

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ АВТОНОМНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«КАЗАНСКИЙ (ПРИВОЛЖСКИЙ) ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

*На правах рукописи*



**Юсупова Анастасия Рафаиловна**

**ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ  
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ДОННЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР БАННОЕ И САБАКТЫ, ЮЖНЫЙ УРАЛ**

Специальность 1.6.5 – Литология

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор Нургалиева Нурия Гавазовна

Казань – 2023

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ.....</b>	<b>4</b>
<b>ГЛАВА 1. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР.....</b>	<b>10</b>
1.1. Анализ современного состояния исследований в области реконструкции изменений окружающей среды, климатических условий по донным отложениям озер.....	10
1.2. Стратиграфия верхнего плейстоцена и голоцена.....	12
1.2.1. Стратиграфия верхнего плейстоцена и голоцена Южного Урала.....	16
1.3. Обзор результатов исследований донных отложений озер Южного Урала.....	25
<b>ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ.....</b>	<b>35</b>
2.1. Физико-географическая характеристика.....	35
2.2. Сейсмоакустическая характеристика.....	37
2.2.1. Озеро Банное.....	37
2.2.2. Озеро Сабакты.....	41
2.3. Отбор образцов.....	45
2.4. Первичное описание колонок.....	45
<b>ГЛАВА 3. МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ЛАБОРАТОРНЫХ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ .....</b>	<b>52</b>
3.1. Определение возраста: радиометрическое датирование.....	58
3.2. Определение гранулометрического состава.....	58
3.3. Палеобиология: спорово-пыльцевой анализ.....	61
3.4. Определение минерального состава.....	62
3.4.1. Рентгенодифрактометрия (XRD).....	62
3.4.2. Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ).....	62
3.5. Анализ химического состава.....	63
3.5.1. Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА (XRF)).....	63
3.5.2. ИСП-МС (ICP-MS).....	64
3.5.3. Статистическая обработка геохимических данных. Факторный анализ.....	65
3.6. Масс-спектрометрия.....	67
3.6.1. Определение ТОС, ТИС, изотопного состава органического углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ .....	67
3.6.2. Определение содержания азота (TN).....	68
3.6.3. Определение содержания серы (TS).....	69
3.6.4. Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ .....	69
3.7. Исследование магнитных свойств.....	70
3.7.1. Измерение магнитной восприимчивости (МВ).....	71
3.7.2. Коэрцитивная спектрометрия.....	72
3.7.3. Термомагнитный анализ.....	74
<b>ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ.....</b>	<b>76</b>

4.1. Определение возраста: радиометрическое датирование.....	76
4.2. Гранулометрический состав.....	80
4.3. Спорово-пыльцевой анализ.....	83
4.4. Минеральный состав.....	85
4.5. Химический состав.....	98
4.6. Показатели органического вещества, азота, серы и стабильных изотопов углерода и кислорода органического и карбонатного вещества.....	111
4.7. Магнитные свойства.....	112
<b>ГЛАВА 5. ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ.....</b>	<b>121</b>
5.1. Литохимические и минеральные индикаторы условий осадконакопления.....	121
5.2. Интерпретация осадочной летописи.....	131
5.2.1. Литологическая зональность.....	131
5.2.2. Генетические особенности дифференциации химических элементов по данным факторного анализа.....	137
5.2.3. Окислительно-восстановительные условия.....	148
5.2.4. Характеристика палеобиопродуктивности.....	151
5.2.5. Индикация изменений климата в голоцене.....	154
5.2.6. Основные черты истории осадконакопления в голоцене.....	162
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>167</b>
<b>СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....</b>	<b>169</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЯ.....</b>	<b>199</b>

## ВВЕДЕНИЕ

**Актуальность темы исследования.** Озера - элемент многих современных и древних ландшафтных обстановок. Проведение комплексных исследований непрерывных кернов донных осадков позволяет создавать реконструкции условий озерного осадконакопления в позднечетвертичный период, фиксирующие глобальные и региональные события истории осадконакопления [Ронов, Ярошевский, Мигдисов, 1990; Масленникова и др., 2009–2020].

К настоящему времени отмечается заметный рост числа и уровня исследований озерных отложений. Однако существенен недостаток достоверных данных по изменениям окружающей среды, включая изменения климата внутри континентов.

Полнота и детальность реконструкций условий формирования отложений определяется числом объектов и получением большего числа записей разных литологических данных. Это актуально для территории Южного Урала, где изучены единичные озера. Из многочисленных озер рассматриваемого региона вещественный состав изучен всего лишь для нескольких озер с применением радиоуглеродного датирования, спорово-пыльцевого и диатомового анализа, выявления минерального и химического состава озерных осадков [Дерягин, Масленникова, Колодич, 2020].

Ряд работ посвящен изучению вещественного состава озерных отложений, а также палеоклиматическим реконструкциям Урала с помощью спорово-пыльцевого анализа торфяных отложений [Никифорова, 1948; Нейштадт, 1957; Андреева, 1973; Грамматчикова, 1974; Хотинский, 1977; Панова, 1986; Южный Урал, Озеро Увильды, 1995]. Урал рассматривается как климатораздел [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014], поэтому исследования условий озерного седиментогенеза, в том числе, климатических, особенно актуальны на данной территории.

Наличие достаточно мощных донных осадков (более 7 м) [Krylov et al., 2019; Krylov et al., 2020] установлено в озерах Банное (53°35'48.13" с. ш.; 58°37'47.28" в. д.) и Сабакты (53°37'0.78" с. ш.; 58°39'36.1" в. д.), которые расположены в срединной части Башкирского Зауралья. Озера были, в основном, объектом гидрологических, гидрохимических и гидробиологических исследований [Биккинин, 1999; Абдрахманов, Попов, 2010; Махмутова, Альдермузина, 2016; Шевченко, Островская, 2018]. Детальное изучение гранулометрии осадков, минерального и химического состава, а также магнитных свойств керновых колонок озер Банное и Сабакты еще не проводилось.



Обзор региональных исследований озерных отложений показывает, что новые данные по их гранулометрическому, химическому (элементному и изотопному) и минеральному составу, а также по их магнитным свойствам позволяют с высокой достоверностью получить летопись озерного седиментогенеза, выявить региональные и локальные литогенетические особенности озерных осадков.

**Степень разработанности темы исследования.** Основные результаты исследования голоценовых осадочных отложений озер Южного Урала и сопредельных территорий представлены по озерам Увильды [Хотинский и др., 1995], Большой Кисегач [Davidova et.al., 1978], Иткуль, Уфимское, Тургояк, Сырыткуль, Талкас, Култубан [Масленникова и др., 2014; Масленникова и др., 2018]. Указанные работы в значительной мере являлись опорными по отдельным объектам и представляли фактический материал по таксонам спор и пыльцы, диатомовым показателям, некоторым геохимическим и минеральным характеристикам.

Для получения наиболее точных данных, отражающих изменения условий осадконакопления, включающих изменения внутриконтинентального климата, необходимы исследования минерального и элементного состава, а также магнитно-минералогических особенностей изучаемых отложений с обязательным контролем их геологического возраста путем радиометрического датирования.

Детальное комплексное изучение вещественного состава длинных колонок (~300-500 см) донных отложений озер Банное и Сабакты проведено впервые. Новые данные по их гранулометрическому, химическому (элементному и изотопному) и минеральному составу, а также по их магнитным свойствам (магнитной восприимчивости, параметрам кривых нормального намагничивания ферромагнитной ( $k_{ferro}$ ), диа-/парамагнитной ( $k_{para}$ ) и суперпарамагнитной ( $k_{super}$ ) компонентам, кривым ДТМА) позволяют развить общие и региональные представления об условиях озерного осадконакопления.

**Цель и задачи исследования.** Целью работы является выявление литологических особенностей и условий формирования донных отложений озер Южного Урала (озеро Банное и озеро Сабакты) в позднечетвертичное время.

В соответствии с поставленной целью на основе детальных литологических исследований донных отложений решались следующие основные задачи:

- Определение возраста изучаемых отложений методом радиоуглеродного датирования;
- Изучение литологических особенностей, химического и минерального состава донных отложений озер Южного Урала;
- Выявление геохимических и минеральных индикаторов условий озерного осадконакопления, в первую очередь, палеоклиматических условий;

- Изучение магнитных свойств озерных отложений, поиск магнитно-минералогических показателей для объяснения генезиса осадков;
- Выявление этапов развития озер на основе комплексирования полученных данных.

**Научная новизна.** Впервые на основе радиоуглеродного датирования, литологических, магнитно-минералогических данных, минеральных и геохимических индикаторов проведены реконструкция и сопоставление изменений условий осадконакопления двух малых озер. Установлены выраженные региональные черты и локальные особенности позднечетвертичной истории озерного осадконакопления Южного Урала.

В ходе исследования донных отложений озер Банное и Сабакты выделены эпизоды уменьшения/увеличения влажности климата в степных и лесостепных ландшафтах Южного Урала, сопоставимые с аналогичными характеристиками, определенными для данной территории другими исследователями.

**Теоретическая и практическая значимость работы.** Полученные данные вещественного состава донных отложений озер позволили реконструировать этапы и условия озерного осадконакопления в позднем плейстоцене и голоцене Зауралтауской зоны Южного Урала. Результаты исследования могут быть использованы для расчленения и корреляции разрезов отложений голоцена и позднего плейстоцена, а также при моделировании вариаций внутриконтинентального палеоклимата.

**Методология и методы исследования.** В качестве методологической основы послужило использование литолого-химического метода (минеральные и геохимические показатели) для реконструкции условий осадконакопления [Юдович, Кетрис, 2008; Юдович, Кетрис, 2011], а также сложившиеся к настоящему времени схемы стратиграфического расчленения и палеоклиматической периодизации позднего плейстоцена и голоцена [Blytt, 1876a, 1876b; Sernander, 1894; The Geologic Time Scale..., 2020].

#### **Положения, выносимые на защиту:**

1. Литологические особенности донных отложений озер Банное и Сабакты обуславливают их зональность и выступают индикатором условий озерного осадконакопления. Наиболее информативными показателями зональности и генезиса являются соотношение аллотигенной и аутигенной составляющих, парамагнитная компонента  $k_{para}$ , характеристики органического вещества (ТОС, отношение C/N,  $\delta^{13}C_{org}$ ) и изотопный состав углерода и кислорода карбонатного вещества.

2. По данным региональной геологии и геохимии Южного Урала и данным химического состава (главные и примесные химические элементы) донных отложений изучаемых озер установлено, что основным источником сноса аллотигенного вещества в озера

Банное и Сабакты служили породы ирендыкской свиты хребта Крыктытау Магнитогорской мегазоны.

3. По чувствительным к климату и биопродуктивности характеристикам донных отложений озер Банное и Сабакты: показателям органического вещества и показателям  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ , интерпретированы изменения соотношения экзогенной и эндогенной органики, а также влажности/сухости климата.

**Степень достоверности и апробация результатов исследования.** Достоверность полученных результатов подтверждается представительным объемом кернового материала (в общей сложности длиной более 27 м) и комплексированием литологических, геохимических, минералогических и аналитических методов исследования образцов.

Представленная диссертационная работа основывается на результатах исследований, проведенных автором лично или при его непосредственном участии. Автором был осуществлен полный цикл изучения донных отложений озер Банное и Сабакты Южного Урала: получение кернового материала в ходе экспедиционных поездок, его литологическое описание, отбор образцов на различные виды анализов, аналитические работы, обобщение полученных данных, выделение литологических этапов и проведение палеоклиматических реконструкций.

Материал для работы собран в ходе научной экспедиции 2019 года сотрудниками Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ (руководитель Д. К. Нургалиев). Колонки донных отложений были отобраны с учетом данных сейсмопрофилирования. Всего на озере Банное было отобрано 4 керновые колонки, длина которых изменяется от 3,8 м до 5,12 м. На озере Сабакты отобрано также 4 керновые колонки длиной от 1,42 м до 2,98 м. Шаг отбора составил 2 см. Количество отобранных образцов составило – 1388 шт.

Для проведения хронологической оценки и подробного изучения были выбраны (опорные) керновые колонки по каждому озеру: колонка 3К длиной 508 см (озеро Банное) и колонка 4К длиной 298 см (озеро Сабакты) (см. глава 3). Отбор образцов из них проводился с учетом сейсмоакустических данных и литологической неоднородности.

Комплекс методов анализа образцов, отобранных через 2-30 см, включал в себя литологическое описание керна, установление возраста изучаемых отложений (19 шт.); гранулометрический анализ (32 шт.), спорово-пыльцевой анализ (14 шт.), определение минерального (112 шт.), элементного (184 шт.), изотопного (118 шт.) состава в соответствии с рекомендациями и подходами, изложенными в работах [Faegri, 1950; Smith, Epstein, 1971; Куприянова и Алешина, 1972, 1978; Nesbitt and Young, 1982; Логвиненко, 1984; McKenzie, 1985; Krishnamurthy et al., 1986; Hatte et al., 1998; Anderson, Abbott, 2001; Hollander, Smith, 2001; Last,

2002; Meyers, 2003; Leng, Marshall, 2004; Liutkus et al., 2005; Юдович, Кетрис, 2008; Юдович, Кетрис, 2011 и др.].

Магнитно-минералогические методы [Белоконь и др., 1973; Thompson et al., 1975; Day et al., 1977; Dunlop, Ozdemir, 1997; Шолпо, 1977; Буров, Ясонов, 1979; Храмов, 1982; Буров и др., 1986; Dunlop, 2002; Evans, Heller, 2003; Egli, 2004a, 2004b; Kosareva et al., 2015; Косарева и др., 2020] включали в себя измерение магнитной восприимчивости (1388 шт.), коэрцитивную спектрометрию (787 шт.), а также дифференциальный термомагнитный анализ (41 шт.).

Обобщение и анализ фактического материала проведены унифицированным способом. Для выяснения генетических особенностей дифференциации химических элементов использован факторный анализ [Бахтин и др., 2007] методом главных компонент способом «Варимакс нормализованный» в Пакете программ STATISTICA. Факторный анализ был проведен для разрешенных переменных, имеющих статистически достоверный объем выборки и подчиняющихся нормальному и логнормальному распределениям со значимыми нагрузками более 0,7. Ряд статистических и численных расчетов выполнен с помощью программы Excel.

Полученные данные размещены на сайте <https://geo.kpfu.ru/nauka/izuchenie-ozer>. Основные положения диссертационной работы доложены на международном молодежном научном форуме «Ломоносов 2021, 2023», итоговых конференциях КФУ 2021 и 2022 года, международных и всероссийских научных конференциях: Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting (Казань, 2020, 2021), Минералы: строение, свойства, методы исследования (Екатеринбург, 2020, 2021), Современные проблемы геохимии (Иркутск, 2021), X International Siberian Early Career GeoScientists Conference (Новосибирск, 2022), XII международная школа по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (Петропаловск-Камчатский, 2022), XXIX Российская конференция по электронной микроскопии (Черноголовка, 2022).

Результаты исследований по теме диссертации изложены в 10 научных работах в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных РИНЦ, WOS и Scopus, и рекомендованных в диссертационном совете КФУ по специальности 1.6.5 – «Литология».

**Структура и объем работы.** Диссертация объемом 204 страницы состоит из введения, 5 глав, заключения, 73 рисунков, 43 таблиц и 1 приложения. Список литературы включает 367 источников.

**Благодарности.** Автор искренне благодарен за ценные консультации, советы и всестороннюю поддержку научному руководителю профессору, д.г.-м.н. Н. Г. Нургалиевой. Автор благодарит старшего научного сотрудника к.г.-м.н. Д. М. Кузину за помощь в проведении научных исследований, а также признателен инженерам-исследователям Г.А. Баталину и Б. И. Гарееву, младшему научному сотруднику А. М. Рогову за проведение аналитических

исследований. Автор работы благодарит профессора, д.г.-м.н. Д. К. Нургалиева, доцента, к.г.-м.н. Д. И. Хасанова, доцента, к. г-м.н. И. Ю. Чернову, к. г-м.н. П. С. Крылова за ценные советы и поддержку.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20–35–90058.

## ГЛАВА 1.

### СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ В ОБЛАСТИ РЕКОНСТРУКЦИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР

#### 1.1. Анализ современного состояния исследований в области реконструкции изменений окружающей среды, климатических условий по донным отложениям озер

В последние несколько десятилетий сравнимые по значимости с ледяными кернами записи плейстоцена и голоцена устанавливаются в донных отложениях континентальных озер. Яркими примерами являются оз. Байкал в Сибири [Prokopenko et al., 2006], оз. Джордж в Австралии [Singh, Opdyke, Bowler, 1981], оз. Малави в Африке [Lyons et al., 2007], оз. Бива в Японии [Fuji, 1988], оз. Тенаги Филиппон в Греции [Van der Weil and Wijmstra, 1987a, b; Tzedakis, Hooghiemstra, Pälike, 2006], оз. Ван в Турции [Litt et al., 2009], оз. Ла-Гранде Пиле во Франции [Woillard, 1978; de Beaulieu, Reille, 1992], Большое Соленое озеро в США [Eardley et al., 1973] и бассейн Богота в Колумбии [Hooghiemstra, 1989].

Озерные колонки донных отложений являются носителями литологических, биологических и геохимических данных, отражающих условия накопления озерных осадков, климатические и другие геологические события, например, изменчивость магнитного поля Земли или образование тефровых слоев. Событийные озерные слои в дальнейшем соотносятся с региональными и глобальными стратиграфическими схемами (например, [Hooghiemstra, Sarmiento, 1991; Tzedakis et al., 1997; Tzedakis, Hooghiemstra, Pälike, 2006; Субетто, 2009]). Так, колонки из озера Байкал представляют собой уникальную запись изменения биопродуктивности в области экстремального континентального климата в центральной части самой большой части суши нашей планеты. Высокие концентрации биогенного кремнезема указывают на высокую активность водной биоты в межледниковье, характеризующуюся летним развитием диатомовых водорослей. Сводная кривая вариаций биогенного кремнезема построена по колонкам BDP-96–1, BDP-96–2, и BDP 98 и снабжена возрастной шкалой [Prokopenko et al., 2006; Prokopenko, Khursevich, 2010].

В целом, расчленение и корреляция колонок донных отложений озер базируются на радиоуглеродном датировании и сопоставлении форм кривых вариаций информативных данных (например, [Tzedakis et al., 1997]) с учетом локальных особенностей, «прерывистости» записи, разрешающей способности тех или иных показателей (например, [Watts, Allen, Huntley, 1995]).

Одним из основных факторов, определяющих осадконакопление в озерах, являются климатические условия, задающие гидрологический и гидрохимический режим водоемов, преобладающий характер осадконакопления и тип отложений. Разнообразие типов озер и многочисленные факторы, определяющие процессы осадконакопления в каждом из них, формируют индивидуальный качественный и количественный состав отложений конкретного озера [Обстановки осадконакопления и фации, 1990; Wetzel, 2001a, b]. Изучение этих процессов в современных обстановках позволяет создавать палеореконструкции окружающей среды в геологическом прошлом, а на их основе моделировать поведение климата в будущем [Magny, 1993; Peck et al., 1994; Thouveny et al., 1994; Yancheva et al., 2007].

Особенно большие и резкие изменения климата неоднократно происходили на протяжении последних 100 тысяч лет во время окончания последнего глобального ледникового периода. Эти изменения сохраняются и в текущий теплый период [Alley, Clark, 1999; Stocker, 2000; Wang, Gong, 2000; Yancheva et al., 2007]. Последние научные данные показывают, что крупные и широко распространенные изменения климата происходили с поразительной скоростью в различных регионах мира [Alley, Clark, 1999; Kilian, Lamy, 2012; Merilä, Hendry, 2014; Cai et al., 2014]. Донные отложения современных озер позволяют получить детальные записи условий осадконакопления по сравнению с океаническими осадками для верхнечетвертичных отложений [Evans, Heller, 2003].

Важную информацию об условиях седиментогенеза в озерных бассейнах несут геохимические данные [Bovle, 2002]. Состав горных пород источников сноса, степень их химического и физического выветривания, способы транспортировки материала в бассейн осадконакопления, постседиментационные процессы влияют на химические характеристики показателей озерных отложений [Fralick, Kronberg, 1997; Юдович, Кетрис, 2011; Страховенко, 2011; Страховенко, 2016; Strakhovenko et al., 2020]. Геохимические показатели озерных отложений используются, в качестве климатических (например, [Minyuk, Borkhodoev, Wennrich, 2014; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014; Страховенко и др., 2015; Минюк, Борходаев, 2016; Косарева, 2018; Vulkan, Yalçın, Wilkes, 2018; Sun et al., 2019; Speranza et al., 2019; Rapuc et al., 2019] и экологических показателей (например, [Forstner, Wittmann, 1979; Melnikov, 1991; Даувальтер, 2012; Даувальтер, Кашулин, 2014].

Особое место занимают измерения магнитных свойств осадочных отложений. Активное применение магнитных измерений в области наук о Земле, в том числе, на озерных отложениях, известно со второй половины прошлого века [Кочегура, 1965; Mackereth, 1971; Creer et al., 1972; Белоконь, Кочегура, Шолпо, 1973; Шолпо, 1977; Буров, Ясонов, 1979; Oldfield et al., 1985; Буров, Нургалиев, Ясонов, 1986; Thompson, Oldfield, 1986; Strzyszc, 1993; Strzyszc, Magiera, Heller

1996; Hay et al., 1997; Heller, Strzyszcz, Magiera, 1998; Scholger, 1998; Plater et al., 1998; Kapic̣ka et al., 1999; Petrovsky et al., 2000; Hanesch, Scholger 2002; Hanesch, Scholger, Rey, 2003; Evans, Heller, 2003; Matasova, Kazansky, 2004; Boyko, Scholger, Stanjek, 2004; Fialová et al., 2006; Shoumkova, 2006; Нургалиев, Ясонов, 2009; Zheng et al., 2010; Botsou et al., 2011; Novakova et al., 2012; Kaplan, 2013; Brown et al., 2015].

Магнитные параметры (магнитная восприимчивость, намагниченность, параметры коэрцитивных спектров), аллотигенные и биогенные магнитные минералы в комплексе с разнообразными данными (гранулометрическими, геохимическими, палинологическими, микроскопическими) позволяют выявлять эпизоды уменьшения/увеличения влажности климата, вариации твердого стока и уровня водоемов, а также другие геологические и экологические изменения (например, [Roberts et al., 1993; Benson et al., 1996; Evans, Heller, 2003; Heller, 2003; Egli 2004a, 2004b; Wang et al., 2008; Manda, Olsen, 2009; Gallet et al., 2009; Косарева и др., 2020]).

В целом, в озерных отложениях, в большей или меньшей степени, фиксируется глобальная, региональная и локальная эколого-геологическая информация [Обстановки осадконакопления и фации, 1990; Wetzel, 2001a, b], и комплексное изучение озерных отложений позволяет получать наиболее полные реконструкции тех или иных условий озерного осадконакопления.

## **1.2. Стратиграфия верхнего плейстоцена и голоцена**

Известно, что голоцену предшествовал масштабный палеогеографический кризис, значительно проявивший себя в умеренных широтах Северного полушария (распад материковых и шельфовых ледников Северной Америки, Евразии, трансгрессия океана, исчезновение тундростепных ландшафтов, исчезновение мегафауны) [Gradstein et al., 2020].

В конце позднего плейстоцена оледенениями были охвачены высокие и умеренные широты Северного полушария. Максимальное распространение ледников в последнюю ледниковую эпоху происходило ~30-17 тыс. л. н. [Lambeck et al., 2014]. На севере Евразии существовали ледниковые покровы с центрами оледенения на островах (Исландия, Британия, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и др.) и на материке (Таймыр, горы Средней Сибири, Скандинавия, Полярный Урал и др.) [Gradstein et al., 2020; Евсеева, Жилина, 2010].

Стратиграфия конца плейстоцена и всего следующего голоцена обусловлена завершением последней ледниковой эпохи в плейстоцене, периодическими колебаниями климата в голоцене, влиявшими на динамику ледников, колебания уровня Мирового океана, миграцию границ



природных зон, изменение ареалов флоры и фауны, накопление гумусовых и сапропелевых осадочных отложений.

Граница между средним и верхним плейстоценом на сегодняшний день еще официально не подтверждена стратотипом (GSSP), но условно датирована ~129 тыс. л. н. (рисунок 1.1) [Gradstein et al., 2020; Head, 2019].

Система	Отдел	Ярус		Возраст, млн.лет	
Четвертичная	Голоцен	Верхний	Мегхалайский	0	
		Средний	Северогриппианский	0.0042	
		Нижний	Гренландский	0.0082	
	Плейстоцен	Верхний	Название не присвоено (Верхний плейстоцен)		0.0117
		Средний	Чибаньянский		0.129
		Нижний	Калабрийский		0.774
			Геласский		1.80
					2.58

Рисунок 1.1 – Международная хроностратиграфическая шкала четвертичной системы по [Gradstein et al., 2020]

Согласно изотопной записи из кернов льда, поздний плейстоцен был отмечен, по крайней мере, четырьмя основными холодными стадиями – МИС 5d (~110 тыс. л. н.), МИС 5b (~90 тыс. л. н.), МИС 4 (~71 тыс. л. н.) и МИС 2 (~24 тыс. л. н.), последняя из которых завершилась последним ледниковым максимумом (LGM) [Giovanni, Ravazzi, 2018]. Последний ледниковый максимум (LGM) определяется как последняя фаза последнего оледенения, когда глобальные ледяные покровы достигли своего максимального интегрированного объема между ~27 тыс. и ~19 тыс л. н. [Clark et al., 2009] или ~30-17 тыс. л. н. [Lambeck et al., 2014].

Первое резкое повышение температуры произошло ~14,7 тыс. л. н. и сопровождалось увеличением концентрации метана, что ознаменовало начало климатической стадии бёллинга [Orombelli, Ravazzi, 1996]. Изотопные кривые, полученные по керну гренландского льда, отображают повышение среднегодовых температур примерно на 7-8°C, увеличение количества атмосферных осадков на 100% и увеличение концентрации метана в атмосфере примерно на 40% [Kapsner et al., 1995; Johnsen et al., 1995]. Согласно [Cuffey et al., 1995], повышение температуры было еще большим, примерно на 15°C.

Повышение температуры достигло пика ~14,4 тыс. л. н., достигнув уровней, сопоставимых с современными температурами. За ним последовал холодный средний дриас (на 5 градусов холоднее) [Orombelli, Ravazzi, 1996].

Средний дриас сменился аллередом, в котором между двумя теплыми фазами произошла холодная фаза IACP (таблица 1.1). Температура воздуха в теплые фазы аллереда была несколько ниже современных [Orombelli, Ravazzi, 1996].

Таблица 1.1 – Климатические стадии плейстоцена [Stuiver, Grootes, Braziunas, 1995; Orombelli, Ravazzi, 1996; Ravazzi, 2003; Martinez-Ruiz et al., 2015; Cohen, Gibbard, 2019] и голоцена по [Blytt, 1876a, 1876b; Sernander, 1894]

Климатическая стадия	Характеристика климата	Возраст, л. н.	
Максимум последнего оледенения	19000-27000	Холодный/сухой	
Позднеледниковье	Ранний Дриас	14680-19000	
	Бёллинг	14090-14680	Теплый/влажный
	Средний Дриас	Холодный	14010-14090
	Аллеред	Теплый/влажный	13250-14010
		Холодный	13070-13250
		Теплый/влажный	12890-13070
Поздний Дриас (DR-3)	Холодный/сухой	11700-12890	
Пребореальная (PB)	Холодный/сухой	11700-10200	
Бореальная (B)	Теплый/сухой	10200-8900	
Атлантическая (A)	Теплый/ влажный	8900-5700	
Суббореальная (SB)	Теплый/сухой	5700-2600	
Субатлантическая (SA)	Холодный/влажный	2600-0	

Начало позднего дриаса, датированное 12890 л. н. [Stuiver, Grootes, Braziunas, 1995], соответствует похолоданию климата, зафиксированному в полярных записях [Alley et al., 1993; Kapsner et al., 1995] (таблица 1.1).

Стратотип (GSSP) границы плейстоцен-голоцен утвержден в ледяном керне центральной Гренландии. В этом керне указанная граница установлена на отметке 1492,45 м и датируется ~11700 л. н. Граница плейстоцен-голоцен характеризуется резким снижением концентраций дейтерия dD, указывая на потепление климата в течение 1–3 лет и в последующие десятилетия.

Для голоценовой эпохи предложены различные схемы зональности [Gradstein et al., 2020]. Первая из них и до настоящего времени широко применяемая – это схема климатической стадийности Блитта и Сернандера [Blytt, 1876a, 1876b; Sernander, 1894; Lowe, Walker, 2015], которая была разработана на основе изучения Скандинавских торфяных болот в конце XIX – начале XX вв. В данной схеме голоцен подразделяется на следующие климатические стадии: пребореальную (PB), бореальную (BO), атлантическую (AT), суббореальную (SB), субатлантическую (SA) (таблица 1.1).

Позднее данная схема была снабжена данными спорово-пыльцевого анализа [Gradstein et al., 2020]. Схема Блитта-Сернандера по-прежнему используется для объектов Северной Европы и не только, несмотря на диахронность биостратиграфических границ, обнаруженную благодаря радиоуглеродному датированию (например, [Mangerud et al., 1974; Godwin, 1975]). Для территории Северной Евразии Н.А. Хотинским выделены 3 термических максимума голоцена: бореальный (~9900–9200), атлантический (~6800–5800) и суббореальный (~4700–3600) л. н. [Хотинский, 1977].

Наиболее ярко в Европе проявился Атлантический максимум. К концу пребореального, рубежу бореального и атлантического периодов отмечаются заметные периоды похолодания [Хотинский, 1977; Борисова, 2014]. Короткопериодное похолодание зафиксировано ~8200 л. н. [Alley et al., 1997; Thomas et al., 2007]. В начале суббореального периода зафиксировано похолодание и увлажнение климата, часто называемое «неогляциал» [Хотинский, 1977; Wanner et al., 2007].

Радиоуглеродный метод сегодня является наиболее достоверным способом расчленения и корреляции голоценовых отложений. Наряду с радиоуглеродным методом для расчленения голоцена используются и другие подходы: тифрохронология, дендрохронология, антропологические, археологические данные [Gradstein et al., 2020].

В настоящее время в составе голоцена выделяются Гренландский (нижний), Северогриппианский (средний) и Мегхалайский (верхний) ярусы [Walker et al., 2012; Walker et al., 2018; Walker et al., 2019a; Walker et al., 2019b; Gradstein et al., 2020] (рисунок 1.1).

Гренландский ярус утвержден в 2018 г. на базе GSSP (ледяной керн NGRIP2) [Gradstein et al., 2020]. Подошва Гренландского яруса датируется возрастом 11700 л. н.

Подшо́ва Северогриппианского яруса (GSSP) определена в ледяном керне NGRIP1 на отметке 1228,67 м и датирована возрастом  $8236 \pm 47$  л. н. [Walker et al., 2018; Walker et al., 2019a; Walker et al., 2019b]. Эта граница соответствует событию глобального похолодания из-за таяния ледников и попадания холодной талой пресной воды в Северную Атлантику с последовавшим изменением термогалинной циркуляции.

Подшо́ва Мегхалайского яруса (GSSP) установлена на отметке 7,45 мм в пещерных отложениях КМ-А в пещере Маумлух ( $25^{\circ}15'44''$  N,  $91^{\circ}42'54''$  E), штат Мегхалая северо-восточной Индии [Walker et al., 2018; Walker et al., 2019a; Walker et al., 2019b]. Подшо́ва яруса датируется  $4200 \pm 30$  л. н. и маркируется увеличением значений  $\delta^{18}\text{O}$  в спелеоте́ме. Событие, отнесенное к рубежу  $\sim 4200$  лет, длилось два или три столетия и связано с сокращением атмосферных осадков из-за ослабления муссонов, проходивших через Индию и Юго-Восточную Азию. Во многих регионах низких и средних широт рассматриваемое событие интерпретируется как событие аридизации и связывается с важнейшими культурными и общественными изменениями в жизни людей в это время. В целом это событие является сложным в климатическом отношении, так как в ряде записей для данного времени зарегистрированы маркеры увеличения количества атмосферных осадков или увеличения облачности (например, [Helama, Oinonen, 2019]). Записи в высоких северных широтах указывают на похолодание и активность ледников в это время [Walker et al., 2012; Walker et al., 2018; Railsback et al., 2018].

#### 1.2.1. Стратиграфия верхнего плейстоцена и голоцена Южного Урала

Исследуемый район относится к территории Южного Урала, охватывающей два федеральных округа (Уральский и Приволжский) и три субъекта (Челябинская и Оренбургская области, Республика Башкортостан) Российской Федерации (рисунок 1.2).

В географическом отношении Южный Урал простирается от вершины Юрма ( $55^{\circ}38'32''$  N;  $59^{\circ}59'02''$  E), располагающейся на севере, до широтного участка р. Урал на юге. На восточной границе Южного Урала расположен г. Челябинск ( $55^{\circ}09'44''$  N;  $61^{\circ}24'11''$  E), на западной – г. Уфа ( $54^{\circ}44'35''$  N;  $55^{\circ}58'04''$  E) [Геология СССР..., 1969]. Южный Урал обладает сложным строением рельефа. Преобладающий тип рельефа – среднегорный. Наибольшая высота – 1640 м – гора Ямантау (рисунок 1.2).

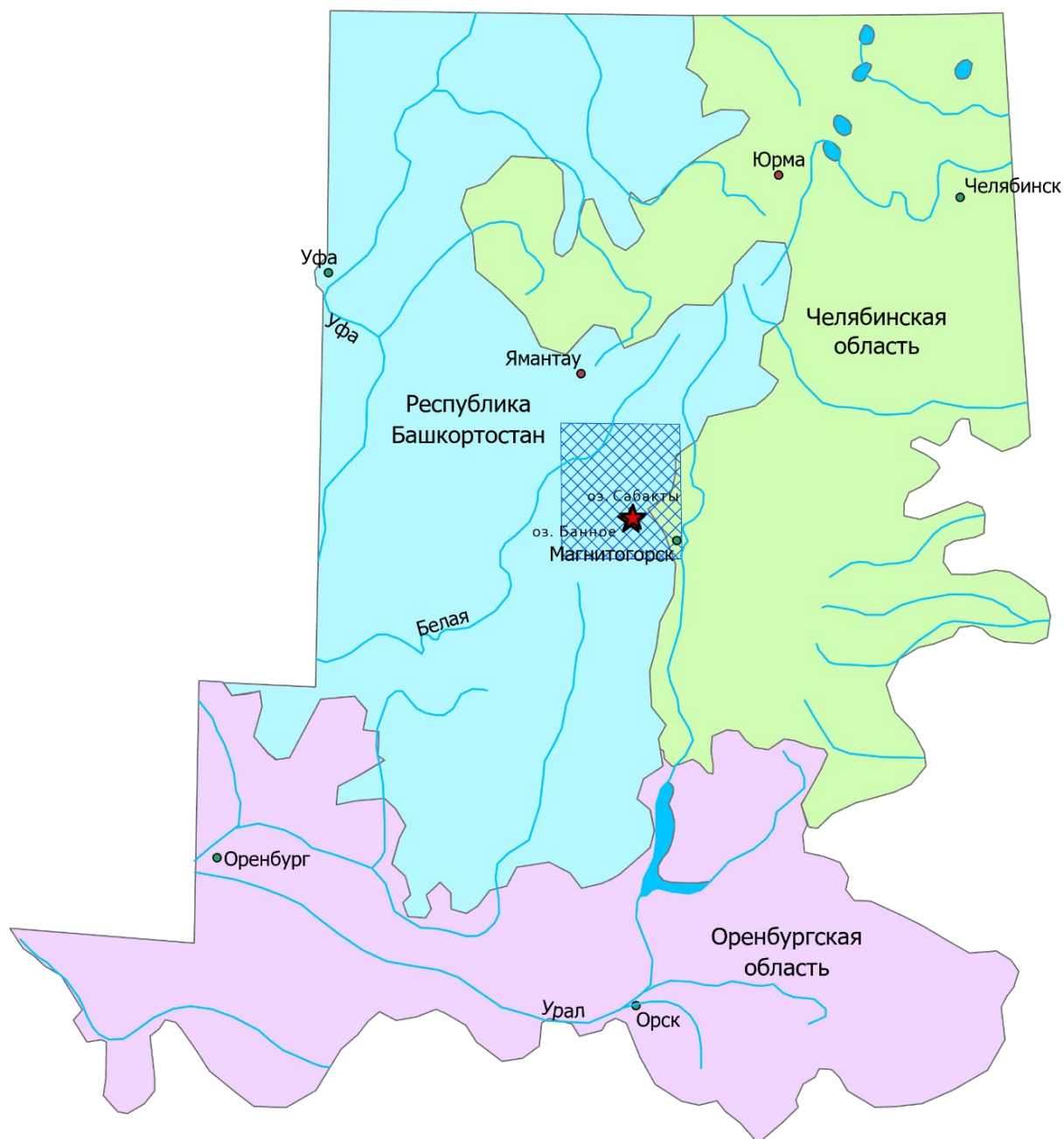


Рисунок 1.2 – Схема расположения листов Южноуральской серии (копия листа N-40-XXIII государственной геологической карты, модифицированной после [Нестоянова, Ожиганов, 1958]). Звездочкой отмечено расположение изучаемых объектов: озеро Банное и озеро Сабакты

Впервые в качестве эталона периодизации голоцена на территории Среднего и Южного Урала Н.А. Хотинским [Хотинский, Немкова, Сурова, 1982] была предложена схема, составленная на основе схемы Блитта-Сернандера (таблица 1.1) и уточненная с учетом региональных особенностей (таблица 1.2).

