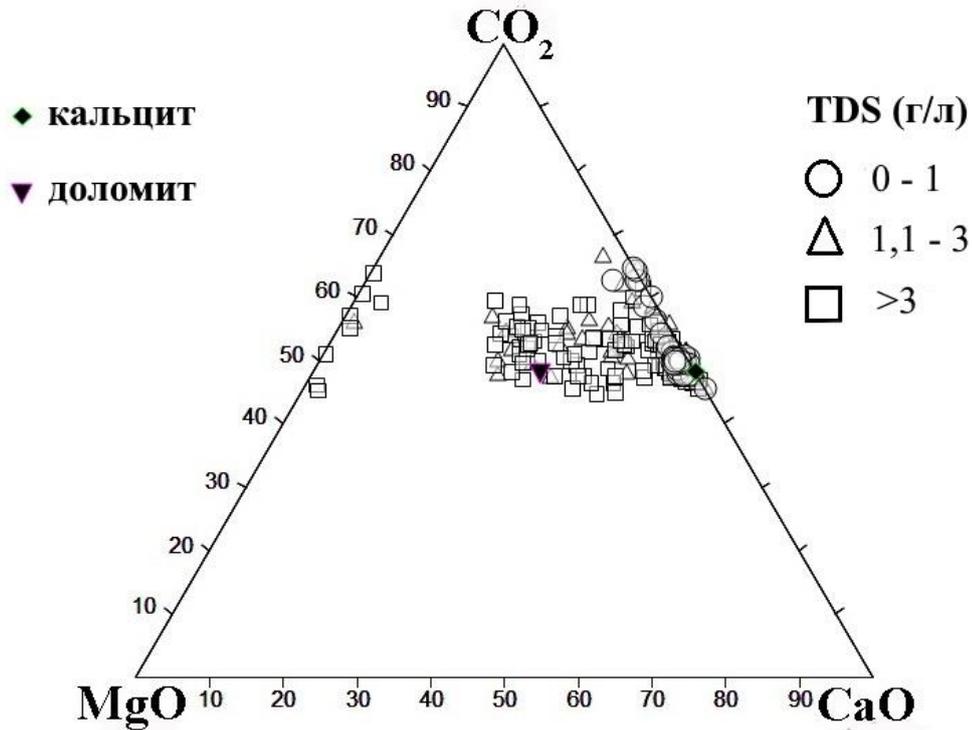


Рисунок 6.2. Треугольник Ферре состава карбонатов кальцит-доломитового ряда (%-экв), сформированных в малых озёрах юга Западной Сибири с учетом величины общей минерализации воды (г/л)

6.2.1. Граница дрейфующая биота-вода и вода-погруженная биота

Живые организмы, в соответствии со своими физиологическими особенностями, обладают способностью использовать химические элементы окружающей среды для формирования скелета, включать их в ферменты и круговорот веществ в процессе фотосинтеза и др. (Покровский, 1996; Кузнецов, 2003).

Установлено, что на границах дрейфующая биота-вода и вода-погруженная биота аутигенные минералы образуют тонкие пленки на первичном скелете водорослей (псевдоморфозы по нитям и клеткам микроорганизмов) (рисунок 6.3). Пленки состоят из мелкозернистой массы арагонита (рисунок 6.4) и/или кальцита (рисунок 6.5) и образуются в процессе жизнедеятельности водорослей в озерах всех изученных ландшафтных зон и широких вариациях значений общей минерализации вод (рисунок 6.6).

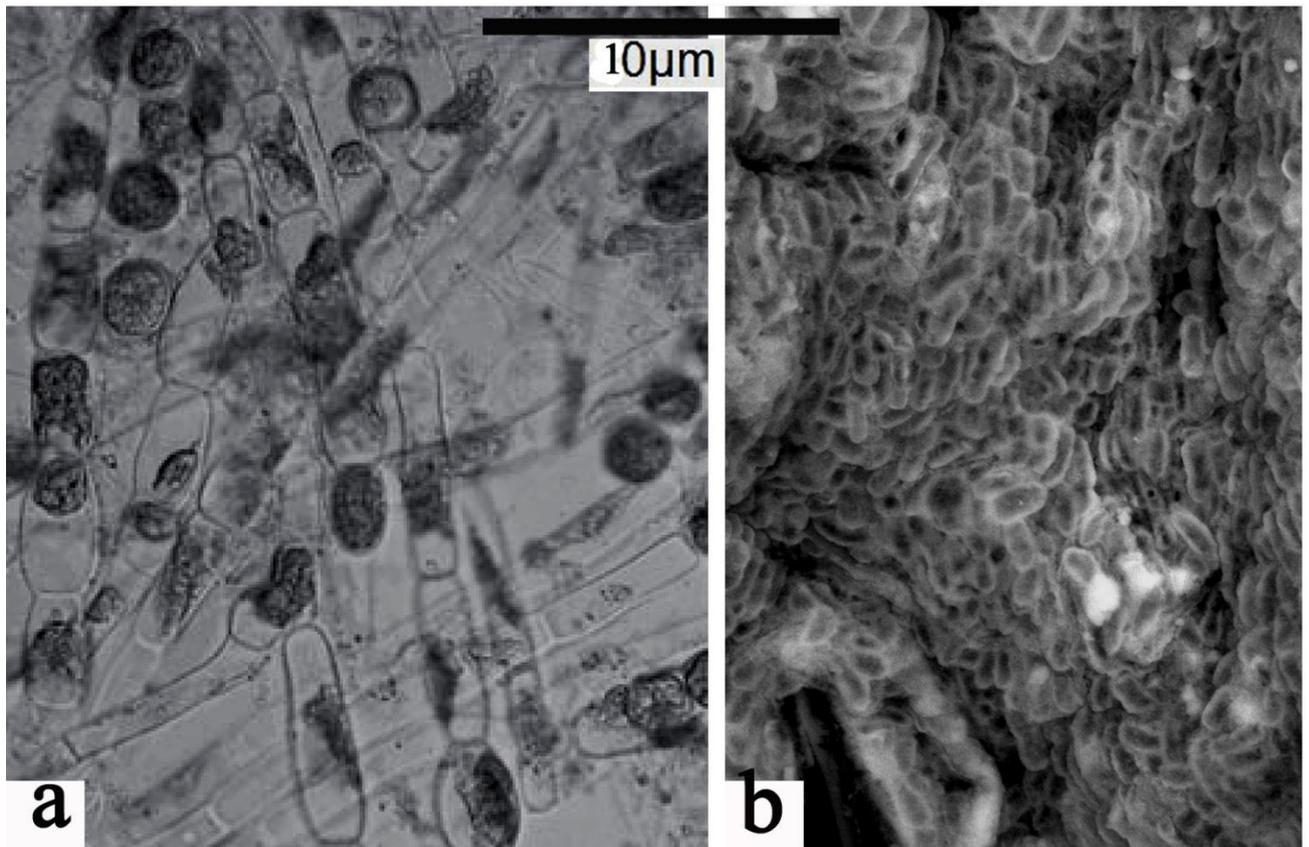


Рисунок 6.3. Микрофотографии аутигенных минералов на границах дрейфующая биота-вода и вода-погруженная биота (а) фото *Stenocladus circinnatus* Borz (оз. Петухово). (Sapozhnikov et. al., 2016); (b) минеральные пленки (Mg-сульфат) на поверхности альгобактериальной колонии (оз. Петухово) (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

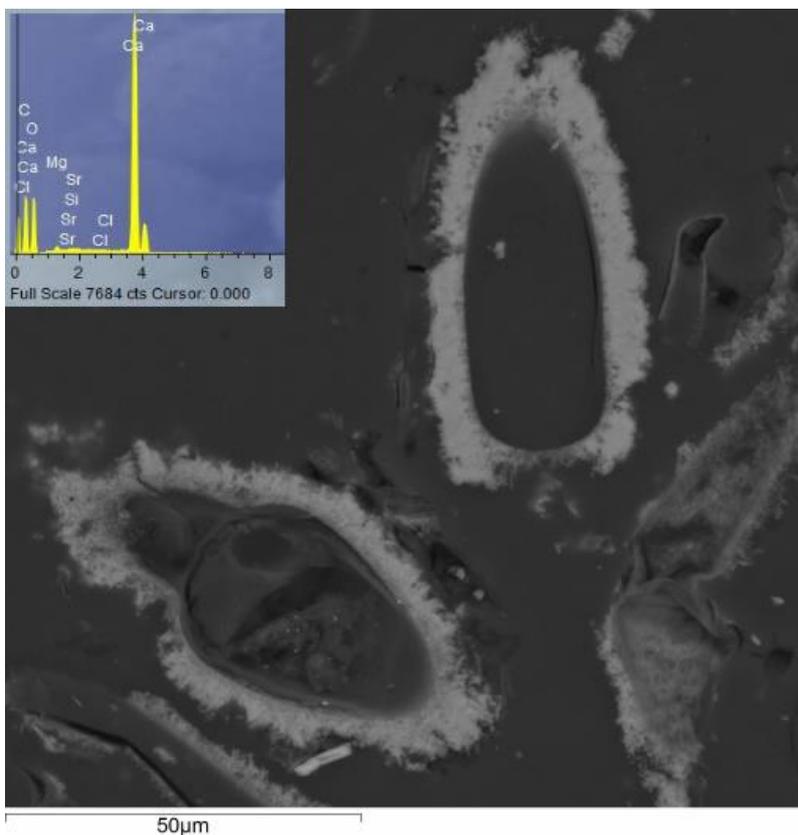


Рисунок 6.4. Микрофотография обрастания арагонитом по клеткам микроорганизмов на границе дрейфующая биота-вода (оз. Ленево, подтайга) (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

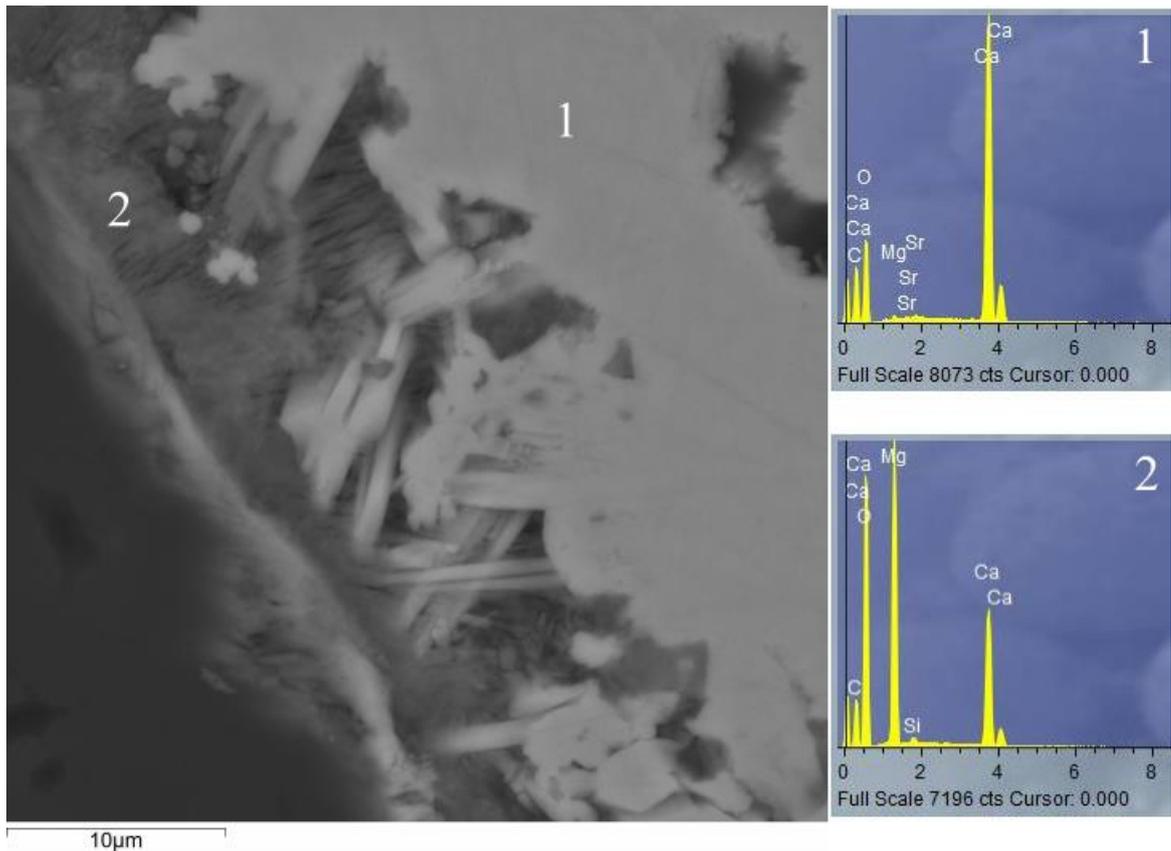


Рисунок 6.5. Микрофотография минеральных пленок (Mg-карбонат) на поверхности альгобактериальной колонии (оз. Урманное, подтайга) и замещающие их карбонаты: 1 – CaCO_3 , 2 – MgCO_3 (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

Другим возможным путем образования карбонатов является осаждение минералов в результате концентрирования отдельных элементов живым веществом при создании специфических локальных Eh-pH условий в процессе фотосинтеза. В составе тонких пленок на первичном каркасе водорослей кроме арагонита (рисунок 6.4) установлены новообразования сульфатов магния (рисунок 6.3b) или карбонатов магния (рисунок 6.5). Образование первичных минералов магния может быть связано с присутствием Mg^{2+} в центре молекулы хлорофилла. Известно, что фотосинтетические организмы, экстрагируя растворенный в воде углекислый газ, изменяют pH среды в щелочную сторону и тем самым стимулируют осаждение карбонатов (Страхов, 1970).

Основными аутигенными минералами границ вода-дрейфующая биота и вода-погруженная биота являются биохемогенные кальцит (рисунок 6.7), низкомагнезиальный кальцит (рисунок 6.8) и арагонит (рисунок 6.9), которые

формируются в озерах со значениями общей минерализации вод от ультрапресных до рассолов (от <0,2 до 400 г/л).

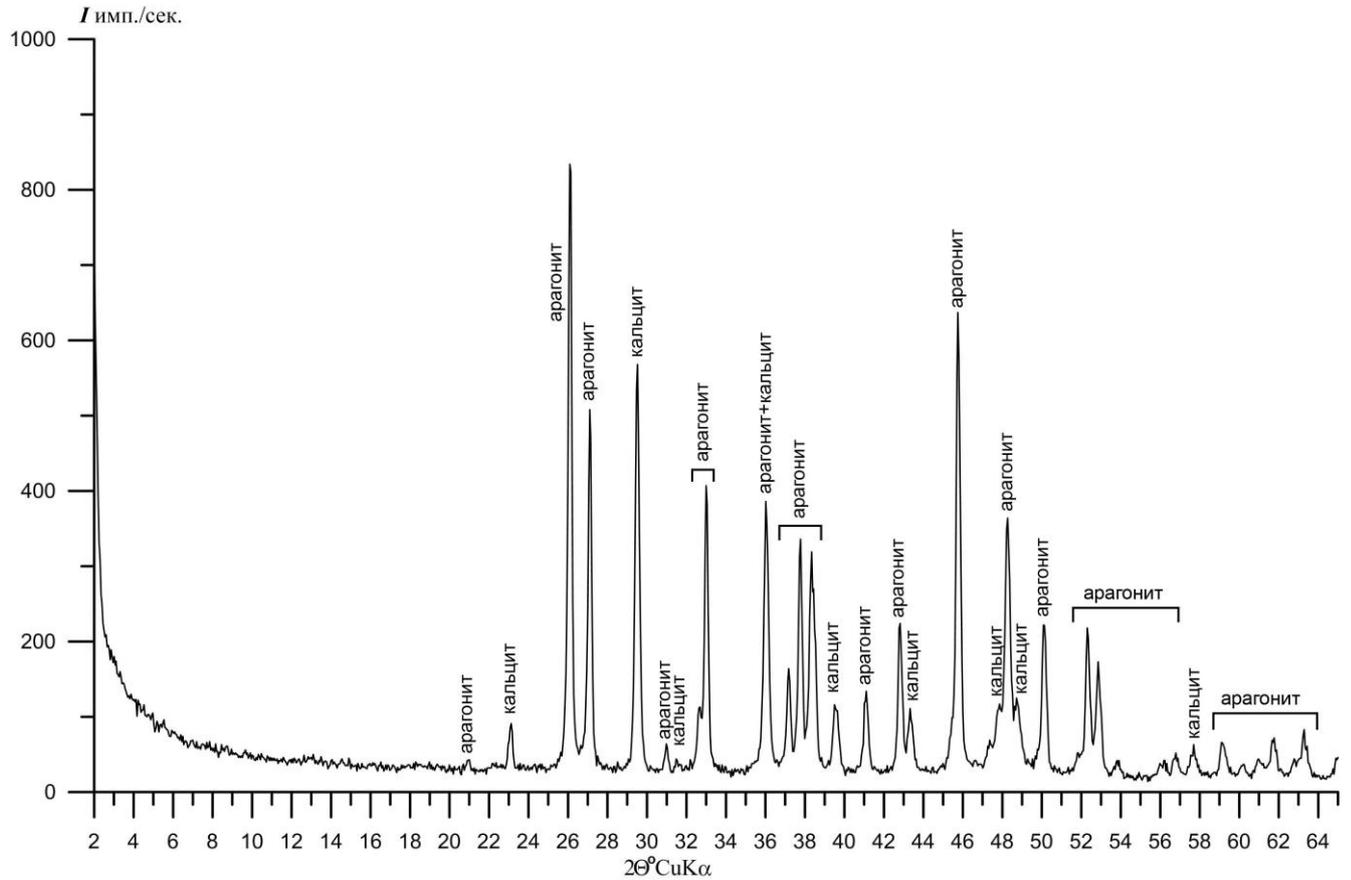


Рисунок 6.6. Дифрактограмма образцов водной растительности (оз. Урманное)