Таблица 1.2 – Главные этапы развития климата Урала в голоцене [Хотинский, Немкова, Сурова, 1982]

Этап	Возраст, л. н.	Климатические условия
Позднеледниковое время	13000-10300	Резкоконтинентальный, холодный и сухой
Поздне-послеледниковый рубеж	~10300	Наиболее резкий природно-климатический перелом, отмеченный потеплением, смягчением континентального климата
Предбореальный период	10300–10000	Половецкое потепление, отмеченное пересыханием ряда озер на Среднем Урале
	10000-9200	Переславское похолодание
Бореальный период	9200-8000	Засушливый и холодный климат
Атлантический период	8000-4500	Увеличение температуры вегетационного периода привело к полному стаиванию ледников на Урале
Суббореальный	~4500	Резкий перелом в сторону похолодания
	4500-4100	Среднесуббореальное похолодание
	4100–3400 (3200)	Среднесуббореальное потепление
	3400 (3200) - 2500	Позднесуббореальное похолодание и увеличение увлажненности
Суббореально-Субатлантический рубеж	~2500	

Позднее было разработано стратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Южно-Уральского региона по данным геологической съемки масштаба 1:200000 (рисунок 1.3, рисунок 1.4) и по данным ~100 опорных разрезов (рисунок 1.5) [Данукалова, 2009а, б]. Радиоуглеродное датирование отдельных реперных горизонтов позволило провести их корреляцию с временной шкалой [Данукалова, 2009а, б].

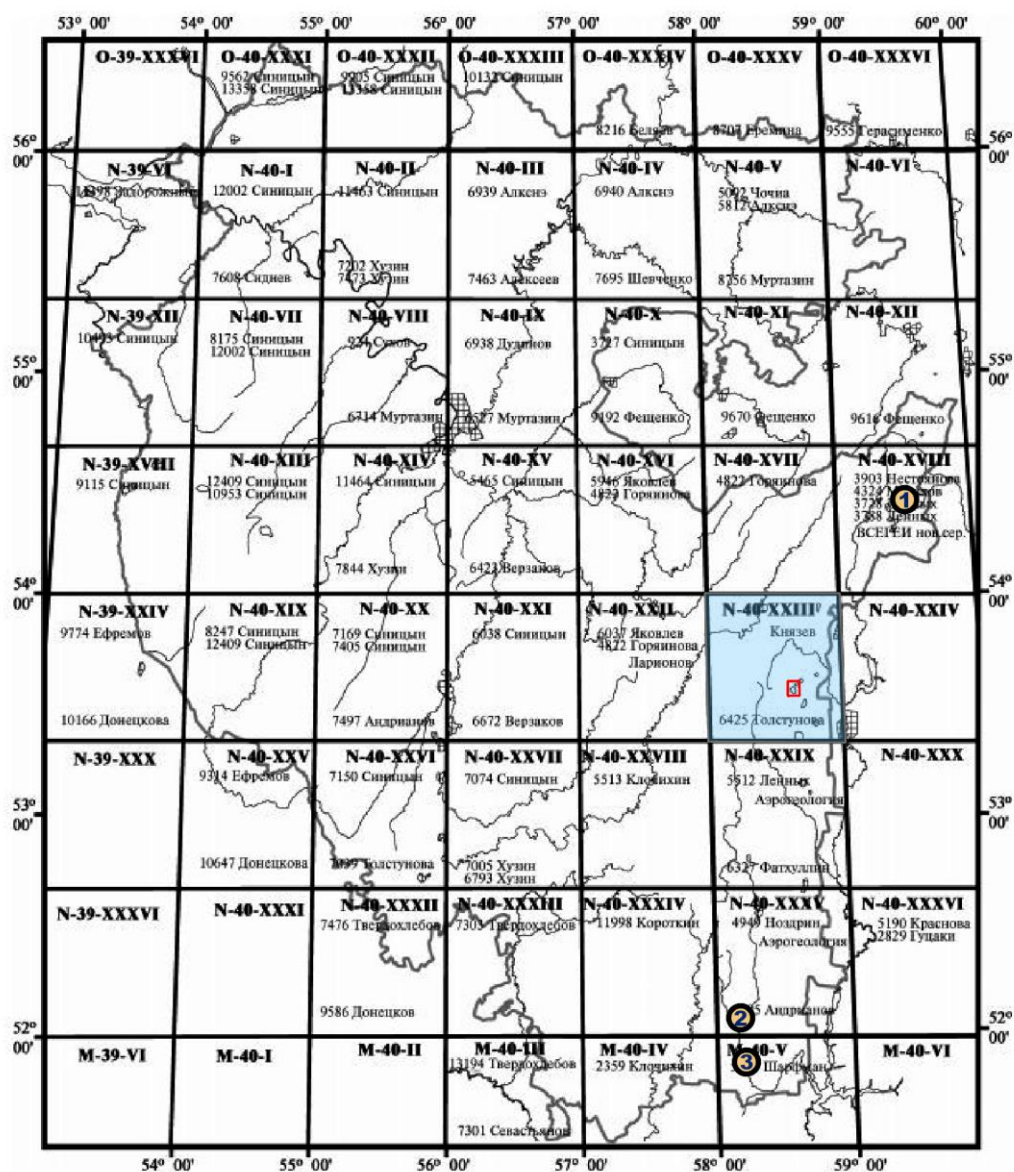


Рисунок 1.3 – Изученность территории исследований

Условные обозначения: М-40-II – номенклатура листов геологической съемки [Данукалова, 2009а, б]. Местоположения опорных разрезов (кружки): 1 –Ильчино I, II, III; 2 – Таналык; 3 – Бурибай. Голубой заливкой отмечен район исследований. Красным квадратом обозначен участок, где находятся исследуемые озера Банное и Сабакты

В структурно-фациальном плане в работе [Данукалова, Осипова, Яковлев, 2014] показаны зоны, расположенные с запада на восток (рисунок 1.5): юго-восток Восточно-Европейской платформы, Южное Предуралье, Уральская зона и Зауралтауская зона.

Изучаемые в настоящей диссертационной работе озера Банное и Сабакты относятся к Зауралтауской структурно-фациальной зоне (IV), к области 14 (рисунок 1.5), а именно к бассейну рек Уй, Сакмара, Урал (от верховьев реки Урал до города Кувандык).

Временная шкала, тыс. лет	Палеомагнитная шкала			Общая стратиграфическая шкала [Стратиграфический кодекс, 2006]			Европейская Россия [Шик, 2004]		Предуралье и территория Башкортостана [Данукалова и др., 2007]			Урал [Стефановский, 1997]	
	Полярность	Ортозона	Субзона	Система	Надрез (Отдел)	Раздел (подотдел)	Звено	Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт	Подгоризонт	Надгоризонт
2,6	Брюнес		Четвертичная	Голоцен	Голоцен	Современное		Шуваловский		Агидельский	Верхний		Горбуновский
8,0											Средний		
10,2											Нижний		
24,0				Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее		Валдайский	Осташковский	Валдайский	Кудашевский	Североуральский	Полярно-уральский
57,0									Ленинградский		Табулдинский		Невьянский
									Калининский		Сайгатский		Ханмейский
									Черменинский		Кушнаренковский		Стрелецкий
127,0					Микулинский								

Рисунок 1.4 – Общая и региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений [Данукалова, 2009а, б]

В литолого-стратиграфическом отношении указанная область по данным [Данукалова, 2009а, б] характеризуется следующими чертами:

Верхнеплейстоценовые отложения с разрывом залегают на палеозойском фундаменте или на среднем плейстоцене. Они представлены отложениями надпойменных террас II и III (Ильчино, 54°25'13" N; 59°32'01" E; Бурибай, 51°57'42" N; 58°09'33" E (рисунок 1.3) глинами и суглинками с подчиненными прослоями или включениями песчаного и галечного материала общей мощностью ~ 17 м.

Голоценовые нестратифицированные отложения описаны в [Данукалова, 2009б] на р. Уй (исток: 54°44'33" N; 59°27'50" E), в разрезах Ильчино II-III (54°25'13" N; 59°32'01" E), озерах Ургун (54°23'42" N; 59°24'59" E), Карагайлы (54°20'5" N, 59°28'8" E), Чебачье (53°51'1" N 59°41'58" E). В большей или меньшей степени стратифицированный голоцен описан в разрезах Ильчино-I (54°25'13" N; 59°32'01" E), Калкан-Тау (54°27,321' N; 59°20,628' E), Таналык (54°45,535' N; 59°34,380' E) (рисунок 1.4).



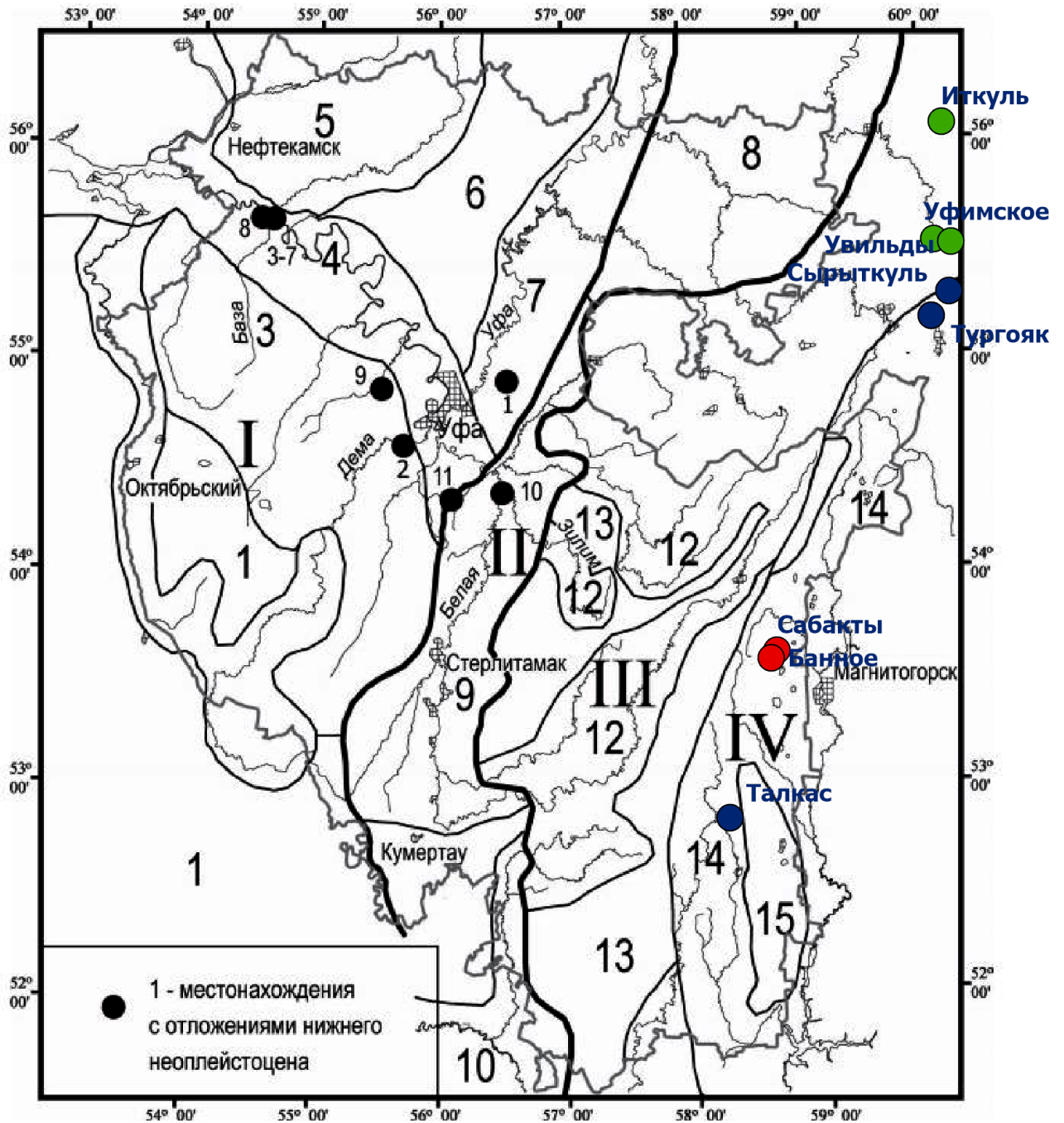


Рисунок 1.5 – Структурно-фациальная зональность Южного Урала и сопряженных территорий

Условные обозначения: структурно-фациальные зоны I–IV: I – юго-восток Восточно-Европейской платформы; II – Предуральская; III – Уральская; IV – Зауралтауская; 1–11 – районы: 1 – Бугульмино-Белебеевская возвышенность, Общий Сырт (восточная часть); 2 – Бассейн рек Ик, Дема (верховья); 3 – Высокое левобережье р. Белая (р. Сюнь, р. База); 4 – Долина р. Белая от г. Уфа до устья; 5 – Высокое правобережье р. Белая (р. Буй, р. Быстрый Таньш); 6 – бассейн р. Уфа от г. Красноуфимск до устья; 7 – Уфимское плато; 8 – Бассейн р. Юрюзань, Ай (56°–55° с.ш.); 9 – бассейн р. Белая (в т.ч. высокие право- и левобережья) (55°–53° с.ш.); 10 – бассейн р. Сакмара, р. Урал (53°–52°30' с.ш.); 11 – междуречья; 12 – бассейн р. Белая с притоками (от верховьев до д. Нижнебиккузино); 13 – междуречья; 14 – бассейн рек Уй, Сакмара, Урал (от верховьев реки Урал до г. Кувандык); 15 – междуречья.

Местонахождения: 1 – Минзитарово; 2 – Юлушево; 3 – Чуй-Атасево I; 4 – Чуй-Атасево II; 5 – Чуй-Атасево III; 6 – Чуй-Атасево IV; 7 – Чуй-Атасево V; 8 – Базитамак; 9 – Султанаево; 10 – Красный Яр; 11 – Кармаскалы [Данукалова, Осипова, Яковлев, 2014]. Зеленые и синие кружки обозначают местоположение озер в структурно-фациальных зонах III (Уральской) и IV (Зауралтауской), соответственно (координаты озер взяты из [Масленникова, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014, Maslennikova, Udachin, Aminov, 2016, Масленникова и др., 2018; Румянцев, 1995]). Красными кружками обозначено местоположение исследуемых озер Банное и Сабакты

Нестратифицированный голоцен относится к надпойменным террасам III и I и характеризуется следующим спектром образований мощностью 0,2–0,5 м: почва черная мелкокомковатая; береговые валы вокруг озер (крупная, окатанная галька); озерно-болотные отложения: песок, галечники, битуминозные глины, сапропель, глиногипс. Стратифицированный голоцен представлен аллювиальным галечником и песком мощностью 0,45–1,42 м (нижний голоцен).

Средний голоцен представлен более разнообразным спектром образований: глина темно-серая, вязкая с мелкими галечниками (мощность 0,24 м); суглинок светло-коричневый со столбчатой отдельностью, с дресвой и мелкой галькой, иногда с прослоем гальки в основании (мощность 0,7–0,8 м); почва черная, озерные отложения (суглинок) (мощность 0,2–0,8 м); суглинок серовато-желтый, ожелезненный или культурный слой (мощность 0,22–0,4 м).

Описание верхнего голоцена включает почву песчанистую высокой поймы (мощность 0,1–0,9 м) и галечники, пески и илы низкой поймы (мощность до 3 м).

Результаты исследования плейстоцен-голоценовых донных отложений озер Среднего и Южного Урала представлены в работах А. В. Масленниковой и В. И. Хомутовой, объектами исследований которых являются озера:

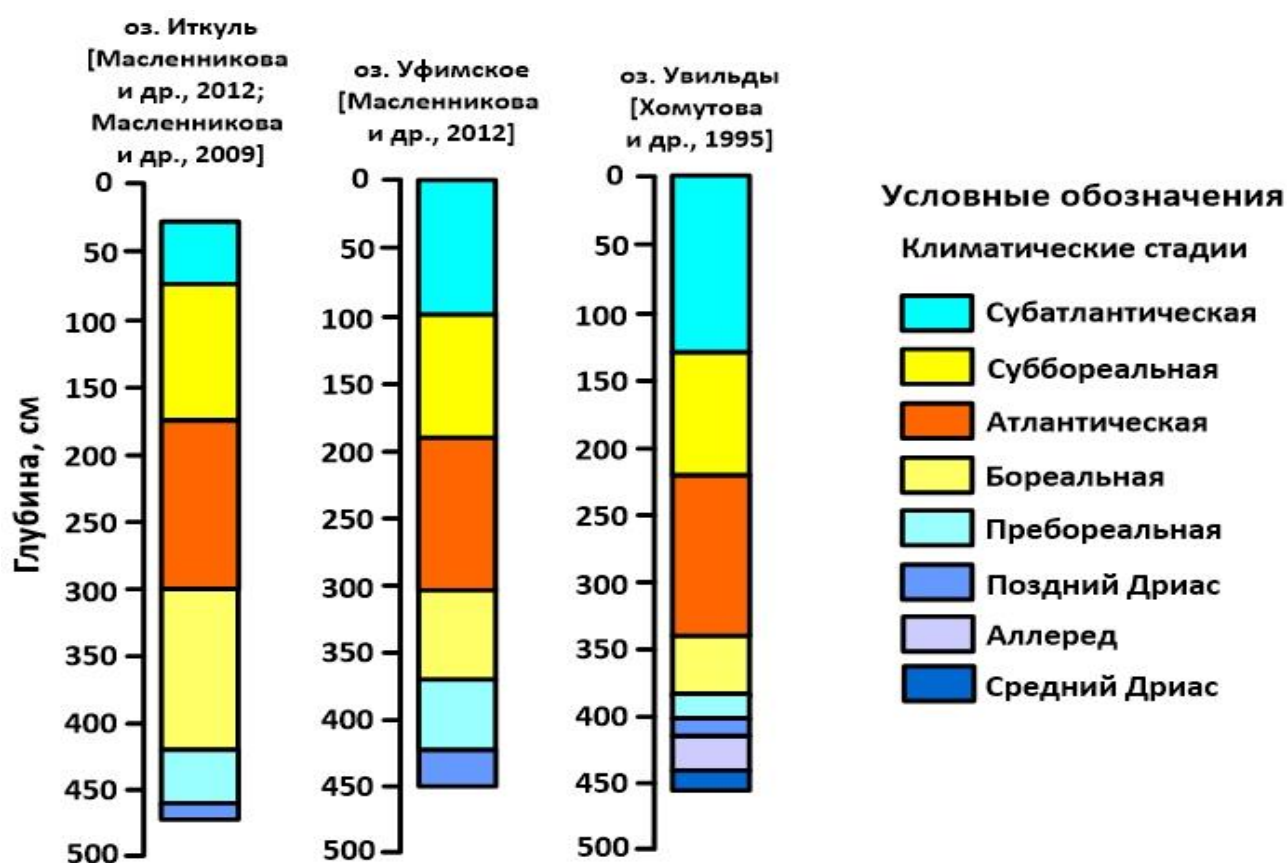
- Иткуль (56°09'00"N; 60°30'43"E) [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2009; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014] (северо-восток структурно-фациальной зоны III (Уральской) (рисунок 1.5);
- Уфимское (55°31'17"N; 60°7'6"E) [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014] (северо-восток структурно-фациальной зоны III (Уральской)) (рисунок 1.5);
- Увильды (55°31'26"N; 60°29'43"E) [Южный Урал, Озеро Увильды, 1995] (северо-восток структурно-фациальной зоны III (Уральской)) (рисунок 1.5);
- Сырыткуль (55°18'47"N; 60°14'46"E) [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014; Maslennikova, Udachin, Aminov, 2016] (на границе зоны III (Уральской) и зоны IV (Зауралтауской)) (рисунок 1.5);
- Тургояк (55°09'00"N; 60°04'00"E) [Масленникова и др., 2018] (северо-восток структурно-фациальной зоны IV (Зауралтауской)) (рисунок 1.5);

- Талкас (52°49'59"N; 58°15'00"E) [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014] (юг структурно-фациальной зоны IV (Зауралтауской)) (рисунок 1.5).

В исследованиях донных отложений этих озер в качестве стратиграфической основы используется схема климатической стадийности (таблица 1.1, таблица 1.2), обоснованная данными по возрасту отложений и детализированная палинологическими и геохимическими данными, позволившими интерпретировать изменения условий озерного осадконакопления и климата в изучаемом регионе.

Следует отметить, что озера в данном списке находятся в пределах Уральской (озера Иткуль, Уфимское и Увильды) (рисунок 1.5, рисунок 1.6А) и Зауралтауской (озера Сырыткуль, Тургояк, Талкас) структурно-фациальных зон (рисунок 1.5, рисунок 1.6Б).

А)



Б)

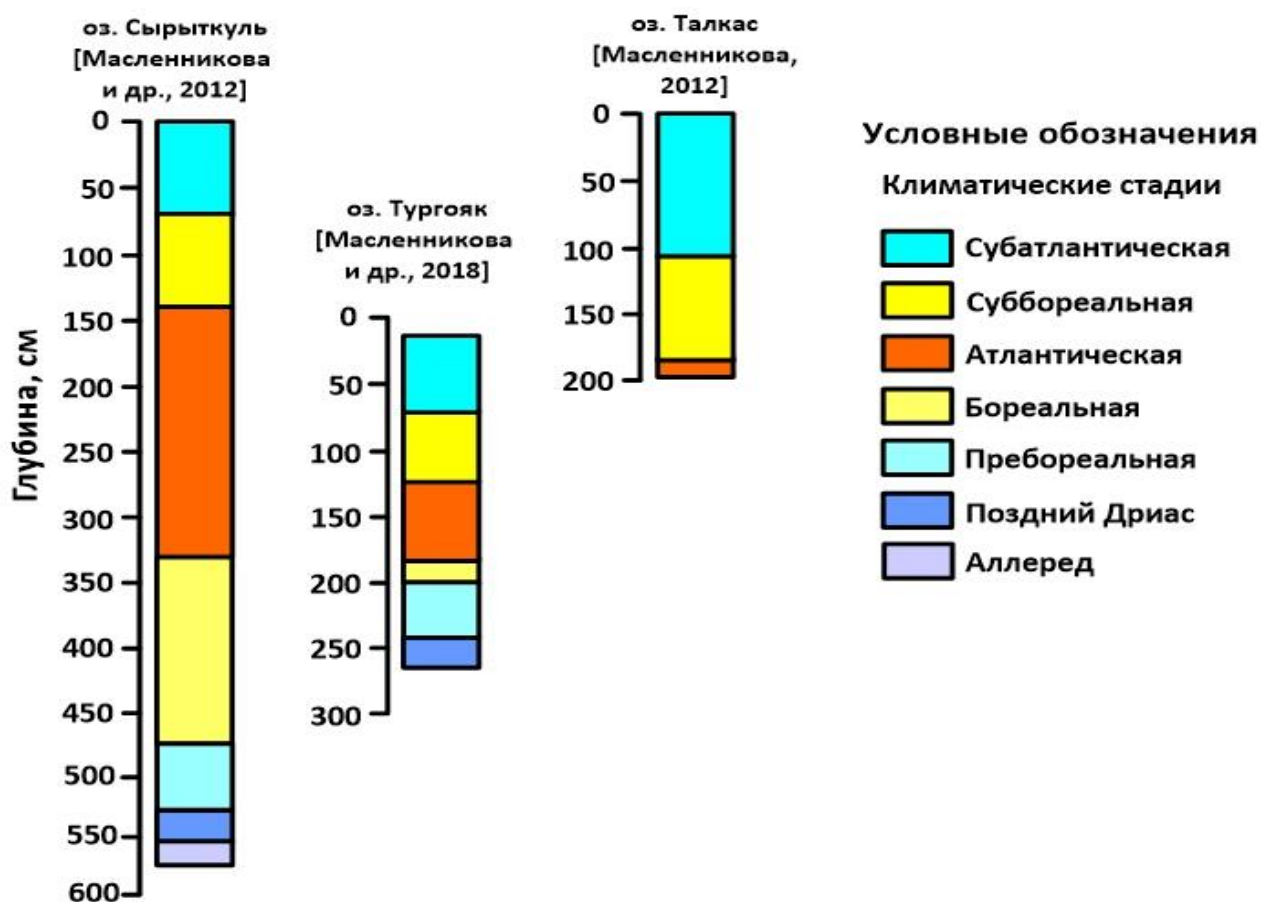


Рисунок 1.6 – Схемы зональности донных отложений озер изучаемого региона: А) Уральская структурно-фациальная зона (III); Б) Зауралтауская структурно-фациальная зона (IV)

[составлено автором]

Таким образом, для Зауралтауской зоны определенная изученность длинных колонок донных отложений характерна для северо-восточной (озера Сырыткуль, Тургойак) и южной (озеро Талкас) ее частей. А в средней части Зауралтауской зоны, где находятся озера Банное и Сабакты (рисунок 1.5), длинные керновые колонки донных озерных отложений еще не исследовались.

Исходя из вышеизложенного, можно заключить, что озера Банное и Сабакты (рисунок 1.3, рисунок 1.5) находятся на территории недостаточно изученных верхнечетвертичных отложений. Выбор донных осадочных отложений озер Банное и Сабакты для исследования строения, состава и генезиса голоценовых и подстилающих их отложений является актуальным и обоснованным. Это исследование позволяет получить новые уникальные и детальные данные по возрасту, вещественному составу и условиям формирования озерных отложений в рассматриваемом регионе, а также развить и дополнить общие представления об озерном осадконакоплении в четвертичный период.

### 1.3. Обзор результатов исследований донных отложений озер Южного Урала

Озера Южного Урала находятся главным образом в бассейне р. Урал и лишь небольшая их часть – в бассейне р. Обь (Аушкуль, Курманкуль, Кара-Балык, Шерембай и др.). Значительная часть озерных котловин представляет собой участки отчлененных палеодолин (Большие Учалы, Банное, Графское Узункуль, Аушкуль и др.), образованных в результате дифференцированных неотектонических поднятий. Н.В. Башенина [Башенина, 1948] ряд озерных впадин на восточном склоне Южного Урала связывает с развитием карстовых процессов, а Н. М. Грамматчикова [Грамматчикова, 1974] – с развитием речной сети этого региона. Озера, расположенные в пределах плиоценовых и плейстоценовых речных долин, являются реликтами этих рек. Они обособились как изолированные водоемы в различные эпохи плейстоцена и под совокупным воздействием двух факторов: новейших неотектонических движений (поднятий) и изменившихся климатических условий.

Глубины озер изменяются от первых метров до 40–50 м. Наиболее глубокими являются озера Увильды, Тургояк, Большой Кисегач, Банное [Южный Урал, Озеро Увильды, 1995]. Тектонические озера характерны для районов горного Урала и его восточных предгорий (озера Тургояк, Увильды, Большой Кисегач, Таватуй, Банное и др.) [Румянцев, 1995].

История природных изменений Южного Урала в голоцене имеет сложный характер, так как соединяет в себе черты, характерные для развития природных условий Русской равнины и Сибири в голоцене [Хотинский, Немкова, Сурова, 1982].

Основные этапы истории природных изменений в эпоху голоцена на территории Южного Урала устанавливаются согласно радиоуглеродным, геохимическим, палинологическим и другим данным, полученным при исследовании различных объектов указанной территории и сопряженных территорий.

Н. К. Панова внесла весомый вклад в изучение палеогеографических условий голоцена горной части Южного Урала [Панова, 1981; Панова, 1982; Панова, 1986].

Результаты спорово-пыльцевого анализа некоторых торфяников (Зюраткульский, Малукыльский, Тюлюкский, Тыгынский, Зигальгинский, Лосиный) позволили Н. К. Пановой сделать выводы об особенностях истории растительности гор Южного Урала. Институтом озероведения АН СССР осуществлены реконструкции условий осадконакопления озер Южного Урала. Всего выделены три этапа их эволюции: 1) образование озера в аллереде, 2) поздняя регрессия в позднем дриасе, 3) обводнение озера в Пребореале [Назаров, 1978].

В изучение вещественного состава осадков озер и торфяников Среднего и Южного Урала существенный вклад внесли ряд исследователей: К.В. Никифорова [Никифорова, 1948],

Н.М. Грамматчикова [Грамматчикова, 1974], А.В. Хомутова [Южный Урал, Озеро Увильды, 1995], М.А. Андреева [Андреева, 1973; Южный Урал, Озеро Увильды, 1995], Н.Н. Давыдова [Davidova et al., 1978; Южный Урал, Озеро Увильды, 1995], И.Ю. Неуструева [Южный Урал, Озеро Увильды, 1995], В.Ю. Радаева [Радаева, 1995; Южный Урал, Озеро Увильды, 1995], Д.А. Субетто [Южный Урал, Озеро Увильды, 1995; Субетто, 2009], А.В. Масленникова [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014; Масленникова и др., 2018; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2020], В.В. Дерягин [Дерягин, Масленникова, Дерягин, 2011; Дерягин, 2019; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2020], В.Н. Удачин [Удачин и др., 2009; Удачин, 2011; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2020], В.И. Хомутова [Khomutova, 1995], В.И. Данукалова [Данукалова, 2009а, б; Данукалова, Осипова, Яковлев, 2014] и др.

Из 3700 озер в исследуемом регионе изучен вещественный состав всего лишь десятка озер [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2020]. В настоящей работе рассматриваются Уральская и Зауралтауская структурно-фациальные зоны (рисунок 1.5).

Как видно из рисунков 1.8–1.9 основными методами изучения донных осадочных отложений озер этих зон являются спорово-пыльцевой, диатомовый, геохимический и минералогический анализы. Отбор образцов проводился для разных анализов с шагом 1–30 см. Сравнительный график элементного состава, нормированных по глинистым сланцам [Ронов, Ярошевский, Мигдисов, 1990; Li Yuan-hui, 1991] для донных отложений озер Южного Урала [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014; Масленникова и др., 2018], отображен на рисунке 1.7.

Сопоставление данных диатомового и спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Иткуль (рисунок 1.5, рисунок 1.8А), позволило выявить соответствие диатомовых и пыльцевых зон, которые свидетельствуют о наличии общей причины изменения спорово-пыльцевых спектров и диатомовых комплексов [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]. Для изученной территории характерно постепенное нарастание тепла от раннего голоцена к среднему, что соответствует реконструкциям, полученным по торфяникам восточного склона Урала [Хотинский, 1977]. Изменение климата в начале Суббореальной климатической стадии отмечается только как похолодание, без аридизации [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

Согласно данным геохимического анализа в донных отложениях заросшего макрофитами озера Иткуль преобладала органическая компонента с относительно высокими концентрациями Mn, Co, Ni, U, Mo, P (рисунок 1.7) [Масленникова, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

Стадия повышения глубины озера, связанная с увлажнением климата, характеризовалась накоплением аллотигенных минералов и химических элементов аллотигенного сноса. Суббореальная климатическая стадия характеризуется увеличением роли органического



осадконакопления [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2009, Масленникова, Удачин, Дерягин, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

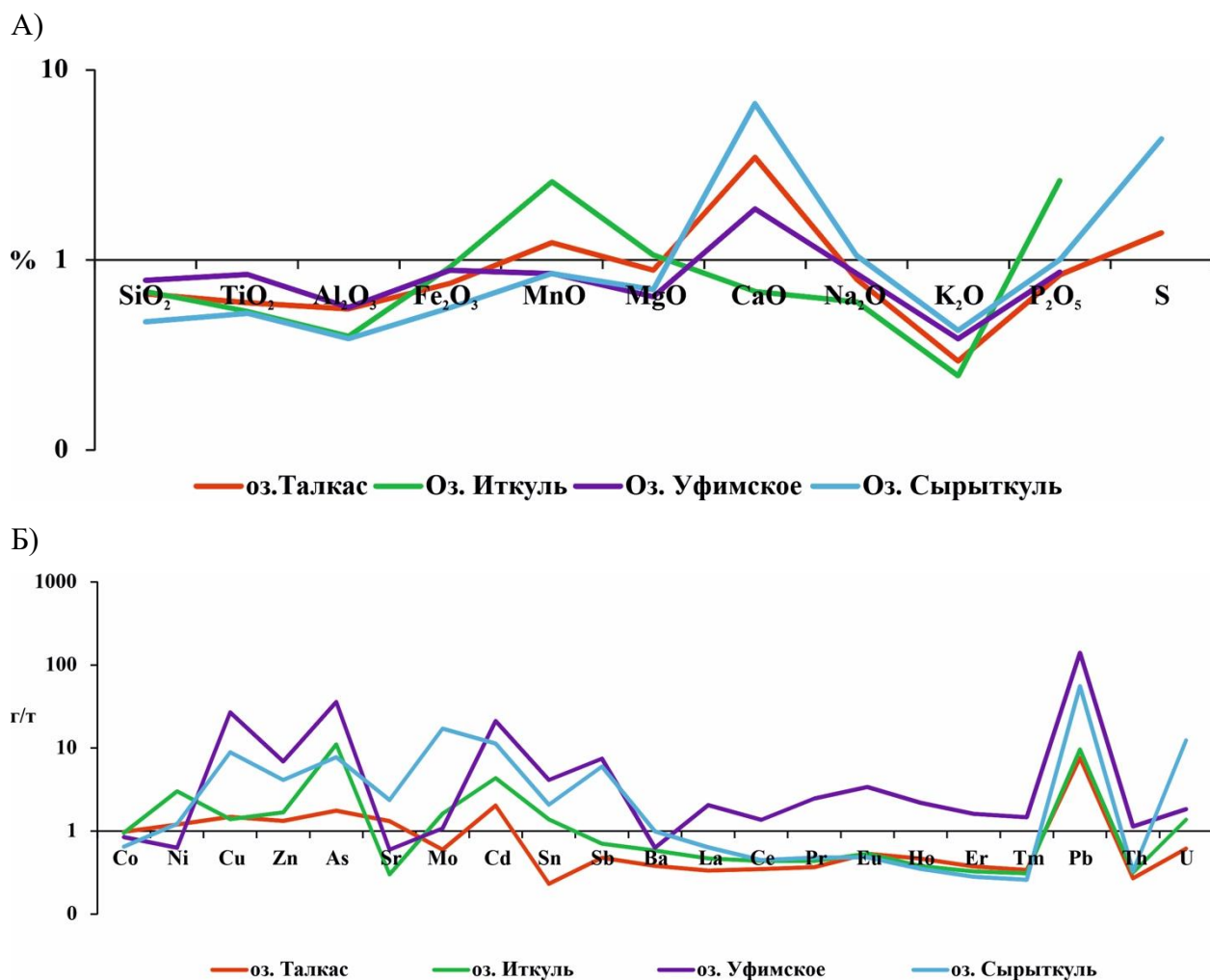


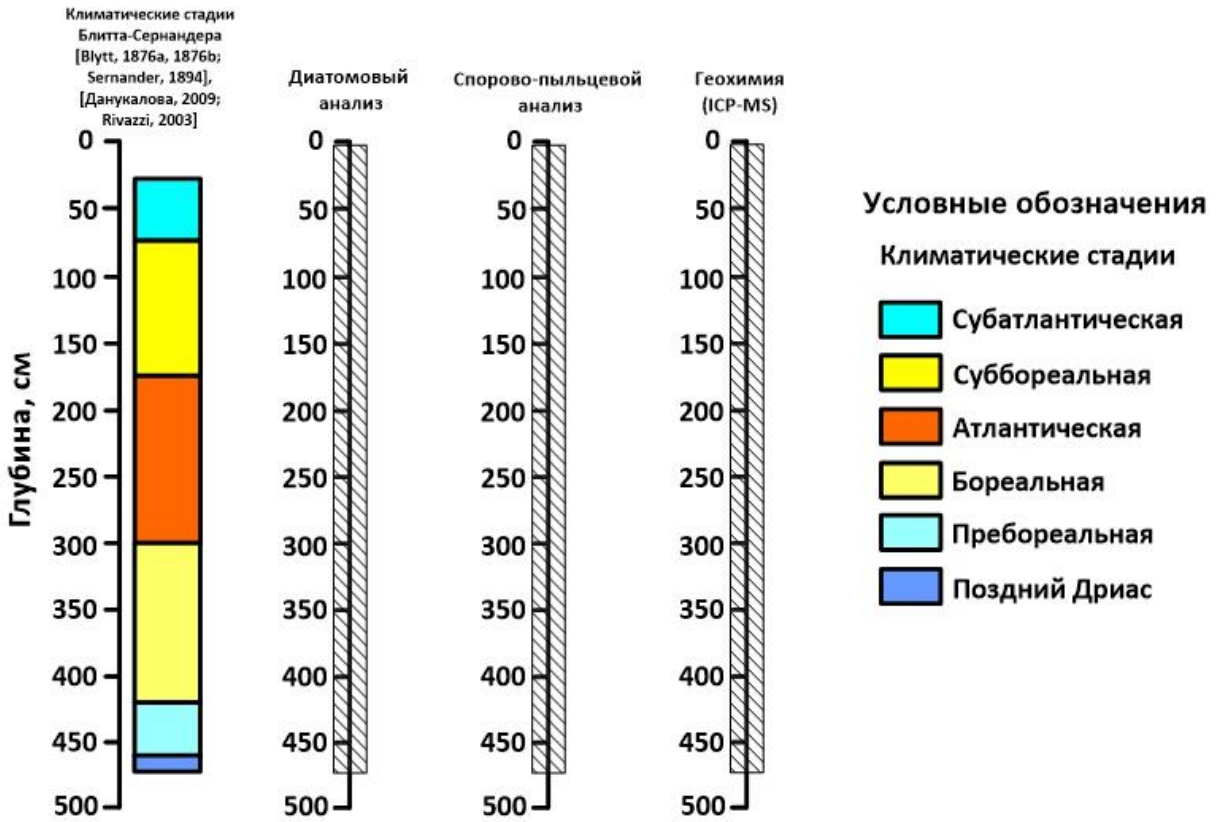
Рисунок 1.7 – Сравнение химического состава донных осадочных отложений Южного Урала по [Масленникова, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]

Комплексное исследование донных осадочных отложений озера Уфимское (рисунок 1.5, рисунок 1.8Б) [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014] позволило провести реконструкцию палеоклиматических условий в интервале более 10300 лет. Установлено обогащение осадочных отложений озера Уфимское элементами Cu, Zn, As, Cd, Pb, Sn, Sb, Ti (рисунок 1.7) [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

А)

### оз. Иткуль

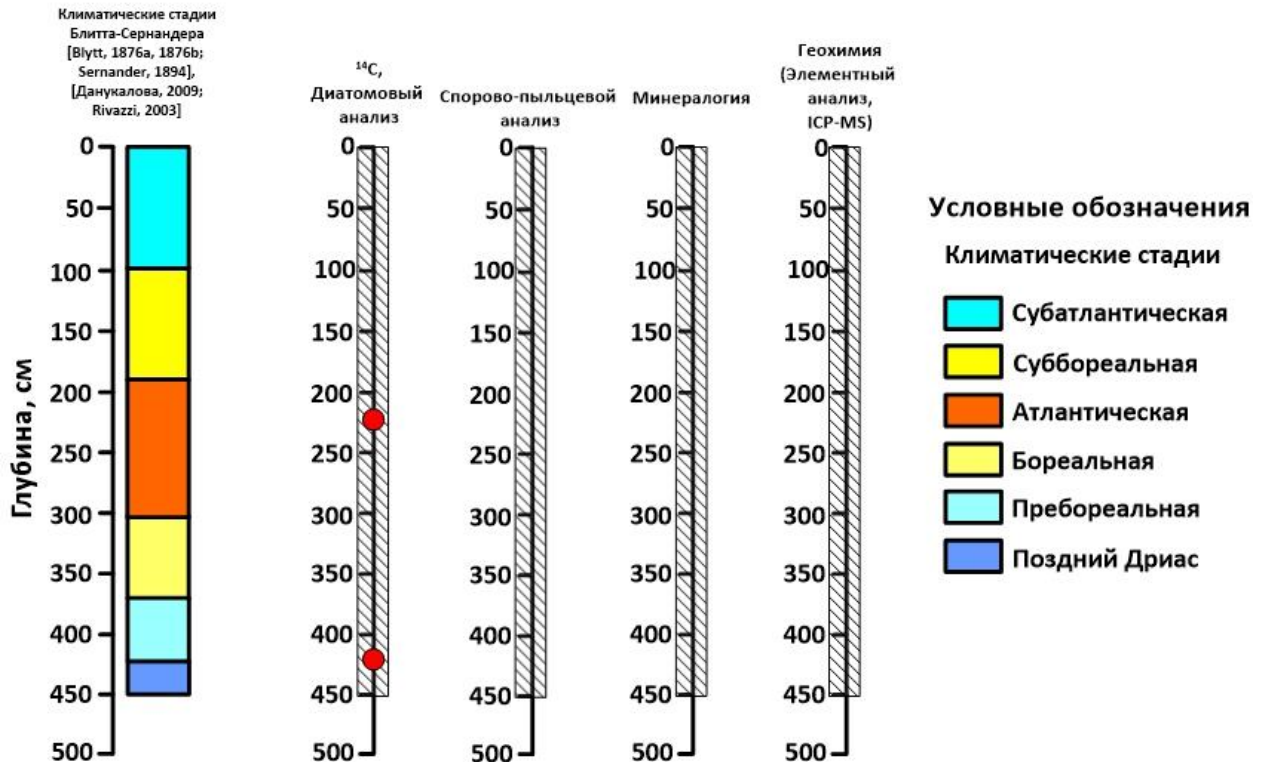
[Масленникова и др., 2012; Масленникова и др., 2009]



Б)

### оз. Уфимское

[Масленникова и др., 2012]





В)

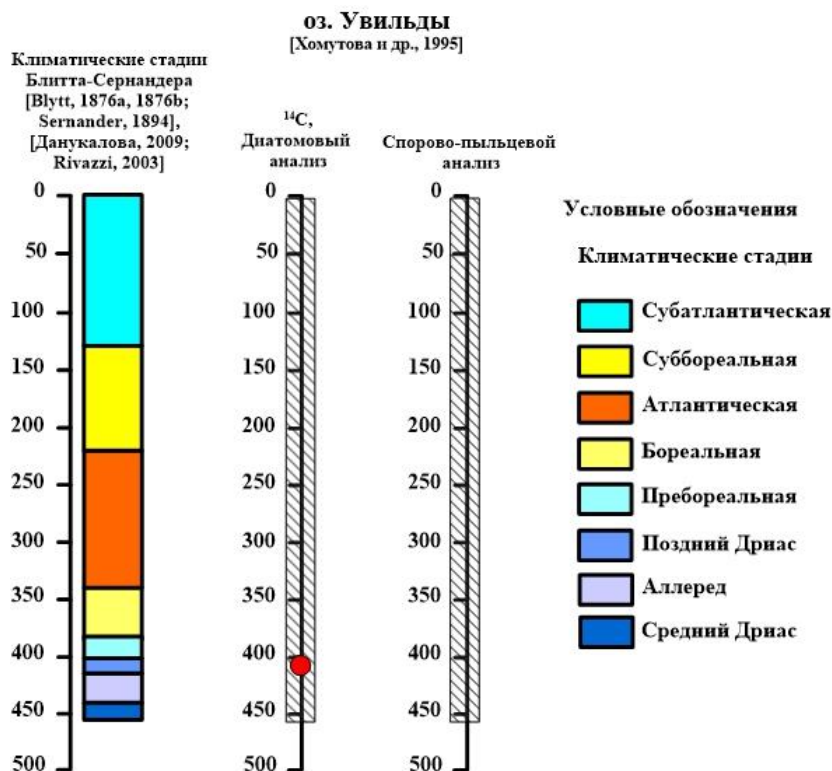


Рисунок 1.8 – Изученность озер Уральской структурно-фациальной зоны (III) (рисунок 1.5). Красными кружками обозначены уровни радиоуглеродного датирования ( $^{14}\text{C}$ ). Штриховкой выделены интервалы соответствующих исследований [составлено автором]

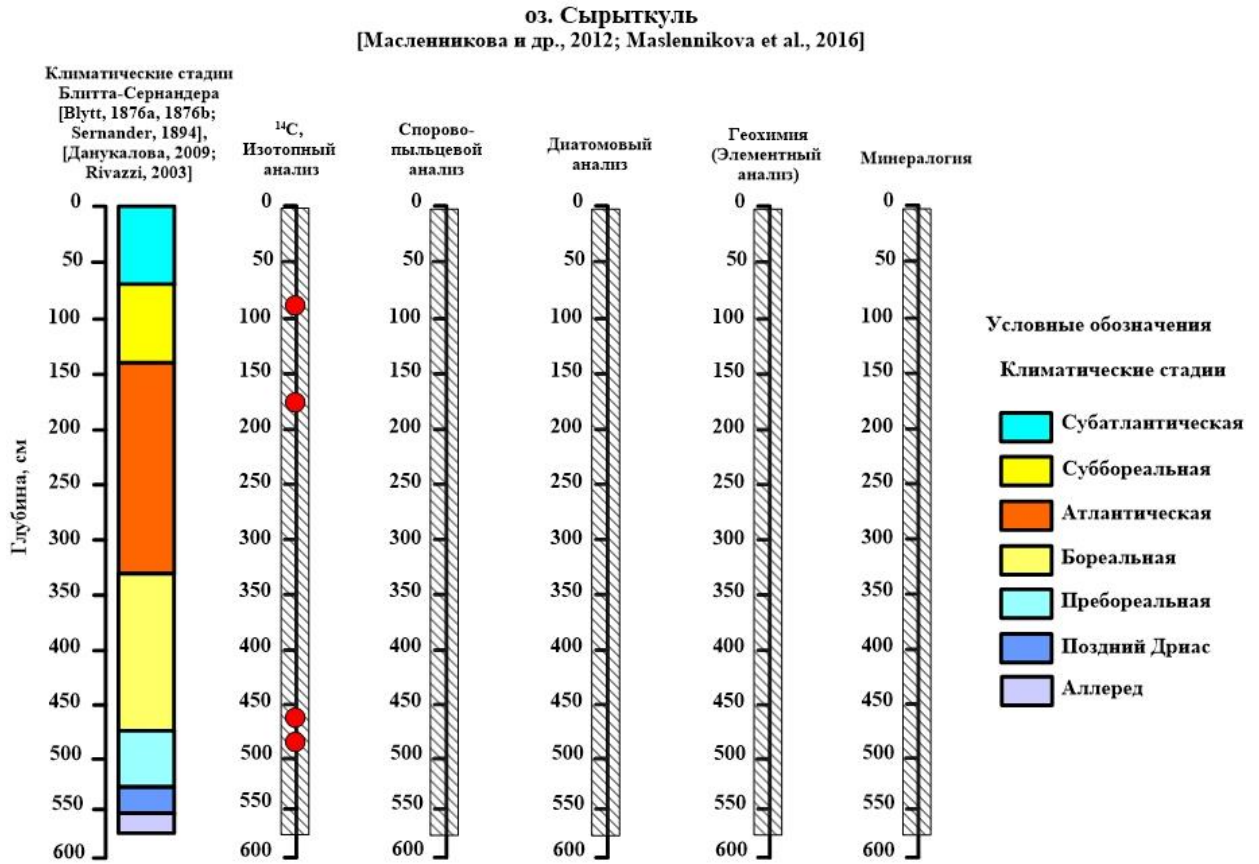
Установлено, что климатические условия на протяжении голоцена неоднократно менялись, при этом сохранялся тренд потепления-увлажнения. Выявлено, что наиболее информативными геохимическими индикаторами являются: изменения концентрации халькофильных элементов (Pb, Cu, Zn, Bi, Cd, Sb, характеризующие техногенный этап), литофильные элементы (Li, Rb, Cs, Ba, Be, Al, Zr, Hf, Fe, Cr, маркирующие интенсивность терригенного сноса),  $\text{C}_{\text{орг}}$ , указывающий на обилие организмов, а также косвенно свидетельствуя о зарастании водоема. Об аридизации климата косвенно свидетельствуют индикаторы Sr, Ca,  $\text{CO}_2$ ; на особенности окислительно-восстановительной обстановки указывают элементы Mo и Mn; для интерпретации гумидизации климата используются U, Th и редкоземельные элементы (РЗЭ).

Комплексное исследование осадков озера Увильды (рисунок 1.5, рисунок 1.8В) установлена последовательность изменения палеогеографических условий на протяжении позднего плейстоцена и голоцена [Южный Урал, Озеро Увильды, 1995].

Запись керна озера Сырыткуль (рисунок 1.5) отображает палеоклиматические изменения, произошедшие в позднем плейстоцене и голоцене [Maslennikova, Udachin, Aminov, 2016]. Результаты изотопного и спорово-пыльцевого анализа озера Сырыткуль (рисунок 1.9А)

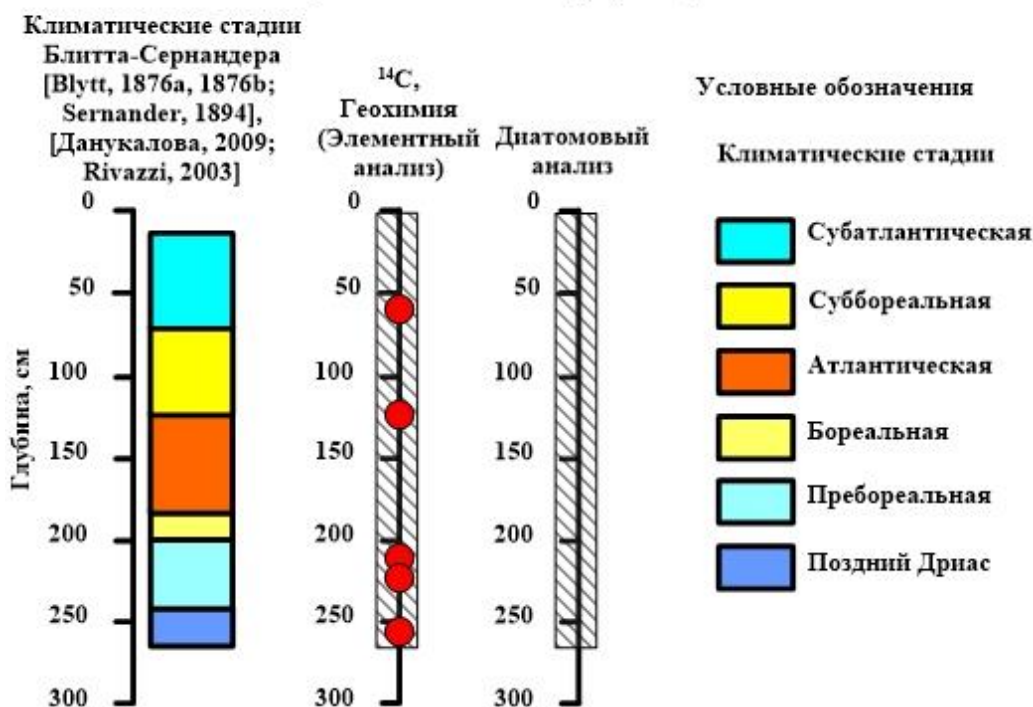
позволили отметить совпадение границ палинозон и климатических стадий, которые были выделены по изотопным кривым углерода и кислорода [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

А)



Б)

оз. Тургояк  
[Масленникова и др., 2018]



В)

оз. Талкас  
[Масленникова, 2014]

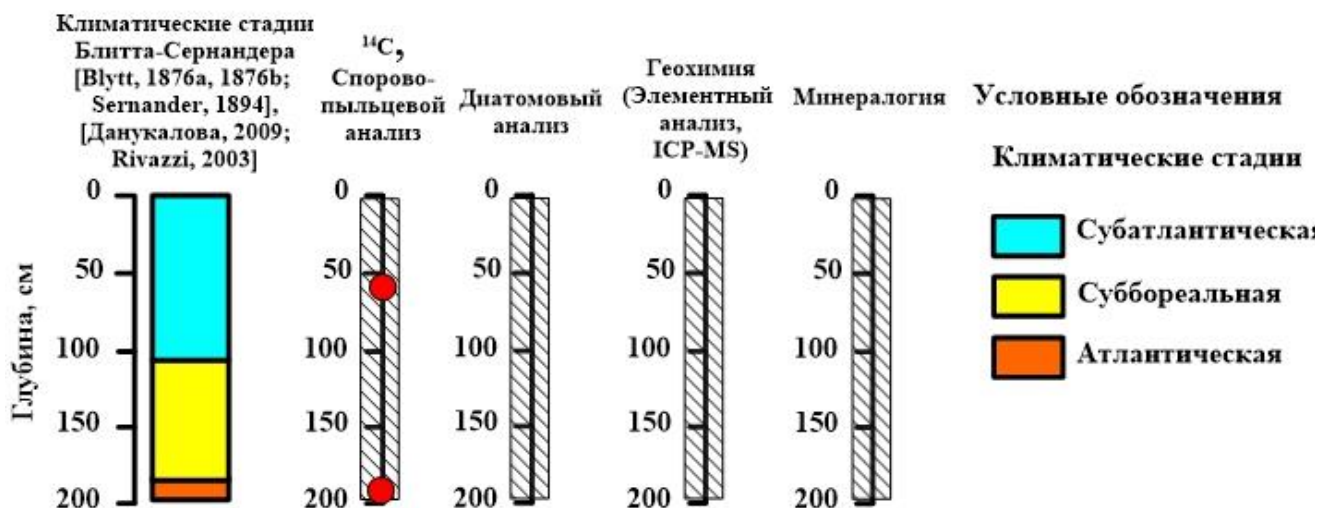


Рисунок 1.9 – Изученность озер Зауралтауской структурно-фациальной зоны (IV) (рисунок 1.5). Красными кружками обозначены уровни радиоуглеродного датирования ( $^{14}\text{C}$ ).

Штриховкой выделены интервалы соответствующих исследований [составлено автором]

Спорово-пыльцевой анализ позволил подтвердить предположение о связи изменения изотопного состава кислорода и углерода с влажностью климата. Установлено, что высокие значения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  характерны для периодов уменьшения влажности климата [Масленникова,

Удачин, Дерягин, 2014]. Согласно данным геохимического анализа донные отложения озера Сырыткуль обогащены Ca, S, U, Mo (рисунок 1.7) [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

Данные геохимии, радиоуглеродного датирования и диатомового анализа керновой колонки, длина которой достигает 265 см, озера Тургояк (рисунок 1.5, рисунок 1.9Б) использованы для проведения палеоклиматических реконструкций на территории Южного Урала [Масленникова и др., 2018]. На основе проведенных исследований реконструированы неоднократные изменения физико-химических параметров озера Тургояк в голоцене и неодинаковая реакция озерной экосистемы на потепление климата на разных этапах развития озера.

По данным комплексного анализа озера Талкас (рисунок 1.5, рисунок 1.9В) выявлены этапы похолодания/потепления, увеличения/уменьшения влажности климата в центральной части Южного Урала [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014], а также отображена история изменения продуктивности и глубины озера за ~5000 лет.

Таким образом, комплекс методов, включающий в себя: радиоуглеродное датирование, спорово-пыльцевой, диатомовый анализы, определение минерального и химического состава донных отложений озер Южного Урала, позволил интерпретировать климатические изменения и динамику растительности в конце плейстоцена и в голоцене в рассматриваемом регионе. Также авторами исследований проведена корреляция полученных разрезов позднего плейстоцена и голоцена [Масленникова, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

Осадки озер Иткуль, Уфимское, Сырыткуль, Талкас, накопленные в одни и те же стадии развития, характеризуются сходными признаками [Масленникова, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]. Начало озерного седиментогенеза характеризуется накоплением отложений, обогащенных  $C_{неорг}$ , Ca, Sr и Na. Стадия зарастания озер макрофитами фиксируется по накоплению торфянистого сапропеля с высоким содержанием  $C_{орг}$ , Mo и U. Изменение глубины озера отмечается накоплением сапропеля с высокими концентрациями элементов терригенной ассоциации (Li, Rb, Cs, Be, Hf, Al и др.) и увеличением содержания планктонных диатомей, преобладанием минералов аллотигенного сноса (кварц, слюда, полевые шпаты и др.).

В летописи донных отложений отражен переход от холодных/сухих климатических условий позднего плейстоцена к более теплomu голоцену. На фоне общего тренда потепления-увлажнения климата по данным комплексного анализа донных отложений отмечена Пребореальная осцилляция. Для конца Атлантической стадии выявлен голоценовый температурный оптимум. Для Суббореальной стадии отмечено резкое снижение роли широколиственных пород, что говорит о похолодании климата. По данным изучения литологии,

геохимии, минералогии, спорово-пыльцевых спектров донных отложений для южной части территории после похолодания в Суббореальной стадии отмечено чередование влажных и сухих периодов [Масленникова, 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

Объектами исследований настоящей диссертационной работы являются озера Банное и Сабакты Зауралтауской зоны (рисунок 1.5). Эти озера исторически тесно связаны между собой. В работе [Грамматчикова, Рождественский, 1979] авторы на стр. 73 пишут об озере Банное: «Еще в позднем плейстоцене озеро, по всей вероятности, имело значительно большую площадь: оно протягивалось с севера на юг более чем на 5 км, сливаясь с ныне изолированным водоемом Сабакты, расположенным в 300 м к северу, имея единую первую надпойменную террасу, ширина которой достигает 1,6 км».

Это представление поддержано и в работе [Котов, Савельева, 2007], где также указано, что «в древности оба эти водоема, вероятно, представляли собой единое палеозеро площадью около 12–13 км<sup>2</sup> с полосой мелководья и двумя островами в средней части. Об этом наглядно свидетельствуют береговые валы, расположенные в отдельных местах на 2–3 м выше современного уровня воды».

Самое первое упоминание об озере Банное можно найти в работе [Никифорова, 1948], где представлена характеристика разреза скважины (пробуренной на дне озера), сложенного палеозойскими отложениями (щебенка выветрелого туфа порфирита, переходящая в сплошной порфиритовый туф) и верхнечетвертичными отложениями, представленными снизу вверх слоем слабоокатанной гальки, песка и гравия в суглинке; суглинком песчаным с гравием и мощным слоем глинистой породы со значительным содержанием растительных остатков. Таким образом, установлено, что дно озерной котловины сложено илистыми и глинистыми отложениями, переходящими в щебень коренных палеозойских пород. Общая мощность – 6–24 м.

В отношении характеристик донных отложений озера Банное отмечается в работах [Грамматчикова, 1974; Абдрахманов, Попов, 2010]. Здесь озеро отнесено к группе озер, приуроченных к участкам отчлененных палеодолин, образованных в результате дифференцированных неотектонических поднятий.

В работе [Абдрахманов, Попов, 2010] озеро Банное охарактеризовано наряду с другими озерами восточного озерного Предуралья (Белое, Калкан, Ургун, Большие Учалы, Карагайлы, Гнилое, Карагайское, Чебачье, Узун-Куль, Суртанды, Бурсунды, Атавды, Сухое, Улянды, Талкас, Култубан, Чебаркуль) по усредненному химическому составу озерных вод и усредненному химическому составу донных отложений соответственно.

Донные отложения в озере Банное опробованы в малых верхних толщинах осадка (не более 50–60 см); они описаны на глубине озера 2,6 м [Абдрахманов, Попов, 2010]) как сапропель

желто-зеленый, глинисто-известковистый с влажностью от 52 до 95,2%, с содержанием органического вещества от 19 до 75,5% и со следующим усредненным составом главных элементов:  $\text{SiO}_2$  (49,11%),  $\text{TiO}_2$  (0,16%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8,0%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (3,42%),  $\text{CaO}$  (6,92%),  $\text{MgO}$  (1,11%),  $\text{MnO}$  (0,33%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,26%),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,51%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,52%),  $\text{SO}_3$  (0,77%), ППП (29,34%). Среди главных элементов преобладают кремний, алюминий, кальций, железо и магний.

Из микроэлементов приведены их содержания в мг/кг в донных отложениях, опробованных на глубинах озера 2 и 20 м соответственно: Zn (67,4 и 53,8); Cu (21,5 и 26,8), Pb (18,05 и 13,5), Ni (10,5 и 12,5), Mn (4,4 и 4,0). Концентрации Hg и Cd менее 0,034 и 0,5 мг/кг соответственно. Содержание сульфат-иона высокое: 670–2 716 мг/кг, а содержание хлор-иона невысокое: 12–37 мг/кг, зольность 24–52 мг/кг, pH – 6,9–7,4.

Озеро Сабакты впервые специально изучалось в работе [Шевченко, Островская, 2018]. В данной работе состав донных отложений охарактеризован в пределах не более 50–60 см верхней части ила как однообразный по толщине, дисперсности, цвету и органолептическим показателям, за исключением прибрежной полосы восточной части озера (в пределах 50–100 м от берега), где дно представлено слегка заиленным песчано-гравийным слоем черноватого цвета. При этом какие-либо данные по вещественному составу рассмотренных донных отложений здесь не получены.

Таким образом, комплексное изучение вещественного состава длинных колонок донных отложений этих озер проводится впервые. Обзор региональных исследований озерных отложений показывает, что новые данные по их гранулометрическому, химическому (элементному и изотопному) и минеральному составу, а также магнитным свойствам позволят развить и дополнить общие и региональные представления об условиях озерного осадконакопления.

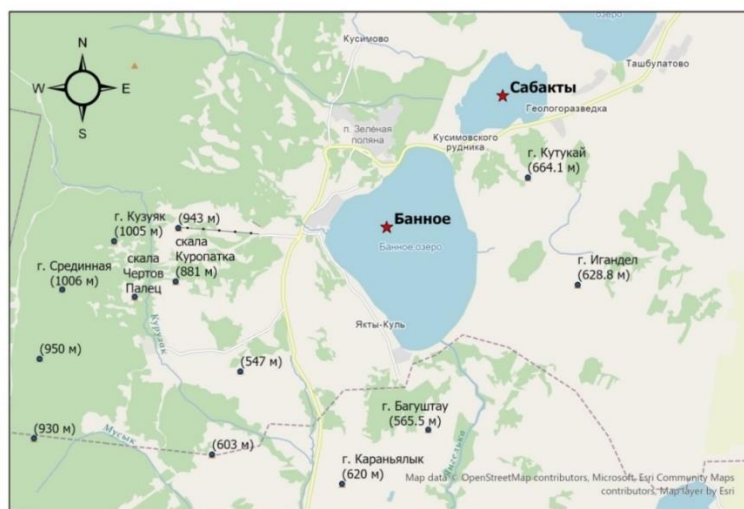
## ГЛАВА 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектом исследования диссертационной работы являются длинные керновые колонки, отобранные из донных отложений двух соседних и исторически связанных между собой озер Банное и Сабакты (раздел 1.3).

### 2.1. Физико-географическая характеристика

Озеро Банное ( $53^{\circ}35'48,13''$  с.ш.;  $58^{\circ}37'47,28''$  в.д.) (самое глубоководное озеро Башкортостана) и озеро Сабакты ( $53^{\circ}36'55''$  с.ш.;  $58^{\circ}39'22''$  в.д.) расположены на территории Южного Урала, в пределах Республики Башкортостан (рисунок 2.1).

А)



Б)



В)

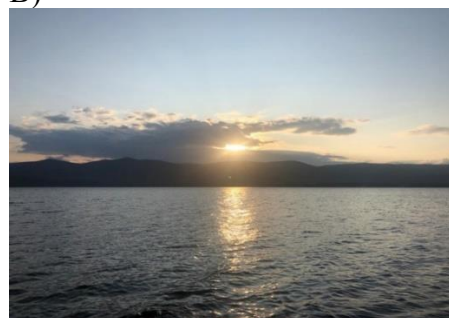


Рисунок 2.1 – А) Расположение озер Банное и Сабакты (построено в ArcGIS Pro 2.6.1 ESRI, США); Б) фотоснимок озера Банное; В) фотоснимок озера Сабакты [фото автора]



Озера находятся в межгорной котловине восточнее хребта Крыктытау, на участке западного моноклинального крыла Магнитогорского мегасинклиория [Гареев, 2004]. В структурно-фациальном отношении озера относятся к Зауралтауской структурно-фациальной зоне (рисунок 1.5) [Данукалова, Осипова, Яковлев, 2014]. Рассматриваемый район сложен глинисто-углисто-кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и известняками среднего и верхнего девона; в окрестностях озер отмечаются многочисленные выходы яшм и яшмоидов [Гареев, 2004] (рисунок 2.2). К востоку от изучаемых озер возвышается гора Кутукай (664,1 м), на юге – гора Караньялык (620 м) и на западе – хребет Яманкая (скала Куропатка) (рисунок 2.1А) [Гареев, 2004].

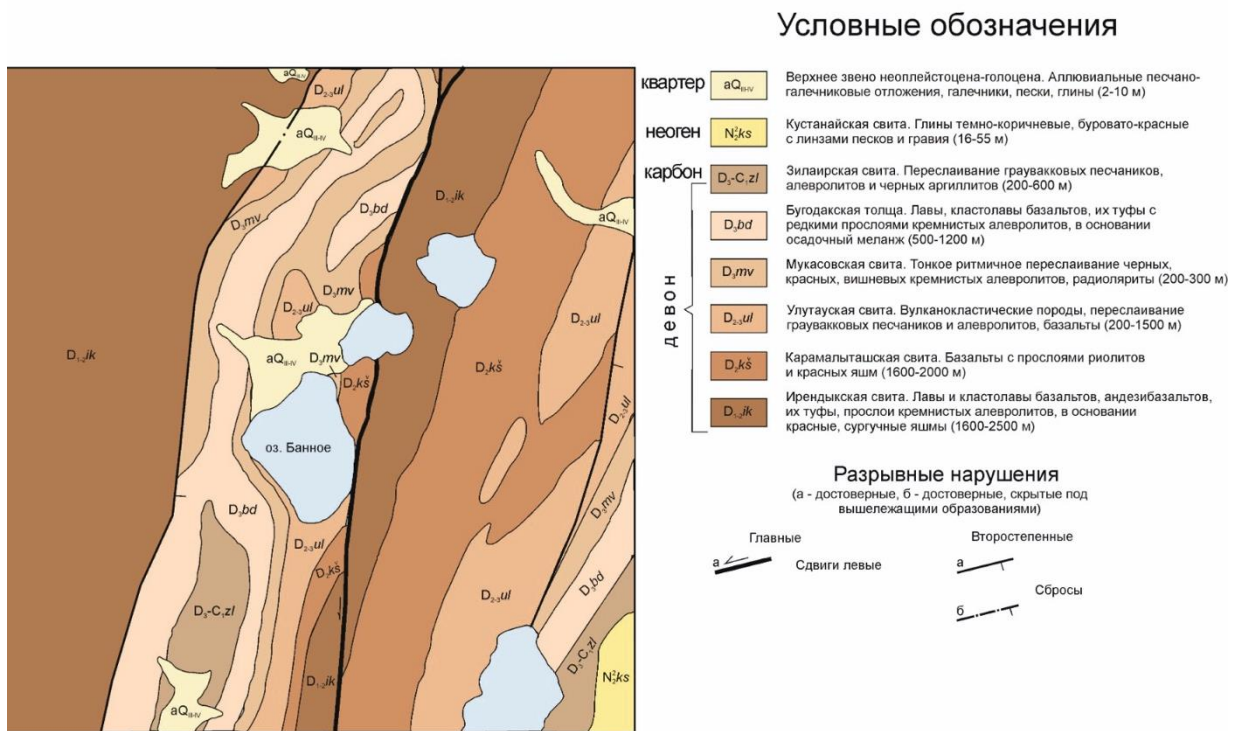


Рисунок 2.2 – Геологическая карта [Государственная геологическая карта..., 1960].

#### Озеро Банное и озеро Сабакты

Озеро Банное в северном направлении поросшим камышом перешейком шириной не более 100 м и протяженностью ~600 м отделяется от озера Сабакты. По части перешейка проложена насыпная автодорога. Озерные чаши обоих озер имеют тектоническое происхождение из-за тектонических сдвигов базальтовых пород и кремнистых сланцев карамалыташской свиты [Экология водоемов Башкирии, 1998; Государственный доклад..., 2009; Гареев, 2004; Гареев, 2009].

Размеры озера Банное: площадь – 7,7 км<sup>2</sup>; длина – 4170 м, средняя ширина – 1880 м; максимальная глубина – 28 м; средняя глубина – 10,6 м, объем воды – 81,7 млн м<sup>3</sup>, площадь



зеркала воды – 9,09 км<sup>2</sup>; площадь водосбора – 36,3 км<sup>2</sup> [Гареев, 2001; Гареев, 2004; Абдрахманов, Попов, 2010]. Абсолютная отметка озера составляет 438 м.

Озеро Сабакты сравнительно меньше: площадь – 2,4 км<sup>2</sup>, длина – 2,3 км, средняя ширина – 1 км, средняя глубина – 2,8 м; максимальная глубина – 6 м, объем воды – 5,1 млн м<sup>3</sup>; площадь водосбора – 9,0 км<sup>2</sup> [Гареев, 2001, 2012; Гареев, 2009].

Вода в обоих озерах пресная, натриево-магниевое-содового типа, рН – 6,9–8,47 [Абдрахманов, Попов, 2010]. Западный берег озера Банное облесен, а восточный – степной. Берега у озера Банное крутые, местами обрывистые, на западе пологие. У озера Сабакты берега преимущественно пологие. Чаша озера имеет блюдцеобразную форму с относительно медленным нарастанием глубин в западной и юго-западной частях котловины и более быстрым нарастанием глубин у восточного и северо-восточного берегов [Шевченко, Островская, 2018]. Глубины в озере довольно быстро увеличиваются до 5,0–5,5 м на расстоянии 150–200 м от восточного берега, затем понижение практически прекращается и в центре водоема глубина достигает 6 м. В западной и юго-западной частях озера мелководная (до 2,0–2,5 м) зона более широкая [Шевченко, Островская, 2018].

Питание обоих озер смешанное, преимущественно поверхностное. Озеро Сабакты бессточное, а из озера Банное вытекает река Янгелька (правый приток р. Урал) [Гареев, 2004].

## 2.2. Сейсмоакустическая характеристика

Для проведения сейсмоакустических работ использовался сейсмоакустический комплекс «Бумер», разработанный на кафедре геофизики и геоинформационных технологий КФУ [Edgerton, Harvard, 1964; Kramer, Peterson, Walter, 1968; Дубров, 1967; Крылов, Нургалиев, Ясонов, 2015; Krylov et al., 2020]. Скорость проведения работ составляла 3 км/ч. Период возбуждения акустического импульса составлял 2 секунды.

### 2.2.1. Озеро Банное

На озере Банное были получены 4 сейсмоакустических разреза по профилям, расположение которых представлено на рисунке 2.3 [Krylov et al., 2020].

Протяженность сейсмоакустического профиля 1, имеющего направление с востока на запад (южная часть озера), составляет ~ 4,2 км. Сейсмоакустический профиль 2, направленный с юго-запада на северо-восток, имеет протяженность ~ 4,4 км. Сейсмоакустический профиль 3 расположен в северной части озера и направлен с востока на запад. Его протяженность составляет

~ 3,15 км. Сейсмоакустический профиль 4 направлен с севера-запада на юго-восток и имеет протяженность ~ 4,95 км.

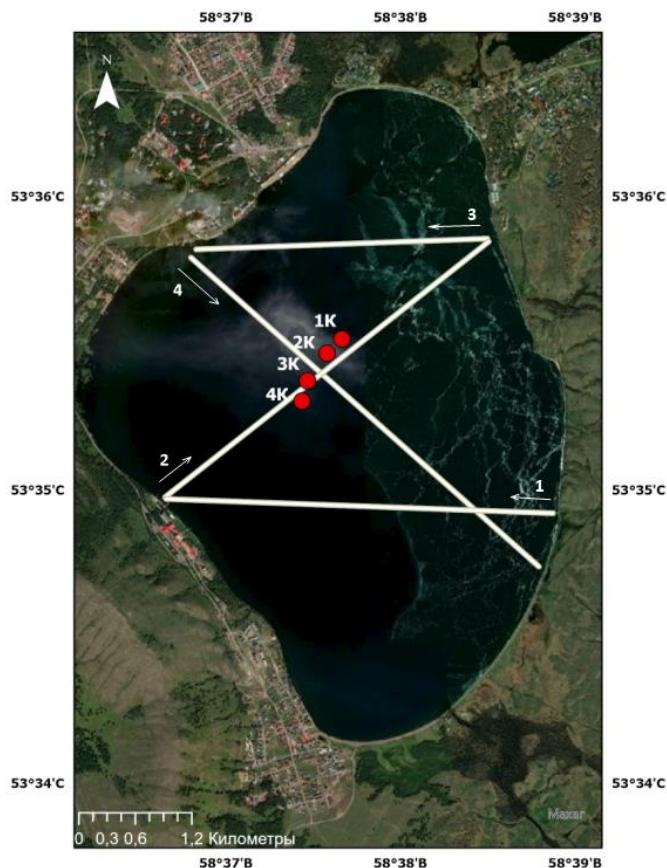


Рисунок 2.3 – Расположение сейсмоакустических профилей и точек отбора керна озера Банное (построено в ArcGIS Pro 2.6.1 ESRI, США). Белая линия – линия сейсмического профиля; красные кружки – точки отбора длинных кернов донных отложений [Krylov et al., 2020]

На сейсмических разрезах 1–4 (рисунки 2.4–2.5) выявлены донные отложения (слоистые илы и глины), залегающие на коренных породах. Отражение от дна наблюдается на всех разрезах, но оно относительно слабое из-за значительного водонасыщения отложений. В центральных наиболее мощных частях разрезов наблюдаются сигнатуры газонасыщения (рисунки 2.4–2.5). Мощность озерных осадков достигает в этих частях ~7–7,5 м.

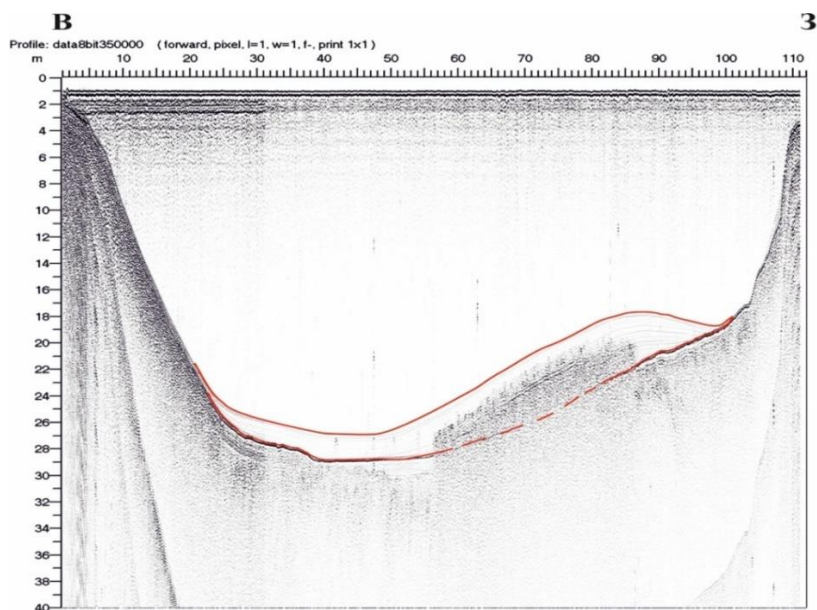
На сейсмическом разрезе 4 по профилю 4 (рисунок 2.5Б) наблюдается сигмовидный рисунок, образуемый сейсмическими отражениями при боковом наращивании осадочного тела по наклонной поверхности.