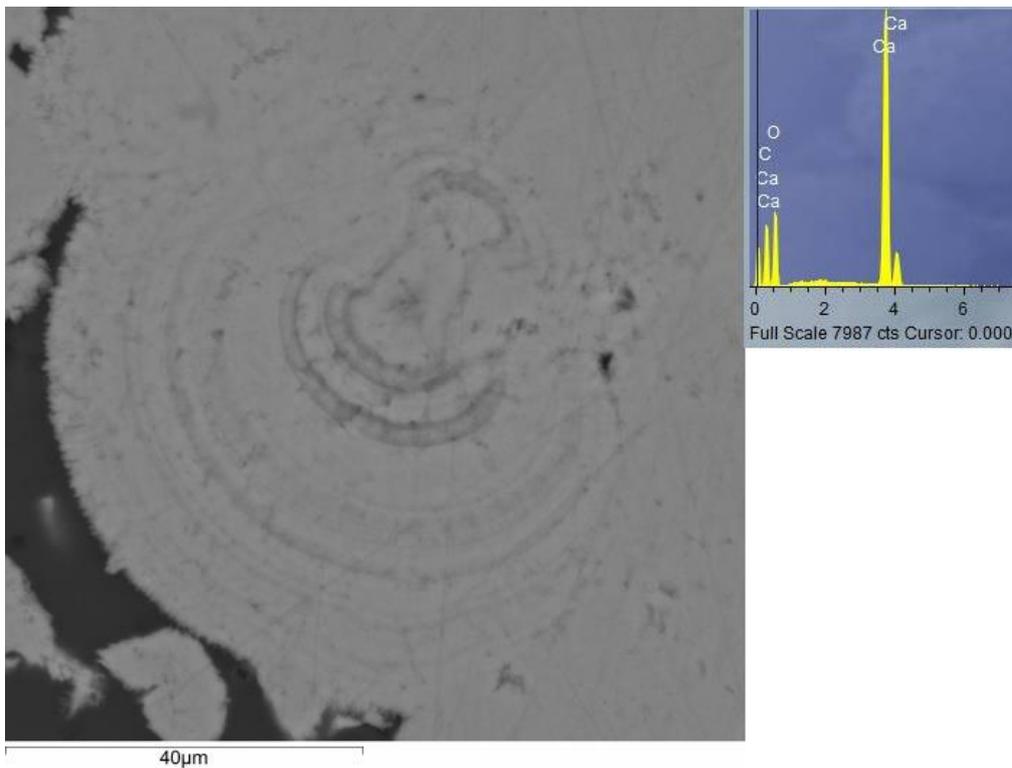


Рисунок 6.7. Микрофотография зонально-концентрического кальцита на границе вода-погруженная биота (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

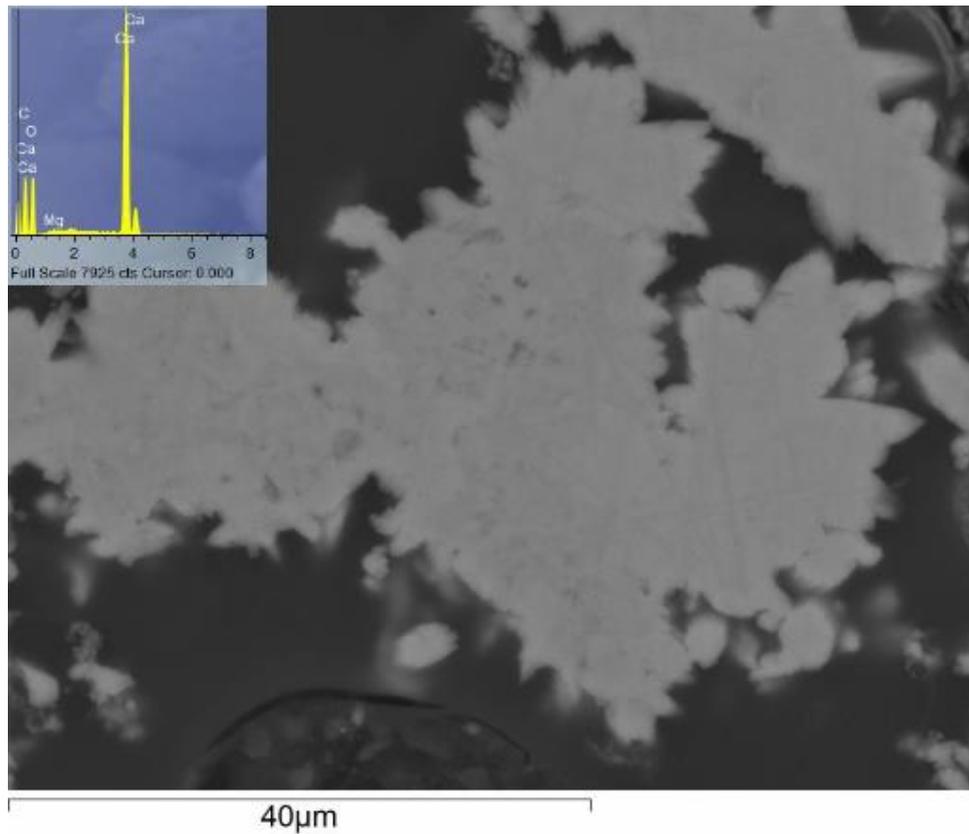


Рисунок 6.8. Микрофотография образования низкомагнезиального кальцита на границе вода-дрейфующая биота (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

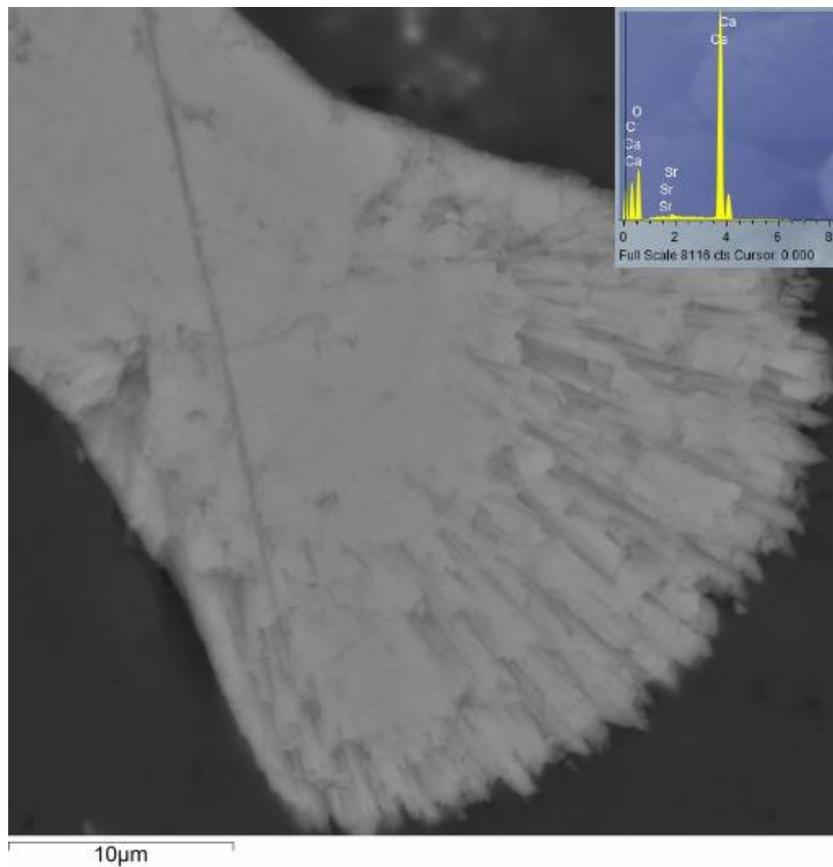


Рисунок. 6.9. Микрофотография расщепленного образования арагонита на границе вода-погруженная биота (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

6.2.2. Граница вода-донные отложения

На границе вода-донные отложения происходит собственная аутигенная минерализация карбонатов (рисунок 6.10) разной степени магнизиальности и арагонита на фоне перемещения с границ дрейфующая биота-вода и вода-погруженная биота арагонита, кальцита и низкомагнизиального кальцита, которые не растворяясь, захороняются в донных отложениях (рисунок 6.11).

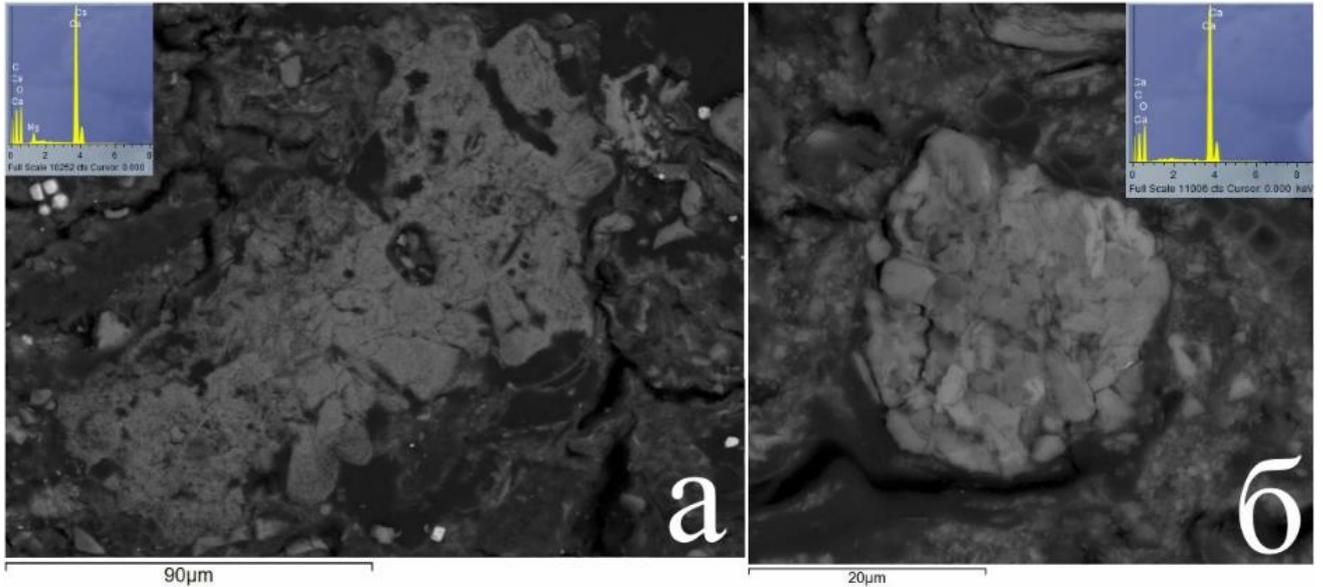


Рисунок 6.10. Микрофотографии (а) низкомагнизиального кальцита и (б) лепешковидного кальцита (оз. Барчин) с глубины 0-5см донных отложений (СЭМ MIRA 3 TESCAN)

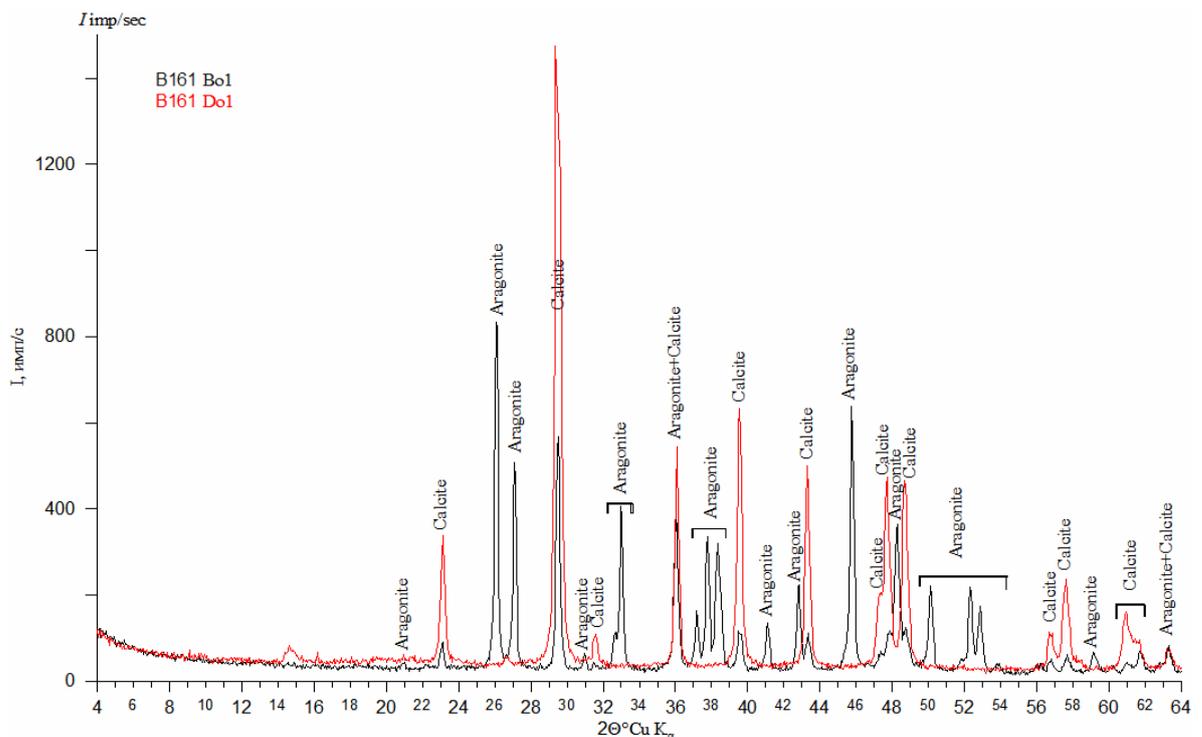


Рисунок 6.11. Дифрактограмма образцов водной растительности (B161 Bo1, черный цвет) и донных отложений (первые 0-5см, B161 Do1). Calcite – кальцит, Aragonite – арагонит.

Анаэробное разложение исходного органического вещества осадка продуцирует газы – CO_2 , H_2S , NH_3 и др. в результате деятельности бактерий и грибов, живущих в первых сантиметрах донных отложений в больших количествах, что способствует растворению и исчезновению сульфатов и карбонатов магния, а также частично арагонита (рисунок 6.12), с последующим биохемогенным осаждением кальцита (рисунок 6.13) и низкомагнезиального кальцита различной морфологии (рисунок 6.14, 6.15) в озерах с широким диапазоном значений общей минерализации воды (от пресных до рассолов). Агрегаты низкомагнезиального кальцита, кальцита и арагонита являются одними из наиболее распространенных аутигенных минералов малых озер юга Западной Сибири.

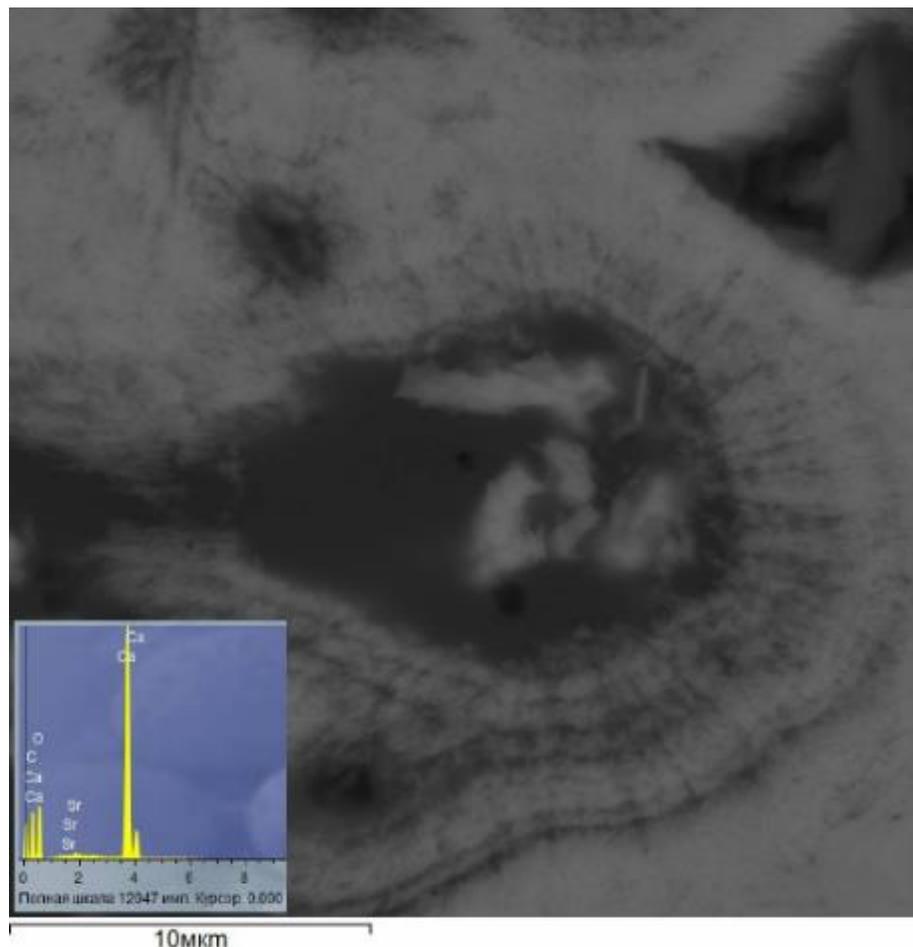


Рисунок 6.12. Микрофотография зонально-концентрического образования арагонита (оз. Карбалык, подтайга) (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

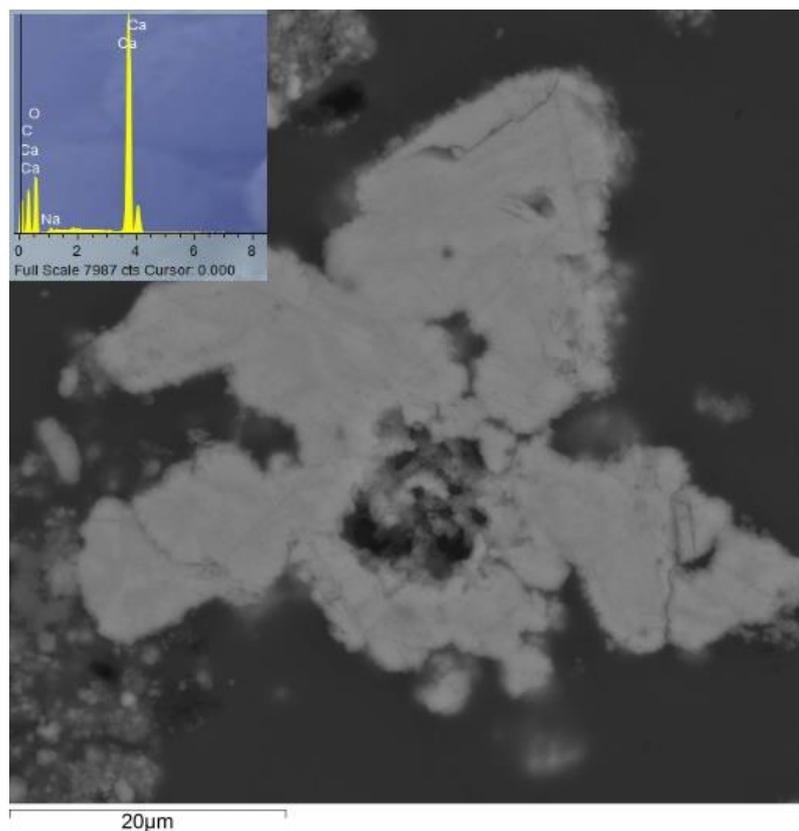


Рисунок 6.13. Микрофотография образования кальцита (оз. Петухово, ленточный бор) (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

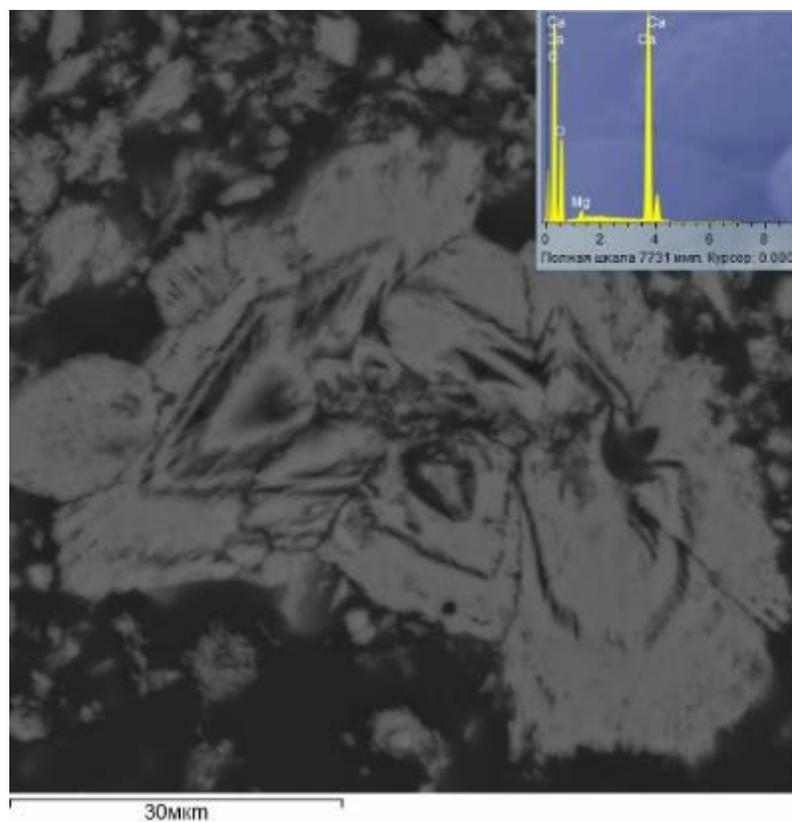


Рисунок 6.14. Микрофотография ромбоэдрических кристаллов разного размера аутигенного низкомагнезиального кальцита на границе вода-дно. (оз. Данилино, подтайга) (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

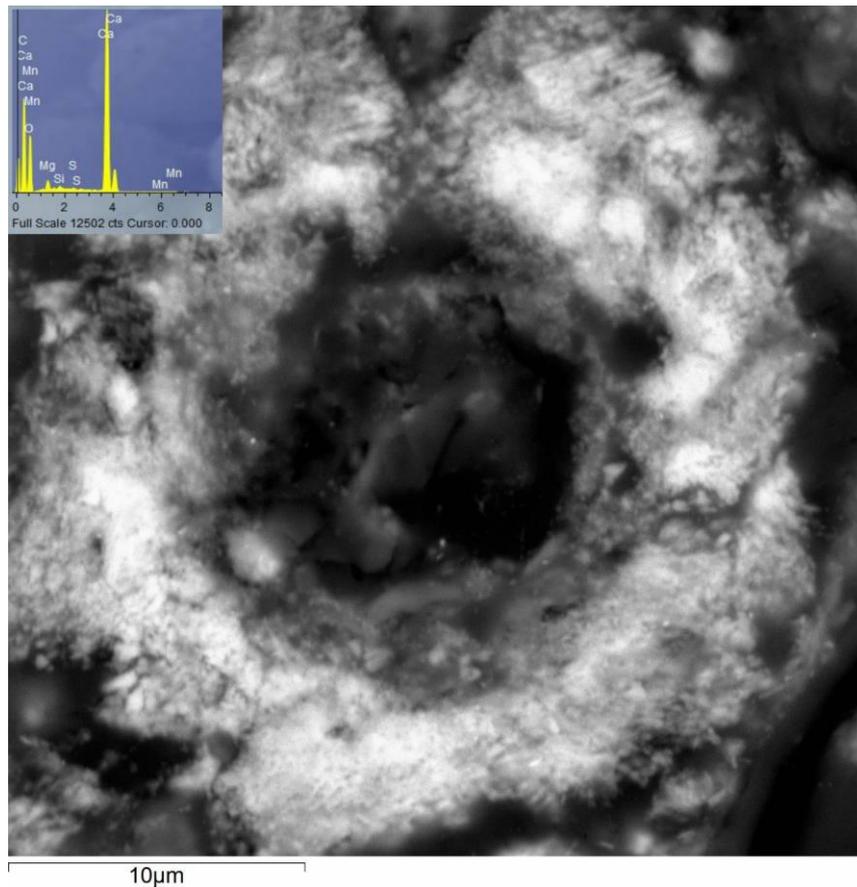


Рисунок 6.15. Микрофотография псевдоморфозы низкомагнезиального кальцита по остаткам макрофитов (оз. Песчаное, лесостепь) (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

Роль биогенной составляющей также хорошо видна на примере двух малых озер, расположенных в пределах одной озёрной системы (Гжатской) – озера Барчин и Камбала. Расстояние между озерами менее 1км, при этом при единых гидрологических характеристиках и площади водосбора, донные отложения этих озер относятся к разным типам и разным классам. Связано это с разным видом доминирующей первичной продукции. В Барчине донные отложения относятся к планктономакрофитному виду, причем в планктонной части доминирует фитопланктон, а в Камбале донные отложения относятся к планктонному виду, и здесь доминирует зоопланктон (Таблица 6.1).

В Барчине кальцит составляет 95% от минеральной фракции осадка, а в озере Камбала полностью отсутствует. Следовательно, количество образованного кальцита в донных отложениях напрямую не коррелирует с общей минерализацией вод. Наличие значительного количества захороненного органического материала

особенно в верхней части осадка озер, выявленное в различных количествах, указывает, что в восстановительных условиях лишь часть органического вещества минерализуется в результате микробактериальной деятельности. Исходя из преобладающих в осадках структур выделений можно предположить, что низко-Mg кальциты либо выделялись непосредственно на организмах, фиксируя их морфологию, либо образовывали псевдоморфозы по остаткам растительности, животных или пеллетам.

Таблица 6.1. Классификация донных отложений и состав вод озер Барчин и Камбала (лесостепь, Барабинская низменность)

Озеро	Тип	Зольность (%)	Класс	Вид	Состав	М, г/л
Барчин	орг-мин	30-50	Ca	ПМ (фитопланктон*)	гидрокарбонатная магниево-натриевая, пресная	0,6
Камбала	мин-орг	50-70	Si	П (зоопланктон*)	хлоридно- гидрокарбонатная магниево-натриевая, пресная	0,5

Примечание. Тип: *орг-мин* – органоминеральный, *мин-орг* – минерально-органогенный. Класс: *Ca* – кальциевый, *Si* – кремниевый. Вид: ПМ – планктоно-макрофитный, П – планктонный. М, г/л – общая минерализация воды.

Дифрактограммы для сапропелей всех озер имеют ярко выраженное большое гало с максимумом в области $20^\circ \text{CuK}_\alpha$. Интенсивность аморфного гало коррелирует с содержанием органического углерода и/или концентрацией диатомовых створок (аморфного кремнезема) и биогенного кальцита/арагонита. На примере дифрактограмм разных классов сапропелевых отложений рассмотрим более детально полученные данные (озера Камбала, Бергуль, Барчин).

В минеральной составляющей сапропеля оз. Барчин (кальциевый класс) преобладает низкомагнезиальный кальцит, в подчиненном количестве присутствует кварц, слюды и пирит. В кремниевом сапропеле оз. Камбала преобладает кварц, в меньшем количестве присутствует плагиоклаз, слюды и пирит. В смешанном классе сапропеля оз. Бергуль распространены и кварц, и

низкомагнезиальный кальцит, а также встречаются плагиоклаз, слюды, пирит (рисунок 6.16).

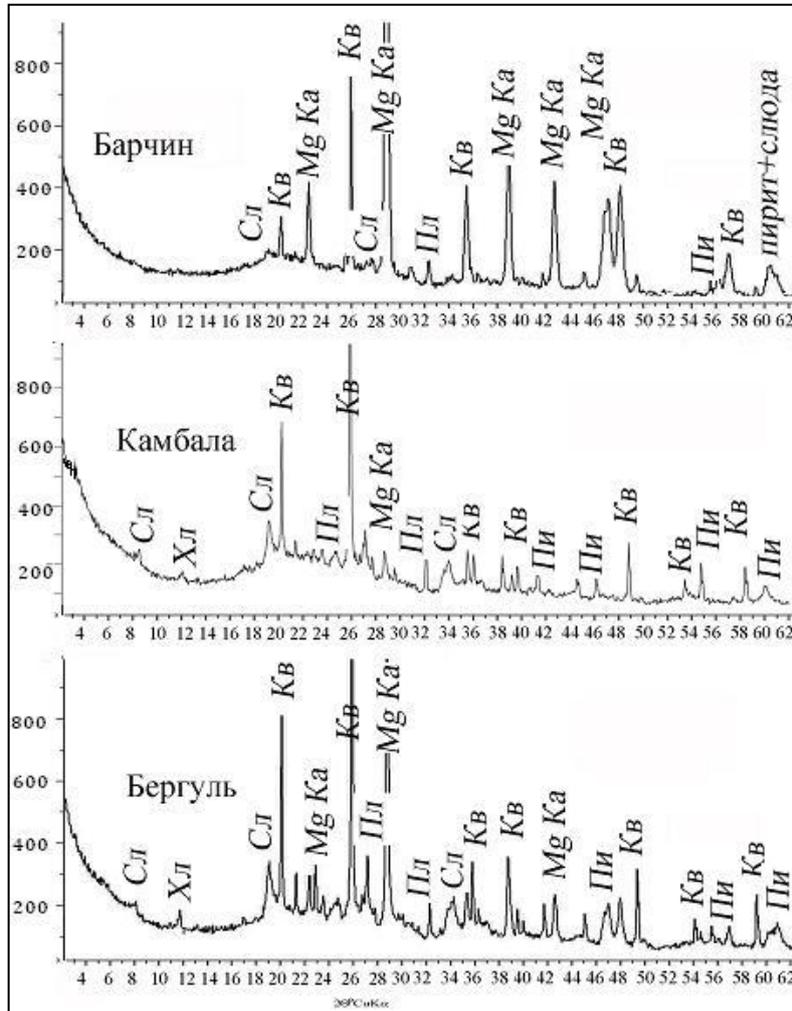


Рисунок 6.16.

Дифрактограммы донных отложений озер:

оз. Барчин (кальциевый класс);

оз. Камبالа (кремниевый класс);

оз. Бергуль (смешанный класс).

Кв – кварц;

Ка – кальцит;

Пл – плагиоклаз;

Кпш – калиевый полевой шпат;

Сл – слюда;

Хл – хлорит;

Пирит – пирит.

Высокомагнезиальные кальциты и Са-избыточные доломиты с разным содержанием Са в структуре осаждаются преимущественно в озерах с гидрокарбонатно-натриевым (содовым) и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым составом вод со значением общей минерализации воды >3 г/л и $pH > 9$ (Овдина и др., 2018).

Вариации в составе высокомагнезиальных карбонатов, в свою очередь, коррелируют со значениями общей минерализации, pH и состава вод.

В озерах HCO_3 -Mg-Na состава вод ($M=2,1-2,6$ г/л) карбонаты представлены высокомагнезиальным кальцитом и Са-избыточным доломитом (рисунок 6.17, таблица 6.2).