В юго-западной части озера глубина достигает 28 м, однако, мощность донных отложений менее 2 м. Вероятно, это связано с пологим западным берегом озера. Здесь снос материала менее

интенсивен, чем в местах, окруженных крутыми берегами. Поэтому максимальная мощность отложений наблюдается в северо-восточной и центральной частях озера.

Отбор длинных колонок донных отложений проводился по сейсмоакустическому профилю 2 с глубины 15–16 м (рисунок 2.4Б). В местах субгоризонтального залегания осадочных отложений с выраженной слоистостью были отобраны 4 длинные керновые колонки (длиной ~ 5 м) (рисунок 2.6).

А)



Б)

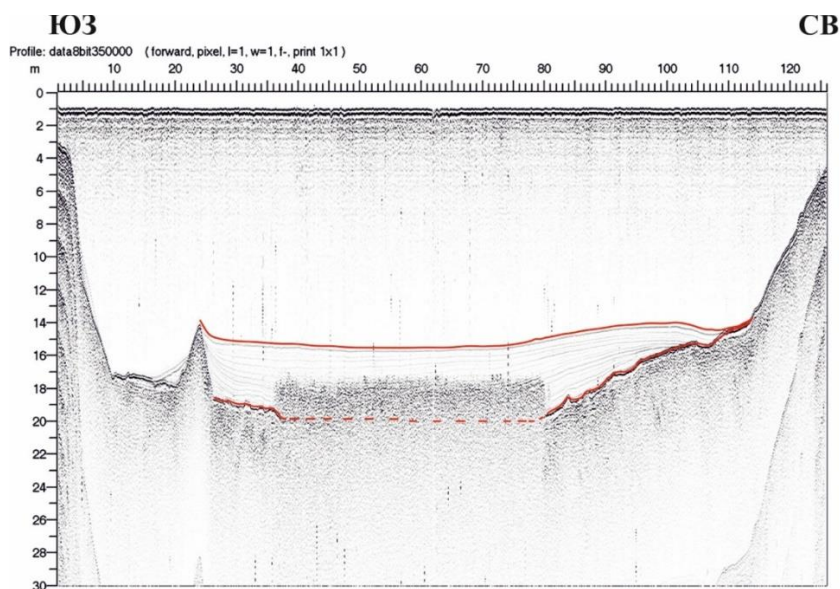
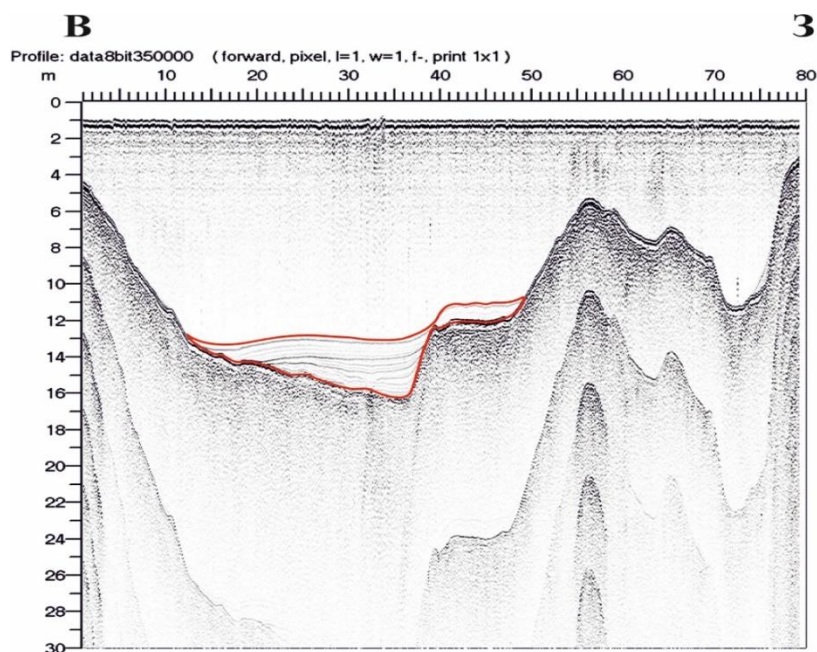


Рисунок 2.4 – Сейсмические разрезы по линиям профилей (рисунок 2.3): А – профиль 1, Б – профиль 2. Красным контуром показана пачка озерных слабо литифицированных отложений [Krylov et al., 2020]

A)



Б)

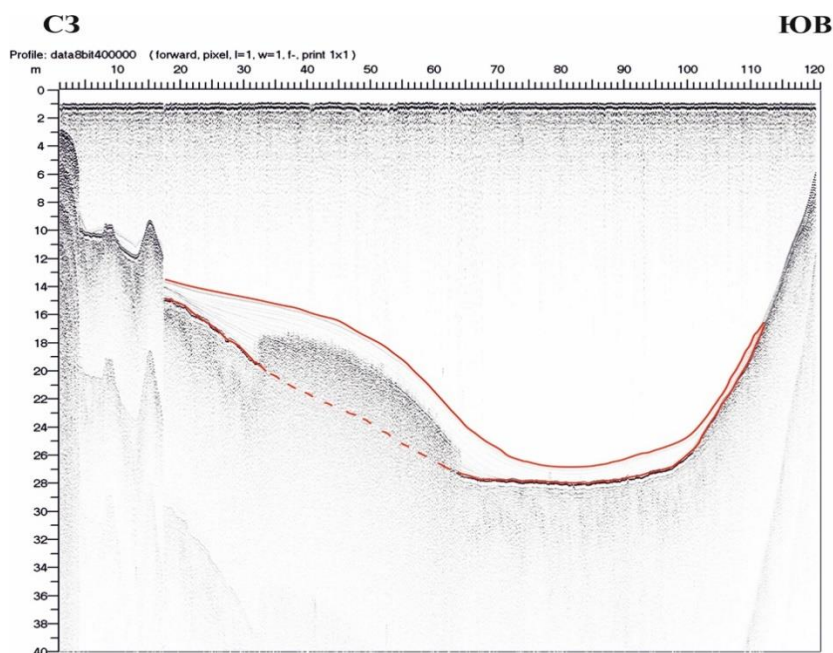


Рисунок 2.5 – Сейсмические разрезы по линиям профилей (рисунок 2.3): А – профиль 3, Б – профиль 4. Красным контуром показана пачка озерных слабо литифицированных отложений [Krylov et al., 2020]

Отбор колонок проводился с помощью гидравлического керноотборника (раздел 2.3). Места расположения точек отбора керна представлены на рисунке 2.3 и рисунке 2.6. В Таблице 2.1 представлены основные сведения точек отбора керна озера Банное.



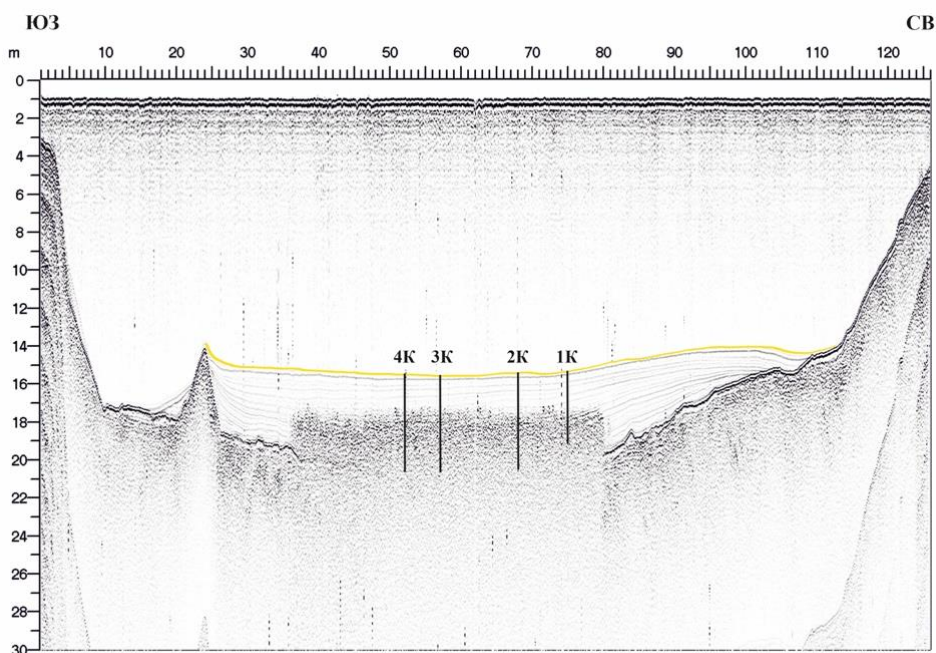


Рисунок 2.6 – Места отбора керновых колонок озера Банное по линии профиля 2 (рисунок 2.3). Желтым контуром показана кровля слабо литифицированных донных отложений [Krylov et al., 2020]

Таблица 2.1 – Основные сведения по точкам отбора керна озера Банное\*

Номер колонки	Координаты	Глубина керна, см	Кол-во образцов
1К	53° 35' 30,930" с. ш. 58° 37' 39,978" в. д	372	186
2К	53° 35' 27,874" с. ш 58° 37' 34,52" в. д	508	254
3К	53° 35' 22,369" с. ш 58° 37' 28,222" в. д	508	254
4К	53° 35' 18,085" с. ш 58° 37' 26,080" в. д	512	256

\* Примечание: составлено автором.

### 2.2.2. Озеро Сабакты

На озере были получены 4 сейсмоакустических разреза, схематичное расположение профилей отображено на рисунке 2.7 [Krylov et al., 2019]. Протяженность сейсмоакустического профиля 1, имеющего направление с северо-востока на юго-запад, составляет ~ 2.7 км. Разрез по первому профилю оказался сильно зашумлен и неинформативен из-за неблагоприятной погоды.

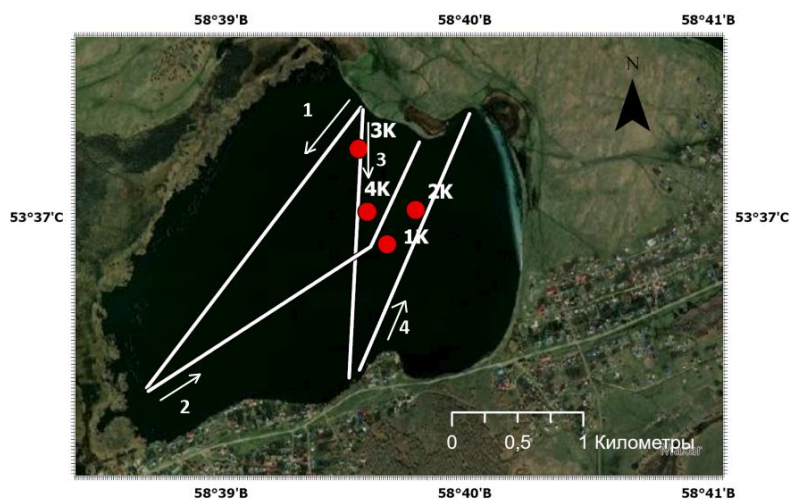


Рисунок 2.7 – Схематичное расположение сейсмоакустических профилей и точек отбора керна озера Сабакты. Белая линия – линия сейсмического профиля; красные кружки – точки отбора длинных кернов донных отложений (построено в ArcGIS Pro 2.6.1 ESRI, США)

Сейсмоакустический профиль 2 в направлении с юго-запада на северо-восток имеет протяженность ~ 3,8 км. На сейсмоакустическом разрезе 2 (рисунок 2.8) отчетливо видна структура залегания донных отложений.

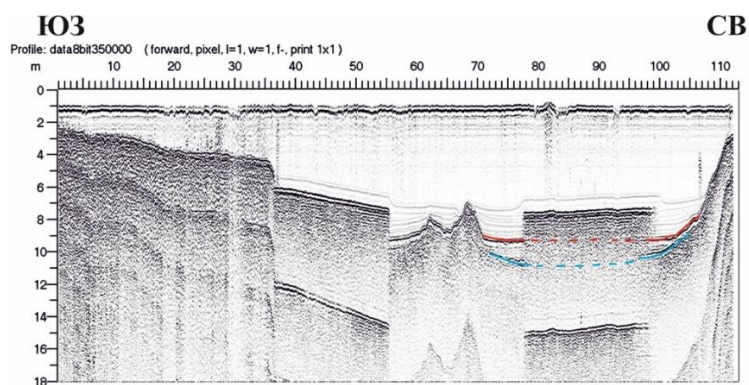


Рисунок 2.8 – Сейсмический разрез по профилю 2 озера Сабакты (рисунок 2.7). Синяя линия – подошва нижней сейсмофации; красная линия – подошва верхней сейсмофации

Максимальная глубина достигает 7 м, мощность донных отложений достигает 4,5 м. Оси синфазности отраженных волн образуют параллельный рисунок в отрицательной форме рельефа. Несмотря на небольшую глубину, в озере накопилась значительная толща донных отложений, что говорит об относительно большом возрасте озера и содержится информативный архив климатических событий данного региона за последние несколько тысяч лет.

Сейсмический разрез 2 разделен на нижнюю (мощностью до 1,5 м) и верхнюю (до 3 м) сейсмофации (рисунок 2.8), отличающиеся интенсивностью отражений, обусловленной разной

литолого-стратиграфической принадлежностью фаций. На разрезе наблюдается характерная сигнатура (рисунок 2.8), вероятно, обусловленная увеличением концентрации газа в отложениях. Подобные сигнатуры не являются аппаратной ошибкой, поскольку наблюдаются систематически.

Протяженность сейсмоакустического профиля 3, направленного с севера на юг, составляет ~ 2,05 км. Разрез по профилю 3 практически аналогичен разрезу по профилю 2, однако здесь наблюдаются проявления сигнатур газонасыщения на разных уровнях (рисунок 2.9).

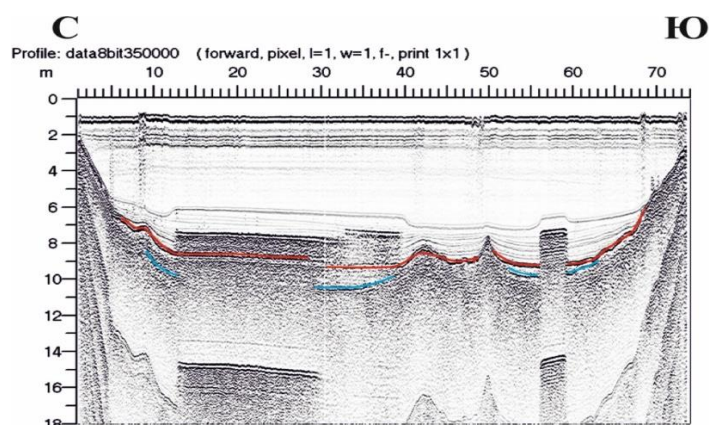


Рисунок 2.9 – Сейсмический разрез по профилю 3 озера Сабакты (рисунок 2.7). Синяя линия – подошва нижней сейсмofации. Красная линия – подошва верхней сейсмofации

Сейсмоакустический профиль 4 направлен с юго-восточной стороны на северо-восток и имеет протяженность ~ 2,13 км. На разрезе по профилю 4 сигнатуры газонасыщения не проявляются. Мощность донных отложений уменьшается, но глубина, как и на других разрезах, составляет 7 м (рисунок 2.10).

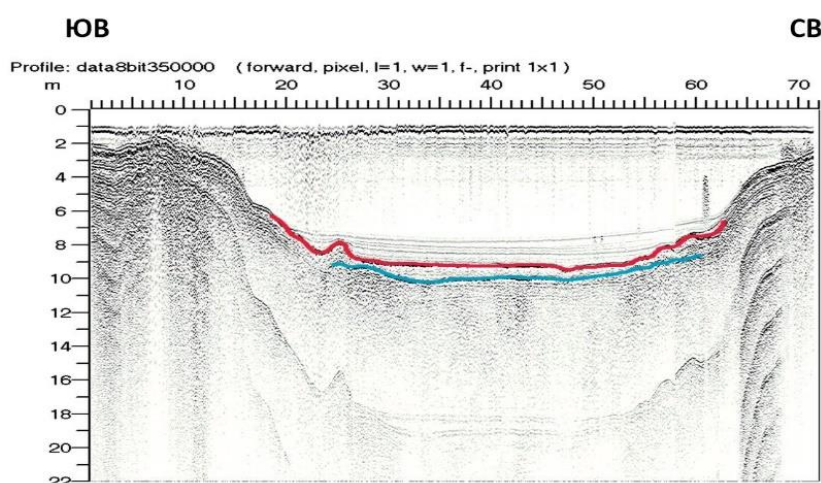
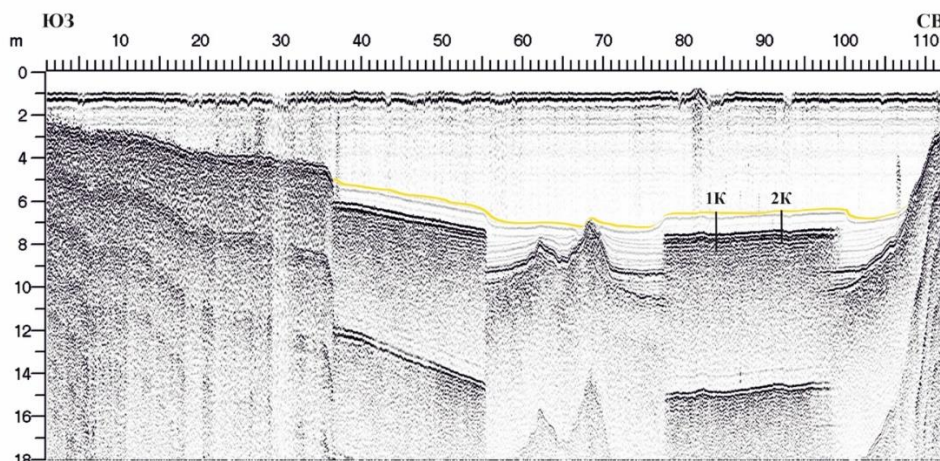


Рисунок 2.10 – Сейсмический разрез по профилю 4 озера Сабакты. Синяя линия – подошва - нижней сейсмofации. Красная линия – подошва верхней сейсмofации



Отбор керна проводился преимущественно по профилям 2 и 3 при помощи гидравлического керноотборника (раздел 2.3). Места расположения точек отбора керна представлены на рисунке 2.11. В таблице 2.2 представлены основные сведения по точкам отбора керна озера Сабакты.

А)



Б)

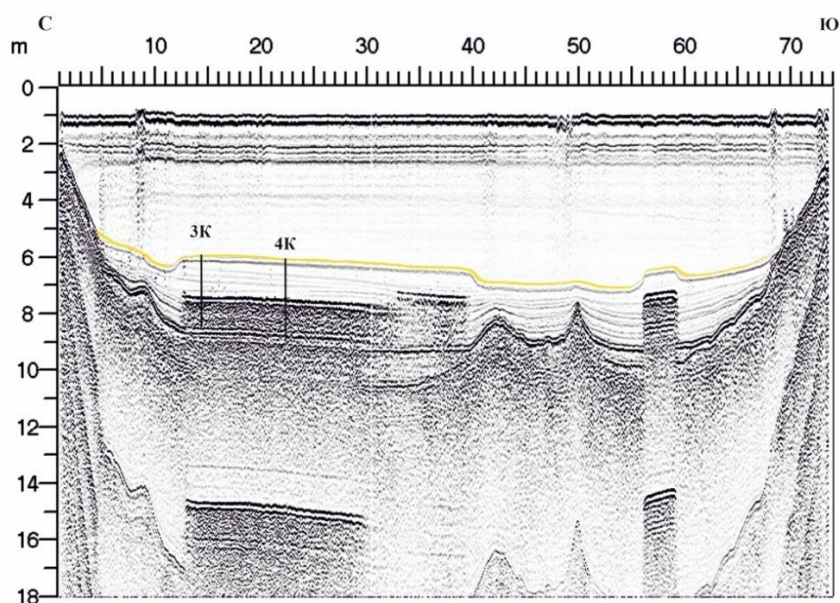


Рисунок 2.11 – Места отбора керновых колонок озера Сабакты. А) Сейсморазрез по линии 2 для колонок 1 и 2 (рисунок 2.7); Б) Сейсморазрез по линии 3 для керновых колонок 3 и 4 (рисунок 2.7). Желтым контуром показана кровля слабо литифицированных донных отложений



Таблица 2.2 – Основные сведения по точкам отбора керна озера Сабакты\*

Номер колонки	Координаты	Глубина керна, см	Кол-во образцов
1К	53° 36' 56,9" с. ш. 58° 39' 41,1" в. д.	182	91
2К	53° 37' 01,9" с. ш., 58° 39' 48,0" в. д.	146	73
3К	53° 37' 10,3" с. ш. 58° 39' 34,3" в. д.	250	125
4К	53° 37' 0,78" с. ш. 58° 39' 36,1" в. д.	298	149

\* Примечание: составлено автором.

### 2.3. Отбор образцов

Подготовка коллекции заключалась в послойном отборе осадка из недеформированной части керна в пластиковые контейнеры [Борисов, 2004]. Керн продавливался из колонковой трубы через режущее устройство с помощью специального винтового домкрата, который фиксировался на нижнем конце колонковой трубы. Для последовательного выдавливания керна винтовым домкратом использовались несжимаемые деревянные вставки длиной 100 мм, добавляемые по мере отбора керна из колонковой трубы. Периферийная часть была упакована в маркированные пластиковые zip-пакеты.

Отбор образцов в пластиковые контейнеры производился в полевом лагере непосредственно после доставки колонковой трубы с керном на берег, которая была установлена в горизонтальном положении на специальных штативах. Режущее устройство фиксировалось на верхнем конце колонковой трубы вместо поршневого узла с учетом показания буссоли инклинометра. Ножи специальной конструкции изготовлены из высокопрочного титанового сплава, что обеспечивает разрезание керна без деформаций непосредственно в пластиковый контейнер. Отбор образцов производился с шагом 2 см. Всего на озере Банное было отобрано 950 образцов, на озере Сабакты – 438. Маркированные пластиковые контейнеры были герметично упакованы. Затем отобранная коллекция была помещена в ящики с пермаллоевыми экранами для транспортировки в лабораторию.

### 2.4. Первичное описание колонок

Первичное описание керновых колонок для озера Банное представлено в таблицах 2.3–2.6, для озера Сабакты – в таблицах 2.7–2.10. Сопоставление керновых колонок по первичному

описанию согласно таблицам 2.3–2.6 по требованиям ГОСТа [Условные графические ..., 2020] для озера Банное представлено на рисунке 2.12.

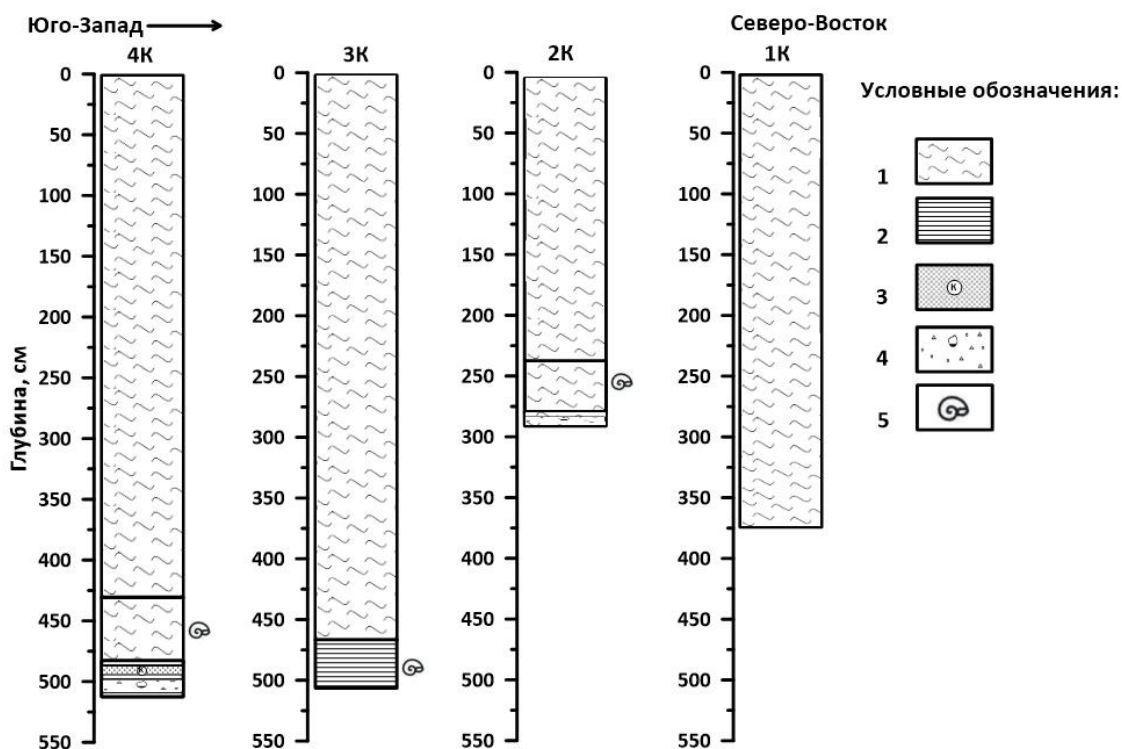


Рисунок 2.12 – Сопоставление керновых колонок по данным первичного описания (таблицы 2.3–2.6) озера Банное по линии 2 (рисунки 2.3, 2.4, таблица 2.1) [составлено автором]

Условные обозначения: 1 – ил; 2 – глина; 3 – песок крупнозернистый; 4 – гравелистость (примесь гравия, гальки, щебня, валунов); 5 – раковинный детрит

Согласно сопоставлению керновых колонок озера Банное по данным первичного описания (таблицы 2.3–2.6) и сейсмоакустических исследований, литологический состав керновых колонок однородный. Нижняя часть керновых колонок представлена глиной серо-голубой.

Таблица 2.3 – Первичное описание керновой колонки № 1 о. Банное\*

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
1	2 – 372	370	Ил темно-зеленый, плотный

\*Примечание: составлено автором.

Таблица 2.4 – Первичное описание керновой колонки №2 озера Банное\*

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
1	2 – 238	236	Ил темно-зеленый, плотный
2	238 – 280	42	Ил темно-зеленый, плотный, глинистый, с включениями раковинного детрита
3	280 – 290	10	Ил серый, плотный, песчано-алевритовый, с включениями галечно-гравийного материала

\*Примечание: составлено автором.

Таблица 2.5 – Первичное описание керновой колонки № 3 озера Банное\*

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
1	2 – 466	464	Ил темно-зеленый, плотный
2	466 – 508	42	Глина серо-голубая с раковинным детритом

\*Примечание: составлено автором.

Таблица 2.6 – Первичное описание керновой колонки № 4 озера Банное\*

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
1	2 – 432	430	Ил темно-зеленый, плотный
2	432 – 486	54	Ил серо-зеленый, плотный, с раковинным детритом
3	486 – 512	26	Глина серо-голубая с включениями крупнозернистого песка и гравийно-галечного материала

\*Примечание: составлено автором.

Раковинный детрит встречается в керновых колонках № 2, 3 и 4 на глубинах 238–280 см, 466–508 см и 432–486 см соответственно. На глубинах 486–512 см керновой колонки № 4 и 280–290 см керновой колонки № 2 зафиксированы включения гравийно-галечного материала, а в осадке керновой колонки № 4 в интервале 486–512 см присутствуют включения крупнозернистого песка. Верхняя часть керновых колонок представлена илом темно-зеленым, плотным. Согласно сейсмоакустическому профилю 2 (рисунок 2.4) на глубине от ~ 2,5 м до ~ 5,15 м в осадках, вероятно, присутствует газ.

Для озера Сабакты в таблицах 2.7–2.10 представлено первичное описание керновых колонок. Сопоставление керновых колонок, построенных согласно первичному описанию (таблицы 2.7–2.10) по требованиям ГОСТа [Условные графические ..., 2020] по озеру Сабакты представлено на рисунке 2.13.

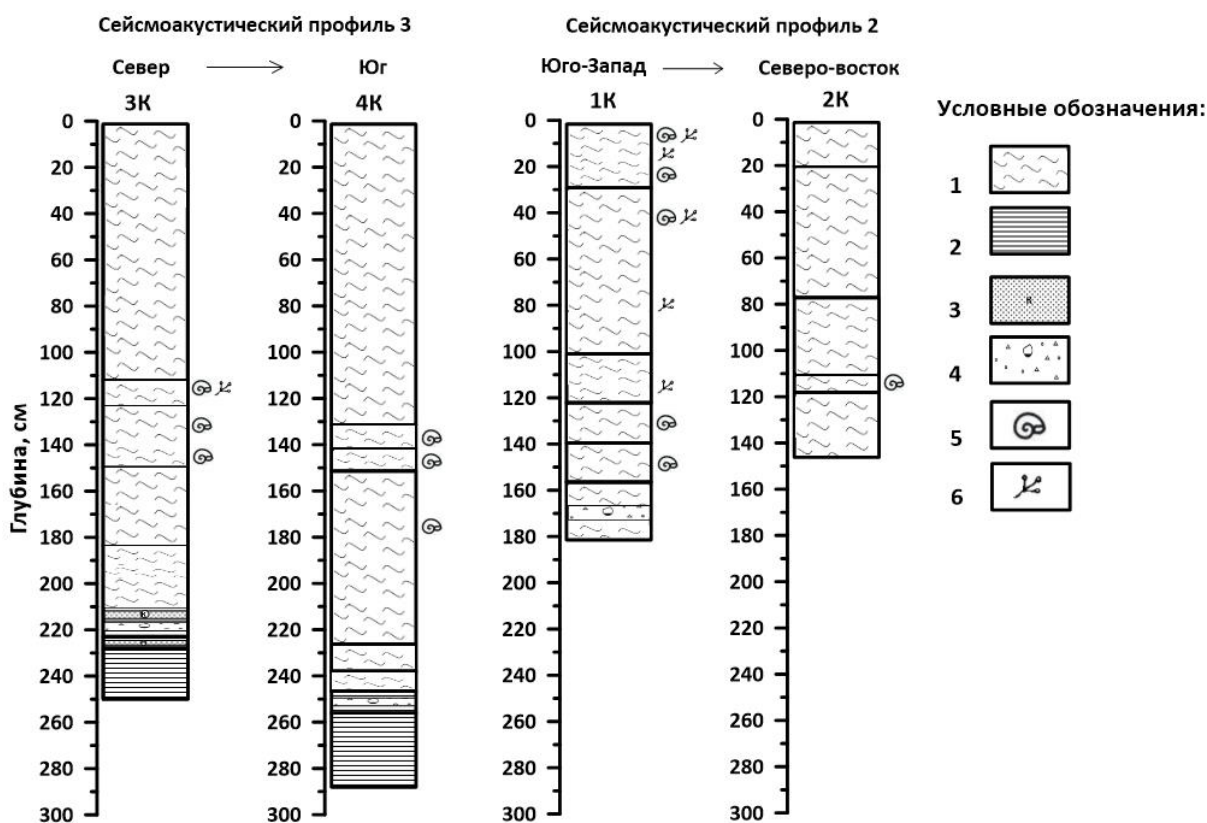


Рисунок 2.13 – Сопоставление керновых колонок по озеру Сабакты по сейсмоакустическому профилю 3 и 4 (рисунок 2.7, рисунок 2.11) [составлено автором]

Условные обозначения: 1 – ил; 2 – глина; 3 – песок крупнозернистый; 4 – гравелистость (примесь гравия, гальки, щебня, валунов); 5 – раковинный детрит; 6 – растительный детрит

По сейсмоакустическому профилю 3 были отобраны керновые колонки № 3 и № 4. Нижние части колонок (210–350 см – колонка № 3 и 246–288 см – колонка № 4) представлены серо-голубой глиной (таблицы 2.7, 2.8).

Таблица 2.7 – Первичное описание керновой колонки № 3 озера Сабакты\*

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
1	2 – 28	26	Ил зеленый, пористый
2	28 – 30	2	Ил серо-зеленый, плотный
3	30 – 112	82	Ил зеленый, плотный
4	112 – 120	8	Ил темно-зеленый, плотный, с включениями раковинного и растительного детрита
5	120 – 124	4	Ил серо-зеленый, плотный
6	124 – 140	16	Ил серо-зеленый, плотный песчано-алевритовый, с включениями раковинного детрита

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
7	140 – 150	10	Ил серо-зеленый, плотный песчанистый (крупные зерна), с включениями раковинного детрита
8	150 – 184	34	Ил темно-зеленый, песчано-алевритовый
9	184 – 192	8	Ил серо-зеленый, плотный, песчано-алевритовый
10	192 – 198	6	Ил темно-зеленый, плотный, песчано-алевритовый
11	198 – 210	2	Ил серо-зеленый, плотный, глинистый
12	210 – 224	14	Глина серо-голубая, с включениями крупнозернистого песка и гравия
13	224 – 228	4	Глина серо-голубая, влажная, с включениями песка
14	228 – 250	22	Глина серо-голубая, влажная

\*Примечание: составлено автором.

Для верхних частей керновых колонок характерно переслаивание зеленого, темно-зеленого и серо-зеленого ила. Включения галечно-гравийного материала характерны для интервалов 210–224 см керновой колонки № 3 и 246–256 см керновой колонки № 4. Растительный детрит встречается в интервале 112–120 см керновой колонки № 3 (рисунок 2.13). Наличие раковинного детрита зафиксировано в интервалах 112–120 см, 124–150 см керновой колонки № 3 и 132–226 см керновой колонки № 4. В осадке керновой колонки № 3 в интервале 210–224 см присутствуют включения крупнозернистого песка.

Таблица 2.8 – Первичное описание керновой колонки № 4 озера Сабакты\*

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
1	2 – 132	130	Ил зеленый
2	132 – 142	10	Ил серо-зеленый, плотный, песчано-алевритовый, с включениями раковинного детрита
3	142 – 152	10	Ил темно-зеленый, плотный, песчано-алевритовый, с включениями раковинного детрита
4	152 – 226	74	Ил светло-коричневый, плотный, песчано-алевритовый, с включениями раковинного детрита
5	226 – 238	12	Ил темно-зеленый, плотный, глинистый
6	238 – 246	8	Ил светло-серый, плотный, глинистый
7	246 – 256	10	Глина серо-голубая, плотная, с включениями галечно-гравийного материала
8	256 – 288	32	Глина серо-голубая, плотная

\*Примечание: составлено автором.

Керновая колонка № 1 была отображена между профилями 2 и 4 (рисунок 2.7). Нижняя часть колонки (122–182 см) представлена светло-серым и серым глинистым илом, в интервале 156–182 см зафиксированы включения галечно-гравийного материала (таблица 2.7).

Таблица 2.9 – Первичное описание керновой колонки № 1 озера Сабакты\*

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
1	2 – 8	6	Ил зеленый, с растительным и раковинным детритом
2	8 – 12	4	Ил зеленый, песчано-алевритовый, с включениями растительного и раковинного детрита
3	12 – 18	6	Ил зеленый
4	18 – 28	10	Ил зеленый, песчано-алевритовый, с включениями растительного и раковинного детрита
5	28 – 56	28	Ил темно-зеленый, плотный, с включениями растительного и раковинного детрита
6	56 – 58	2	Ил серо-зеленый, плотный
7	58 – 110	52	Ил темно-зеленый, плотный, песчано-алевритовый, с включениями растительного и раковинного детрита
8	110 – 122	12	Ил темно-зеленый, плотный, песчано-алевритовый, с растительного детрита
9	122 – 140	18	Ил светло-серый, плотный, глинистый, песчано-алевритовый, с включениями раковинного детрита с размерами обломков до 1–2 мм
10	140 – 156	16	Ил светло-серый, плотный, с включениями раковинного детрита
11	156 – 182	26	Ил серый, плотный, глинистый, сухой, с включениями крупных обломочных частиц

\*Примечание: составлено автором.

Верхняя часть колонки 2–122 характеризуется чередованием зеленого, темно-зеленого и серо-зеленого ила. Для данной керновой колонки характерно высокое содержание растительного и раковинного детрита, которые встречаются на глубинах от 2 до 156 см (рисунок 2.13).

Керновая колонка №2 была отобрана по сейсмоакустическому профилю 2 (рисунок 2.11А). Нижняя часть колонки (118–146 см) представлена темно-зеленым песчано-алевритовым илом. Вверх по глубине, в интервале 112–118 см, оттенок ила приобретает серо-зеленый цвет, также в данном интервале зафиксировано наличие раковинного детрита. Верхняя часть колонки (интервал 2–112 см) представлена зеленым илом. На глубинах 78–112 см зафиксирована газовая сейсмическая сигнатура (рисунок 2.11А).