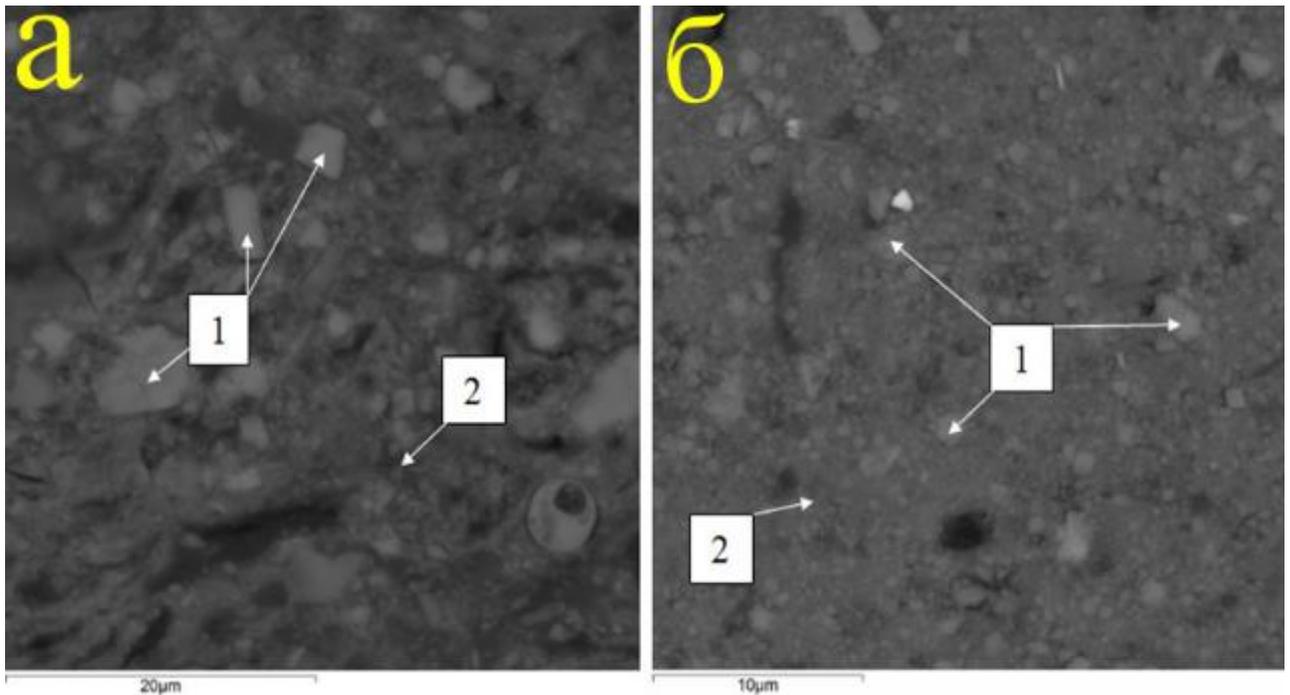


Рисунок 6.17. Микрофотографии высокомагнезиальных карбонатов (а) – оз. Дёмкино, глубина 0-5см, 1 – высокомагнезиальный кальцит; 2 – «творожистая» основная масса состава высокомагнезиального кальцита; (б) - оз. Рублево, глубина 0-5см, 1 – Са-избыточный доломит; 2 – «творожистая» основная масса состава высокомагнезиального кальцита (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

В озерах $\text{HCO}_3\text{-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ состава воды ($M=9$; 41,5 г/л) – карбонаты представлены Са-избыточным доломитом (рисунок 6.18, таблица 6.2).

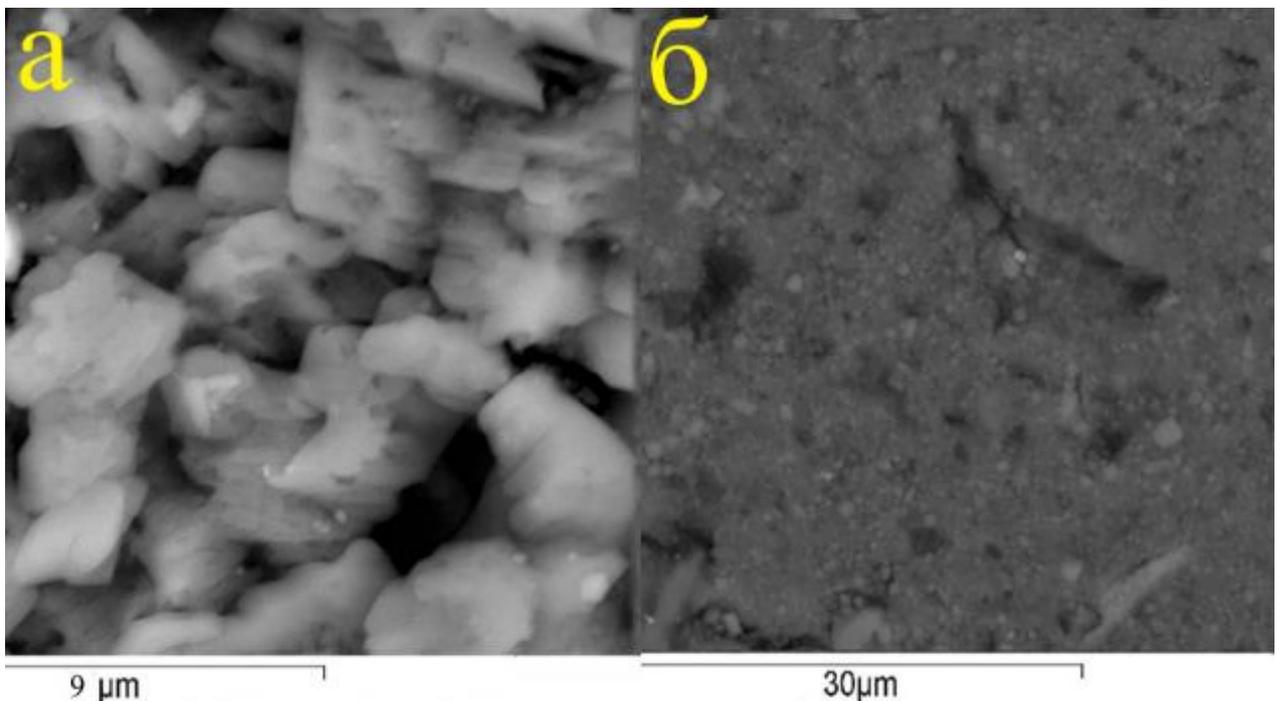


Рисунок 6.18. Микрофотографии высокомагнезиальных карбонатов (а) – оз. Танатар-6, глубина 0-5см, кристаллы Са-избыточного доломита; (б) - оз. Танатар-4, глубина 0-5см, Са-избыточный доломит; «творожистая» основная масса состава высокомагнезиального кальцита (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

В озерах Cl- HCO₃-Na, Cl -Mg-Na и Cl-Na состава (M=52,3 -54,2 г/л) – основным карбонатом границы вода-донные отложения является Ca-доломит (рисунок 6.19, таблица 6.2). Для всех вышеперечисленных озер рН воды варьирует от 9,0 – 9,8.

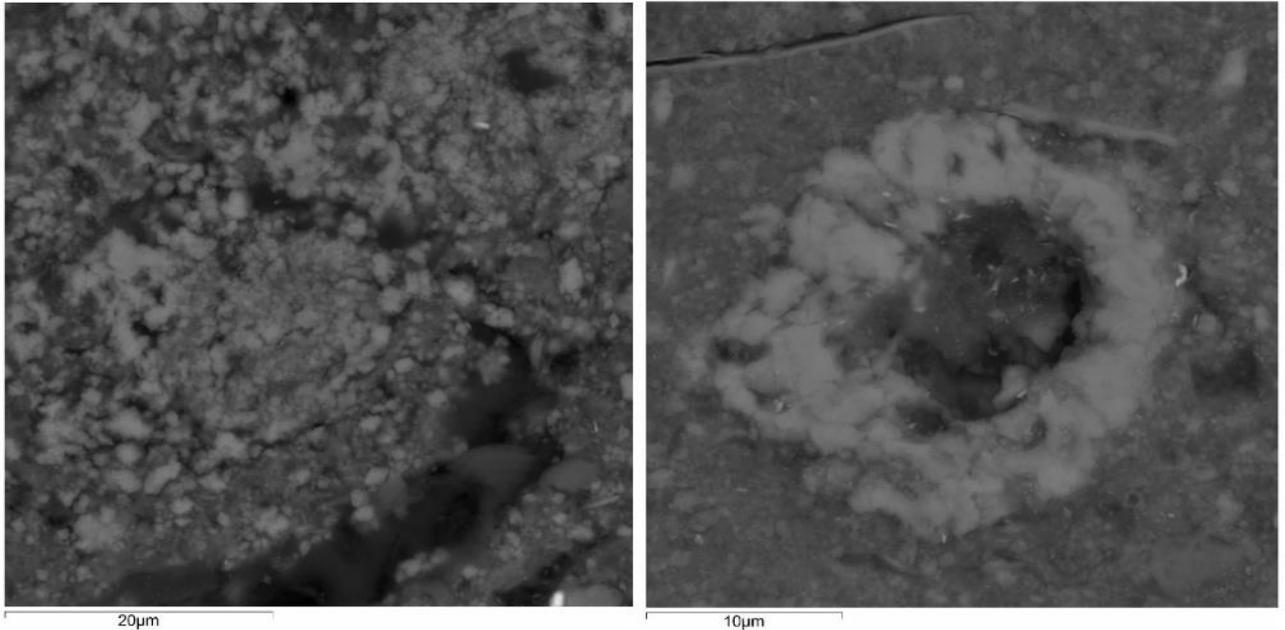


Рисунок 6.19. Микрофотографии карбонатов оз. Петухово (бор) (а) – глубина 0-5см, мелкокомковатые образования Ca-избыточного доломита; (б) - глубина 45-52 см, концентрические образования кальцита (СЭМ MIRA 3 TESCAN).

В озерах Cl-Na состава – формируется арагонит (оз. Малиновое, M=396,6 г/л, рН 7,6) и в малых примесях присутствует кальцит (оз. Красновишневое, M=297,3 г/л, рН 7,7) (рисунок 6.20, таблица 6.2).

Значительное влияние на формирование высокомагнезиальных карбонатов проявляется ввиду жаркого и сухого климата в летние периоды и длительного периода ледостава, либо, даже полного промерзания озер в зимний период на территории юга Западной Сибири. В результате замерзания/промерзания озер достигаются границы пересыщения раствора (значения общей минерализации воды возрастают примерно в 2 раза) и формируются более благоприятные условия для образования карбонатов кальцит-доломитового ряда.

С точки зрения криогенного минералообразования, при понижении температуры количество незамерзшей воды уменьшается, а концентрация солей в ней возрастает и по мере достижения раствором эвтектических точек начинается

кристаллизация солей. В многокомпонентных системах, каковыми являются природные воды, эвтектические точки могут несколько смещаться в ту или иную сторону от эмпирических данных для простых систем, однако последовательность садки солей при этом, как правило, сохраняется (Алексеев, 2005).

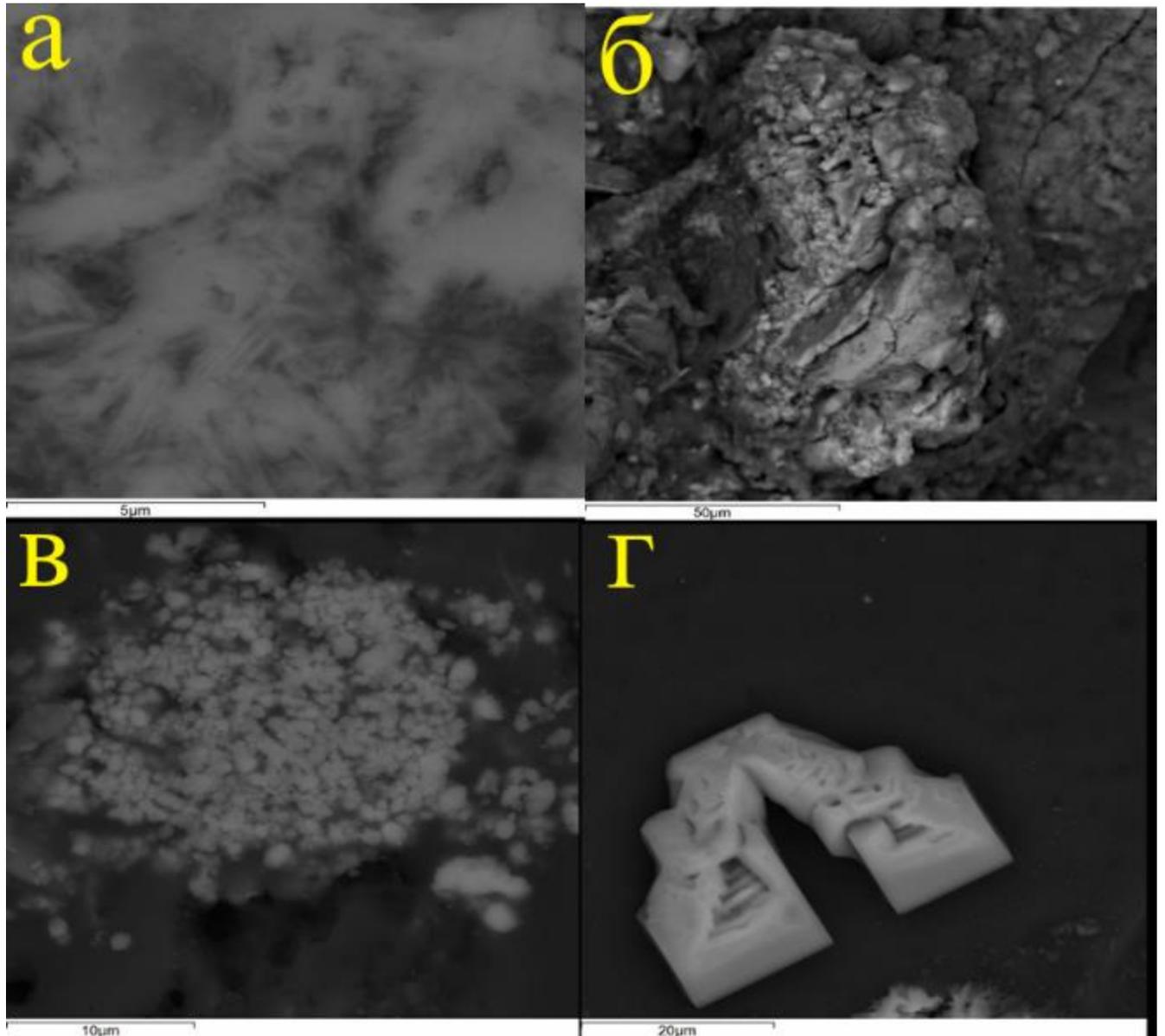


Рисунок 6.20. Микрофотографии аутигенных минералов (а, б) оз. Красновишневое – (а) глубина 10-15см, расщепленные образования арагонита; (б) - глубина 45-50см, образования кальцита; (в, г) оз. Малиновое (в) – глубина 0-5см, скопление зерен арагонита, (г) - глубина 0-5см, кристаллы галита

Таблица 6.2. Сопоставление физико-химических параметров и состава вод малых озер юга Западной Сибири с результатами рентгеновской дифрактометрии (XRD)

Озеро	М. г/л	рН	Состав воды	Результаты рентгеновской дифрактометрии (XRD)
Состав воды HCO₃-Mg-Na				
Демкино	1	9,0	гидрокарбонатная магниевонариевая. слабopресная	<u>Основная фаза:</u> высоко-Mg-Cal . <u>Примесь:</u> смектит
Рублево	1,5	9,1	гидрокарбонатная магниевонариевая. слабopресная	<u>Основная фаза:</u> высоко-Mg-Cal, Ca-Dol . <u>Примесь:</u> смектит, Qtz, KFsp.
Состав воды HCO₃-Na и HCO₃-Cl-Na				
Танатар-4	9,0	9,5	гидрокарбонатная натриевая. соленая	<u>Основная фаза:</u> Ca-Dol . <u>Примеси:</u> высоко-Mg-Cal , разупорядоченный смектит, Qtz
Танатар-6	41,5	9,8	гидрокарбонатно-хлоридная натриевая. рассол	<u>Основная фаза:</u> Qtz, Pl, Ca-Dol, Cal , Hal. <u>Примеси:</u> KFsp, трона, разупорядоченный смектит
Состав воды Cl-HCO₃-Na. Cl-Mg-Na и Cl-Na				
Петухово (бор)	52,3	9,8	хлоридно-гидрокарбонатная натриевая. рассол	<u>Основная фаза:</u> Ca-Dol , Qtz. <u>Примеси:</u> Cal , Hal, Pl, разупорядоченный смектит и иллит-смектит, трона, KFsp
Петухово (степь)	54,2	9,5	хлоридная магниевонариевая. рассол	<u>Основные фазы:</u> Qtz, Pl, Ca-Dol . <u>Примеси:</u> Ca-Dol , KFsp
Йодное	177	9,6	хлоридная натриевая. рассол	<u>Основные фазы:</u> NaCl, Ca-Dol, Cal , Qtz. <u>Примеси:</u> тенардит
Состав воды Cl-Na				
Красно-вишневое	297,3	7,7	хлоридная натриевая. рассол	<u>Основная фаза:</u> Qtz, Hal. <u>Примеси:</u> Pl, KFsp, гипс. <u>Малые примеси:</u> Cal
Малиновое	396,6	7,6	хлоридная натриевая. ультрарассол	<u>Основная фаза:</u> Hal, арагонит. <u>Примеси:</u> Qtz, Pl, Cal, Ca-Dol

Примечание. Высоко-Mg-Cal – высокомагнезиальный кальцит, Ca-Dol – Ca-избыточный доломит, Cal – кальцит, Qtz – кварц, KFsp – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз, Hal – галит, М (г/л) – общая минерализация воды

На примере исследованных озер Рублево и Демкино (ленточный бор, Кулундинская равнина) значительные изменения значений общей минерализации воды происходят даже в течение летнего периода. Для этих озер установлено, что, если в июне значения общей минерализации воды составляли 0,8 и 0,9 г/л, то в августе 1,5 и 1,0 г/л соответственно. Колебания физико-химических параметров связаны с ландшафтно-климатическими особенностями территории, малой

глубиной озёр (до 3м), ветровым перемешиванием, отсутствием термоклина в озерах, а также наличием восстановительных условий на границе вода-донные отложения, о чем свидетельствует формирование пирита, с первых сантиметров донных отложений в виде одиночных фрамбоидов и их скоплений, кристаллов и групп кристаллов различного габитуса, распространенных по всей глубине разреза донных отложений (рисунок 6.21). Повышенные значения рН вод при этом не являются лишь результатом деструкции органического вещества в озерах, но также немалую роль играют особенности почв и горных пород водосборных площадей.

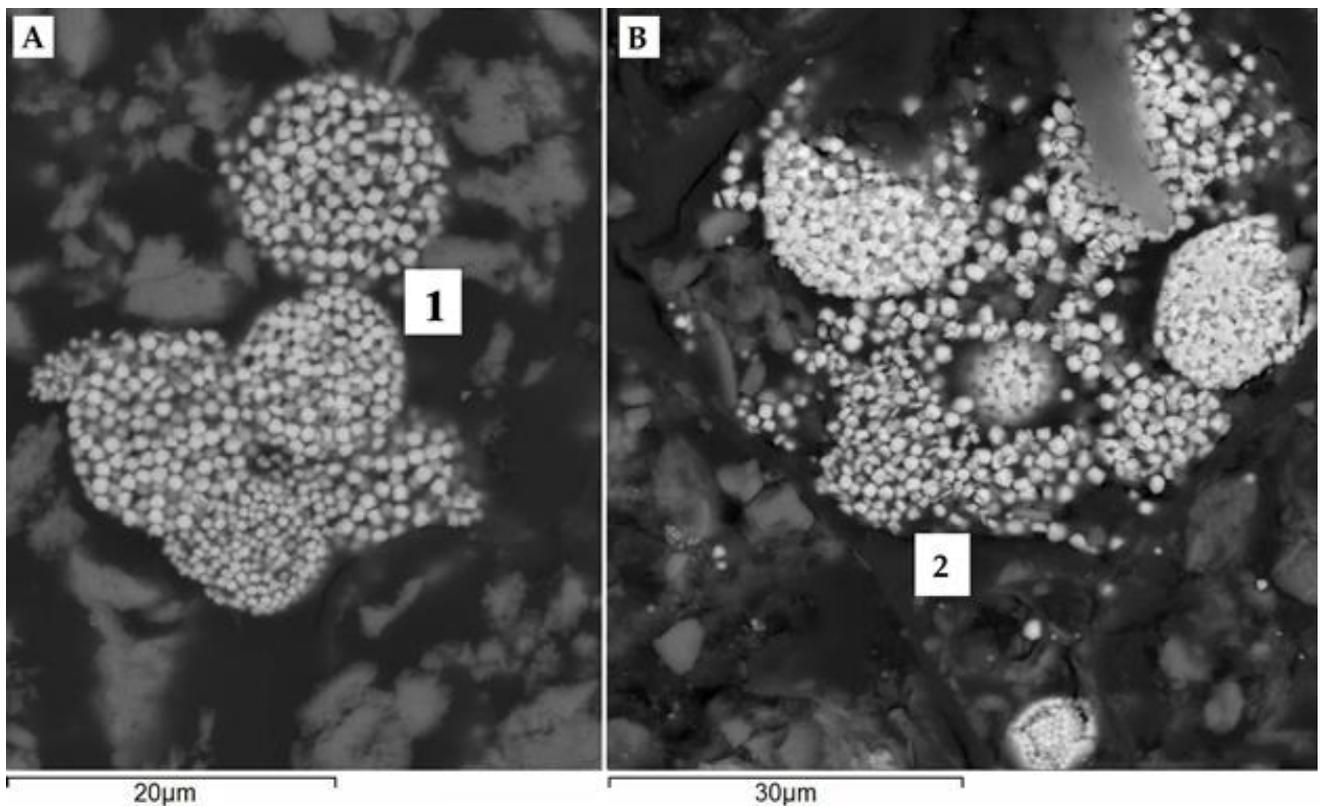


Рисунок 6.21. А) Оз. Карбалык (1) - Фрамбоидальный пирит с глубины 0-5 см донных отложений. (В) Оз. Куклей (2) - Фрамбоидальный пирит и скопление кристаллов пирита с глубины 0-5 см донных отложений (Фото выполнено с использованием СЭМ MIRA 3 TESCAN).

Вследствие этого, даже при величине общей минерализации воды от 0,8 до 1,5 г/л в разные периоды, в озерах Рублево и Демкино минералами основной фазы на границе вода-донные отложения и по всей глубине разреза донных отложений являются высокомагнезиальные кальциты и Са-избыточные доломиты (Таблица 6.3). Следует отметить, что все присутствующие в осадке минералы обладают

низкой степенью кристалличности, на дифрактограммах в значительном количестве установлена рентгеноаморфная компонента, которая обусловлена не только наличием органического вещества.

Таблица 6.3. Минеральный состав донных отложений малых озер Рублево и Демкино (Кулундинская равнина) по результатам рентгеновской дифрактометрии

Озеро	М (г/л)	Глубина (см)	Минеральный состав
Рублево	0,8 (июнь)	0-5	<u>Основная фаза</u> высоко-Mg-Cal, <u>малая примесь</u> Qtz, Ca-Dol, магнезита и много рентгеноаморфной составляющей
	1,5 (август)	75-82	<u>Основные фазы</u> карбонаты серии высоко-Mg-Cal – Ca-Dol, <u>примесь</u> смектита, Qtz, <u>следы</u> Pl, KFsp
Демкино	0,9 (июнь)	0-5	<u>Основная фаза</u> высоко-Mg-Cal, <u>малая примесь</u> Qtz, <u>следы</u> Pl, KFsp, арагонита, возможно, разупорядоченного смектита, много рентгеноаморфной составляющей
	1,0 (август)	60-65	<u>Основные фазы</u> карбонаты серии высоко-Mg-Cal – Ca-Dol, <u>примесь</u> смектита, <u>малая примесь</u> Qtz, <u>следы</u> Pl

Примечание. Высоко-Mg-Cal – высокомагнезиальный кальцит, Ca-Dol – Ca-избыточный доломит, Cal – кальцит, Qtz – кварц, KFsp – калиевый полевой шпат, Pl – плагиоклаз.

Захоронению карбонатных минералов в донных отложениях способствуют характерные для исследуемой территории особенности ландшафта – озера находятся в одном видовом (азональном) ландшафте – эоловом (Клочко, Романовская, 2004). Привнос эоловой фракции в донные отложения рассматривался в работе (Гавшин и др., 1999) на примере «черных пылевых бурь», характерных для юга Западной Сибири. Распахивание целинных земель в 1960-х годах на равнинных незалесенных территориях привело к увеличению эоловой составляющей в донных отложениях, что, в свою очередь, способствует захоронению аутигенных минералов в органоминеральных илах и в настоящее время ввиду равнинно-низменного рельефа и климата территории, особенно в зимне-весенний период, когда эоловая составляющая ураганно сносится в озера.

Таким образом, в осенне-зимний период малые озера юга Западной Сибири глубиной 3-5м покрываются льдом толщиной до 1,5м, что значительно увеличивает значения общей минерализации незамерзшей воды подо льдом, т.к. объем воды уменьшается в несколько раз. Вследствие длительного периода ледостава (7-9 месяцев) на ледовой поверхности озера аккумулируется эоловый материал и в весенне-летний период таяния ураганно сносится в озеро. При этом происходит захоронение карбонатных минералов в донных отложениях.

Выводы к Главе 6:

Терригенная составляющая донных отложений всех рассмотренных малых озёр юга Западной Сибири представлена на 60-80% неокатанными и/или слабо окатанными зернами кварца, полевых шпатов, слюд, а также темноцветами и акцессорными минералами.

В изученных малых озерах происходят активные процессы аутигенной минерализации. Аутигенные минералы представлены - аутигенным кремнеземом, карбонатами кальцит-доломитового ряда и/или арагонитом, пиритом (фрамбоиды, одиночные кристаллы, скопления) и иллит-сметитами (редко). Первичное осаждение аутигенных карбонатов происходит в виде тонких пленок на скелете водорослей (псевдоморфозы по нитям и клеткам микроорганизмов), в результате концентрирования отдельных элементов живым веществом при создании специфических локальных Eh-pH условий в процессе жизнедеятельности биоты.

Процесс минерализации органического вещества в малых озерах юга Западной Сибири определяет формирование аутигенных карбонатов (низкомагнезиальный кальцит, магнезит, кальцит, арагонит, высокомагнезиальный кальцит, Са-избыточный доломит) на геохимических барьерах (дрейфующая биота-вода, погруженная биота-вода и вода-донные отложения) во всем диапазоне параметров вод.

Хемогенное осаждение карбонатов на границе вода-донные отложения определяется двумя факторами: высокомагнезиальные кальциты и Са-избыточные доломиты образуются при гидрокарбонатно-натриевом и хлоридно-

гидрокарбонатно-натриевом составе вод при минерализации >3 г/л и $pH > 9$ и в высокоминерализованных (>10 г/л) водах любого состава при $pH > 8,2$ в результате изменений физико-химических условий благодаря совокупности ландшафтных, геохимических и биогенных факторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведения комплексного исследования геохимии и минералогии компонентов малых озер, основанного на новом методическом принципе детального исследования отдельно взятого озера в тесной взаимосвязи со всей системой компактно расположенных озёр (озёрной системой) в одинаковых ландшафтно-климатических и геолого-геохимических условиях, охарактеризованы основные особенности осадконакопления. Особое внимание уделено изучению региональных и локальных факторов, влияющих на формирование органоминеральных донных отложений, а также влиянию биогенной составляющей на образование аутигенных минералов кальцит-доломитового ряда.

Основополагающую роль в формировании геохимического и минерального состава донных отложений малых озер различных ландшафтных зон юга Западной Сибири (подтайга, лесостепь, степь, подзона ленточных боров) играют сложные природные процессы, определяющиеся совокупностью азональных (локальных) факторов: образованием седиментационного материала на водосборе озера в зависимости от рельефа, геологии, почвенного и растительного покрова и хозяйственной деятельности человека; формированием аутигенного органического и минерального вещества в результате биологических, биохимических и физико-химических процессов; осаждением сложной смеси аллохтонного и автохтонного вещества на дно озера, протекающие в условиях длительного ледостава (в анаэробных условиях).

Во всех ландшафтных зонах в малых озерах юга Западной Сибири формируются органоминеральные (сапропелевые) отложения. Тип сапропеля определяется зольностью, которая зависит не только от количества терригенной составляющей, но и от биохемотренной составляющей (аморфный кремнезем,

низкомагнезиальный кальцит, арагонит), состав которой определяет класс сапропеля. Малые озера различных ландшафтных зон юга Западной Сибири имеют различия в геохимическом и минеральном составе донных отложений, и они сопоставимы с таковыми внутри одной ландшафтной зоны и между ландшафтными зонами.

На юге Западной Сибири широко распространены озера с гидрокарбонатно-натриевым составом вод на фоне общей зональности ионного состава и значений общей минерализации озёрных вод, что способствует обильному развитию биоты в озёрах и ведет к процессам перераспределения и аккумуляции вещества, а также локальным изменениям среды. В изученных малых озерах происходят активные процессы аутигенной минерализации. Аутигенные минералы представлены - аутигенным кремнеземом, карбонатами кальцит-доломитового ряда и/или арагонитом, пиритом (фрамбоиды, одиночные кристаллы, скопления) и иллит-сметитами (редко). Аутигенный кремнезем представлен мортмассой кремний-накапливающей биоты или панцирями диатомовых водорослей. Пирит формируется, начиная с первых сантиметров донных отложений и по всей глубине разреза, что свидетельствует о восстановительных условиях среды.

Совокупность ландшафтных, геохимических и биогенных факторов в результате способствует образованию аутигенных карбонатов кальцит-доломитового ряда и арагонита на геохимических границах: *дрейфующая биота-вода, вода-погруженная биота и вода-донные отложения* на фоне терригенного сноса и накопления органического вещества. Весь спектр карбонатов кальцит-доломитового ряда от низкомагнезиального кальцита до Са-избыточного доломита (а также арагонит) прослеживается в малых озерах юга Западной Сибири.

Низкомагнезиальный кальцит, кальцит и арагонит формируются в озерах со значениями общей минерализации вод от ультрапресных до рассолов (от $<0,2$ до 400 г/л) преимущественно на границах дрейфующая биота-вода и вода-погруженная биота в результате биохемотренных процессов.

Высокомагнезиальные кальциты и Са-избыточные доломиты осаждаются на границе вода-донные отложения в озерах с гидрокарбонатно-натриевым (содовым)

и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевым составом вод со значением общей минерализации воды >3 г/л и $pH > 9$ и в озерах любого состава при общей минерализации воды >10 г/л и $pH > 8,2$ в результате изменений физико-химических условий благодаря совокупности ландшафтных, климатических, геохимических и биогенных факторов. Одним из основных факторов является криогенное воздействие в результате продолжительного (7-9 месяцев) периода ледостава.

Для применения органоминеральных отложений (сапропелей) в различных отраслях, сапропелевое сырьё должно соответствовать радиационно-гигиеническим нормативам по активности естественных и искусственных радионуклидов. Для исследованных сапропелевых залежей малых озёр юга Западной Сибири характерны значения суммарной эффективной удельной активности (A_c) естественных радионуклидов, которые находятся ниже предела нормы (<300 Бк/кг), что соответствует требованиями ГОСТа.

В связи с тем, что вся территория Западной Сибири подвергалась радиоактивным выпадениям, до настоящего времени выявляются горизонты почв и донных отложений, которые загрязнены радиоцезием. В сапропелевых залежах отдельных озёр, что связано с мозаичным характером выпадения радиоактивных осадков, выявлены горизонты (мощностью до 15 см) с высоким уровнем площадной активности ^{137}Cs с превышением глобального фона в 2-3 раза и более (32 мКи/км² на 2010 год). При этом, для большей части сапропелевых залежей изученных озёр, независимо от их химического состава, суммарные уровни загрязнения ^{137}Cs соответствуют уровню глобального фона.