Таблица 2.10 – Первичное описание керновой колонки № 2 озера Сабакты\*

Номер слоя	Интервал, от – до, см	Толщина, см	Характеристика отложений
1	2 – 20	18	Ил зеленый, неплотный
2	20 – 78	58	Ил зеленый, плотный
3	78 – 112	34	Ил зеленый, плотный, с газопроявлениями
4	112 – 118	6	Ил серо-зеленый, плотный, с раковинным детритом
5	118 – 146	28	Ил темно-зеленый, плотный, песчано-алевритовый

\*Примечание: составлено автором.

### ГЛАВА 3.

## МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ЛАБОРАТОРНЫХ И АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее частые измерения проведены в лабораторных условиях по магнитной восприимчивости (МВ) образцов (общее число образцов составило 1388).

Для хронологической оценки и подробного изучения гранулометрического состава, геохимических особенностей, минерального состава и палеобиологических характеристик были выбраны самые длинные (опорные) керновые колонки по каждому озеру: колонка 3К длиной 508 см (озеро Банное) и колонка 4К длиной 298 см (озеро Сабакты) (см. Главу 2).

Отбор образцов из них проводился с учетом сейсмоакустических данных и литологической неоднородности (таблицы 2.3–2.10, рисунки 2.12–2.13). Шаг отбора образцов варьировал от 2 до 30 см, что соответствует частотам измерений в других аналогичных исследованиях длинных колонок из донных отложений озер. В таблице 3.1 и рисунках 3.1–3.2 охарактеризован комплекс методов исследований указанных керновых колонок.



Таблица 3.1 – Краткая характеристика комплекса методов исследований образцов керновых колонок 3К озера Банное и 4К озера Сабакты\*

\* Примечание: составлено автором.

Свойства и характеристики	Метод исследования/Оборудование/Лаборатория [ ]	Параметры, компоненты, зависимости	Число образцов 3К (Банное)/ 4К (Сабакты)	Ожидаемые результаты
Абсолютный возраст	Радиоизотопное датирование по $^{14}\text{C}$ / Ускорительный масс-спектрометр 1.0 MV HVE / Факультет Наук о Земле Национального университета Тайваня (NTUAMS Lab)	Возраст, кал. лет	9/10	Хронологическая шкала
Гранулометрический состав	Гранулометрический анализ / Анализатор размера частиц Microtrac Bluewave / Учебно-научная лаборатория «Центр агро- и эковиотехнологий» Института экологии и природопользования КФУ ISO 13320-2009	Фракционный состав обломочных зерен	15/17	Литологическая неоднородность разреза
Палеобиология	Спорово-пыльцевой анализ микроскоп AxioImager A2 (Carl Zeiss, Германия) / НИЛ палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма, ИГиНГТ КФУ	Видовой состав спор и пыльцы	4/10	Геоэкологические и ландшафтные палеообстановки
Минеральный состав	Рентгенодифрактометрия / дифрактометр Bruker D2 Phaser [Описание типа средства измерений..., 2015]	Минеральный состав	26/40	Минеральная неоднородность разреза
Минеральный состав методом СЭМ	Сканирующая электронная микроскопия / сканирующий электронный микроскоп Merlin (Carl Zeiss) / Междисциплинарный центр аналитической микроскопии КФУ	Минеральный состав	18/28	Минеральная неоднородность разреза
Химический состав	Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА или XRF) / рентгенофлуоресцентный спектрометр Bruker S8 Tiger / [Описание типа средства измерений..., 2017]	Главные и второстепенные элементы	51/67	Геохимическая индикация климатических и других условий озерного осадконакопления
	Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС или ICP-MS) / Масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Fisher Scientific, Германия) [Описание типа средства измерений..., 2012]	Второстепенные и редкоземельные элементы	51/67	

Свойства и характеристики	Метод исследования/Оборудование/Лаборатория [ ]	Параметры, компоненты, зависимости	Число образцов 3К (Банное)/ 4К (Сабакты)	Ожидаемые результаты
	Изотопная масс-спектрометрия / масс-спектрометр Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) с приставкой GasBench II / изотопный масс-спектрометр Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) с приставкой Flash HT в режиме постоянного потока / элементный CHNOS анализатор Vario El Cube (Elementar Analysensysteme, Германия) / Лаборатория изотопного и элементного анализа КФУ	Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах; изотопный состав углерода в органическом веществе; содержание общего органического и неорганического углерода (ТОС и ТИС), содержания азота (TN) и серы (TS)	51/67	
Магнитный минеральный состав	Дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) / Авторегистрирующие крутильные магнитные весы JiT-Meter / НИЛ палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма ИГиНГТ КФУ [Буров, Ясонов, 1979; Буров, Нургалиев, Ясонов, 1986]	Магнитные минералы	26/15	Минеральная неоднородность разреза
	Сканирующая электронная микроскопия / сканирующий электронный микроскоп Merlin (Carl Zeiss) / Междисциплинарный центр аналитической микроскопии, КФУ	Минералы магнитной фракции	5/6	Морфология магнитных кристаллов и фоссилий

Продолжение таблицы 3.1

Свойства и характеристики	Метод исследования/Оборудование/Лаборатория [ ]	Параметры, компоненты, зависимости	Число образцов 3К (Банное)/ 4К (Сабакты)	Ожидаемые результаты
Магнитные	Измерение магнитной восприимчивости (МВ)/ Multi-function Kappabridge MFKA1-FA / НИЛ палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма ИГиНГТ КФУ [Pokorný et al., 2011]	Магнитная восприимчивость (МВ)	254/149	Магнитная неоднородность разреза, генезис магнитного материала
	Коэрцитивная спектрометрия / коэрцитивный спектрометр J_meter / НИЛ палеоклиматологии, палеоэкологии, палеомагнетизма ИГиНГТ КФУ [Буров, Нургалиев, Ясонов, 1986; Нургалиев, Ясонов, 2009]	Гистерезисные параметры; доменная структура ферромагнитных зерен; компоненты магнитной восприимчивости	254/149	

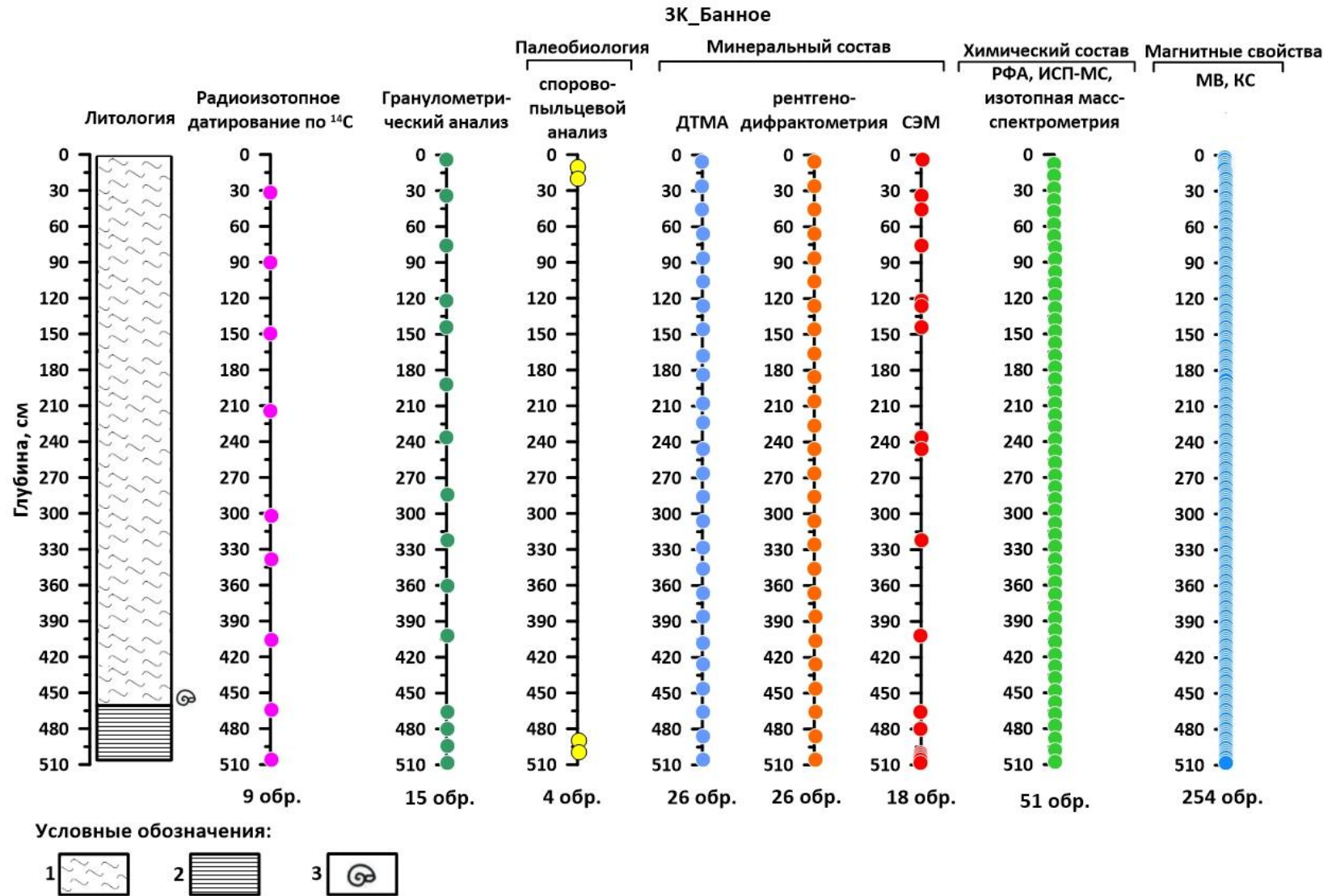


Рисунок 3.1 – Карта исследованных образцов керновой колонки № 3 озера Банное [составлено автором]

Условные обозначения: 1 – ил; 2 – глина; 3 – раковинный детрит

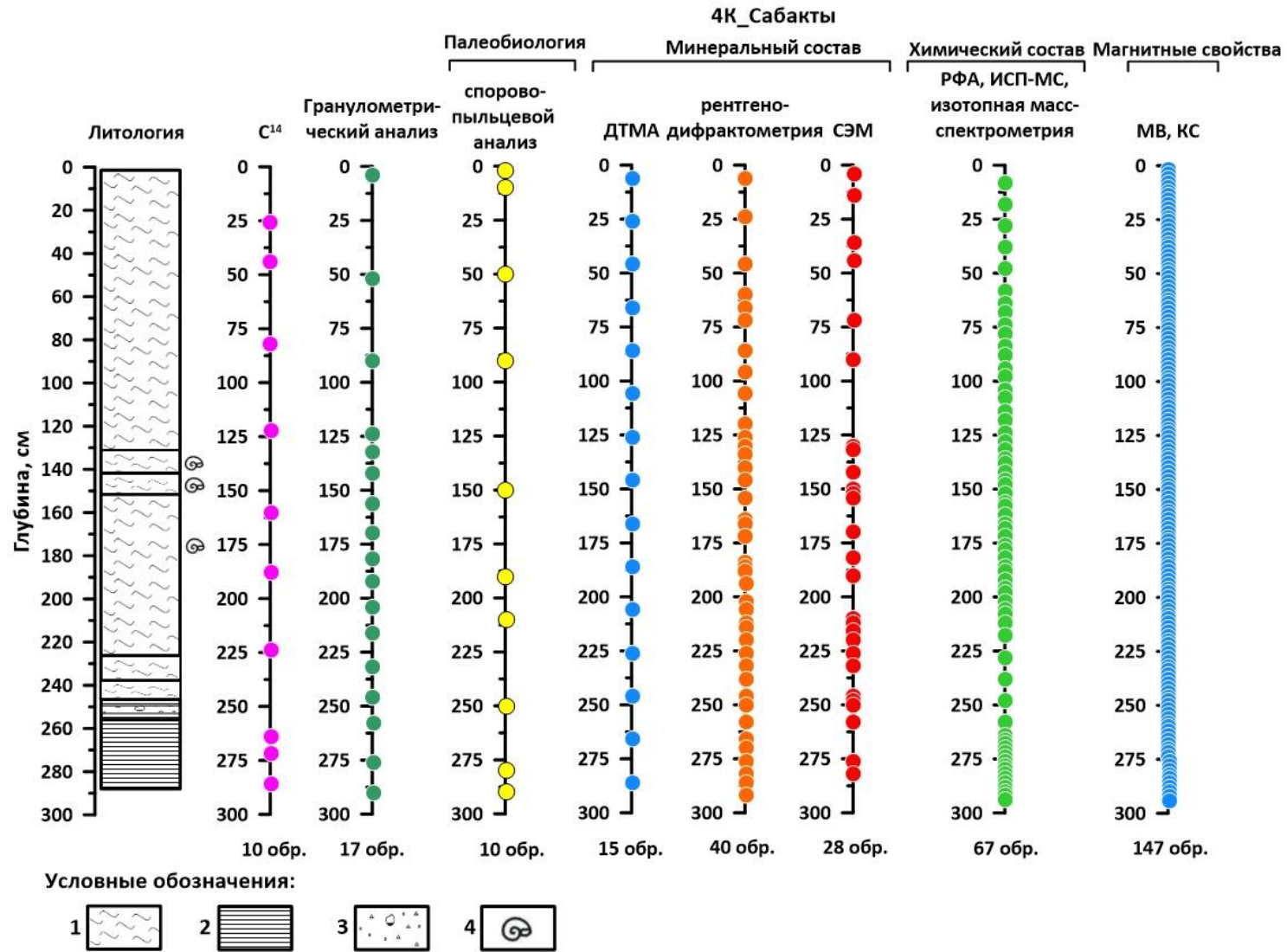


Рисунок 3.2 – Карта исследованных образцов керновой колонки № 4 озера Сабакты [составлено автором]

Условные обозначения: 1 – ил; 2 – глина; 3– гравелистость (примесь гравия, гальки, щебня, валунов); 4 – раковинный детрит

### 3.1. Определение возраста: радиометрическое датирование

Радиоуглеродный метод датирования органических материалов путем измерения содержания радиоактивного изотопа углерода  $^{14}\text{C}$  широко применяется при изучении природных объектов. Для датирования отобраны 10 образцов озера Сабакты и 9 образцов озера Банное. Подготовленные пробы были направлены на Факультет Наук о Земле Национального университета Тайваня (NTUAMS Lab, Тайвань). Измерения проводились на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE.

Программный продукт OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) и калибровочная кривая IntCal 13 использовались для калибровки возраста образцов, что позволило определить временные интервалы с наибольшей вероятностью. Использовалась вероятностная техника калибровки, при этом распределение Гаусса конвекционального радиоуглеродного возраста у калибровочной кривой трансформируется в распределение вероятностей калиброванного возраста.

### 3.2. Определение гранулометрического состава

Гранулометрический анализ – метод количественного определения размеров зерен, слагающих осадки и обломочные горные породы, который производится в классификационных целях при решении прикладных задач геологии – для оценки пород как грунтов для сооружений, коллекторов нефти, газа, воды, а также для выявления генетических признаков отложений, необходимых при палеогеографических реконструкциях и т. д. [Япаскурт, 2016]. В основу классификации обломочных пород положены их структура (размер частиц), наличие цемента и минералогический состав [Логвиненко, 1984].

По структуре выделяются грубообломочные – псефитовые ( $d > 1$  мм), песчаные – псаммитовые ( $d = 1 - 0,05$  мм), пылеватые – алевритовые ( $d = 0,05 - 0,005$  мм) и глинистые – пелитовые породы ( $d < 0,005$  мм) [Логвиненко, 1984].

Пробоподготовка образцов к гранулометрическому анализу проводилась по [Пробоотбор и пробоподготовка..., 2007].

Гранулометрические показатели могут служить важным параметром для выявления потенциальной среды, движения, а также динамического состояния частиц озерных отложений во время транспортировки [Friedman, Sanders, 1978; Xiao et al., 2013].

Изменение размера зерен в осадочных отложениях озер позволяет получить важную информацию о гидродинамических изменениях в водосборе, которые соответствуют локальным изменениям климата [Talbot, Allen, 1996; Xiao et al., 2013].

Всего было изучено 15 образцов (озера Банное) и 17 образцов (озера Сабакты).

Первоначально в образцах проведено удаление карбонатов с использованием соляной кислоты. Предварительно взвешенная навеска образца была помещена в центрифуги объемом 50 мл, которые заливались 10% HCl раствором 1:2. Содержимое тщательно перемешивалось стеклянной палочкой и, ввиду бурного вспенивания реакционной смеси, исследуемые образцы помещались под вытяжной шкаф до уменьшения активности реакции. Данная процедура проводилась в течение 6 дней до полного удаления карбонатной компоненты в осадке.

Затем раствор над осадком сливался, и с целью отделения осадка центрифугированием, образец заливался 40 мл воды. Процедура отмывания осадка дистиллированной водой при помощи центрифугирования проводилась 3 раза по 3 минуты при скорости вращения ротора 3000 оборотов, которая позволила изменить кислотную pH среды на нейтральную.

Следующий этап пробоподготовки образца к гранулометрическому анализу включал удаление органической компоненты из осадка. В центрифуги заливалась концентрированная (30%) перекись водорода. Содержимое емкости перемешивалось стеклянной палочкой и отправлялось под вытяжной шкаф ввиду бурного вспенивания реакционной смеси. Разложение органических компонентов проводилось при комнатной температуре.

Операция сжигания органических веществ (эффективность операции обычно не превышает 85–90% потери органического углерода от его исходного содержания) заняло 22 дня, при условии добавления свежих порции концентрированной H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> с периодичностью в 3–5 дней. После сжигания органических компонентов раствор реагента отделялся центрифугированием и освобождался от остатков перекиси водорода.

Процедура отмывания осадка также проводилась дистиллированной водой при помощи центрифугирования, в течение 3-х раз по 3 минуты и скорости вращения ротора 3000 оборотов до получения нейтральной pH среды.

Для отделения частиц размером больше 2 мм высушенные пробы грунта были просеяны через 2 мм сита. Ни в одном образце не было обнаружено фракций частиц больше 2 мм, дальнейший гранулометрический анализ проводился методом лазерной гранулометрии.

Анализ гранулометрического состава производился с использованием анализатора размера частиц Bluewave (Microtrac, США, заводской номер BCR66-MW08012403), совмещенного с системой загрузки и циркуляции пробы с интегрированным ультразвуковым диспергатором. Метод основан на освещении частиц в суспензии коллимированным пучком света (система трех фиксированных лазеров, линз и двух матриц).

Дисперсная фаза обеспечивает рассеяние света, детектор воспринимает дифракционную картину от каждой частицы с интенсивностью рассеянного света, обратно пропорциональной

размеру частицы. Для обработки сигнала применяется расчетная процедура Ми, позволяющая учитывать распределение частиц сложной формы, а также учитывать как прозрачные объекты, так и отражающие или поглощающие свет.

Съемка проб производилась в жидкой среде (дистиллированная вода). Измерительная ячейка представляет собой кварцевую кювету, через которую принудительно циркулирует суспензия. Перед началом измерений грунтовую суспензию тщательно перемешивали и обрабатывали ультразвуком до момента постоянства оптической плотности суспензии на пучке света.

Калибровка анализатора и внутрилабораторный контроль осуществлялись с использованием эталонных материалов, для контроля фона снимались холостые пробы – дистиллированная вода. Контроль фонового сигнала осуществлялся перед проведением каждого измерения. В случае получения недопустимого уровня фона (более 10%) осуществлялась промывка кюветы.

Измеренный фоновый сигнал менее 10% учитывается программным обеспечением при вычислении распределения частиц по размерам. В таблице 3.2 представлена информация об относительной погрешности гранулометрического анализа.

Таблица 3.2 – Погрешность определения гранулометрического анализа

Соединение	Относительная погрешность измерения, %
D10	15
D50	10
D90	15

D10 – диаметр, определяющий границу, для которой интегральное значение объемной доли частиц, имеющих меньший диаметр, составляет 10%, мкм.

D50 – диаметр, определяющий границу, для которой интегральное значение объемной доли частиц, имеющих меньший диаметр, составляет 50%, мкм.

D90 – диаметр, определяющий границу, для которой интегральное значение объемной доли частиц, имеющих меньший диаметр, составляет 90%, мкм.

Для определения литологии образцов была использована классификация (таблица 3.3), представленная в [Логвиненко, 1984].



Таблица 3.3 – Классификация осадочных пород [Логвиненко, 1984]

<0.005 мм, глина	Содержание частиц		Литифицированные	
	0,005–0,05 мм, алеврит	0,05–1,00 мм, песок	Рыхлые	Сцементированные
>30	больше	меньше	алевритовая глина	алевритовый аргиллит
>30	меньше	больше	глина	аргиллит
20-30	больше	меньше	суглинок тяжелый алевритовый	песчаный аргиллито- алевролит
20-30	меньше	больше	суглинок тяжелый	алевритовый аргиллито-песчаник
10-20	больше	меньше	суглинок легкий алевритовый	глинистый песчаник- алевролит
10-20	меньше	больше	суглинок легкий	глинистый алеврито- песчаник
10-5	больше	меньше	супесь алевритовая	глинисто-песчаный алевролит
10-5	меньше	больше	супесь	глинисто-алевритовый песчаник
<5	больше	меньше	песчаный алеврит	песчаный алевролит
<5	меньше	больше	алевритовый песок	алевритовый песчаник

### 3.3. Палеобиология: спорово-пыльцевой анализ

Палинологический или спорово-пыльцевой метод является надежным инструментом для реконструкции региональных природных изменений при палеолимнологических исследованиях [Рудая, 2010]. Спорово-пыльцевой анализ был проведен Г.Р. Нигаматзяновой. Пробоподготовка палинологических образцов проводилась в научно-исследовательской лаборатории «Палеоклиматология, палеоэкология, палеомагнетизм» Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ. Пробоподготовка образцов на палинологический анализ проводилась согласно методу Фаегри-Иверсена [Faegri, Ivesen, 1950], который включает в себя применение соляной кислоты с целью удаления карбонатов, гидроксида калия для удаления органической части и плавиковой кислоты для удаления кремнистых частиц. Ацетолиз образцов не проводился. Микроскопирование и подсчет пыльцы и спор в каждом образце проводилось под микроскопом AxioImager A2 (Carl Zeiss, Германия) с увеличением в 200–400 раз. Для идентификации таксономической принадлежности пыльцы и спор использовались определители и атласы [Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Reille, 1995]. Подсчет пыльцы и спор проводился до статистически значимого количества – не менее 300 зерен.

### 3.4. Определение минерального состава

#### 3.4.1. Рентгенодифрактометрия (XRD)

Рентгеновский дифрактометр D2 PHASER использовался для определения минерального состава осадков. Прибор предназначен для широкого спектра исследований – рентгенофазового анализа любых кристаллических материалов [Описание типа средства измерений..., 2015; Ескина, Морозов, 2020]. Программное обеспечение (DIFFRAC.EVA и TOPAS) позволяет с использованием компьютерной базы данных проводить:

- качественный и количественный анализ минерального состава;
- уточнение структуры минералов и других кристаллических веществ;
- оценку реальной структуры (дефектности, кристалличности) минералов и других аморфных и кристаллических веществ.

Принцип действия дифрактометра основан на дифракции рентгеновских лучей от атомных плоскостей кристаллической решетки исследуемого вещества. Дифракция рентгеновских лучей соответствует закону Вульфа-Брегга [Описание типа средства измерений..., 2015].

Пробоподготовка включала в себя измельчение образца в ступке с добавлением 5 г этилового спирта. Высушенный препарат равномерно наносился на матовую поверхность предметного стекла, предварительно смазанную вазелином. С целью получения идеальной ровной поверхности, поверхность препарата прижималась и сглаживалась металлической пластиной [Ескина, Морозов, 2020]. Точность составляет  $\pm 0,02^\circ$  во всем диапазоне измерений [Описание типа средства измерений..., 2015].

В ходе исследований были получены дифрактограммы исследуемых образцов, по которым были определены присутствующие в образцах кристаллические фазы и их процентное содержание.

#### 3.4.2. Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ)

Автоэмиссионный сканирующий электронный микроскоп Merlin компании Carl Zeiss использовался для изучения минерального состава.

Зафиксированные на держатель пробы магнитного сепарата образцов помещались в камеру электронного микроскопа и проводилось зондирование с выбранных участков. Микроскоп оснащен спектрометром энергетической дисперсии AZtec X-MAX. Разрешение спектрометра 127 эВ. Точность измерения составляет 0.01–1%, которая зависит от состояния исследуемого объекта. Съемка морфологии поверхности осуществлена при ускоряющем

напряжении 5 кэВ для улучшения глубины резкости изображения. Элементный анализ проведен при ускоряющем напряжении 20 кэВ и рабочем отрезке 9 мм, что позволило избежать минимальных погрешностей. Глубина зондирования составляет менее 1 мкм.

Микрозондовый анализ был проведен с нескольких точек и площади для выявления неоднородностей состава образца. Эти точки помечены кружочками, крестиками или прямоугольными областями на фотографиях. Для каждой точки, помеченной крестиком, приведен спектр и таблица элементного состава зондируемой области.

Для проведения количественного анализа использовался набор эталонов, установленных в программу Aztec (reference standarts for X-RAY microanalysis «Registered Standart No, 8842»).

Изучение магнитной минеральной фракции проведено методом сканирующей и просвечивающей электронной микроскопии.

### **3.5. Анализ химического состава**

#### **3.5.1. Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА (XRF))**

Для определения элементного состава озерных отложений был применен рентгенофлуоресцентный анализ (РФА). Измерения проводились при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра Bruker S8 Tiger.

Рентгенофлуоресцентный спектрометр последовательного типа S8 TIGER предназначен для измерения массовой доли элементов в металлах, сплавах, порошках и жидкостях, различных твердых материалах в соответствии с аттестованными методиками измерений в диапазоне от В до U в вакууме или атмосфере гелия. Возможен анализ образцов без разрушения [Описание типа средства измерений..., 2017].

Принцип действия спектрометра основан на регистрации интенсивности вторичного рентгеновского излучения образца, возбуждаемого излучением рентгеновской трубки. Возбужденное в образце вторичное (флуоресцентное характеристическое) излучение попадает на кристалл-анализатор (монокристалл, срезанный по определенной кристаллографической плоскости или многослойные структуры). В результате дифракции на кристалл-анализаторе излучение разлагается в спектр (в соответствии с уравнением Вульфа-Брэгга). По положению и интенсивности линий в спектре проводится определение массовой доли элементов [Описание типа средства измерений..., 2017].

В качестве источника рентгеновского излучения в спектрометре используется рентгеновская трубка [Описание типа средства измерений..., 2017]. Для разных групп элементов используются различные значения силы тока и напряжения на трубке.

Пробоподготовка образца включала в себя измельчение образца до частиц размером 40–50 мкм и прессование с борной кислотой на прессе с усилием 20 тонн для получения таблетки с ровной поверхностью. Полученная таблетка была помещена в прибор для анализа. Калибровка прибора проводилась с использованием стандартных образцов. Матрицей в стандартных образцах служит  $\text{SiO}_2$ . Это позволяет учитывать влияние матричных эффектов при анализе всех остальных элементов.

Определение ППП (потери при прокаливании) проводилось согласно следующей методике. Навески изучаемых проб (порядка 0,5 г) были помещены в керамические тигли, заливались 10%  $\text{HCl}$  на 1 сутки. Данный подход позволил избавиться от углерода, содержащегося в осадке. Далее тигли прокаливались в муфельной печи SNOL1100 до температуры  $900^\circ\text{C}$  в течение 4-х часов. После остывания осадок взвешивался и определялись ППП.

### 3.5.2. ИСП-МС (ICP-MS)

Исследования элементного состава образцов проводились на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (ThermoFisher Scientific, Германия).

Масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой ICAP Qc предназначен для измерения содержания элементов и их отдельных изотопов в растворах, продуктах питания, почвах, металлах и их сплавах, биологических образцах и т. д. методом количественного масс-спектрального анализа [Описание типа средства измерений..., 2012]. Диапазон регистрируемых масс: от 4 до 290 а.е.м. Чувствительность  $\text{имп/с}/(\text{мг/дм}^3) \times 10^{-6}$ , не менее: Li (50), Co (100), In (220), Bi (225), U (300) [Описание типа средства измерений..., 2012].

Навеска исследуемого образца массой 100 мг взвешивалась в тefлоновом автоклаве на аналитических весах с точностью 0,1 мг.

В автоклав дозаторами добавлялись 3 мл концентрированной соляной кислоты (38%  $\text{HCl}$ , ОСЧ), 1,5 мл плавиковой кислоты (38%  $\text{HF}$ , ОСЧ) и 1,5 мл концентрированной азотной кислоты (68%  $\text{HNO}_3$ , ОСЧ). Перед использованием кислоты проходили дополнительную очистку. Для учета фона была подготовлена смесь кислот без образца.

Герметично закрытые тefлоновые автоклавы помещались в печь микроволнового разложения Mars 6 (SEM Corporation, США) / Ethos up (Milestone, Италия), в которой образцы разогревались до  $210^\circ\text{C}$  в течение 40 минут и выдерживались при этой температуре 30 минут.

После этого проводилось добавление 15 мл 4,5% раствора борной кислоты для образования комплексов и перевода в раствор фторидов редкоземельных элементов, которые являются нерастворимыми в воде. Автоклавы нагревались до  $170^\circ\text{C}$  в течение 30 минут и выдерживались при этой температуре 30 минут.

После охлаждения автоклавов полученный раствор количественно переносился в пробирку и доводился до 50 мл деионизированной водой. Отбиралась аликвота 500 мкл полученного раствора и разбавлялась деионизированной водой до 10мл с добавлением внутреннего стандарта In с конечной концентрацией 5 ppb и добавлением соляной кислоты с конечным содержанием всех кислот в растворе равным 2%.

Полученный раствор анализировался на масс-спектрометре, предварительно откалиброванном с помощью мультиэлементных стандартов с концентрацией в диапазоне от 1 до 100 ppb каждого элемента.

Полученные значения концентраций пересчитывались на исходную концентрацию с учетом пустого образца, навески и разбавления раствора.

### 3.5.3. Статистическая обработка геохимических данных. Факторный анализ

В исследованиях сложных геологических объектов факторный анализ позволяет глубже понять сущность геологического объекта, его генетические особенности [Факторный анализ в геологии, 2007].

Факторный анализ – статистический инструмент, используемый в практике для классификации объектов, выявления их сходства и отличий [Белонин, Голубева, Скублов, 1982], – выполнен с использованием программы STATISTICA методом главных компонент с вращением. Данный анализ позволяет выявлять причинно-следственные взаимосвязи различных признаков изучаемых геологических объектов, решать разнообразные генетические вопросы путем выявления главных действующих факторов, анализа их признаковой структуры и анализа факторной структуры, изучаемых признаков различных геологических образований [Факторный анализ в геологии, 2007]. Кроме того, факторный анализ позволяет воссоздать в факторном координатном пространстве облик изучаемого геологического объекта и указать его характерные признаки и отличительные особенности [Факторный анализ в геологии, 2007].

Проведение факторного анализа позволяет решить следующие задачи [Факторный анализ в геологии, 2007]:

1. Определение количества действующих факторов и выявление их относительной интенсивности.
2. Выявление признаковой структуры факторов, отображение какими признаками геологического объекта обусловлено действие того или иного фактора и в какой относительной мере.
3. Выявление факторной структуры изучаемых признаков геологического объекта, отображение доли влияния каждого из факторов на значение того или иного признака объекта.

4. Воссоздание в факторном координатном пространстве облика изучаемого геологического объекта, используя вычисляемые значения факторов для каждого наблюдения исходной выборочной совокупности.

Предварительно для каждой переменной была проведена проверка на нормальность распределения включавшая вычисление среднего значения, медианы, моды, минимума и максимума, дисперсии, стандартного отклонения, асимметрии, эксцесса (рисунок 3.3).

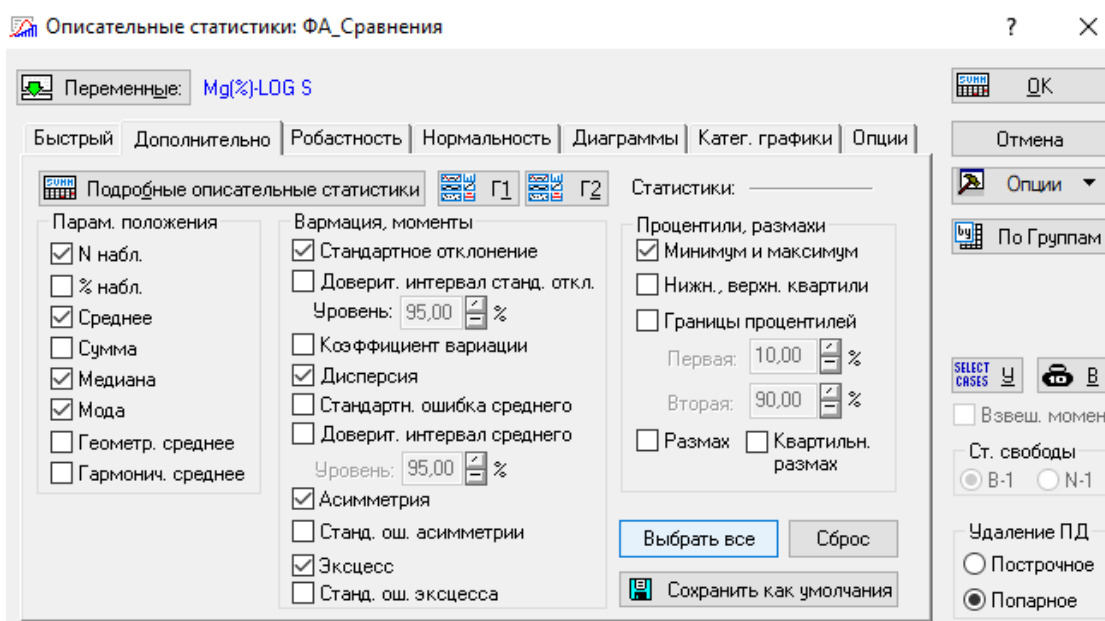


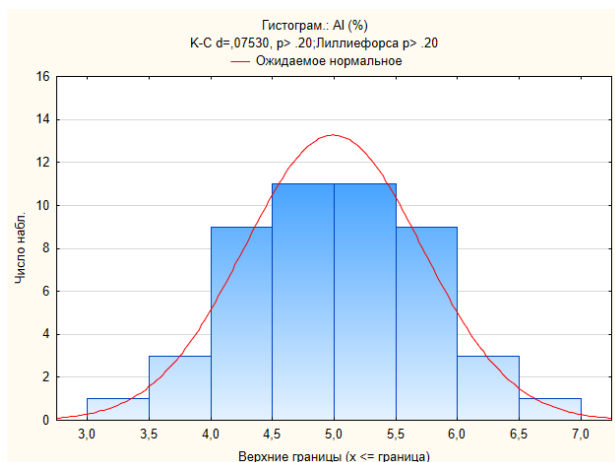
Рисунок 3.3 – Проведение проверки на нормальность геохимических показателей в программе STATISTICA [составлено автором]

Также были построены и проанализированы гистограммы, графики на вероятностной бумаге (рисунок 3.4).

Следующим шагом была вычислена корреляционная матрица для совокупности параметров, обеспечивающих максимально большой размер выборки (коэффициенты корреляции являются значимыми ( $\beta=0,05$ ) при их абсолютном значении не менее 0,31).

На следующем этапе выполнялся факторный анализ методом главных компонент с вращением. Факторный анализ был проведен для данных валового химического состава, магнитных данных с целью установления факторов со значимыми нагрузками более 0,7.

А)



Б)

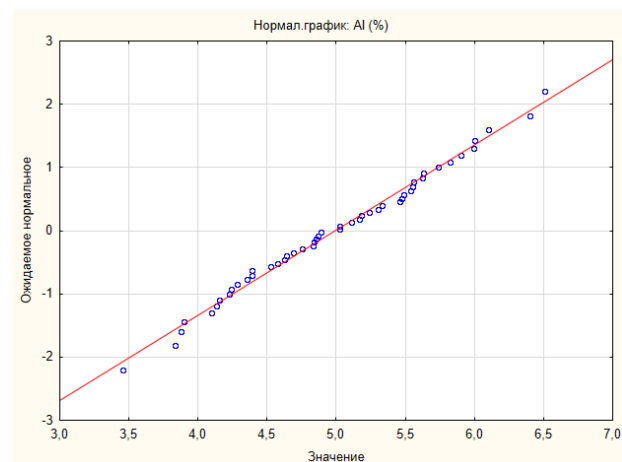


Рисунок 3.4 – Пример проверки геохимических показателей на нормальность:

А) гистограмма; Б) график на вероятностной бумаге [составлено автором]

### 3.6. Масс-спектрометрия

#### 3.6.1. Определение ТОС, ТИС, изотопного состава органического углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$

Для определения содержания ТОС в образцах использовался изотопный масс-спектрометр Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) с приставкой Flash HT в режиме постоянного потока. Изотопная модель масс-спектрометра Delta V Plus предназначена для измерения изотопных отношений стабильных изотопов в газах.

Элементный анализатор Flash HT Plus используется для определения валового изотопного состава и элементного анализа легких элементов методом сжигания в кислороде и бескислородного пиролиза.

Для проведения анализа из образца удаляется карбонатная составляющая, для этого берется навеска массой 500 мг, к которой добавляется 10 мл 10% раствора соляной кислоты (либо до полного прекращения выделения газа). Далее соляная кислота упаривается в сушильном шкафу при температуре 60°C до получения сухого остатка. Остаток взвешивается.