Исходя из всех полученных данных по минерально-геохимическому составу, радиоэкологической оценке и биогенной составляющей компонентов малых озёр, следует, что при планировании рационального природопользования каждого отдельно взятого озера, необходимо учитывать его уникальный состав.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А. Основы гидрохимии // Л., Гидрометеорологическое издательство, 1953, 296 с.
- Алексахин Р.М. Ядерная энергия и биосфера // М., Энергоиздат, 1982, 216 с.
- Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы. Формирование понятия и классификация // Криосфера Земли, 2005, Т. 9, №2, с. 85-93.
- Баранов В.И. Радиометрия // М., Изд-во АН СССР, 1956, 343 с.
- Бейром С.Г., Васильев И.П., Гаджиев И.М. Природные ресурсы Новосибирской области // Новосибирск, Наука, 1986, 215 с.
- Бизяев Н.А. Гидрогеохимическая трансформация Липовской геотехногенной системы // Автореф. дис. ... к. г.-м. н., Екатеринбург, УГГУ, 2012, 24 с.
- Билан М.И., Усов А.И. Полисахариды известковых водорослей и их влияние на процесс кальцификации // Биоорганическая химия, 2001, Т. 27, №1. с. 4-20.
- Бобров В.А., Гофман А.М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов (методические разработки) // Новосибирск, Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1971, 67 с.
- Болтнева Л.И., Израэль Ю.А., Ионов В.А., Назаров И.М. Глобальное загрязнение ^{137}Cs и ^{90}Sr и дозы внешнего облучения на территории СССР // Атомная энергия, 1977, Т. 42, №5, с. 355-360.
- Большая советская энциклопедия: [в 30 т.] / гл. ред. А. М. Прохоров. 3-е изд. // М., Советская энциклопедия, 1969—1978.
- Борзенко С.В. Основные условия формирования химического состава вод соленых и солоноватых озер Восточного Забайкалья // Геохимия, 2020, том 65, № 12, с. 1212–1230

Бреховских В.Ф., Казмирук В.Д., Вишневская Г.Н. Биота в процессах массопереноса в водных объектах // М., Наука, 2008, 315 с.

Вернадский В.И. Очерк геохимии. М.-Л., Государственное издательство, 1927, 368 с.

Водоемы Алтайского края: биологическая продуктивность и перспективы использования / Л. В. Веснина, В. Б. Журавлев, В. А. Новоселов и др. Новосибирск, Наука, Сибирское предприятие РАН, 1999, 284 с.

Гавшин В.М., Бобров В.А., Демина Р.Г., Дорогиницкая Л.М. Распределение урана, тория и калия в морских терригенных отложениях Западно-Сибирской плиты // Геохимия рудных элементов в процессах выветривания, осадконакопления и катагенеза, 1979, с. 128-160.

Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Пархоменко В.С., Маликова И.Н., Мельгунов М.С. Следы Чернобыльской аварии в Западной Сибири // «Радиоактивность при ядерных взрывах и авариях». Труды международной конференции, Москва 24-26 апреля 2000, Т.1. - Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, с. 178-182.

Гавшин В.М., Щербов Б.Л., Мельгунов М.С., Страховенко В.Д., Бобров В.А., Степин А.С., Цибульчик В.М. ^{137}Cs и ^{210}Pb как показатели динамики аккумуляции тяжелых металлов в озерных отложениях Степного Алтая // Геология и геофизика, 1999, Т. 40, с. 1331-1341

Ганина Т. Д., Лукьянова Т.С. Об истории вопроса перспективного использования сапропелевых ресурсов Шатурского района в рекреационных целях// Вестник Московского государственного областного университета. Серия: Естественные науки, 2010, №3, с. 120-124

Гаськова О.Л., Страховенко В.Д., Овдина Е.А. Состав рассолов и минеральная зональность донных отложений содовых озер Кулундинской степи (Западная Сибирь)// Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 10. С. 1514-1527. <https://doi.org/10.15372/GiG20171005>

Гашкина Н.А., Моисеенко Т.И., Кремлева Т.А. Особенности распределения биогенных элементов и органического вещества в малых озерах и лимитирование их трофности на европейской территории России и Западной Сибири // Вестник Тюменского государственного университета, 2012, № 12, с. 17-25.

География России: Энциклопедический словарь/ Под ред. А. П. Горкина. // М., Российская энциклопедия, 1998, 800с.

Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 1. А–Й. –СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 432 с.

Геологический словарь. В трех томах. Издание третье. перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т. 2. К–П. // СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2011, 480 с.

Геологический словарь: в 2-х томах // М., Недра, 1978, 486 с.

ГОСТ 27784-88 Почвы. Метод определения зольности торфяных и оторфованных горизонтов почв. // М., Стандартиформ, 1988, 7 с.

ГОСТ 31861-2012 Вода. Общие требования к отбору проб. // М., Стандартиформ, 2013, 31 с.

ГОСТ 31957-2012 Вода. Методы определения щелочности и массовой концентрации карбонатов и гидрокарбонатов. // М., Стандартиформ, 2019, 28 с.

ГОСТ Р 54000-2010 Удобрения органические. Сапропели. Общие технические условия. // М., Стандартиформ, 2011, 11 с.

ГОСТ Р 54519-2011 Удобрения органические. Методы отбора проб. // М., Стандартиформ, 2012, 7 с.

Дарьин А.В., Бабич В.В., Калугин И.А., Маркович Т.И., Рогозин Д.Ю., Мейдус А.В., Дарьин Ф.А., Ракшун Я.В., Сороколетов Д.С. Исследование геохимических особенностей годовых слоев в донных осадках пресноводных озер методом рентгенофлуоресцентного микроанализа с возбуждением синхротронным излучением // Известия Российской Академии Наук. Серия Физическая, 2019, Том 83, №11, Стр. 1572-1575 DOI: 10.1134/S0367676519110085

Дзюба М. В. Разнообразие магнитотактических бактерий пресных водоемов Европейской части России // Автореф. дис. ... к. б. н., Москва, МГУ, 2013, 23 с.

Доманицкий А. П., Дубровина Р. Г., Исаева А. И. Реки и озера Советского Союза: (справочные данные) // Л., Гидрометеиздат, 1971, 104 с.

Ермолаева Н.И. Вклад зоопланктона в процессы накопления органического вещества в малых озёрах Западной Сибири // Труды ИБВВ РАН, 2017, Т. 79, № 82, с. 52-57

Жданова А.Н., Солотчина Э.П., Кривоногов С.К., Солотчин П.А. Минеральный состав осадков озера Малые Чаны как индикатор изменения климата голоцена (юг Западной Сибири) // Геология и Геофизика, 2019, Т. 60, № 10, с. 1458-1471
<https://doi.org/10.15372/GiG2019117>

Заварзин Г.А. Планета бактерий // Вестник Российской Академии Наук, 2008, Том 78, №4, Стр. 328-336

Заварзин Г.А. Эпиконтинентальные содовые водоемы как предполагаемые реликтовые биотопы формирования наземной биоты // Микробиология, 1993, Т. 62, № 5, с. 789-800.

Замана Л.В., Птицын А.Б., Гуосянь Чу, Решетова С.А., Дарьин А.В., Калугин И.А. Оценка скорости современного осадкообразования в озере Зун-Торей (Восточное Забайкалье) по ^{137}Cs // Доклады Академии Наук, 2011, Том 437, №3, Стр. 370-374

Зятькова Л.К., Лесных И.В. Геомониторинг природной среды. Монография. В 2-х т. Т. 2 // Новосибирск, СГГА, 2004, 316 с.

Израэль Ю.А. Антропогенное радиоактивное загрязнение планеты Земля // Радиоактивность после ядерных взрывов и аварий, 2005, с. 13-24.

Израэль, Ю. А., Квасникова Е. В., Назаров И. М., Стукин Е. Д. Радиоактивное загрязнение цезием-137 территории России на рубеже веков // Метеорология и гидрология, 2000, №4, с. 20-31.

Ильин В.Б., Сысо А.И. Почвенно-геохимические провинции в Обь-Иртышском междуречье: причины и следствия // Сибирский экологический журнал, 2001, №2, с. 111-118.

Исупов В.П., Владимиров А.Г., Шварцев С.Л., Ляхов Н.З., Шацкая С.С., Чупахина Л.Э., Куйбида Л.В., Колпакова М.Н., Ариунбилэг С., Кривоногов С.К. Химический состав и гидроминеральные ресурсы соленых озер Северо-Западной Монголии // Химия в интересах устойчивого развития. 2011. Т. 19. № 2. С. 141–150

Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли // М., «Мысль», 1970, 283 с.

Карманова Н.Г., Карманов Н.С. Универсальная методика рентгенофлуоресцентного силикатного анализа горных пород на спектрометре ARL-9900XP: тезисы докладов (VII всероссийская конференция по рентгеноспектральному анализу, г. Новосибирск, 19-23 сентября 2011 г.), г. Новосибирск, С. 126

Клочко А. А., Романовская М. А. Национальный атлас России Том. 2. Природа и экология // М., ФГУП ГОСГИСЦЕНТР, 2004, 495 с.

Кордэ Н.В. Биостратиграфия и типология русских сапропелей // М., Изд-во АН СССР, 1969, 219 с.

Кравчишина М.Д., Мицкевич И.Н., Веслополова Е.Ф., Шевченко В.П., Лисицын А.П. Взаимосвязь взвеси и микроорганизмов в водах Белого моря // Океанология, 2008, Том 48, № 6, Стр. 900-917

Краткая географическая энциклопедия // М., Сов. Энциклопедия, 1961, Т. 2, 592 с.

Кривоногов С.К, Гусев В.А., Пархомчук Е.В., Жилич С.В. Промежуточные озера долин рек Чулым и Каргат и их роль в эволюции бассейна озера Чаны // Геология и геофизика, 2018, Т. 59, № 5, с. 673-689 DOI: 10.15372/GiG20180507

Кривонос О.И. Разработка нового подхода к комплексной переработке сапропелей // Автореф. дис.... к. х. н., Омск, Институт проблем переработки углеводородов СО РАН, 2012, 24 с.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли // М., ГЕОС, 2003, 262 с.

Куприянова Е.В., Пронина Н.А. Карбоангидраза – фермент, преобразовавший биосферу // Физиология растений, 2011, Т.58, № 2, с. 168-176.

Курзо Б.В., Гайдукевич О.М., Кляуззе И.В., Зданович П.А. Особенности формирования вещественного состава сапропеля органического типа в озерах различных регионов Беларуси // Природопользование, 2012, № 21, с. 183-190.

Курзо Б.В., Гайдукевич О.М., Кузьмицкий М.В. Совершенствование методологии разведки сапропелевых месторождений, технологий добычи и

переработки сапропелевого сырья для повышения эффективности его использования // Новости науки и технологий, 2010, Т. 16, № 3, с. 16-26.

Курлов М. Г. Классификация сибирских целебных минеральных вод // Томск, Изд-во физиотерапевтического института в Томске, 1928.

Леин А.Ю. Аутигенное карбонатообразование в океане // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 1. С. 3.

Леин А.Ю., Ашадзе А.М., Горшков А.И., Богданова О.Ю., Ульянова Н.В. О природе карбонатных образований залива Кадис // Геохимия, 2003, №2, Стр. 195-208

Леин А.Ю., Беляев Н.А., Кравчишина М.Д., Саввичев А.С., Иванов М.В., Лисицын А.П. Изотопные маркеры трансформации органического вещества на геохимическом барьере вода-осадок // Доклады Академии Наук, 2011, Том 436, № 2, Стр. 228-232

Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и результаты // М., Мир, 1986, 439 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации // М., Наука, 1978, 392 с.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород // М., Высшая школа, 1974, 400 с.

Лопотко М.З. Озера и сапропель // Минск, Наука и техника, 1978, 88 с.

Лопотко М.З., Евдокимова Г.А. Сапропели и продукты на их основе // Минск, Наука и техника, 1986, 191 с.

Лопух П.С., Якушко О.Ф. Общая лимнология. Учебное пособие // Минск, Наука, 2011, 248 с.

Маликова И.Н., Страховенко В.Д., Сухоруков Ф.В., Девятова А. Ю. Экологическое состояние почв Алтайского края: загрязнение радиоцезием // Сибирский Экологический журнал, 2005, №6, с. 985-998

Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Бобров В.А., Кривоногов С.К. Геохимические особенности голоценового разреза сапропеля озера Минзелинское (Западная Сибирь) // Известия Томского Политехнического Университета, 2014, Том 325, № 1, Стр. 83-93

Медведев В.И., Коршунов Л.Г., Черняго Б.П. Радиационное воздействие Семипалатинского ядерного полигона на южную Сибирь (опыт многолетних исследований по Восточной и Средней Сибири и сопоставление результатов с материалами по Западной Сибири) // Сибирский экологический журнал, 2005, Т.6, №12, с. 1055-1071.

Мельгунов М.С., Гавшин В.М., Сухоруков Ф.В., Калугин И.А., Бобров В.А., Klerkx J. Аномалии радиоактивности на южном побережье озера Иссык-Куль (Кыргызстан) // Химия в интересах устойчивого развития, 2011, № 6, с. 869-880.

Михайлов В.Н. Гидрология: Учебник для вузов // М., Высшая школа, 2008, 463 с.

М-МВИ 80-2008. Методика выполнения измерений массовой доли элементов в пробах почв, грунтов и донных отложениях методами атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектроскопии. – СПб., 2008. – 29 с.

Моисеенко Т.И., Кудрявцева Л.П., Гашкина Н.А. Рассеянные элементы в окружающей среде: Технофильность, биоаккумуляция и экотоксикология. М: Наука, 2006, 261с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам // №. 7, 1973, 476 с.

Нестеров Е.М., Субетто Д.А., Веселова М.А., Морозов Д.А. Геохимические особенности донных отложений соленосных озер Крыма // Проблемы региональной экологии, 2013, №5, Стр. 209-213.

Никаноров А.М., Страдомская А.Г. Химический состав органических и минеральных веществ иловых донных отложений незагрязненных водных объектов // Водные ресурсы, 2006, Том 33, №1, Стр. 71-77

Никольская Ю.П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи Изд-во СО АН СССР. – Новосибирск, 1961 – 481 с.

Овдина Е.А., Страховенко В.Д., Солотчина Э.П. Особенности образования минералов кальцит-доломитового ряда в малых озерах Западной Сибири // 12 Уральское литологическое совещание «Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра», Екатеринбург, 2018, Материалы конференции, с. 242-244.

Овчинников А.М. Гидрогеохимия // М., Недра, 1970, 386 с.

ОСТ 41-08-205-99. Управление качеством аналитической работы. Методики количественного химического анализа. Разработка, аттестация, утверждение. М.: ВИМС, 1999. 96 с.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. — М.: Географгиз, 1961. — 392 с.

Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта // М., Астрей, 2000, 768 с.

Перминова И.В. Анализ, классификация и прогноз свойств гумусовых кислот // Автореф. дис. д.х.н., Москва, Изд-во Моск. ун-та, 2000, 35 с.

Пестрякова Л.А. Палеоэкология. Методологические основы палеоэкологии: учебно-методическое пособие // Якутск, Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2016, 84 с.

ПНД Ф 14.1:2:4.132-98 Методика выполнения измерений массовой концентрации анионов: нитрита, нитрата, хлорида, фторида, сульфата и фосфата в пробах природной, питьевой и сточной воды методом ионной хроматографии – М., 2008. – 21 с.

ПНД Ф 16.1:2:2.2.80-2013 (М 03-09-2013) Количественный химический анализ почв. Методика измерений массовой доли общей ртути в пробах почв, грунтов, в том числе тепличных, глин и донных отложений атомно-абсорбционным методом с использованием анализатора ртути РА-915М– М., 2013. – 20 с.

Покровский О.С. Лабораторный синтез карбонатов кальция и магния: факторы, контролирующие образование магниезальных кальцитов в природных водах // Литология и полезные ископаемые, 1996, №5, с. 531-540

Поползин А.Г. Озера юга Обь-Иртышского бассейна (Зональная комплексная характеристика) / Новосиб. гос. пед. ин-т. - Новосибирск : Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1967. - 350 с.

Почвы Новосибирской области // Новосибирск, Наука, 1966, 422 с.

Рентгенография основных типов породообразующих минералов / Под ред. В. А. Франк-Каменецкого // Л., Недра, 1983, 358 с.

Рихванов Л. П. Радиоактивные элементы в окружающей среде и проблемы радиоэкологии: учебное пособие // Томск, СТТ, 2009, 430 с.

Робертус Ю В., Фатин В.И., Рылов О.Б., Шамов С.Л. Аномальные повышения радиоактивного фона на территории Алтайского края // Ядерные испытания,

окружающая среда и здоровье населения Алтайского края. Материалы научных исследований, 1993, Т. 1, № 1, с. 112-116

Руководство по рентгеновскому исследованию минералов / Под ред. Д. С. Степанова // Л., Недра, 1975, 396 с.

Русанов И.И., Леин А.Ю., Маккавеев П.Н., Ключевиткин А.А., Кравчишина М.Д., Иванов М.В., Флинт М.В. Сезонная динамика биогеохимических процессов в водной толще северо-восточного района Черного моря // Океанология, 2018, Том 58, № 1, Стр. 67-79 DOI: 10.7868/S0030157418010070

Саввичев А.С., Захарова Е.Е., Веслополова Е.Ф., Русанов И.И., Леин А.Ю., Иванов М.В. Микробные процессы циклов углерода и серы в Карском море // Океанология, 2010, Том 50, № 6, Стр. 942-957

Савченко Н.В. Гидрохимическое состояние озер низменных равнин Северной Евразии (на примере Западной Сибири), Новосибирск, Наука, 2004, 364 с.

Савченко Н.В. Озера южный равнин Западной Сибири. – Новосибирск, 1997. – 300 с.

Селегей В.В. Радиоактивное загрязнение г. Новосибирска- прошлое и настоящее // Новосибирск, Новосибирский филиал сети фондов Сороса, 1997, 145 с.

Семенков И.Н., А.Ю. Мирошников, А.А. Усачева Распределение цезия-137 глобальных выпадений в таежных и тундровых катенах бассейна реки Обь // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57. – № 2. – С. 154–173.

Симонова В.И. Атомно-абсорбционные методы определения элементов в породах и минералах // Новосибирск, Наука, 1986, 213 с.

Скляр Е.В., Солотчина Э.П., Вологина Е.Г., Изох О.П., Кулагина Н.В., Орлова Л.А., Склярова О.А., Солотчин П.А., Столповская В.Н., Ухова Н.Н. Климатическая история голоцена западного Прибайкалья в карбонатной осадочной летописи озера Холбо-Нур // Доклады Академии Наук, 2010, Т. 431, № 5, с. 668-674

Солотчина Э.П. Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания // Новосибирск, Гео, 2009, 236 с.

Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В. Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (юг

Западной Сибири) - индикаторы изменений климата // Доклады Академии Наук, 2019, Т. 487, № 1, 54-59. <https://doi.org/10.31857/S0869-5652487154-59>

Солотчина Э.П., Скляров Е.В., Страховенко В.Д., Солотчин П.А., Склярова О.А. Минералогия и кристаллохимия карбонатов современных осадков малых озер Приольхонья (Байкальский регион) // Доклады Академии Наук, 2015, Т. 461, № 5, с. 579 <https://doi.org/10.7868/S0869565215110213>

Страхов Н.М. Зарубежные исследования современных доломитовых осадков в морских водоемах // Литология и полезные ископаемые, 1970, № 4, с. 3-28.

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

Страхов Н.М. К вопросу о классификации осадков современных морей и озер малой минерализации // Известия АН СССР, 1953, №3, с. 59–65.

Страхов Н.М. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1948. №3. С. 9-30

Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шитова Е.С. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации // Образование осадков в современных водоемах // М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 275-377.

Страхов Н.С. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962 – 558 с.

Страховенко В.Д. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири // Автореф. дис. ... д. г.-м. н., Новосибирск, ИГМ СО РАН, 2011, 33 с.

Страховенко В.Д., Овдина Е.А., Малов Г.И., Ермолаева Н.И., Зарубина Е.Ю., Таран О.П., Болтенков В.В. Генезис органоминеральных отложений озер центральной части Барабинской низменности (юг Западной Сибири) // Геология и Геофизика, 2019, № 11, с. 1231–1243. <https://doi.org/10.15372/GiG2019093>

Страховенко В.Д., Росляков Н.А., Сысо А.И., Ермолаева Н.И., Зарубина Е.Ю., Таран О.П., Пузанов А.В. Геохимическая характеристика сапропелей Новосибирской области // Водные ресурсы, 2016, Т. 43, № 3, с. 336-344 <https://doi.org/10.7868/S0321059616030160>

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

Страховенко В.Д., Щербов Б.Л., Маликова И.Н., Восель Ю.С. Закономерности распределения радионуклидов и редкоземельных элементов в донных отложениях озер различных регионов Сибири // Геология и Геофизика, 2010, Т. 51, № 11, с. 1501-1514

Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции // СПб., Изд-во РГПУ, 2009, 343 с.

Субетто Д.А., Прыткова М.Я. Донные отложения разнотипных водоемов. Методы изучения // Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2016, 89 с.

Сукачѳв В.Н. Сапропель и его значение в сельском хозяйстве / В.Н. Сукачѳв. И.А. Барышников. Т.П. Бородина; АН СССР. Совет по научно-техн. пропаганде при Президиуме АН СССР // М., Л.: Изд-во АН СССР, 1943, 54 с.

Сухоруков Ф.В., Маликова И.Н., Мальгин М.А., Гавшин В.М., Щербов Б.Л., Пузанов А.В., Страховенко В.Д., Ковалев С.И. Радиоцезий в почвах Сибири (опыт многолетних исследований) //Сибирский экологический журнал, 2001, № 2, с. 131-142.

Сысо А.И. Закономерности распределения химических элементов в почвообразующих породах и почвах Западной Сибири // Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2007, 277 с.

Таран О.П., Болтенков В. В., Ермолаева Н. И., Зарубина Е. Ю., Делий И. В., Романов Р. Е., Страховенко В.Д. Взаимосвязь химического состава органического вещества озерных систем и генезиса сапропелей // Геохимия, 2018, № 3, с. 269–279

Тетельмин В.В., Язев В.А. Геоэкология углеводородов. Учебное пособие // Долгопрудный, Интеллект, 2009, 304 с.

Техногенез и биохимическая эволюция таксонов биосферы. - М.: Наука, 2003. - 351с.

Титаева Н.А. Ядерная геохимия // М., Изд. МГУ, 2000, 226 с.

Угланов И.Н. Мелиорируемая толща юга Западно-Сибирской равнины. Особенности мелиорации земель Западной Сибири // Новосибирск, Наука, 1981, 192 с.

Химический анализ почв: Учеб. пособие/ Растворова О.Г., Андреев Д.П., Гагарина Э.И., Касаткина Г.А., Федорова Н.Н. // СПб., Издательство С.-Петербургского университета, 1995, 264 с.

Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса // Москва, ГЕОС, 2006, 608 с.

Черняго Б.П., Бычинский В.Г., Калиновский Г.И. «Глобальный» цезий-137: от Байкала до Северного Ледовитого океана // Материалы II международной конференции «Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека», Томск: ИД «Тандем-Арт», 2004, с. 647-648.

Штин С.М. Озерные сапропели и основы их комплексного освоения/ под редакцией профессора И.М. Ялганца // М., Изд-во Московского государственного горного университета, 2005, 373 с.

Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли // Ленинград, Наука, 1988, 380 с.

Amann R. I., Ludwig W., Schleifer K. Phylogenetic Identification and In Situ Detection of Individual Microbial Cells without Cultivation // Microbiological Reviews, 1995, vol. 59, №1, p. 143-169.

Anderson A.P. Chagas, Gregory E. Webb, Robert V. Burne, Gordon Southam Modern lacustrine microbialites: Towards a synthesis of aqueous and carbonate geochemistry and mineralogy // Earth-Science Reviews Volume 162, 2016, P. 338-363 <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.012>

Arvola, L; Rask, M; Ruuhijarvi, J; Tulonen, T; Vuorenmaa, J; Ruoho-Airola, T; Tulonen, J. Long-term patterns in pH and colour in small acidic boreal lakes of varying hydrological and landscape settings // Biogeochemistry, 2010, vol. 101, № 1-3, p. 269-279 DOI: 10.1007/s10533-010-9473-y

Audry S., Pokrovsky O. S., Shirokova L. S., Kirpotin S. N., and B. Dupre Organic matter mineralization and trace element post-depositional redistribution in Western Siberia thermokarst lake sediments // Biogeosciences, 2011, vol. 8, p. 3341–3358, <https://doi.org/10.5194/bg-8-3341-2011>

Bakker, E. S.; Van Donk, E.; Immers, A.K. Lake restoration by in-lake iron addition: a synopsis of iron impact on aquatic organisms and shallow lake ecosystems // *Aquatic Ecology*, 2016, Vol. 50, №1, p. 121-135 DOI: 10.1007/s10452-015-9552-1

Borzenko, S.V., Shvartsev, S.L. Chemical composition of salt lakes in East Transbaikalia (Russia) // *Journal of Applied Geochemistry*, 2019, vol. 103, p. 72-84, <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.02.014>

Chaithanya, MS; Das, B; Vidya, R. Assessment of metals pollution and subsequent ecological risk in water, sediments and vegetation from a shallow lake: a case study from Ranipet industrial town, Tamil Nadu, India // *International Journal Of Environmental Analytical Chemistry*, 2021 (Early Access) DOI: 10.1080/03067319.2021.1882449

Dario Fussmann, , Avril Jean Elisabeth von Hoyningen-Huene, Andreas Reimer, Dominik Schneider, Hana Babková, Robert Peticzka, Andreas Maier, Gernot Arp, Rolf Daniel, and Patrick Meister Authigenic formation of Ca–Mg carbonates in the shallow alkaline Lake Neusiedl, Austria // *Biogeosciences*, 17, 2085–2106, 2020 <https://doi.org/10.5194/bg-17-2085-2020>

Deelman. J.C. Low–temperature formation of dolomite and magnesite. Open-access e-book // Eindhoven, Compact Disc Publications, 2011, P. 512. <http://www.jcdeelman.demon.nl/dolomite/bookprospectus.html>

Frey K. E., McClelland J.W. Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry // *Hydrological processes*, 2009, vol. 23, p. 169–182 <https://doi.org/10.1002/hyp.7196>

Gavshin V.M, Sukhorukov F.V, Bobrov V.A, Melgunov M.S, Miroshnichenko L.V, Klerkx J, Kovalev S.I, Romashkin P.A. (2004) Chemical composition of the uranium tail storages at Kadji-Sai (southern shore of Issyk-Kul Lake, Kyrgyzstan) // *Water Air Soil Pollut.* (154), 71–83.

Gernot Arp , Andreas Reimer & Joachim Reitner (1999) Calcification in cyanobacterial biofilms of alkaline salt lakes, *European Journal of Phycology*, 34:4, 393-403, DOI:10.1080/09670269910001736452

Hammer, U.T. *Saline lake ecosystems of the world* // Dordrecht: Dr W. Junk Publ., 1986, P. 616.

Helmond N.A.G.M., Hennekam R., Donders T.H., Bunnik F.P.M., de Lange G.Jb., Brinkhuis H., Sangiorgi F. Marine productivity leads organic matter preservation in

sapropel S1: palynological evidence from a core east of the Nile River outflow // *Quaternary Science Reviews*, 2015, vol. 108, p. 130—138. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.014>

Hlavay J., Polyak K. Quantifying uncertainty in the analysis of environmental samples. *Chimia*, [Pap.] *Euroanalysis 10: 10th Eur. Conf. Anal. Chem.*, Basel, Sept. 6-11, 1998. - 1998. - v52. - N 7-8. - c. 317.

Holmer, M; Storkholm, P. Sulphate reduction and sulphur cycling in lake sediments: a review // *Freshwater Biology*, 2001, Vol.: 46, № 4, p. 431-451 DOI: 10.1046/j.1365-2427.2001.00687.x

Immers, A. K.; Bakker, E. S.; Van Donk, E; Ter Heerdt, G. N. J.; Geurts, J. J. M.; Declerck, S.A.J. Fighting internal phosphorus loading: An evaluation of the large scale application of gradual Fe-addition to a shallow peat lake // *Ecological Engineering*, 2015, Vol. 83, p. 78-89 DOI: 10.1016/j.ecoleng.2015.05.034

Jeziorski, A; Paterson, A.M.; Cumming, B.F.; Smol, J.P. The influence of calcium decline and climate change on the cladocerans within low calcium, circumneutral lakes of the Experimental Lakes Area // *Hydrobiologia*, 2014, Vol. 722, №1, p. 129-142 DOI: 10.1007/s10750-013-1691-6

Jeziorski, A; Paterson, A.M.; Smol, J.P. Crustacean zooplankton sedimentary remains from calcium-poor lakes: complex responses to threshold concentrations // *Aquatic Sciences*, 2012, Vol. 74, № 1, p. 121-131 DOI: 10.1007/s00027-011-0202-y

Kabata-Pendias, A. Trace elements in soils and plants. - by CRC Press LLC: Library of Congress Cataloging-in-Publication Data, 2001. - 325 pp.

Kemp A.E.S., Pearce R.B., Koizumi I., Pike J., Rance S.J. The role of mat-forming diatoms in the formation of Mediterranean sapropels // *Nature*, 1999, vol. 398, № 6722, p. 57—61.

Kruk, C; Rodriguez-Gallego, L; Meerhoff, M; Quintans, F; Lacerot, G; Mazzeo, N; Scasso, F; Paggi, JC; Peeters, E.T.H.M.; Marten, S. Determinants of biodiversity in subtropical shallow lakes (Atlantic coast, Uruguay) // *Freshwater Biology*, 2009, vol. 54, №12, p. 2628-2641 DOI: 10.1111/j.1365-2427.2009.02274.x

Kuczynska-Kippen, N. The Impact of the Macrophyte Substratum and Season on Crustacean Zooplankton Communities of Three Shallow and Macrophyte-Dominated Lakes // *Journal Of Freshwater Ecology*, 2009, vol. 24, №3, p. 375-382 DOI: 10.1080/02705060.2009.9664309

Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Subetto D.A. Patterns of organic lacustrine sedimentation in surroundings of Lake Ladoga and palaeogeographical background // *Limnology And Freshwater Biology*, 2020, №4, p. 488-489 DOI: 10.31951/2658-3518-2020-A-4-488

Last F.M., Last W.M., Halden N.M. Modern and late Holocene dolomite formation: Manito Lake, Saskatchewan, Canada // *Sedimentary Geology*, 2012, vol. 281, p. 222–237. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.012>

Last W.M. Lacustrine dolomite — an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences // *Earth Sci. Rev.*, 1990, v. 27, p. 221—263

Last W.M., Ginn F.M. Saline systems of the Great Plains of western Canada: an overview of the limnogeology and paleolimnology // *Saline systems*, 2005, vol. 1, p. 1-38, <https://doi.org/10.1186/1746-1448-1-10>

Lee C. Controls on organic carbon preservation: the use of stratified water bodies to compare intrinsic rates of decomposition in oxic and anoxic systems // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, vol. 56, p. 3323– 3335.

Li, S.N.; Shi, X.L.; Lepere, C; Liu, MX; Wang, XJ; Kong, F.X. Unexpected predominance of photosynthetic picoeukaryotes in shallow eutrophic lakes // *Journal Of Plankton Research*, 2016, vol.: 38, № 4, p. 830-842 DOI: 10.1093/plankt/fbw042

Malikova I.N., V.D. Strakhovenko The effect of landcape factors on natural radioactivity of soils in Siberia // *International Journal of Environmental Research*, 2017, vol. 11. P. 653–665. <https://doi.org/10.1007/s41742-017-0057-8>

Mandal S.K., Ray R., González A.G., Mavromatis V., Pokrovsky O.S., Jana T.K. State of rare earth elements in the sediment and their bioaccumulation by mangroves: a case study in pristine islands of Indian Sundarban // *Environmental Science and Pollution Research*, 2019, vol. 26, p. 9146–9160 <https://doi.org/10.1007/s11356-019-04222-1>

Mora C., Tittensor D. P., Adl S., Simpson A. G. B., Worm B. How Many Species Are There on Earth and in the Ocean? // *PLoS biology*, 2011, vol. 9, № 8, e1001127. <https://doi.org/10.1371/journal.pbio.1001127>

Noges, P; Tuvikene, L; Feldmann, T; Tonno, I; Kunnap, H; Luup, H; Salujoe, J; Noges, T. The role of charophytes in increasing water transparency: a case study of two shallow lakes in Estonia // *Hydrobiologia*, 2003, vol. 506, № 1-3, p. 567-573 DOI: 10.1023/B:HYDR.0000008625.36438.75

Ogugbuaja V.O. Statistical analysis of heavy metal concentrations from lake sediments // *J. Environ. Sci. and Health.* - 1985. - 20. - N5. - p. 529-554.