Навеска образца после удаления карбонатной составляющей взвешивается на микровесах ХР6 (Mettler Toledo, Швейцария) массой примерно 200–800 мкг, помещается в оловянный тигель анализа, который сворачивается в шарик, для анализа общего углерода (ТС) берется навеска 200 мкг. Далее шарик помещается в трей автосемплера. С помощью автосемплера каждый шарик с образцом сбрасывается в продуваемый гелием кварцевый реактор, находящийся при температуре 1020°C и заполненный оксидом хрома и медной проволокой. В результате реакции оксида хрома с шариком с образцом олово превращается в оксид, а образец полностью сгорает с образованием углекислого газа. Углекислый газ с помощью потока гелия переносится в масс-спектрометр,

предварительно проходя через осушитель и специальную хроматографическую колонку при температуре 45°C.

Для определения изотопного соотношения ТОС ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ) в масс-спектрометре перед анализом каждого образца напускается несколько порций углекислого газа-стандарта с известным изотопным соотношением углерода, с помощью программного обеспечения масс-спектрометра рассчитывается изотопное соотношение образца по стандартам. Используются стандарты МАГАТЭ: USGS-40, представляющий собой L-глутаминовую кислоту с известным изотопным соотношением углерода, и IAEA-CH-7, представляющий собой полиэтиленовую пленку с известным изотопным соотношением углерода.

Для определения содержания ТОС в серии образцов снимаются стандарты из различных органических веществ высокой чистоты со стандартизированным составом. Строится градуировочная зависимость, по которой рассчитывается содержание углерода в образцах. Полученное содержание углерода в декарбонизированном образце пересчитывается на исходный образец.

Методика определения ТИС включает два этапа: определение общего углерода (ТС) и органического углерода (ТОС). Содержание неорганического углерода (ТИС) в образце рассчитывается по следующей формуле:

$$\text{ТИС} = \text{ТС} - \text{ТОС} \quad (3.1)$$

Для определения содержания ТС и ТОС в образцах используется изотопный масс-спектрометр Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) с приставкой Flash HT в режиме постоянного потока.

### 3.6.2. Определение содержания азота (TN)

Для определения содержания TN в образцах используется изотопный масс-спектрометр Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) с приставкой Flash HT в режиме постоянного потока.

Для проведения анализа берется навеска образца на микровесах XP6 (Mettler Toledo, Швейцария) массой примерно 200 мкг, которая помещается в оловянный тигель, сворачивающийся в шарик. Далее шарик помещается в трей автосемплера. С помощью автосемплера каждый шарик с образцом сбрасывается в продуваемый гелием кварцевый реактор, находящийся при температуре 1020°C и заполненный оксидом хрома и медной проволокой. В результате реакции оксида хрома с шариком с образцом олово превращается в оксид, а образец полностью сгорает с образованием углекислого газа и азота. Полученные газы с помощью потока



гелия, проходя через осушитель и специальную хроматографическую колонку при температуре 45°C, переносятся в TCD-детектор и затем в масс-спектрометр.

В результате получается два пика образца каждого элемента – один от TCD, один от масс-детектора, по каждому сигналу строится отдельная калибровка и вычисляется значение содержания элемента.

Для контроля и калибровки в серии образцов снимаются стандарты из различных органических веществ высокой чистоты со стандартизированным составом.

### 3.6.3. Определение содержания серы (TS)

Для определения содержания серы в образцах органического происхождения используется элементный CHNOS анализатор Vario El Cube (Elementar Analysensysteme, Германия).

Принцип действия анализаторов основан на каталитическом сжигании при высокой температуре анализируемой пробы, известной массы или объема, очистке, осушке, адсорбционном разделении продуктов сгорания и последующем детектировании детектором по теплопроводности (или другим детектором). Анализаторы работают в комплекте с персональным компьютером, анализ выполняется автоматически. Модель «Vario EL cube» применяют для определения микро- и макросодержаний углерода, азота, водорода, серы, кислорода и хлора, и могут работать в нескольких режимах одновременного определения от одного до четырех элементов в следующих основных вариантах: CHNS/CNS/S, CNS/S, CHN/CN/N.

Для проведения анализа берется навеска образца на микровесах XP6 (Mettler Toledo, Швейцария) массой примерно 2000 мкг, которая помещается в оловянный тигель. Свернутый тигель с помощью автосемплера сбрасывается в кварцевый реактор, находящийся при температуре 1150°C и заполненный оксидом вольфрама. В результате реакции происходит полное сгорание образца с образованием диоксида серы, который, проходя через реактор, заполненный медной проволокой при температуре 850°C, переносится в инфракрасный детектор, где анализируется. Для калибровки в серии измерений используется стандарт серы – сульфаниламид.

### 3.6.4. Анализ изотопного состава углерода и кислорода карбонатов $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ , $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$

Для определения изотопного состава углерода и кислорода в карбонатах образца используется изотопный масс-спектрометр Delta V Plus (ThermoFisher Scientific, Германия) с приставкой GasBench II в режиме постоянного потока.

Для проведения анализа берется навеска образца на микровесах XP6 (Mettler Toledo, Швейцария) массой примерно 200 мкг, которая помещается в специальную колбу и плотно закрывается крышкой с септой. Далее колба помещается в термостатируемый при температуре 72°C трей автосемплера. С помощью автосемплера каждая колба с образцом продувается гелием в течение 10 минут для полного удаления воздуха из колбы. Затем в колбу закалывается 1 мл очищенной 100% фосфорной кислоты, и колба выдерживается при температуре 72°C 4 часа для полного прохождения реакции вытеснения углекислого газа из карбонатов фосфорной кислотой. После этого с помощью автосемплера из колбы отбираются 15 порций по 1 мл находящегося внутри газа, который осушается, пропускается через хроматографическую колонку PoraPlot Q при температуре 70°C и отправляется на анализ в масс-спектрометр.

В масс-спектрометре перед анализом каждого образца напускается несколько порций углекислого газа-стандарта с известным изотопным соотношением углерода и кислорода, далее программное обеспечение масс-спектрометра строит калибровку по газу-стандарту и рассчитывает изотопное соотношение образца.

Для контроля в серии образцов снимаются стандарты МАГАТЭ NBS-18 и IAEA-603, представляющие собой кальцит с известным изотопным соотношением углерода и кислорода.

### **3.7. Исследование магнитных свойств**

Известно, что вариации магнитных свойств донных отложений современных озер отражают условия окружающей среды: интенсивность поступления осадочного материала в бассейн седиментации, характер источников осадочного материала, колебания уровня озера, климат и другие условия озерного осадконакопления [Evans, Heller, 2003]. Методики измерения параметров магнитных свойств отличаются относительной простотой и оперативностью, что делает их весьма удобным инструментом для детальной фиксации изменчивости свойств донных отложений озер, дальнейшего выявления сигналов и трендов изменений условий осадконакопления, расчленения и сопоставления озерных осадочных разрезов.

К таким параметрам магнитных свойств относятся параметры магнитной восприимчивости (MB) [Sorrel et al., 2007; Nourgaliev et al., 2007] и коэрцитивных спектров нормального намагничивания [Кочегура, 1965; Белоконь, Кочеруга, Шолпо, 1973; Шолпо, 1977; Egli, 2003; Egli, 2004a; Egli, 2004b; Heslop, Dillon, 2007; Kosareva et al., 2015; Fabian et al., 2016; Косарева и др., 2020].

### 3.7.1. Измерение магнитной восприимчивости (МВ)

Магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) – физическая величина, характеризующая зависимость намагниченности вещества от магнитного поля [Печерский, Диденко, 1995].

Магнитная восприимчивость осадочных отложений интенсивно изучалась в течение последних десятилетий, главным образом как показатель палеосреды и изменений климата в прошлом (например, [Heller, Evans, 1995, Baosheng et al., 2000; Porter, 2001; Dong et al., 2015]). Величина магнитной восприимчивости может быть использована для проведения стратиграфического расчленения осадочных толщ, а также судить о направлении и длине пути сноса [Храмов, 1958]. Однако необходимо учитывать вероятность местных концентраций ферромагнитных минералов в осадках, концентраций, которые могли возникнуть в процессе отложения, так и в стадии диагенеза [Храмов, 1958].

Магнитная восприимчивость горных пород и отложений зависит от минерального состава и состояния магнитных доменов, следовательно, каждому геологическому объекту соответствует свое значение магнитной восприимчивости. Во многих исследованиях окружающей среды отмечается влияние литологии на магнитные свойства (например, [Sun, Liu, 2000; Ding et al., 2001; Nie, King, Fang, 2007; Wang et al., 2017a]).

В осадочных породах частицы ферромагнитных минералов заключены в общей массе парамагнитных или диамагнитных породообразующих минералов, составляя лишь доли процента или немногие проценты всего объема [Храмов, 1958].

Магнитная восприимчивость ( $\chi$ ) была измерена для всех образцов керновых колонок озер Банное и Сабакты (информация по отобраным образцам представлена в таблицах 2.1, 2.2) на частоте 976 Гц и амплитуде поля 200 А/м с использованием многочастотного измерителя магнитной восприимчивости Agico Kappabridge MFK1-FA [Pokorný et al., 2011]. Диапазон измерения прибора до 0,5 (SI) при частоте 976 Гц. Точность в пределах одного диапазона  $\pm 0,1$ ; точность абсолютной калибровки  $\pm 3\%$ .

Магнитная восприимчивость отражает, насколько легко материал намагничивается под действием приложенного магнитного поля. Значения  $\chi$  нормированы по массе и выражены в м<sup>3</sup>/кг. Расчет проводится по формуле:  $\chi = k * V/m$ , где  $k$  – общая восприимчивость,  $V$  – номинальный объем,  $m$  – общая масса образца [SAFYR4W MFK1 Kappabridge Control Software, 2011].

Магнитная восприимчивость осадочных и слабوماгнитных кристаллических пород обусловлена в большей степени всем набором акцессорных минералов, обнаруживающих ферромагнитные свойства, главная роль которых принадлежит магнетиту [Храмов, 1982].

Наиболее распространенные породообразующие минералы осадочных пород – кварц, кальцит, полевые шпаты, гипс, ангидрит, галит – являются диамагнетиками и не вносят заметного вклада в магнитную восприимчивость породы [Храмов, 1982].

Среди парамагнитных минералов наиболее важную роль играют сидерит, хлорит, пирит, ильменит, биотит и иногда глинистые минералы. Однако в значительной мере эта роль обусловлена примесями, реликтами и новообразованиями железистоокисных минералов с ферромагнитными свойствами (магнетит, маггемит, гидроксиды железа) [Храмов, 1982].

Значения магнитной восприимчивости получены по всем образцам керновых колонок озер Банное и Сабакты. По 950 образцам озера Банное и 438 образцам озера Сабакты (таблицы 2.1, 2.2) получены значения магнитной восприимчивости. Низкие значения магнитной восприимчивости предполагают низкую концентрацию ферромагнитных минералов в осадочных отложениях и наоборот [Evans, Heller, 2003].

### 3.7.2. Коэрцитивная спектрометрия

Магнитный гистерезис – отставание намагничивания (перемагничивания) магнитного материала от внешнего магнитного поля. Намагничивание материала до состояния насыщения (поле  $H_s$ ), затем размагничивание и перемагничивание до  $-H_s$ , последующее намагничивание до  $+H_s$  образуют полный замкнутый гистерезисный цикл – петлю гистерезиса [Печерский, Диденко, 1995]. Главные характеристики петли гистерезиса: палеомагнитное насыщение, намагниченность насыщения, остаточная намагниченность насыщения (при  $H=0$ ), коэрцитивная сила (при  $J=0$ ), остаточная коэрцитивная сила (при  $J_r=0$ ) [Печерский, Диденко, 1995].

Изучение гистерезисных параметров позволяет определить размер магнитных зерен, который зависит от физико-химических условий осадконакопления [Day, Fuller, Shmidt, 1977; Dunlop, Ozdemir, 1997; Dunlop, 2002]. Таким образом, магнитный гистерезис используется для определения доменного состояния и определения приблизительных размеров магнитных частиц [Akram, Yoshida, 1997; Liu et al., 2003], а также для оценки вклада парамагнитных минералов в магнитные свойства осадков [Matasova, Kazansky, 2004].

Магнитные свойства породы сильно зависят от величины и формы ферромагнитных частиц. Так, при уменьшении их размеров увеличивается коэрцитивная сила породы, уменьшается изотермическая остаточная намагниченность [Кондорский, 1950, 1952; Neel, 1955].

С целью определения гистерезисных характеристик изучаемых осадочных отложений использовался коэрцитивный спектрометр  $J\_meter$  [Iassonov et al., 1998; Буров, Нургалиев, Ясонов, 1986; Нургалиев, Ясонов, 2009]. Чувствительность по магнитному моменту канала  $J_r$

(остаточной намагниченности) составляет  $\sim 1 \cdot 10^{-8} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ , канала  $J_i$  (индуктивной намагниченности) –  $\sim 1 \cdot 10^{-6} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ . Максимальная индукция намагничивающего поля – 1500 мТ.

В приборе реализован и автоматизирован обычный метод пошагового намагничивания образцов исследуемых веществ. Источником магнитного поля служит электромагнит. Измерение индуктивной и остаточной намагниченностей производится с помощью индукционных датчиков (катушек), один из которых размещен между полюсами электромагнита, другой – вне магнитного поля в многослойном пермалловом экране. Прибор позволяет в автоматическом режиме измерять кривые нормального остаточного намагничивания образцов объемом около  $1 \text{ см}^3$  при непрерывном росте внешнего магнитного поля. Получение полной петли гистерезиса одновременно по нормальной остаточной и нормальной (индуктивной) намагниченностям позволяет получить множество важных параметров:  $J_s$ ,  $V_s$  – намагниченность насыщения, поле насыщения, соответственно;  $J_{rs}$  – остаточная намагниченность насыщения;  $V_c$  – коэрцитивная сила,  $V_{cr}$  – остаточная коэрцитивная сила, соответственно. Параметры  $J_s$  и  $J_{rs}$  являются концентрационно-зависимыми, их величины в первую очередь определяются концентрацией магнитных минералов в горных породах. Поведение  $V_{cr}$  сильно зависит от присутствия однодоменных (ОД) магнитных частиц, а величина и поведение  $V_c$  определяются, главным образом, многодоменными (МД) магнитными частицами. Отношение  $V_{cr}/V_c$  отражает содержание низкокоэрцитивных (магнитомягких) и высококоэрцитивных (магнито жестких) минералов в породах. Соотношения гистерезисных параметров имеют свои диапазоны изменения для каждого доменного состояния магнитных частиц. Все эти зависимости детально исследованы во многих работах [Day, Fuller, Shmidt, 1977; Dunlop, Ozdemir, 1997; Dunlop, 2002 и др.].

Кривые нормального намагничивания позволили определить вклад в магнитную составляющую осадка различных компонент озерных отложений: ферромагнитной ( $k_{ferro}$ ), диа-/парамагнитной ( $k_{para}$ ) и суперпарамагнитной ( $k_{super}$ ) [Kosareva et al., 2015]. Как правило, парамагнитная составляющая обусловлена поступлением аллотигенного материала в бассейн осадконакопления, ферромагнитный материал имеет смешанное (аллотигенное и биогенное) происхождение, суперпарамагнитные минералы также могут быть как биогенного, так и терригенного происхождения (суперпарамагнитные зерна могут быть представлены гематитом или биогенно индуцированными оксидами или сульфидами железа).

Согласно рисунку 3.5,  $k_{para}$  равен тангенсу угла наклона касательной, проведенной к кривой нормального намагничивания в области максимального поля (например, 1430–1500 мТл).

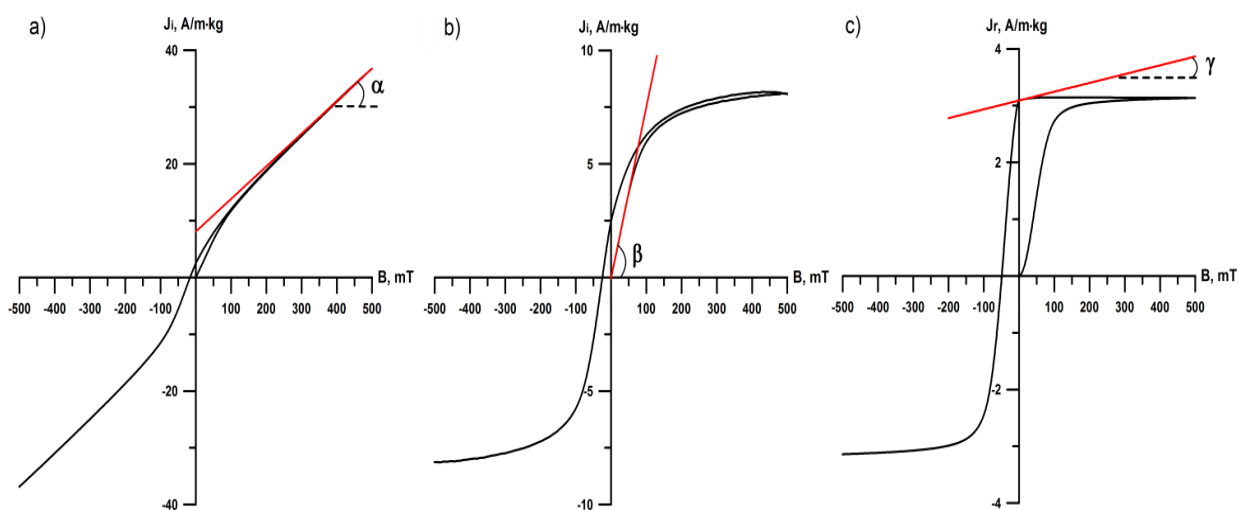


Рисунок 3.5 – а) Определение  $k_p$  по индуктивной кривой нормального намагничивания; б) Определение  $k_f'$  по индуктивной кривой нормального намагничивания за вычетом парамагнитной составляющей; в) Определение  $k_{sp}'$  по кривой  $J_r$ . [Kosareva et al., 2015]

Определить  $k_{ferro}$  крайне сложно, однако можно найти  $k_{ferro}'$ , значение которой пропорционально ферромагнитной компоненте. Значение  $k_{ferro}'$  можно получить по кривой нормального намагничивания после вычета  $k_{para}$ . На рисунке 3.5 отображено, что  $k_{ferro}'$  определяется как тангенс угла наклона касательной, проведенной к кривой нормального намагничивания в малых полях, до 10 мТл.  $k_{super}$  соответствует тангенсу угла наклона касательной, проведенной к кривой нормального намагничивания, как показано на рисунке 3.5 [Kosareva et al., 2015].

Пробоподготовка образцов к измерениям включала в себя высушивание образца, измельчение в немагнитной агатовой ступке, упаковку в специализированные бумажные контейнеры. Перед измерением каждый образец взвешивался, так как вес образца учитывается при измерениях. Для всех образцов керновой колонки № 3 озера Банное и керновой колонки № 4 озера Сабакты были получены кривые нормального намагничивания до полей 0,5 Тл. Обработка данных проводилась при помощи пакета MS Excel.

### 3.7.3. Термомагнитный анализ

Термомагнитный анализ является одним из видов диагностики состава ферромагнитной фракции горных пород [Буров, Ясонов, 1979; Нургалиев, Ясонов, 2009]. Термомагнитный анализ основывается на изучении зависимости индуктивной или остаточной намагниченности, либо магнитной восприимчивости от температуры, скорости нагрева которых изменяется от 10 до 150°C/мин. При достижении температуры Кюри происходит разрушение магнитного упорядочения и минерал из ферромагнитного состояния переходит в парамагнитное. Для чистого магнетита точка Кюри составляет 575°C, для различных его разновидностей колеблется от 315

до 600°C; для гематита  $T_k=675^\circ\text{C}$ , для гемольильменита  $T_k=230^\circ\text{C}$  [Храмов, 1982; Буров, Нургалиев, Ясонов, 1986].

Большая скорость нагрева позволяет уменьшить влияние окисления, что является важным для получения более надежной информации о первичных минералах, содержащихся в горной породе. Экспрессность исследований и зависимость точки Кюри только от состава ферромагнитных минералов, а не от их процентного содержания, размеров и формы являются значительными преимуществами метода. Наиболее информативна модификация термомагнитного анализа – дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) [Буров, Ясонов, 1979].

ДТМА образцов по индуцированной намагниченности был выполнен на авторегистрирующих крутильных магнитных весах, действующих по нулевому методу. Перед измерением высушенный образец был измельчен и помещен в измерительный контейнер, который представлял собой кварцевую трубочку 3–4 см длиной и 3–5 мм в диаметре. Нагрев каждого образца в магнитном поле 0,5 мТл проводился дважды при скорости нагрева 100°C/мин. В результате измерений были получены зависимости индуктивной намагниченности от температуры –  $J_i(T)$  первого и второго нагревов.



## ГЛАВА 4. РЕЗУЛЬТАТЫ

### 4.1. Определение возраста: радиометрическое датирование

Согласно полученным результатам, возраст изучаемых отложений для озера Банное не позднее ~13 тыс. лет, для озера Сабакты не позднее ~25 тыс. лет. Полученные радиоуглеродные даты приводятся в количестве лет до наших дней с указанием возможной статистической ошибки. За момент отсчета принята дата – 1950 г. Полученные результаты представлены на рисунках 4.1–4.2 и в таблицах 4.1–4.2.

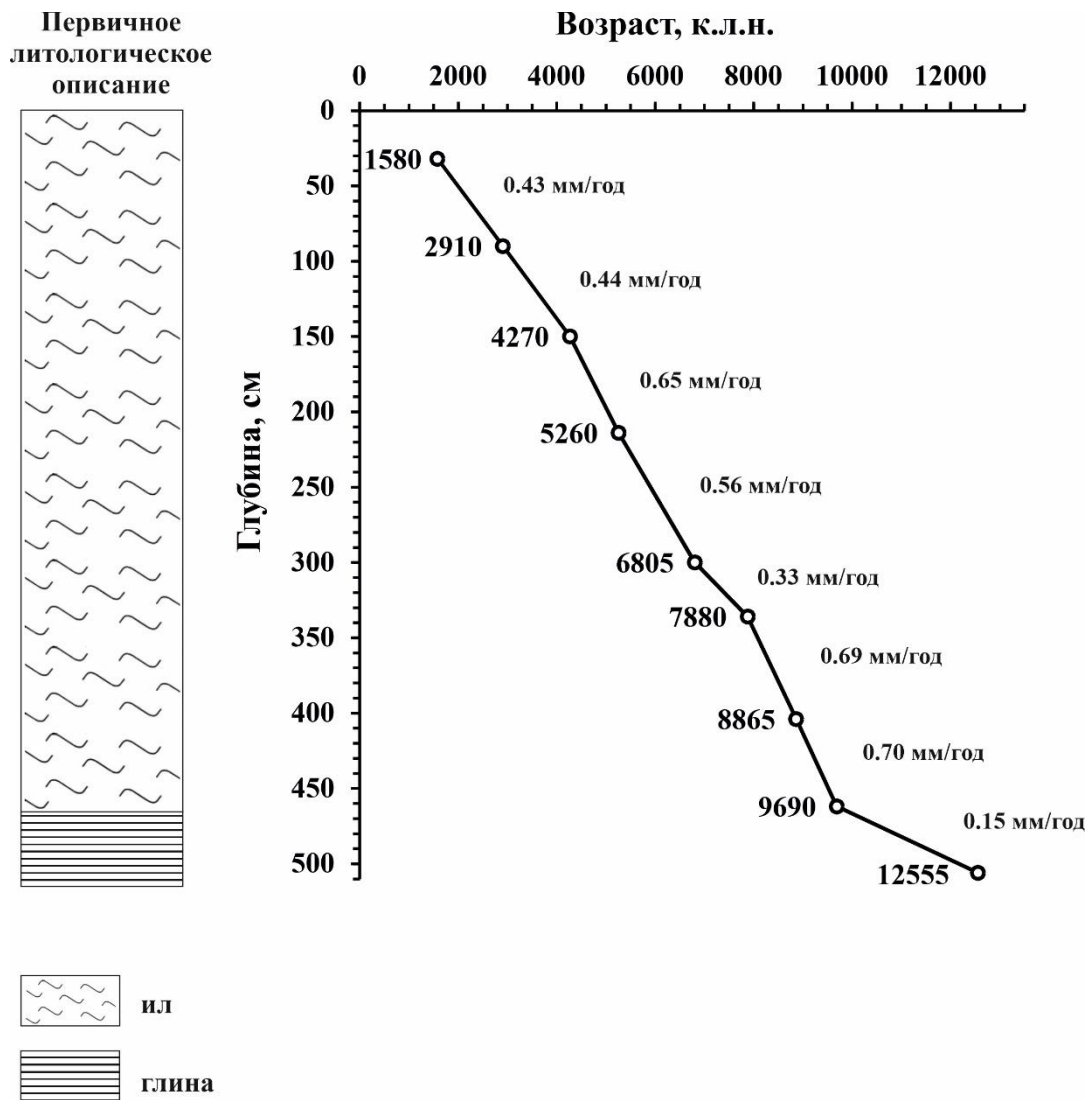


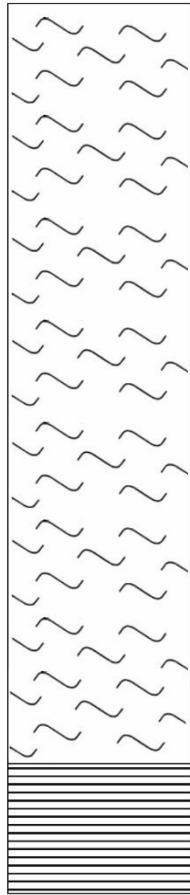
Рисунок 4.1 – Возрастная модель для озера Банное [составлено автором]

Таблица 4.1 – Результаты радиоуглеродного датирования образцов донных отложений озера Банное\*

Образец	Глубина (см)	Интервал, от – до, см (таблицы 2.3–2.6)	Литология (таблицы 2.3–2.6)	Датированный материал	AMS <sup>14</sup> C возраст ( <sup>14</sup> C л.н.)	Ошибка (±)	Калиброванный возраст (к.л.н.)	error (±)
516	32	2 – 466	Ил темно-зеленый, плотный	Ил	1694	84	1580	170
545	90			Ил	2762	82	2910	160
575	150			Ил	3874	76	4270	180
608	214			Ил	4595	85	5260	225
651	302			Ил	5958	84	6805	200
669	338			Ил	7091	109	7880	185
703	406			Ил	8021	93	8865	265
732	464			Ил	8635	100	9690	235
753	506	466 – 508	Глина серо-голубая с раковинным детритом	Глина	10627	101	12555	175

\* Примечание: составлено автором.

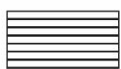
Первичное  
литологическое  
описание



ил



раковинный детрит



глина

Возраст, к.л.н.

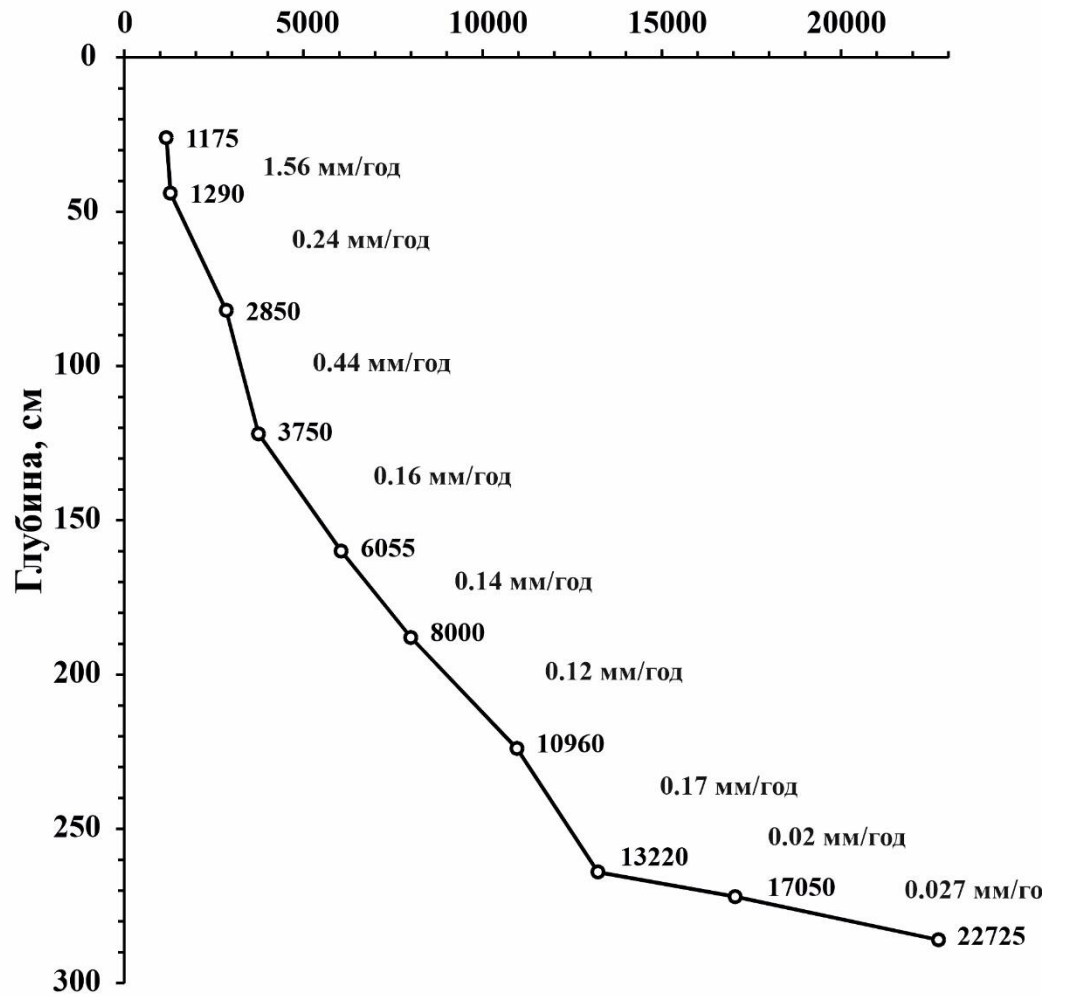


Рисунок 4.2 – Возрастная модель для озера Сабакты [составлено автором]

Таблица 4.2 – Результаты радиоуглеродного датирования образцов донных отложений озера Сабакты\*

Образец	Глубина (см)	Интервал, от – до, см (таблицы 2.7–2.10)	Литология (таблицы 2.7–2.10)	Датированный материал	AMS <sup>14</sup> C возраст ( <sup>14</sup> C л.н.)	Ошибка (±)	Калиброванный возраст (к.л.н.)	error (±)
413	26	2 – 132	Ил зеленый	Ил	1257	70	1175	125
422	44			Ил	1356	81	1290	120
441	82			Ил	2734	51	2850	95
461	122			Ил	3477	77	3750	180
480	160	152 – 226	Ил светло-коричневый, плотный, песчано-алевритовый, с включениями раковинного детрита	Ил	5244	88	6055	165
494	188			Ил	7191	107	8000	210
512	224				9604	62	10960	220
532	264	256 – 288	Глина серо-голубая, плотная	Глина	11340	114	13220	205
536	272			Глина	13989	68	17050	275
543	286			Глина	18850	144	22725	280

\* Примечание: составлено автором.

## 4.2. Гранулометрический состав

**Озеро Банное.** Отложения нижней части колонки сложены голубовато-серым суглинком (общая мощность 42 см) и сменяются вверх по разрезу темно-зеленым суглинком алевритовым с прослойками супеси алевритовой (общая мощность 466 см).

По разрезу устанавливается преобладание алевритовой фракции (рисунок 4.3А, Б), содержание которой изменяется в диапазоне 56,39%–78,12 %.

Содержание пелитовой фракции изменяется в интервале от 9,54 % до 26,27 %, а псаммитовой (песчаной) фракции варьирует от 2,76 % до 26,71 %.

На рисунке 4.3В показано распределение зерен (гистограмма и кумулятивная кривая) в суглинке легком алевритовом (236 см, ~5655 к.л.н.), преобладающей в литологической разности разреза, а также в супеси алевритовой.

**Озеро Сабакты.** Отложения нижней части колонки сложены голубовато-серым суглинком (интервал 290–216 см) и сменяются вверх по разрезу темно-зеленым суглинком алевритовым с прослойками супеси алевритовой и алевритистого песка (рисунок 4.4). Включения галечно-гравийного материала характерно для интервала 246–256 см. Наличие раковинного детрита зафиксировано в интервале 132–226 см.

По разрезу устанавливается преобладание алевритовой фракции (рисунок 4.4А, Б), содержание которой изменяется в интервале от 33,24 % до 76,3 % со средним значением 58,14 %.

Содержание пелитовой фракции (размер зерен <0,005 мм) изменяется в диапазоне от 1,37% до 16,41% со средним значением 10,63%. Содержание псаммитовой (песчаной) фракции изменяется от 12,02% до 65,39% со средним значением 31,22%. Медианный размер ( $M_d$ ) зерен изменяется в пределах 0,014–0,056 мм со средним значением 0,0258 мм (рисунок 4.4 Б).

На рисунке 4.4В показано распределение зерен (гистограмма и кумулятивная кривая) в типичном суглинке алевритовом (90 см, ~3030 к.л.н.) – преобладающей литологической разности разреза, а также в супеси алевритовой (156 см, ~5812 к.л.н.), суглинке (216 см, ~10300 к.л.н.) и алевритовом песке (132 см, ~4357 к.л.н.).