Ovdina E., Strakhovenko V., Yermolaeva N., Zarubina E., Yermolov Yu. Radionuclide distribution in components of the Sarbalyk limnetic system (Baraba Lowland, Western Siberia) // *Russian Journal of Earth Science*, vol. 19, ES6003. <https://doi.org/10.2205/2019ES000681>

Peeters, E.T.H.M.; Franken, R.J.M.; Jeppesen, E; Moss, B; Becares, E; Hansson, LA; Romo, S; Kairesalo, T; Gross, EM; van Donk, E; Noges, T; Irvine, K; Kornijow, R; Scheffer, M. Assessing ecological quality of shallow lakes: Does knowledge of transparency suffice? // *Basic And Applied Ecology*, 2009, vol. 10, №1, p. 89-96 DOI: 10.1016/j.baae.2007.12.009

Sapozhnikov Ph. V., Kalinina O. Yu., Nikitin M. A, Samylina O. S. Cenoses of phototrophic algae of ultrasaline lakes in the Kulunda steppe (Altai krai, Russian Federation) // *Oceanology*, 2016, vol. 56, p. 95-106 <https://doi.org/10.1134/S0001437016010173>

Schoelynck J., Bal K., Backx H., Okruszko T., Meire P., Struyf E. Silica uptake in aquatic and wetland macrophytes: a strategic choice between silica, lignin and cellulose // *New Phytologist*, 2010, №186, p. 385-391. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2009.03176.x>

Shanafield, M; Rosen, M; Saito, L; Chandra, S; Lamers, J; Nishonov, B. Identification of nitrogen sources to four small lakes in the agricultural region of Khorezm, Uzbekistan // *Biogeochemistry*, 2010, Vol. 101, № 1-3, p. 357-368. DOI: 10.1007/s10533-010-9509-3

Solotchina E.P., Orlova L.A., Solotchin P.A., Stolpovskaya V.N., Sklyarov E.V., Vologina E.G., Sklyarova O.A., Fedorovskii V.S., Khlystov O.M. Carbonates in the sedimentary record of saline Tsagan-Tyrm lake, West Baikal region: new type of high-resolution paleoclimatic signals // *Doklady Earth Sciences*, 2008, vol. 421, №2, p. 926-933

Solotchina E.P., Solotchin P.A. Composition and structure of low-temperature natural carbonates of the calcite-dolomite series // *Journal of Structural Chemistry*, 2014, vol. 55, p. 779–785. <https://doi.org/10.1134/S0022476614040295>.

Stankevica K.; Vincevica-Gaile, Z.; Klavins, M.; Kalnina, L.; Stivrins, N.; Grudzinska, I.; Kaup, E. Accumulation of metals and changes in composition of

freshwater lake organic sediments during the Holocene // *Chemical Geology*, 2020, 539, UNSP 119502, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119502>

Strakhovenko V.D., Malikova I.N., Ovdina E.A., Denisenko A.A. Distribution of natural radionuclides in the bottom sediments of lakes in different landscape areas of Western Siberia // *International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM*, Vol. 17, № 11, p. 703-710. <https://doi.org/10.5593/sgem2017/11>

Strakhovenko, V., Subetto, D., Ovdina, E., Belkina, N., Efremenko, N. Distribution of Elements in Iron-Manganese Formations in Bottom Sediments of Lake Onego (NW Russia) and Small Lakes (Shotozero and Surgubskoe) of Adjacent Territories // *Minerals*, 2020, vol. 10, №5, 440. doi:10.3390/min10050440

Verspagen, J.M.H.; Van de Waal, D.B.; Finke, J.F.; Visser, P.M.; Van Donk, E.; Huisman, J. Rising CO₂ Levels Will Intensify Phytoplankton Blooms in Eutrophic and Hypertrophic Lakes // *Plos One*, Vol. 9, № 8, e104325 DOI: 10.1371/journal.pone.0104325

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, Vol. 59, № 7, p. 1217-1232

Wittkop C.A., Teranes, J.L., Dean W.E., Guilderson T.P. A lacustrine carbonate record of holocene seasonality and climate // *Geology*, 2009, Vol. 37, № 8, p. 695–698. <https://doi.org/10.1130/G30056A.1>

Zavarzin G.A. Microbial geochemical calcium cycle // *Микробиологиya*, 2002, vol. 71, № 1, p. 5-22

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

Интернет-источник: <http://bibl.tikva.ru/base/B1741/B1741Part23-94.php>, дата обращения 17.05.2020

Интернет-источник: <http://government.ru/docs/36310/>, дата обращения 17.05.2020

Интернет-источник: http://russia-karta.ru/region/russia_1.png дата обращения 16.05.2020.

Интернет-источник: https://yandex.ru/map-constructor/?from=maps_login дата обращения 17.05.2020

Приложение 1. Параметры распределения естественных (^{232}Th , ^{238}U , ^{40}K) и искусственных (^{137}Cs) радионуклидов (Бк/кг) в донных отложениях малых озер юга Западной Сибири.

Система	Озеро	Парам. распредел.	^{232}Th	$^{238}\text{U}(\text{Ra})$	^{40}K	Парам. распредел.	^{137}Cs
ПОДТАЙГА							
Самусьская	Яково	ср.±ст.откл.	4,2±2,10	2,3±1,29	0,7±0,53	сумма	532
		макс	8,3	4,8	1,4	макс	219
		мин	1,2	0,5	0,1	мин	0
	Мальцево	ср.±ст.откл.	2,25±1,44	2,0±0,92	0,4±0,34	сумма	566
		макс	4,3	3,7	1,0	макс	183
		мин	0,1	0,6	0,1	мин	0
	Круглое	ср.±ст.откл.	4,1±0,66	2,1±0,43	1,1±0,21	сумма	344
		макс	5,4	2,9	1,4	макс	185
		мин	3,2	1,4	0,8	мин	0
Кыштовская	Данилино	ср.±ст.откл.	0,8±0,56	1,0±0,90	0,04±0,04	сумма	190
		макс	2,1	2,8	0,1	макс	56
		мин	0,2	0,1	0,0	мин	0
	Ленево	ср.±ст.откл.	1,0±0,80	1,3±0,72	0,07±0,08	сумма	341
		макс	2,7	3,4	0,3	макс	71
		мин	0,3	0,3	0,01	мин	0
	Урманное	ср.±ст.откл.	0,7±0,69	1,4±1,20	0,04±0,03	сумма	19
		макс	2,9	5,0	0,1	макс	7
		мин	0,1	0,1	0,01	мин	0
	Карбалык	ср.±ст.откл.	2,6±1,47	1,4±0,69	0,4±0,41	сумма	29
		макс	5,5	3,0	1,5	макс	10
		мин	0,2	0,4	0,05	мин	0
ЛЕСОСТЕПЬ							
Чулымская	Канкуль	ср.±ст.откл.	4,2±0,36	2,5±0,84	1,1±0,10	сумма	121
		макс	4,7	4,1	1,3	макс	40
		мин	3,4	1,2	0,9	мин	0
	Качкульня	ср.±ст.откл.	0,8±0,63	3,0±1,06	0,2±0,13	сумма	114
		макс	1,7	4,3	0,4	макс	31
		мин	0,1	1,3	0,1	мин	2
	Иткуль	ср.±ст.откл.	6,3±0,79	2,7±0,83	1,4±0,11	сумма	69
		макс	7,9	4,6	1,6	макс	50
		мин	4,7	1,5	1,2	мин	0

Примечание. *Парам. распредел.* – параметры распределения; *ср.±ст.откл.* – среднее арифметическое±стандартное отклонение; *макс* – максимальное значение по разрезу донных отложений, *мин* – минимальное значение по разрезу донных отложений.

Приложение 1. Продолжение.

Система	Озеро	Парам. распред.	^{232}Th	$^{238}\text{U}(\text{Ra})$	^{40}K	Парам. распред.	^{137}Cs
ЛЕСОСТЕПЬ							
Бергульская	Бергуль	ср.±ст.откл.	3,3±2,31	2,6±0,83	0,8±0,48	сумма	132
		макс	6,4	4,1	1,4	макс	43
		мин	0,1	1,4	0,1	мин	0
	Ярголь	ср.±ст.откл.	4,0±0,82	4,0±2,74	0,5±0,22	сумма	24
		макс	5,1	11,4	1,1	макс	18
		мин	2,4	1,4	0,3	мин	0
	Кайлы	ср.±ст.откл.	3,2±1,57	2,5±0,45	0,5±0,38	сумма	189
		макс	7,2	3,3	1,5	макс	47
		мин	0,8	1,9	0,2	мин	0
Гжатская	Барчин	ср.±ст.откл.	1,0±0,61	3,4±1,93	0,2±0,14	сумма	209
		макс	2,1	7,6	0,6	макс	85
		мин	0,1	1,4	0,1	мин	0
	Камбала	ср.±ст.откл.	5,4±1,43	2,0±0,87	0,8±0,15	сумма	78
		макс	8,3	4,0	0,9	макс	27
		мин	3,1	1,2	0,6	мин	0
	Чулым	ср.±ст.откл.	3,3±1,64	2,4±0,90	0,4±0,33	сумма	140
		макс	7,1	4,0	1,3	макс	43
		мин	1,3	1,0	0,2	мин	0
	Казатово	ср.±ст.откл.	3,6±1,82	1,7±0,81	1,0±0,40	сумма	149
		макс	6,2	2,7	1,5	макс	78
		мин	0,2	0,1	0,1	мин	0
Карасукская	Кротово	ср.±ст.откл.	7,8±1,17	3,6±1,30	1,7±0,62	сумма	70
		макс	9,2	5,8	2,4	макс	30
		мин	5,4	1,5	0,6	мин	0
	Кусган	ср.±ст.откл.	8,6±1,39	3,8±1,30	2,2±0,47	сумма	121
		макс	10,1	5,0	2,8	макс	46
		мин	6,0	1,8	1,5	мин	0
	Хорошее	ср.±ст.откл.	4,1±2,09	1,9±0,98	1,2±0,25	сумма	74
		макс	7,2	3,8	1,6	макс	22
		мин	1,2	0,6	0,9	мин	0

Примечание. *Парам. распред.* – параметры распределения; *ср.±ст.откл.* – среднее арифметическое±стандартное отклонение; *макс* – максимальное значение по разрезу донных отложений, *мин* – минимальное значение по разрезу донных отложений.

Приложение 1. Продолжение.

Система	Озеро	Парам. распр.	^{232}Th	$^{238}\text{U}(\text{Ra})$	^{40}K	Парам. распр.	^{137}Cs
ЛЕСОСТЕПЬ							
Барабинская	Бол. Кайлы	ср.±ст.откл.	3,6±1,87	3,1±1,57	0,5±0,49	сумма	237
		макс	8,9	6,1	2,1	макс	48
		мин	1,8	1,0	0,2	мин	0
	Бугристое	ср.±ст.откл.	4,2±1,75	1,9±1,05	0,8±0,38	сумма	171
		макс	7,1	5,1	1,3	макс	47
		мин	2,0	0,9	0,3	мин	0
	Песчаное	ср.±ст.откл.	4,7±2,72	2,2±0,65	0,4±0,26	сумма	75
		макс	11,1	3,9	1,0	макс	36
		мин	2,4	1,1	0,1	мин	0
	Чистое	ср.±ст.откл.	8,5±2,68	2,9±1,35	1,5±0,23	сумма	151
		макс	14,3	5,7	1,8	макс	45
		мин	6,1	1,2	1,1	мин	0
	Жилое	ср.±ст.откл.	5,7±2,00	2,4±0,63	1,4±0,45	сумма	115
		макс	7,6	3,9	2,0	макс	35
		мин	1,8	1,7	0,5	мин	0
Новокиевская	Сарбалык	ср.±ст.откл.	6,0±1,22	2,5±1,14	1,0±0,26	сумма	0
		макс	8,4	5,0	1,3	макс	0
		мин	3,7	0,7	0,3	мин	0
	Суеток	ср.±ст.откл.	4,6±1,16	2,3±0,89	1,3±0,18	сумма	178
		макс	6,9	4,6	1,7	макс	43
		мин	2,6	0,9	1,0	мин	0
	Бол. Курган	ср.±ст.откл.	2,1±1,16	2,0±0,95	0,6±0,24	сумма	114
		макс	4,2	3,6	1,2	макс	42
		мин	0,5	0,8	0,4	мин	0
	Бильгень	ср.±ст.откл.	5,3±2,67	1,9±0,68	1,4±0,44	сумма	47
		макс	13,1	3,3	2,8	макс	13
		мин	1,1	1,2	1,0	мин	0
Куйбышевская	Мостовое	ср.±ст.откл.	5,7±1,63	1,5±0,80	0,8±0,43	сумма	12
		макс	8,1	3,3	1,6	макс	9
		мин	3,7	0,3	0,3	мин	0
	Жилое-К	ср.±ст.откл.	8,0±2,32	2,5±0,94	1,6±0,48	сумма	154
		макс	11,4	4,5	2,1	макс	39
		мин	2,9	0,8	0,5	мин	0
	Цыбово	ср.±ст.откл.	6,6±1,90	1,3±0,55	1,0±0,28	сумма	168
		макс	9,3	2,2	1,5	макс	52
		мин	3,5	0,6	0,5	мин	0

Примечание. *Парам. распр.* – параметры распределения; *ср.±ст.откл.* – среднее арифметическое±стандартное отклонение; *макс* – максимальное значение по разрезу донных отложений, *мин* – минимальное значение по разрезу донных отложений.

Приложение 1. Продолжение.

Система	Озеро	Парам. распр.	^{232}Th	$^{238}\text{U}(\text{Ra})$	^{40}K	Парам. распр.	^{137}Cs
ЛЕСОСТЕПЬ							
Теренгульская	Красно-вишневое	ср.±ст.откл.	4,8±0,85	1,9±0,32	1,3±0,12	сумма	6
		макс	6,4	2,4	1,4	макс	6
		мин	3,4	1,4	1,0	мин	0
	Никитинское	ср.±ст.откл.	3,3±0,47	1,5±0,25	1,4±0,02	сумма	7
		макс	3,8	1,8	1,5	макс	5
		мин	2,9	1,3	1,4	мин	0
Здвинская	Бол. Чича	ср.±ст.откл.	7,6±0,57	2,2±0,61	1,5±0,12	сумма	70
		макс	8,9	3,6	1,7	макс	24
		мин	6,7	1,4	1,3	мин	0
ЛЕНТОЧНЫЙ БОР							
Боровые соленые	Петухово (бор)	ср.±ст.откл.	1,8±0,43	1,8±0,42	0,7±0,24	сумма	6
		макс	2,7	2,5	1,2	макс	6
		мин	1,1	1,3	0,5	мин	0
	Танатар-б	ср.±ст.откл.	1,7±0,38	0,7±0,25	1,0±0,42	сумма	13
		макс	2,3	1,2	1,7	макс	6
		мин	1,1	0,3	0,4	мин	0
	Танатар-4	ср.±ст.откл.	2,2±0,28	1,4±0,40	0,2±0,04	сумма	109
		макс	2,7	2,1	0,3	макс	37
		мин	1,8	0,9	0,2	мин	0
Боровые слабосоленые	Рублево	ср.±ст.откл.	0,5±0,31	0,9±0,33	0,1±0,06	сумма	50
		макс	0,9	1,6	0,2	макс	28
		мин	0,0	0,4	0,0	мин	0
	Демкино	ср.±ст.откл.	0,7±0,49	1,9±1,06	0,1±0,02	сумма	41
		макс	1,8	4,6	0,1	макс	18
		мин	0,0	0,7	0,0	мин	2
СТЕПЬ							
Петуховская	Петухово (степь)	ср.±ст.откл.	4,3±1,31	3,1±1,11	1,4±0,18	сумма	
		макс	5,9	4,5	1,6	макс	2
		мин	3,2	2,1	1,2	мин	0
	Желтырь	ср.±ст.откл.	2,3±0,36	1,6±0,54	1,7±0,29	сумма	35
		макс	2,8	2,8	1,9	макс	21
		мин	1,7	1,0	1,0	мин	0
	Куричье	ср.±ст.откл.	1,1±0,37	1,7±0,88	0,5±0,15	сумма	21
		макс	1,6	3,9	0,7	макс	8
		мин	0,6	0,9	0,3	мин	0

Примечание. *Парам. распр.* – параметры распределения; *ср.±ст.откл.* – среднее арифметическое±стандартное отклонение; *макс* – максимальное значение по разрезу донных отложений, *мин* – минимальное значение по разрезу донных отложений.

Приложение 1. Продолжение.

Система	Озеро	Парам. распред.	^{232}Th	$^{238}\text{U}(\text{Ra})$	^{40}K	Парам. распред.	^{137}Cs
СТЕПЬ							
Михайловская	Малиновое	ср.±ст.откл.	1,5±0,54	1,8±0,46	0,3±0,13	сумма	25
		макс	2,1	2,3	0,4	макс	15
		мин	0,3	0,8	0,0	мин	0
	Йодное	ср.±ст.откл.	2,4±0,41	1,4±0,34	0,9±0,13	сумма	31
		макс	3,2	2,3	1,1	макс	16
		мин	1,6	0,9	0,7	мин	0

Примечание. *Парам. распред.* – параметры распределения; *ср.±ст.откл.* – среднее арифметическое±стандартное отклонение; *макс* – максимальное значение по разрезу донных отложений, *мин* – минимальное значение по разрезу донных отложений.