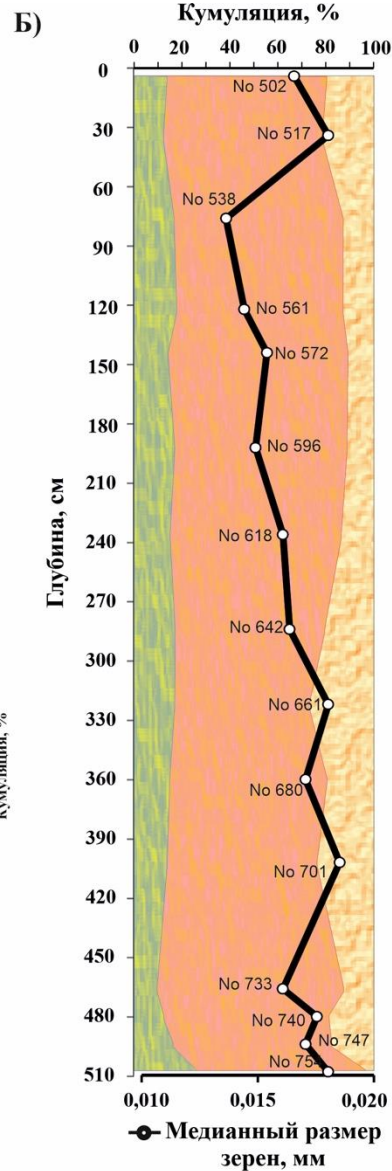
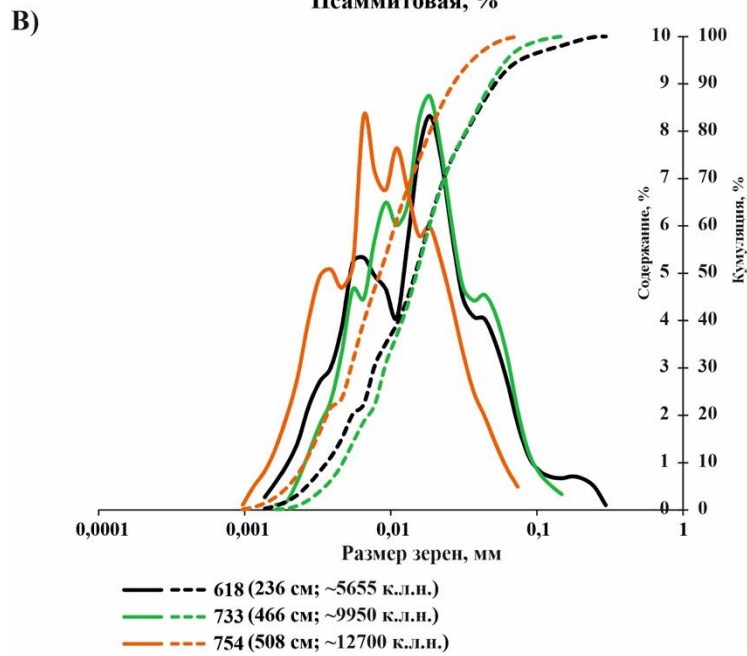
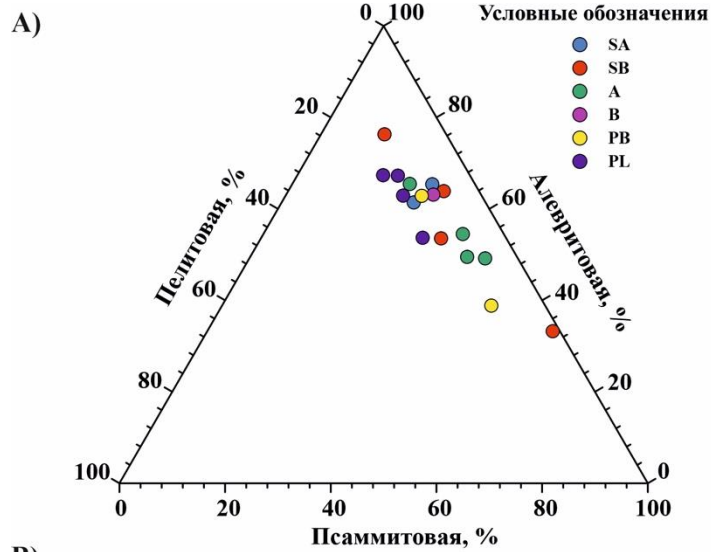


Рисунок 4.3 – А) Треугольная диаграмма, отображающая распределение гранулометрического состава (пелитовая фракция, %; алевритовая фракция, %; псаммитовая фракция, %); Б) распределение гранулометрического состав (Md, мм; глина, %; алеврит, %; песок, %); В) Примеры графиков распределения содержания зерен по размеру частиц (гистограмма (сплошная линия) и кумулятивный график (пунктирная линия)) для глубин 236 см (~5655 кл.н., суглинок легкий алевритовый), 466 см, (~9950 кл.н., супесь алевритовая) 508 см, (~12700 кл.н., суглинок тяжелый алевритовый) [составлено автором]

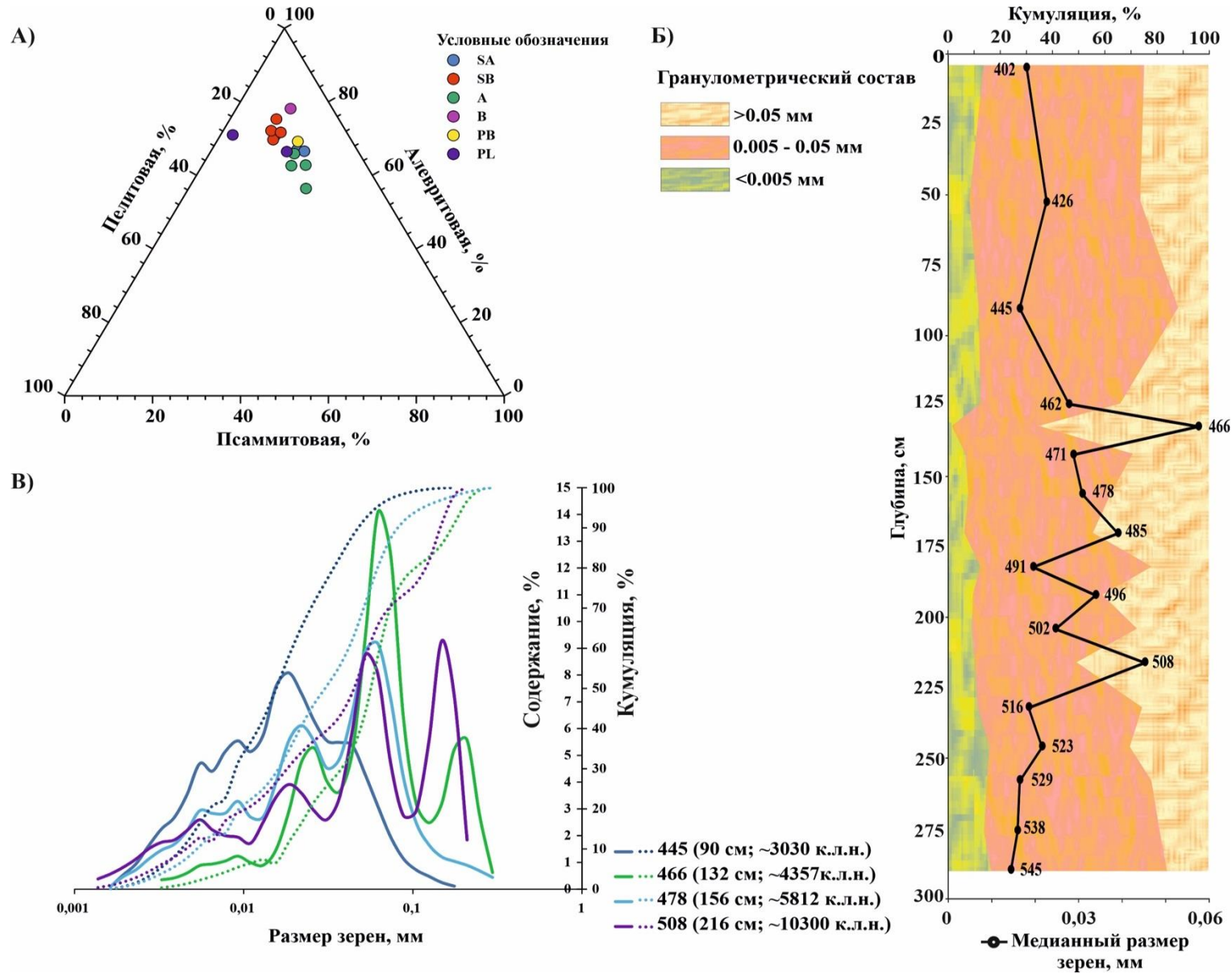


Рисунок 4.4 – Треугольная диаграмма, отображающая распределение гранулометрического состава (пелитовая фракция, %; алевритовая фракция, %; псаммитовая фракция, %); Б) распределение гранулометрического состава (Md, мм; глина, %; алеврит, %; песок, %); В) Примеры графиков распределения содержания зерен по размеру частиц (гистограмма (сплошная линия) и кумулятивный график (пунктирная линия)) для образцов № 445 (суглинок алевритовый), № 478 (супесь алевритовая), № 508 (суглинок) и № 466 (алевритовый песок) [составлено автором]

### 4.3. Спорово-пыльцевой анализ

**Озеро Банное.** В исследованных образцах с отметок 10 см (~1075 к.л.н.), 20 см (~1300 к.л.н.), 490 см (~11514 к.л.н.), 500 см (~12160 к.л.н.) идентифицировано 25 палиноморф, из них: 22 пыльцевых палиноморфа (10 древесных, 12 травянистых) и 3 споровых палиноморфа (таблица 4.3).

Таблица 4.3 – Список палиноморф, представленных в исследованных образцах донных отложений озера Банное

№	Древесные таксоны	№	Травянистые таксоны
1	р. Сосна ( <i>Pinus</i> spp.)	14	сем. Гвоздичные (Caryophyllaceae)
2	р. Ель ( <i>Picea</i> sp.)	15	сем. Астровые (Asteraceae)
3	р. Пихта ( <i>Abies</i> sp.)	16	р. Эфедра ( <i>Ephedra</i> sp.)
4	р. Береза ( <i>Betula</i> spp.)	17	сем. Лютиковые (Ranunculaceae)
5	р. Ольха ( <i>Alnus</i> spp.)	18	сем. Мареновые (Rubiaceae)
6	р. Ива ( <i>Salix</i> sp.)	19	сем. Розовые (Rosaceae)
7	р. Лещина ( <i>Corylus</i> sp.)	20	сем. Рдестовые (Potamogetonaceae)
8	Липа сердцевидная ( <i>Tilia cordata</i> )	21	сем. Капустные (Brassicaceae)
9	р. Вяз ( <i>Ulmus</i> sp.)	22	сем. Зонтичные (Apiaceae)
	<b>Травянистые таксоны</b>		<b>Споровые таксоны</b>
10	р. Полынь ( <i>Artemisia</i> spp.)	23	Папоротниковидные (Polypodiophyta)
11	сем. Амарантовые (Amaranthaceae)	24	сем. Хвощовые (Equisetaceae)
12	сем. Осоковые (Cyperaceae)	25	р. Сфагнум ( <i>Sphagnum</i> spp.)
13	сем. Злаковые (Poaceae)		

В нижней части колонки доминируют пыльцевые зерна трав (полынь, амарантовые), подчиненное значение имеет пыльца древесных пород. Фиксируется пыльца хвойника (эфедра), произрастающего в районах с сухим климатом. Малочисленны споры хвощовых. Описанные палинологические данные свидетельствуют об условиях довольно сухого и прохладного климата, когда на исследуемой территории господствовали степи, в отдельных участках присутствовали березовые редколесья и ольхово-ивовые кустарнички.

В верхней части колонки доминирует пыльца древесных пород, пыльца травянистых растений занимает подчиненное положение, указывая на то, что во время седиментации верхних слоев отложений озера на исследуемой территории преобладали березовые леса, присутствовали хвойные породы (сосна), ольхово-ивовые кустарнички в низменностях. В меньшей степени было развито разнотравье. Наличие спор хвощовых указывает на умеренную влажность почв. Можно сделать предположение, что в это время был теплый и влажный климат, близкий к современному.

**Озеро Сабакты.** В исследованных 10 образцах с отметок 10 см (~1140 к.л.н.), 50 см (~1540 к.л.н.), 90 см (~3030 к.л.н.), 150 см (~5450 к.л.н.), 150 см (~5450 к.л.н.), 190 см (~8165 к.л.н.), 210 см (~9810 к.л.н.), 250 см (~12430 к.л.н.), 280 см (~20300 к.л.н.), 290 см (~24350 к.л.н.)



идентифицировано 25 палиноморф, из них: 22 пыльцевых палиноморфа (10 древесных, 12 травянистых) и 3 споровых палиноморфа (таблица 4.4).

Таблица 4.4 – Список палиноморф, представленных в исследованных образцах донных отложений озера Сабакты

№	Древесные таксоны	№	Травянистые таксоны
1	р. <i>Сосна</i> ( <i>Pinus</i> spp.)	18	р. <i>Эфедра</i> ( <i>Ephedra</i> sp.)
2	р. <i>Ель</i> ( <i>Picea</i> sp.)	19	сем. Лютиковые ( <i>Ranunculaceae</i> )
3	р. <i>Лиственница</i> ( <i>Larix</i> )	20	сем. Мареновые ( <i>Rubiaceae</i> )
4	р. <i>Береза</i> ( <i>Betula</i> spp.)	21	сем. Розовые ( <i>Rosaceae</i> )
5	р. <i>Лещина</i> ( <i>Corylus</i> sp.)	22	сем. Рдестовые ( <i>Potamogetonaceae</i> )
6	<i>Липа сердцевидная</i> ( <i>Tilia cordata</i> )	23	сем. Капустные ( <i>Brassicaceae</i> )
7	р. <i>Вяз</i> ( <i>Ulmus</i> )	24	сем. Бобовые ( <i>Fabaceae</i> )
8	р. <i>Дуб</i> ( <i>Quercus</i> )	25	сем. Жимолостные ( <i>Caprifoliaceae</i> )
9	р. <i>Тополь</i> ( <i>Populus</i> )	26	сем. Зонтичные ( <i>Apiaceae</i> )
10	р. <i>Ольха</i> ( <i>Alnaster</i> )	27	сем. Лилейные ( <i>Liliaceae</i> )
11	р. <i>Ива</i> ( <i>Salix</i> sp.)	28	сем. Кувшинковые ( <i>Nymphaeaceae</i> )
	<b>Травянистые таксоны</b>		<b>Споровые таксоны</b>
12	р. <i>Полынь</i> ( <i>Artemisia</i> spp.)	29	Папоротниковидные ( <i>Polypodiophyta</i> )
13	сем. Амарантовые ( <i>Amaranthaceae</i> )	30	сем. Хвощовые ( <i>Equisetaceae</i> )
14	сем. Осоковые ( <i>Cyperaceae</i> )	31	Гиполеписовые ( <i>Hypolepidaceae</i> )
15	сем. Злаковые ( <i>Poaceae</i> )	32	сем. Чистоусовые ( <i>Osmundaceae</i> )
16	сем. Гвоздичные ( <i>Caryophyllaceae</i> )	33	Ликоподиум ( <i>Lycopodium</i> )
17	сем. Астровые ( <i>Asteraceae</i> )	34	р. <i>Сфагнум</i> ( <i>Sphagnum</i> spp.)

Для нижней части керновой колонки (290–250 см) характерно преобладание пыльцевых зерен трав (палинозона Ip). Пыльца древесных пород занимает подчиненное положение. Травянистые таксоны представлены пылью полыни и амарантовых. Здесь наблюдается их максимальное содержание. В меньшей степени встречена пыльца злаковых, капустных, осоковых, гвоздичных, астровых, рдестовых. Отмечено присутствие пыльцы бобовых, розоцветных, зонтичных. Древесные породы представлены относительно бедно: отмечена пыльца березы, сосны обыкновенной, ели, лещины, ольхи и ивы. Споровые растения были представлены в основном спорами хвощовых. Однократно отмечены споры папоротников, осмундовых и сфагнома. Концентрация пыльцы в данной зоне минимальная по всей колонке отложений.

Для спорово-пыльцевой зоны Ip (210–190 см) наблюдается смена доминирующих групп: с начала зоны начинается рост содержания пыльцы древесных пород, которые к концу зоны занимают господствующее положение. Возрастает содержание в отложениях пыльцы березы, сосны, лещины, ольхи и ивы. С середины зоны присутствует в спектрах пыльца вяза. Пыльца трав этой зоны в отличие от палинозоны Ip имеет подчиненное положение. Однако процентное содержание пыльцы различных представителей травянистых таксонов меняется неоднозначно.

Так, резкий спад в содержании пыльцы наблюдается только у полыни и амарантовых, доминировавших в предыдущей зоне. Содержание пыльцы злаковых, гвоздичных, осоковых, рдестовых, бобовых увеличивается. Не меняется присутствие пыльцы астровых, розоцветных и зонтичных. Появляется в спектрах пыльца маревых, лилиевых и кувшинковых. Споровые растения данной зоны представлены спорами хвощовых и гиполеписовых. Образцы средней части колонки донных отложений откладывались в более влажный и теплый промежуток времени.

В палинозоне IIIр (150–10 см) продолжается доминирование пыльцы древесных пород. Здесь находится «максимум» содержания пыльцы березы и сосны. Вновь отмечена в спектрах пыльца ели. Содержание пыльцы лещины варьирует в незначительных пределах. Возрастает содержание пыльцы вяза. Появляется в спектрах пыльца лиственницы, эфедры, дуба, тополя и липы. Несколько увеличивается содержание ольхи. Пыльца ивы выпадает из спектров в конце палинозоны IIр и вновь появляется только ближе к концу палинозоны IIIр. Пыльца травянистых растений продолжает занимать подчиненное положение. Продолжает снижаться содержание пыльцы полыни. Содержание пыльцы остальных представителей травянистых растений остается без значительных изменений. Снижается содержание спор хвощовых. Присутствуют в спектрах споры папоротников, ликоподиума и сфагнума.

#### 4.4. Минеральный состав

**Озеро Банное.** По XRD минеральный состав характеризуется существенным преобладанием (67–89% минерального состава) аллотигенных минералов (кварц, микроклин, альбит, слюда, хлорит, смешаннослойные глинистые минералы, тальк, роговая обманка).

Аутигенные минералы включают кремнезем (кристобалит, тридимит), пирит, карбонаты и гипс (таблица 4.5).

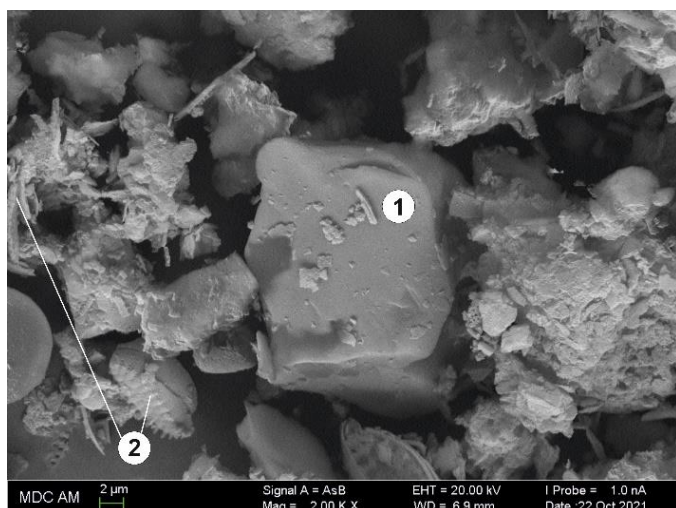
Таблица 4.5 – Статистика содержаний минералов в донных осадочных отложениях озера Банное по данным рентгеновского дифракционного анализа\*

Минералы	Среднее	Медиана	Стандартное отклонение	Минимум	Максимум	Число наблюдений
Кварц	24,08	25,10	3,78	16,36	30,23	26
КПШ	7,63	7,65	1,26	5,83	9,80	11
NaПШ	23,03	23,76	3,98	14,59	29,17	26
Слюда	10,91	10,79	2,43	5,37	15,13	25
Хлорит	7,83	7,58	1,44	5,63	11,11	26
Смешаннослойные глинистые минералы	14,45	14,76	2,57	7,78	18,53	26
Тальк	4,40	4,25	1,31	2,06	7,65	23
Тридимит	3,49	2,50	1,73	1,48	8,33	23
Кристобалит	1,43	1,38	0,46	0,72	2,53	23
Пирит	1,34	1,19	0,43	0,89	2,24	20
Кальцит	9,46	9,70	7,32	1,76	27,28	15
Доломит	1,39	1,49	0,51	0,65	2,28	14
Арагонит	5,86	6,29	1,67	4,01	7,28	3
Гипс	3,94	3,94	0,27	3,75	4,13	2
Роговая обманка	6,10	6,10	0,82	5,52	6,69	2

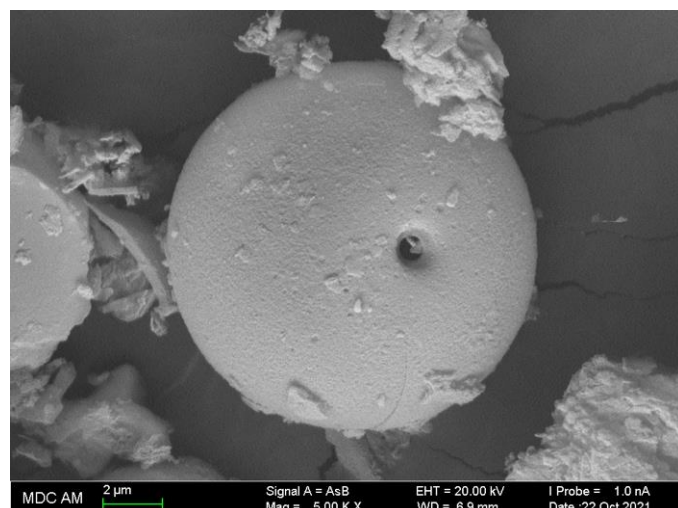
\* Примечание: составлено автором.

Содержание биогенного кремнезема оценивалось по кристобалиту и тридимиту, ассоциирующим с рентгеноаморфной компонентой биогенного происхождения, включающей материал от разнообразных панцирей диатомей и стоматоцист [Страхов, 1966; Солотчин, 2023]. Суммарное содержание кристобалита и тридимита изменяется в пределах 2,20–10,43%. На электронно-микроскопических снимках биогенный кремнезем представлен в составе разнообразных панцирей диатомей, а также стоматоцист, имеющих сферическую форму в основном с гладкой поверхностью размером 5–10 мкм с достаточно хорошей сохранностью (рисунок 4.5), что свидетельствует в пользу их формирования, так же, как и диатомей, *in situ* [Леусова, 2020].

A)



B)



B)

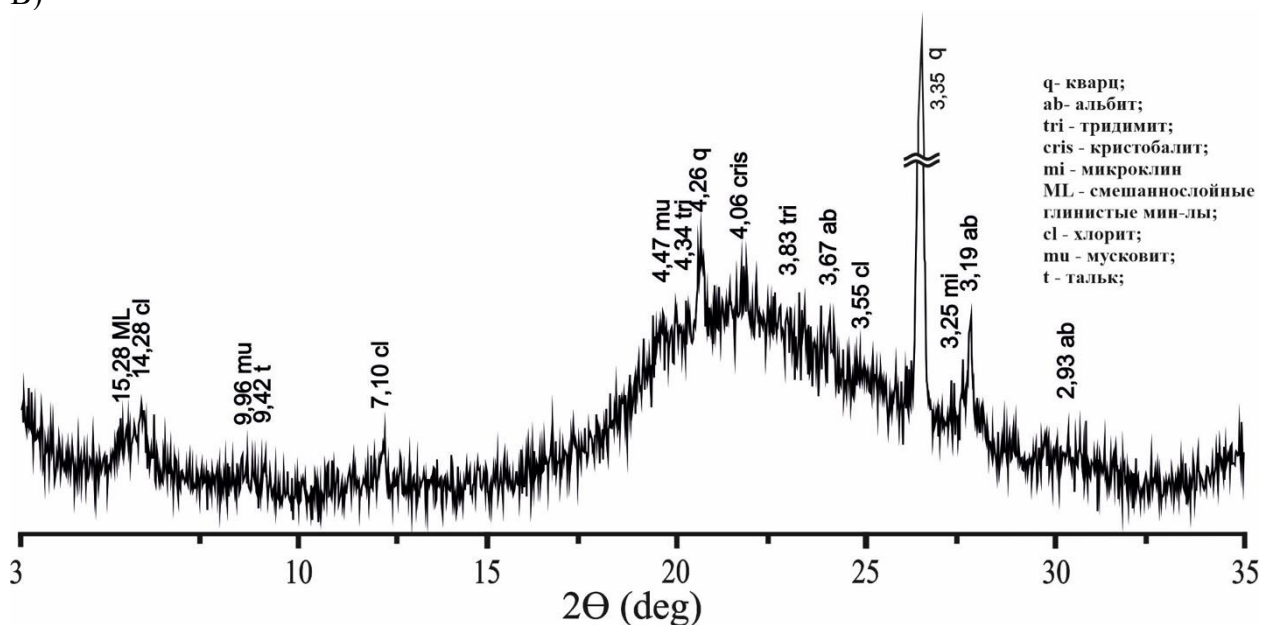


Рисунок 4.5 – Минеральный состав осадков озера Банное на примере интервала 4–6 см (~940–980 к.л.н.): А) Электронно-микроскопические снимки: обломочный кварц (1) (атом.% Si – 51,52%, O– 31,63%, Al–0,43%, Cu– 0,19%), панцири диатомей (целые створки и фрагменты) (2); Б) стоматоциста (атом.% Si– 4,16%, O–35,17%); В) дифракционный спектр минерального состава с выраженной рентгеноаморфной фазой

Содержание пирита изменяется в узком интервале значений 0,89–2,24 % со средним 1,34%. Систематически пирит зафиксирован в интервале 508–186 см (~12600–4800 к.л.н.), а выше по разрезу установлен также на отметках 146 см (~4200 к.л.н.), 106 (~3270 к.л.н.) и 86 см (~2800 к.л.н.). Аутигенный характер пирита устанавливается по его малым содержаниям и находкам

фрамбоидального пирита в осадках (например, на глубинах 508, 480 см (~12600–10870 к.л.н.) (рисунок 4.6)).

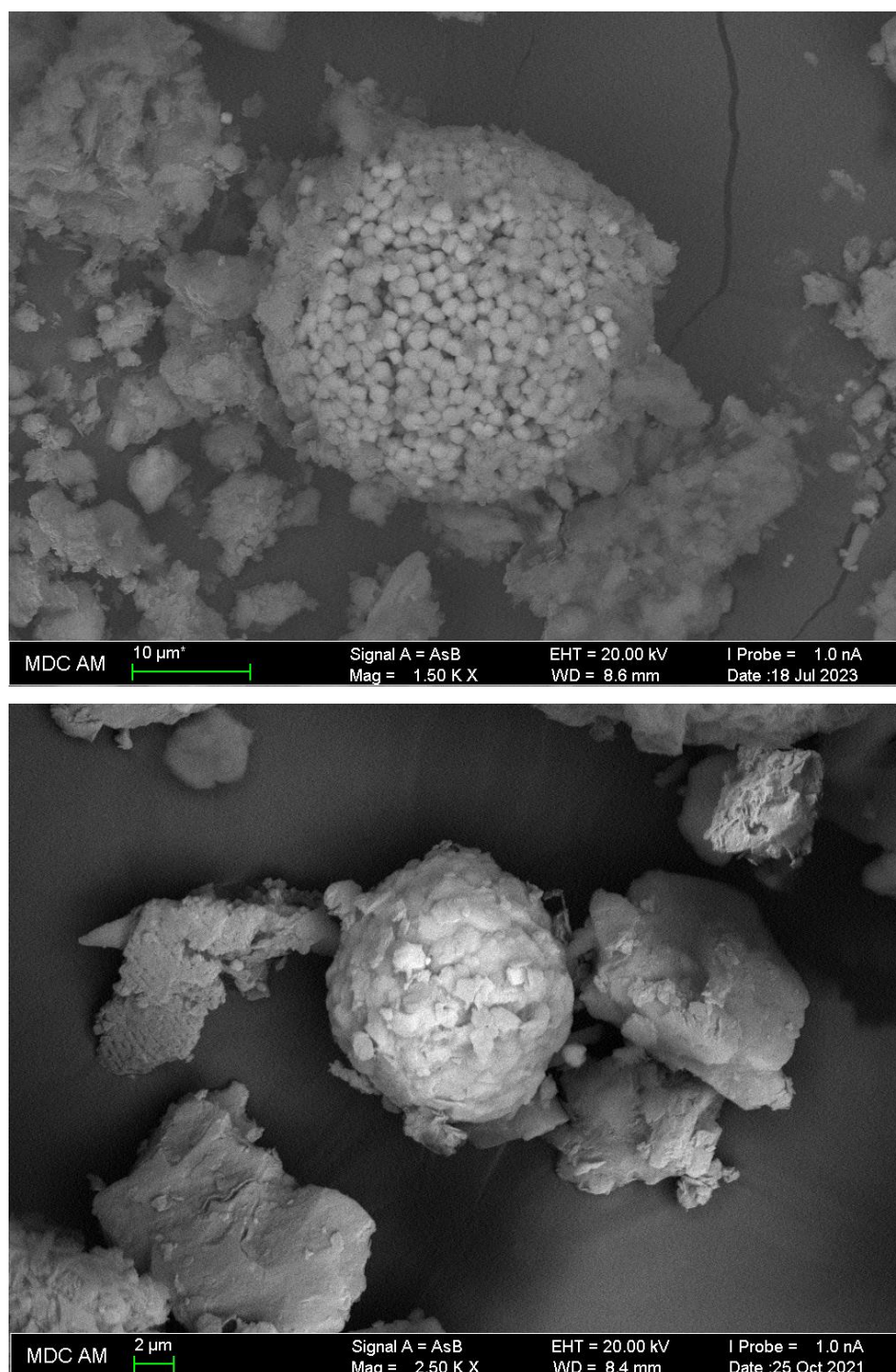


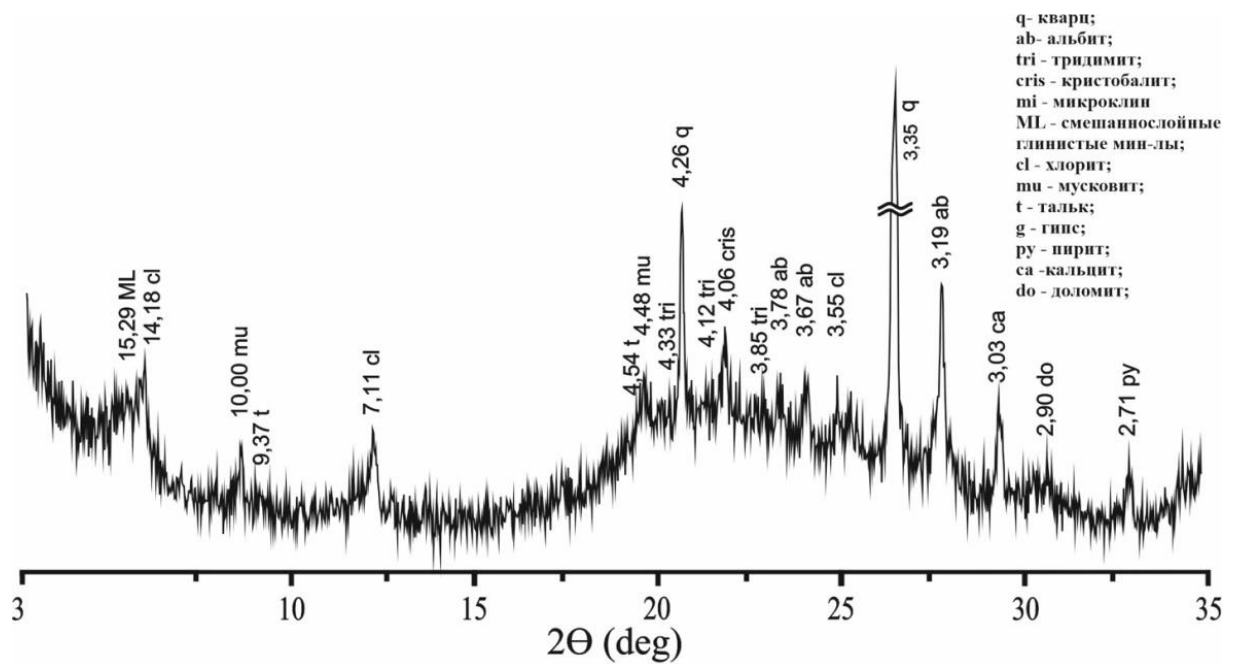
Рисунок 4.6 – А) Электронно-микроскопический снимок фрамбоидального пирита (отметка 508 см); Б) Электронно-микроскопический снимок фрамбоидального пирита (отметка 480 см) (атом. % Si-1,04%, O-16,79%, S-29,30%, Fe – 13,47%)

Содержание карбонатов характеризуется реверсивным, по отношению к содержанию аллотигенных минералов, изменением по разрезу в пределах 1,4–32,3% при среднем значении

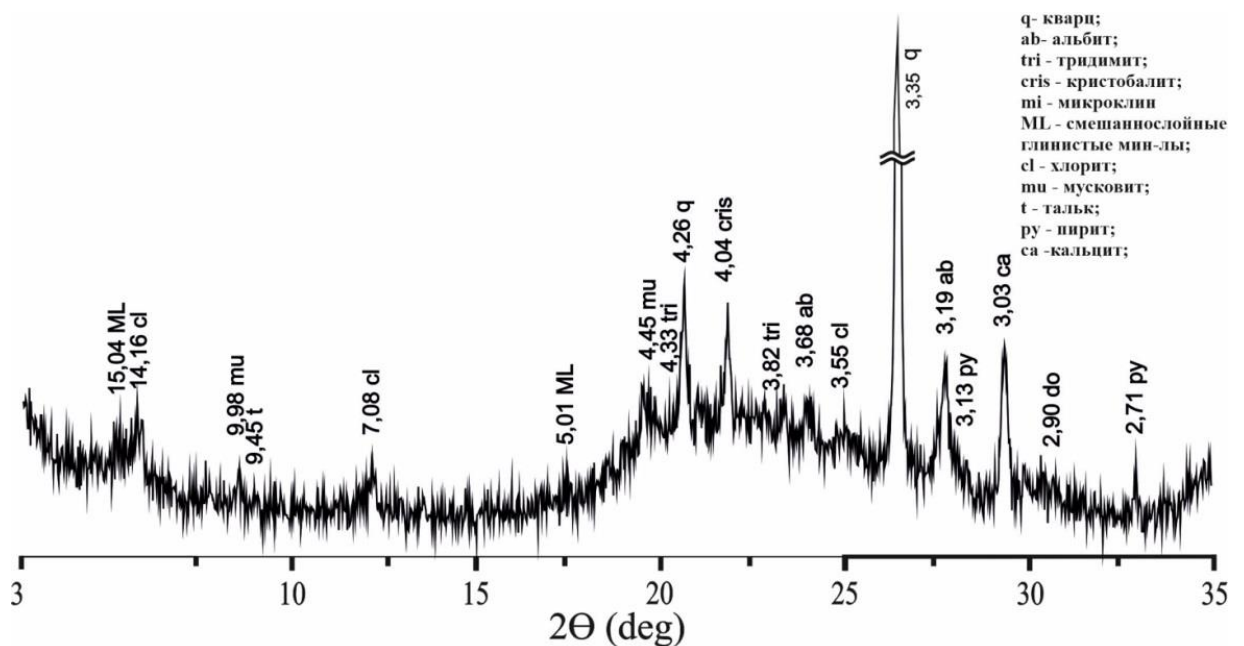
9,94%. При этом присутствие карбонатных минералов по данным рентгеновского дифракционного анализа зафиксировано в интервалах разреза 506–226 см (~12500–5470 к.л.н.) и 186–138 см (~14800–4000 к.л.н.). Содержание кальцита в осадочных отложениях озера изменяется в диапазоне 1,76–27,28%, доломита от 0,65 до 7,28%. Арагонит встречается в нижней части разреза (интервал 506–466 см; ~12500–9950 к.л.н.), содержание его изменяется от 4,01 до 7,28%.

Минеральный состав карбонатной компоненты характеризуется доломит-арагонит-кальцитовый композицией в интервале разреза 506–466 см (~12500–9950 к.л.н.) (рисунок 4.7А).

А)



Б)





В)

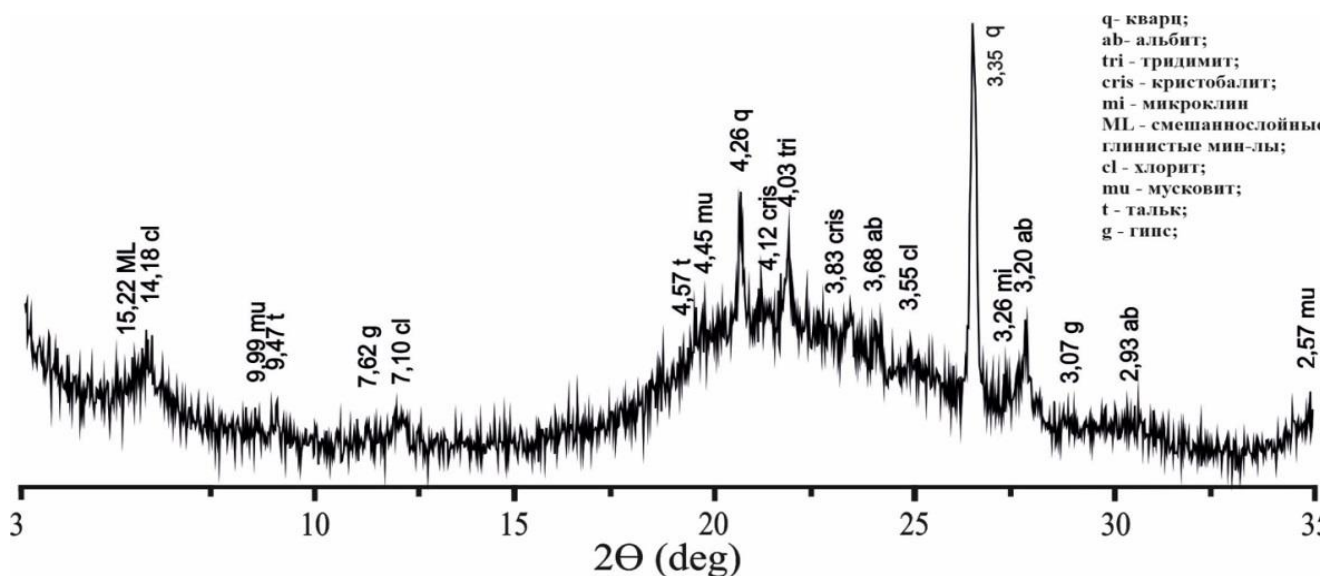
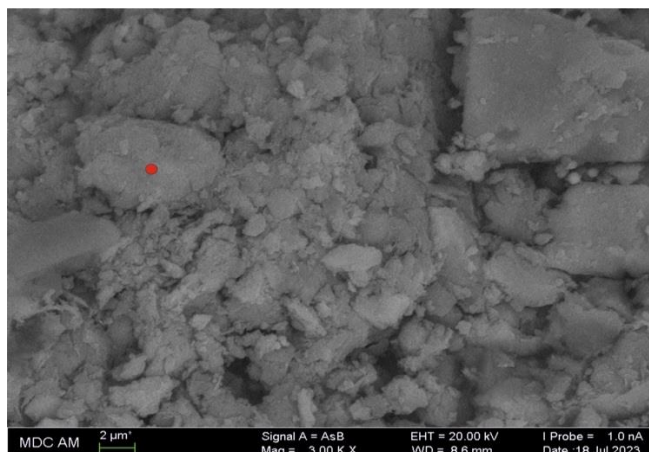


Рисунок 4.7 – Дифрактограммы донных отложений озера Банное: А – отметка 486 см (~12250 к.л.н.); Б – отметка 386 см (~8600 к.л.н.); В – отметка 26 см (~1400 к.л.н.)

Выше по разрезу отмечается чередование доломит-кальцитовых, кальцитовых и доломитовых минеральных разновидностей (рисунок 4.7Б).

Кристаллы кальцита установлены в виде блочных кристаллов с размером зерен <10 мкм, как показали наблюдения СЭМ (рисунок 4.8).

А)



Б)

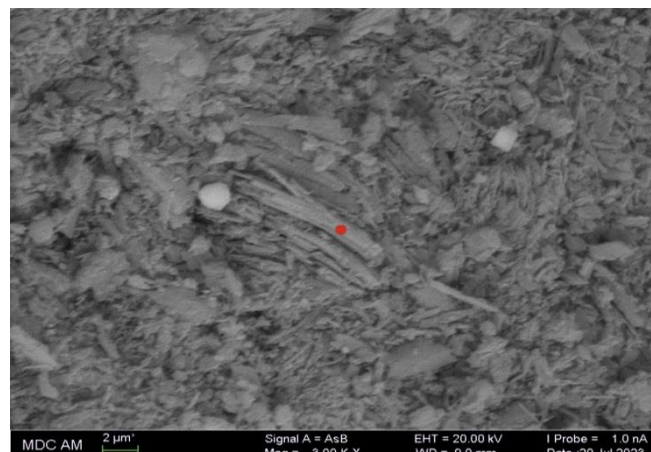


Рисунок 4.8 – А) Электронно-микроскопический снимок кальцита (508 см; 12685 к.л.н.) (атом. % Ca – 12,16%, O-79,64%, Si – 4,01%, Mg-1,26%, Al – 1,15%; Fe – 1,01%, S – 0,27%, Mn – 0,10%); Б) Электронно-микроскопический снимок кальцита (466 см; ~9950 к.л.н.) (атом. % Ca – 12,10%, O-69,16%, C – 18,07%, Si – 0,32%, Mg – 0,12%, Al – 0,12%; Fe – 0,10%, Na – 0,10%)

В осадках озера Банное доломит не был идентифицирован с помощью СЭМ из-за низкого содержания или неоднородности распределения минералов.

В верхней части разреза на отметках 46 (~1900 к.л.н.) и 26 см (~1400 к.л.н.) зафиксировано присутствие гипса с содержаниями 4,1 и 3,7 % соответственно (рисунок 4.7В).

**Озеро Сабакты.** Результаты рентгенодифрактометрии показали, что минеральный состав (таблица 4.6) характеризуется преобладанием в осадках (28–96% минерального состава) аллотигенных минералов (кварц, микроклин, альбит, слюда, хлорит, смешаннослойные глинистые минералы, роговая обманка, каолинит).

Аутигенные минералы включают биогенный кремнезем (кристобалит, тридимит), пирит, карбонаты и гипс (таблица 4.6).

Таблица 4.6 – Статистика содержаний минералов в донных осадочных отложениях озера Сабакты по данным рентгеновского дифракционного анализа\*

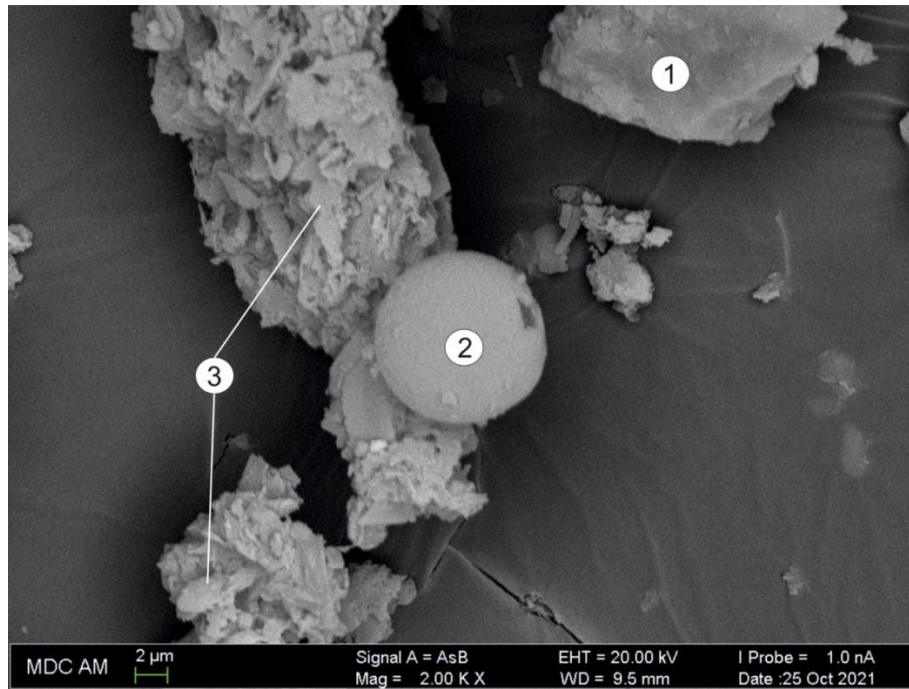
Минералы	Среднее	Медиана	Стандартное отклонение	Минимум	Максимум	Число наблюдений
Кварц	26,86	28,84	7,05	10,56	38,49	40
КПШ	6,33	6,33	0,67	5,85	6,80	2
NaПШ	21,80	22,22	6,08	10,16	32,75	40
Слюда	11,34	10,90	3,05	6,85	17,34	22
Хлорит	10,83	10,43	3,20	5,38	19,06	40
Смешаннослойные глинистые минералы	12,40	12,26	4,43	6,16	24,41	34
Тридимит	7,47	5,66	5,44	1,88	21,07	12
Кристобалит	2,10	1,68	1,26	0,67	4,63	12
Пирит	3,16	2,55	1,90	0,55	8,44	34
Кальцит	19,91	12,60	18,85	1,34	68,89	31
Доломит	1,66	1,49	0,85	0,57	3,78	31
Каолинит	6,48	6,48	3,03	4,34	8,62	2
Гипс	8,74	8,45	2,98	5,91	11,85	3
Роговая обманка	7,81	7,81	-	7,81	7,81	1

\* Примечание: составлено автором.

Содержание биогенного кремнезема (кристобалит, тридимит) изменяется в пределах 3–26%, который идентифицируется на электронно-микроскопических снимках в составе панцирей диатомей и стоматоцист. Последние имеют сферическую форму в основном с гладкой поверхностью размером 5–10 мкм с достаточно хорошей сохранностью (рисунок 4.9).



A)



Б)

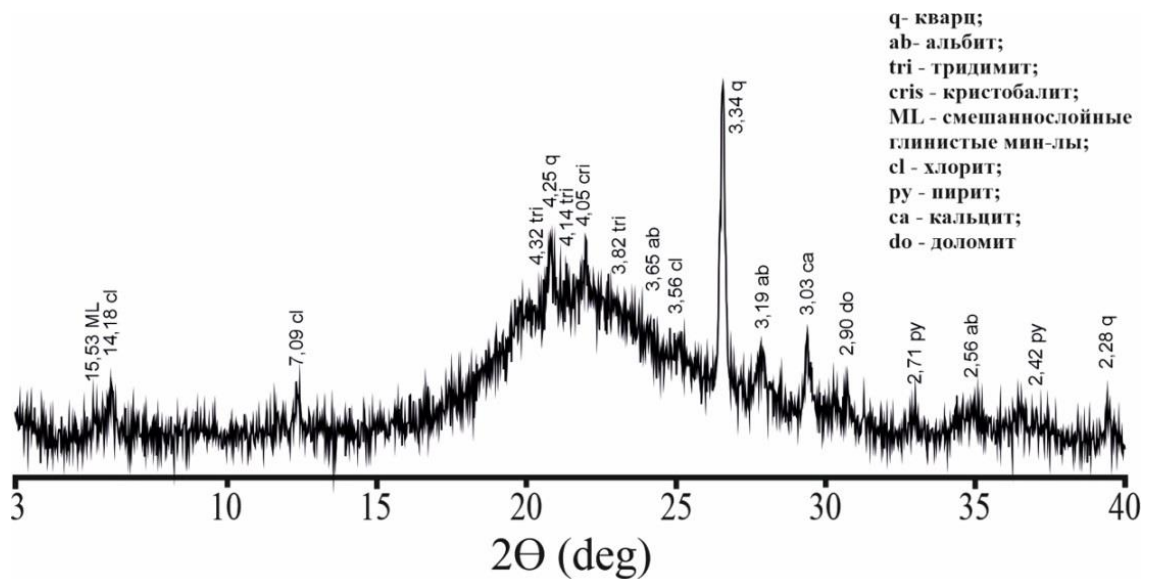
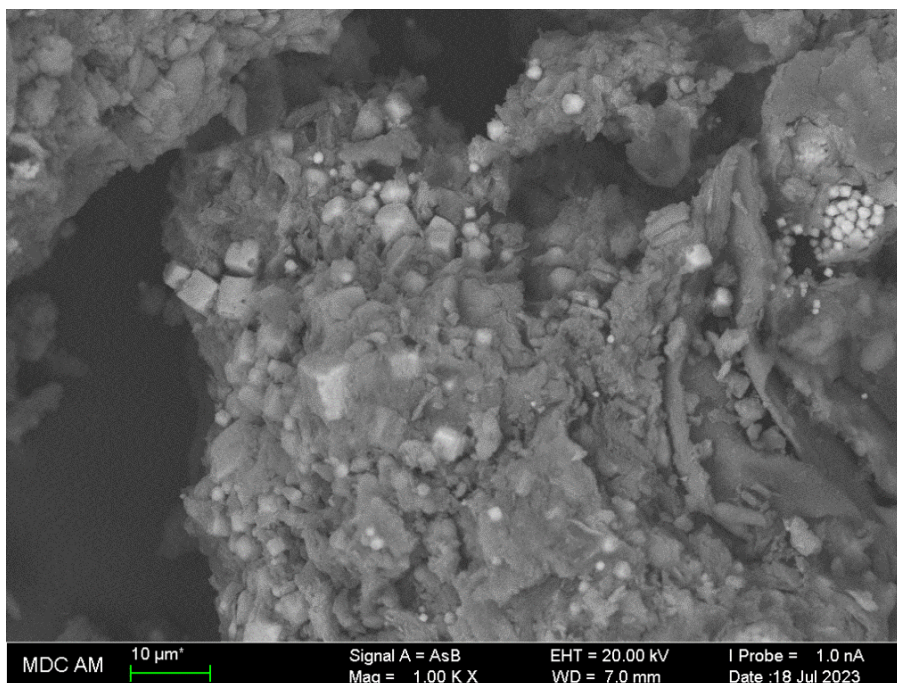


Рисунок 4.9 – Минеральный состав осадков озера Сабакты на примере интервала 90 см (~3030 к.л.н.): А – Электронно-микроскопические снимки: обломочный кварц – энергодисперсионный спектр (1), стоматоциты, на врезках – энергодисперсионный спектр (2), панцири диатомей (целые створки и фрагменты) (3); Б – дифракционный спектр минерального состава осадков с выраженной рентгеноаморфной фазой (86 см; ~2940 к.л.н.)

В осадках озера Сабакты содержание пирита изменяется в диапазоне от 0,55 до 8,44% со средним 1,34%. В осадках установлено присутствие фрамбоидального пирита и отдельных кубических кристаллов пирита (рисунок 4.10).

А)



Б)

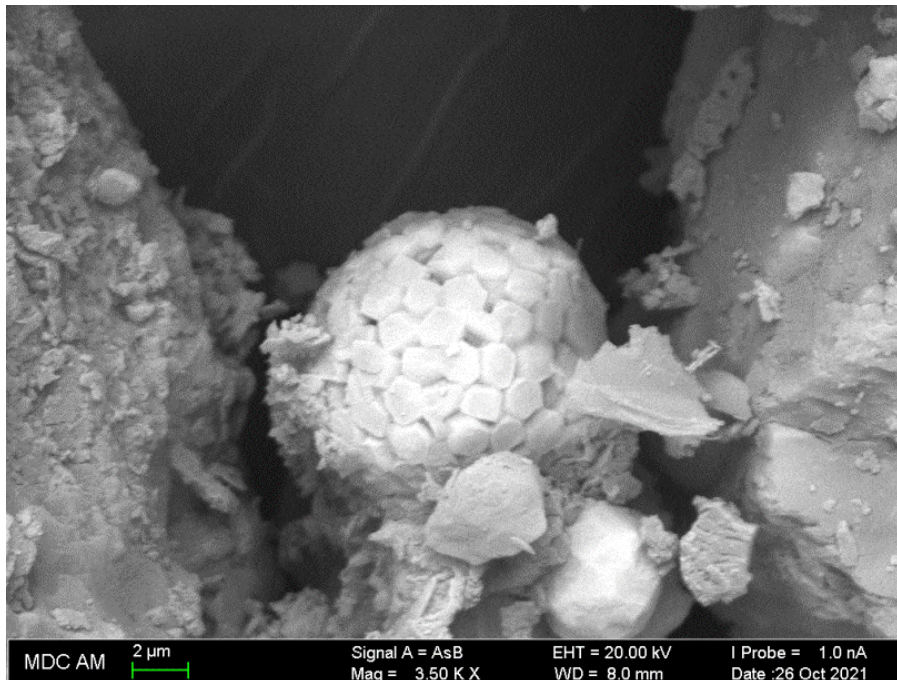
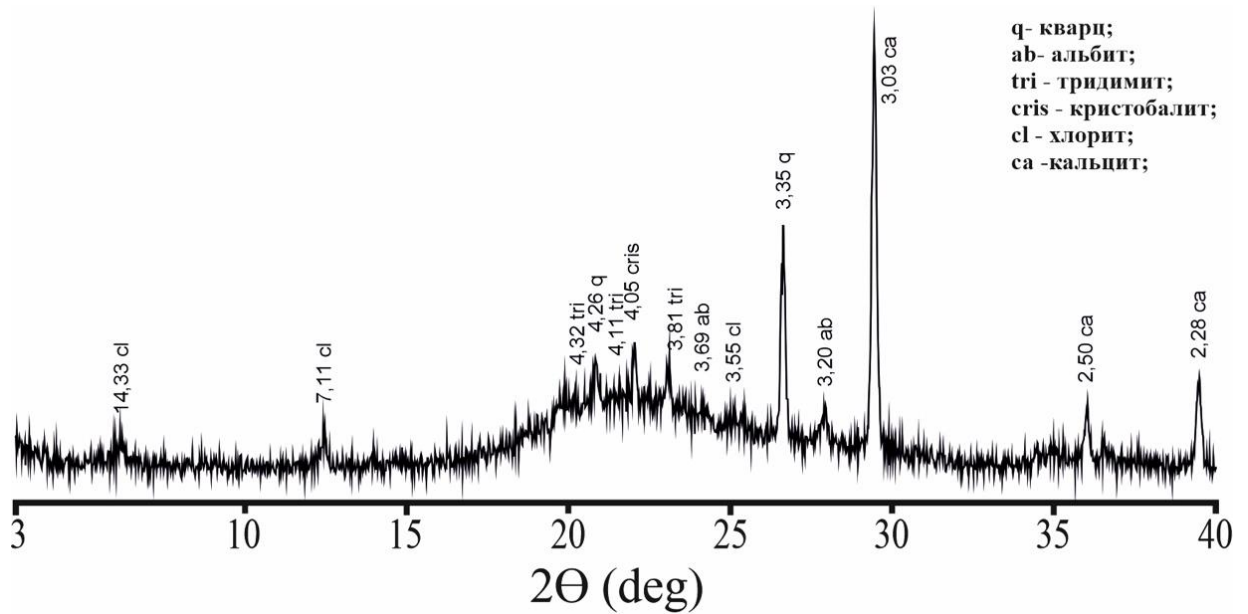


Рисунок 4.10 – А) Электронно-микроскопический снимок фрамбоидального пирита (190 см; ~2160 к.л.н.); Б) Электронно-микроскопический снимок фрамбоидального пирита (отметка 170 см; ~6750 к.л.н.) (атом. % Si – 5,62%, O – 33,71%, Al – 1,51%, Cu – 2,17%, Fe – 49,69%)

Содержание карбонатов характеризуется реверсивным, по отношению к содержанию аллотигенных минералов, изменением по разрезу в пределах 2–71% при среднем значении 9–13,76%. Минеральный состав карбонатной компоненты озера Сабакты характеризуется чередованием кальцитовых (рисунок 4.11А) и кальцит-доломитовых композиций (рисунок 4.11Б).

А)



Б)

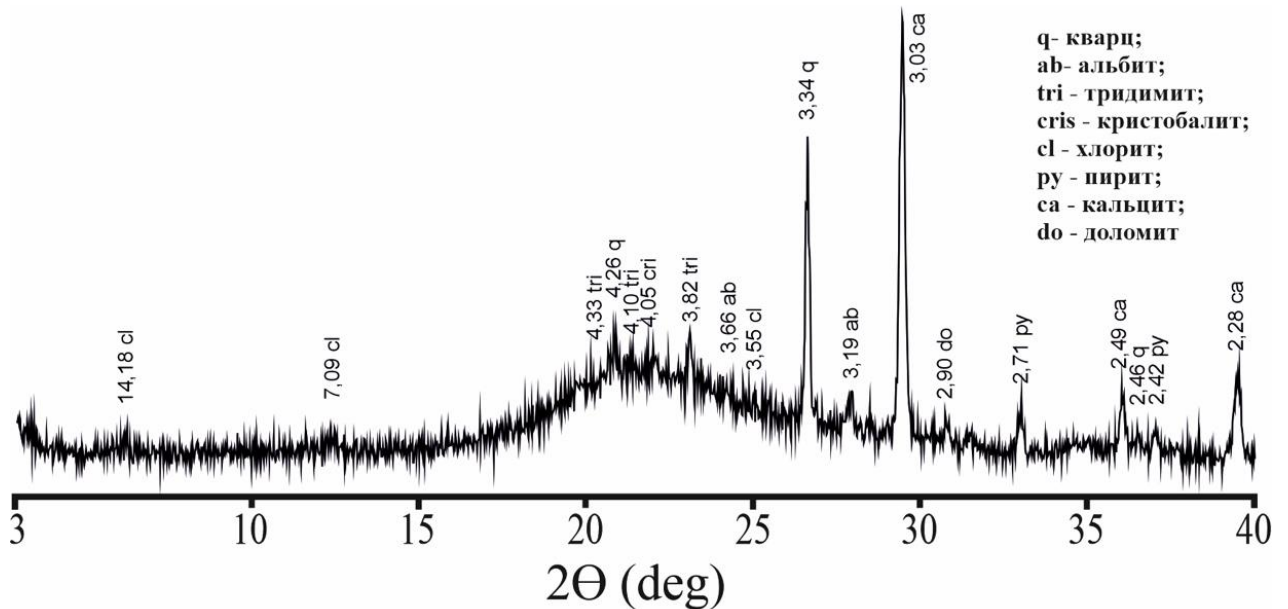


Рисунок 4.11 – Дифрактограммы донных отложений озера Сабакты: А – отметка 46 см (~1372 к.л.н.); Б – отметка 166 см (~6472 к.л.н.)



Содержание кальцита в осадочных отложениях озера изменяется в широком диапазоне от 1 до 69%, содержание доломита варьирует от 0,57 до 3,78%, при среднем значении 1,66%.

Кристаллы кальцита установлены в виде блочных кристаллов с размером зерен <10 мкм, как показали наблюдения СЭМ (рисунок 4.12).

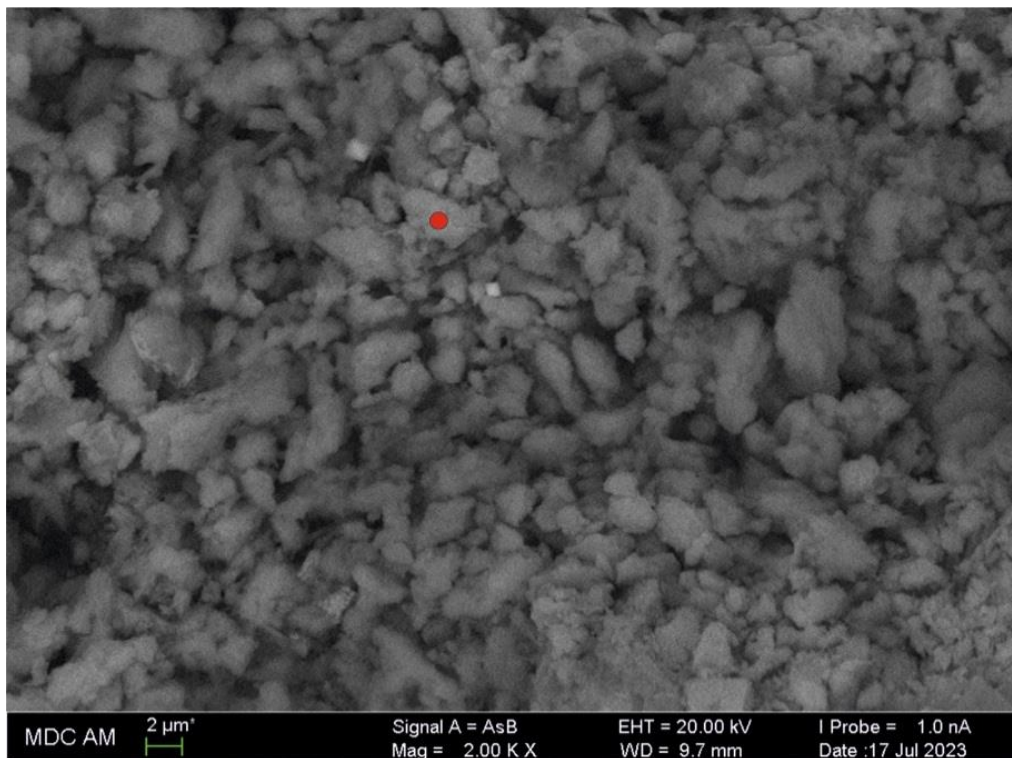


Рисунок 4.12 – Электронно-микроскопический снимок кальцита (154 см; ~5700 к.л.н.; атом. % Ca – 8,69%, Mg – 0,47%; O – 38,87%, C – 50,87%; Mn – 0,05%, Si – 0,44%; Al – 0,24%, S – 0,23%, Fe – 0,08%)

Доломит в осадках озера Сабакты был установлен в двух основных формах (рисунок 4.13 и рисунок 4.14). Ромбический доломит был зафиксирован в виде хорошо сформированного субидiomорфного кристалла (~ 3 мкм) (рисунок 4.13).

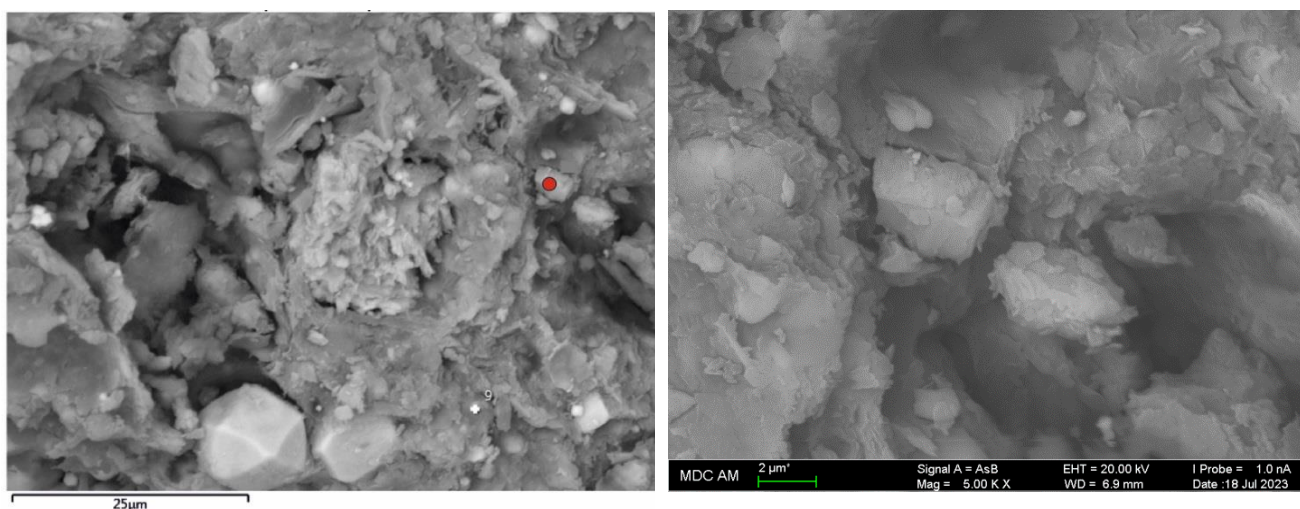


Рисунок 4.13 – Электронно-микроскопический снимок доломита (отметка 190 см; ~8164 к.л.н.; атом. % Ca – 3,52%, Mg – 3,73%; O – 46,63%, C – 43,74%; Si – 5,17%; Al – 0,59%, S – 0,98%, Fe – 0,23%)

Также доломит был установлен в виде дисперсных кристаллов, прикрепленных к поверхности других минералов с зернами менее 2 мкм (рисунок 4.14) и агрегированных в кластеры (рисунок 4.14).

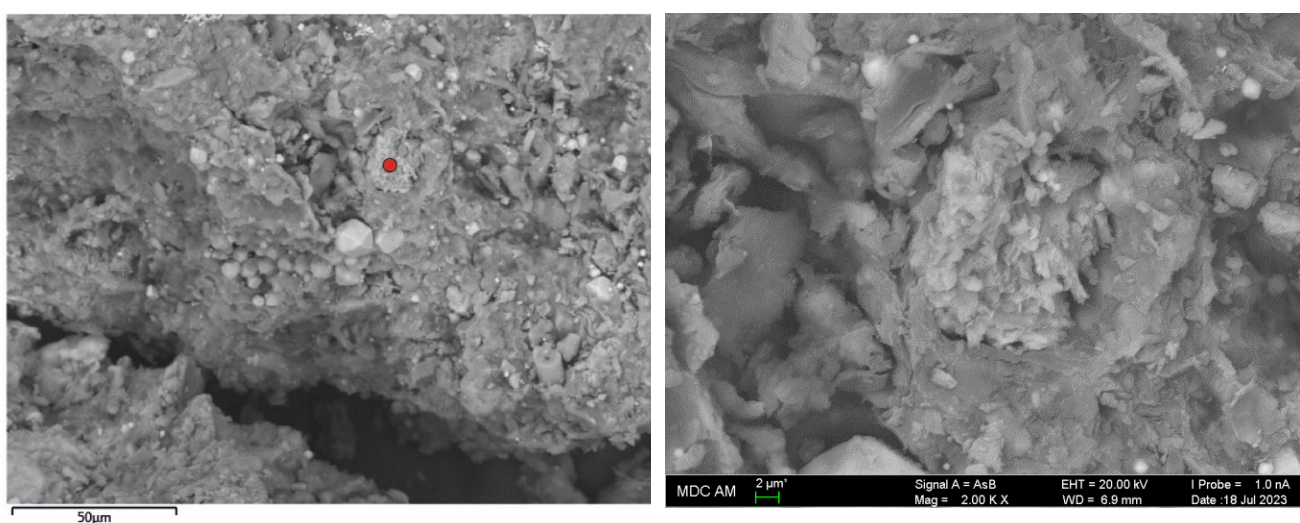


Рисунок 4.14 – Электронно-микроскопический снимок доломита (отметка 190 см~8164 к.л.н.; атом. % Ca – 2,40%, Mg – 1,94%; O – 56,57%, C – 29,54%; Si – 4,37%; Al – 1,93%, Ti – 1,98%, Fe – 1,27%)

На отметках 72, 172 и 212 см зафиксировано присутствие гипса с содержаниями 8,45%, 5,91% и 11,85 % соответственно (рисунок 4.15).

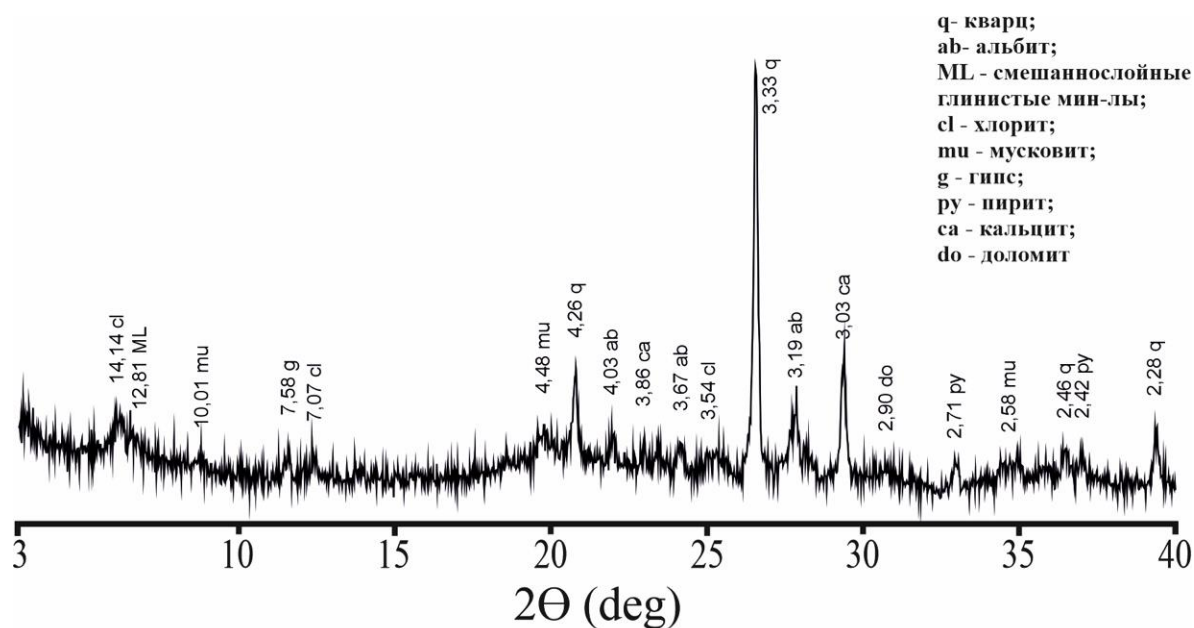
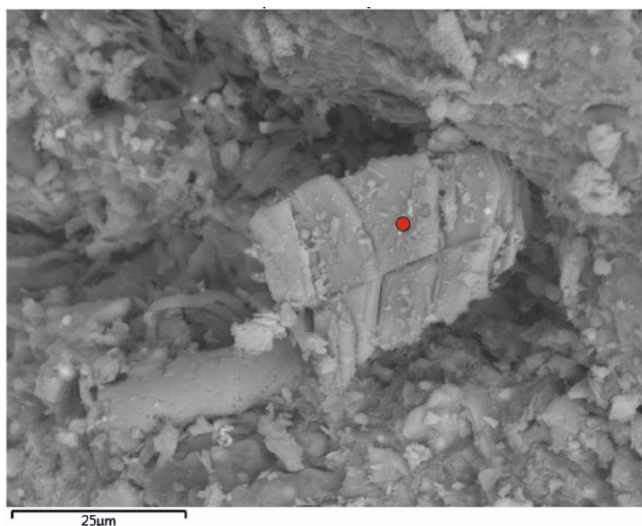


Рисунок 4.15 – Дифрактограмма донных отложений озера Сабакты – отметка 172 см (~6890 к.л.н.)

Сканирующая электронная микроскопия также позволила установить наличие кристаллов гипса в осадках (рисунок 4.16).

А)



Б)

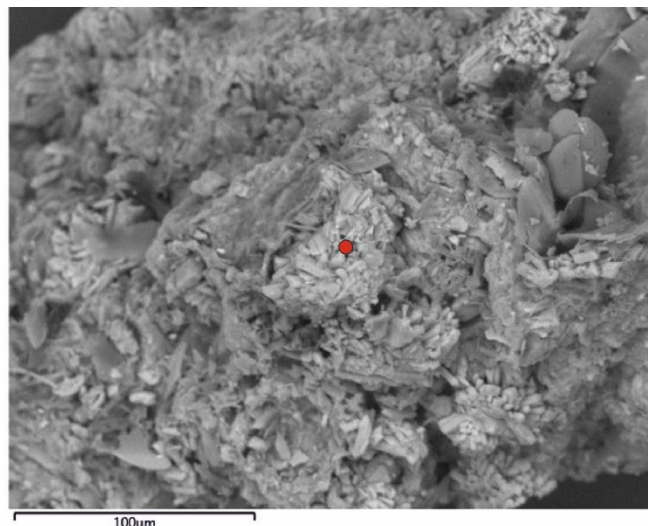


Рисунок 4.16 – А) Электронно-микроскопический снимок гипса в образце 506 озера Сабакты (212 см; 9973 к.л.н., атом. % Са – 14,09%; S – 14,40%; O – 70,39%, Si – 0,45%, Al – 0,24%, Fe – 0,26%); Б) Электронно-микроскопический снимок гипса в образце 436 озера Сабакты (72 см; 2440 к.л.н. атом. % Са – 21,21%; S – 16,65%; O – 61,03%, Si – 0,55%, Al – 0,21%, Fe – 0,18%)

Методом сканирующей микроскопии установлено наличие барита (рисунок 4.17) на глубине 182 см (~7600 л. н.).





Рисунок 4.17 – Электронно-микроскопический снимок барита в образце 491 (глубина 182 см, ~7600 л. н.) озера Сабакты, атом. Ва – 22,11%, О – 25,23%, Si – 16,68%, Al – 4,23%, Fe – 3,45%, S – 3,92%, Na – 1,90%)

#### 4.5. Химический состав

**Озеро Банное.** В результате РФА были получены данные по содержаниям главных и рассеянных элементов. Главные элементы (таблица 4.7) представлены, в основном, литофильными элементами, за исключением сидерофильного железа и халькофильной серы. Содержание ППП характеризуется изменением в пределах 19,88–42,76% со средним 30,26%. SiO<sub>2</sub> (36,36–50,29 %, среднее 43,15%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6,53–12,29%, среднее 9,36%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,75–7,18%, среднее 5,87%), CaO (2,25–15,03%, среднее 4,58%) – оксиды наиболее распространенных элементов. MgO (1,43–2,83%, среднее 2,19%), SO<sub>3</sub> (1,06–2,95 %, среднее 1,95%), K<sub>2</sub>O (0,70–1,60%, среднее 1,00%), Na<sub>2</sub>O (0,46–1,02%, среднее 0,78%), TiO<sub>2</sub> (0,32–0,59%, среднее 0,43%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,13–0,25%, среднее 0,17%), MnO (0,09–0,24%, среднее 0,12%) – оксиды менее распространенных элементов. Вверх по разрезу отмечаются тренд увеличения ППП (с ~20% до ~43%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (с ~0,1% до ~0,2%); тренды уменьшения содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (с ~11% до ~8%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (с ~7% до ~5%), MgO (с ~2,7% до ~1,5%), K<sub>2</sub>O (с ~1,3% до ~0,7%), Na<sub>2</sub>O (с ~1 % до ~0,5%), TiO<sub>2</sub> (с ~0,5 до ~0,3 %). Параметр SO<sub>3</sub> характеризуется высокоамплитудными колебаниями около ~2% в нижней части разреза до отметки 273 м и малоамплитудными вариациями около ~1,6% выше указанной отметки.

Вариации CaO характеризуются высокоамплитудными колебаниями около тренда уменьшения содержаний снизу вверх с ~6,5% до ~2,5%. Повышенные содержания CaO >10%

приходятся на отметки 508–468 см;  $\text{CaO} > 4,5\%$  – на интервалы глубин 383–363 см; 343–323 см; 183–163 см; 163–133 см. Содержание  $\text{MnO}$  отмечается значительным увеличением вверх по разрезу с  $\sim 0,1\%$  до  $\sim 0,2\%$  в интервале глубин 508–468 см. Выше по разрезу отмечается уменьшение содержания  $\text{MnO}$  до  $\sim 0,1\%$  (отметка 458 см), а затем еще выше наблюдается тренд небольшого увеличения до  $\sim 0,14\%$ .

Статистика по содержаниям оксидов рассеянных (примесных) элементов ( $< 0,1\%$  масс.) и вариации с глубиной показаны в таблице 4.8. Рассеянные элементы представлены литофильными элементами (ванадий, хлор, стронций, хром, цирконий, рубидий, бром), халькофильными элементами (медь, цинк, мышьяк) и сидерофильными элементами (никель, кобальт). В группе рассеянных элементов наиболее распространены  $\text{Cl}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{SrO}$  (средние содержания  $0,028\%$ ,  $0,029\%$ ,  $0,020\%$  соответственно). Менее распространены  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CuO}$ ,  $\text{ZnO}$ ,  $\text{Br}$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{ZrO}_2$ ,  $\text{Rb}_2\text{O}$ ,  $\text{As}_2\text{O}_3$  (средние содержания  $0,014\%$ ,  $0,011\%$ ,  $0,012\%$ ,  $0,009\%$ ,  $0,007\%$ ,  $0,007\%$ ,  $0,004\%$ ,  $0,002\%$  соответственно), а также в семи образцах зафиксирован  $\text{CoO}$  (среднее содержание  $0,0005\%$ ).

Наиболее амплитудные изменения характерны для стронция, хлора, циркония, рубидия и брома. Параметр  $\text{SrO}$  отмечается возрастанием снизу вверх с  $\sim 0,04\%$  до  $\sim 0,06\%$  с отметки 508 см до отметки 488 см. Выше по разрезу наблюдается довольно резкий отрицательный экскурс до  $\sim 0,02\%$  (отметка 458 см). Выше до отметки 338 см содержания  $\text{SrO}$  колеблются вокруг  $\sim 0,018\%$ , затем наблюдается заметный положительный пик  $\sim 0,03\%$  на отметке 328 см. Выше по разрезу виден тренд уменьшения содержания  $\text{SrO}$  с  $\sim 0,02\%$  до  $\sim 0,012\%$ .

Содержание  $\text{Cl}$  в основном меньше  $0,02\%$  снизу вверх до отметки 398 см. Выше по разрезу на отметке 358 см отмечается положительный пик  $\sim 0,03\%$ , сменяющийся небольшим падением до значений не менее  $0,02\%$  (в интервале 348–328 см). Выше, до отметки 278 см, отмечается повышение содержаний  $\text{Cl}$  до значений, колеблющихся вокруг  $\sim 0,03\%$ . Выше по разрезу этот интервал сменяется интервалом 268–148 см со сравнительно пониженными содержаниями  $\text{Cl}$  ( $< 0,027\%$ ), колеблющимися около  $\sim 0,02\%$ . А оставшиеся верхние 140 см разреза (до отметки 8 см) характеризуются стремительным увеличением содержаний  $\text{Cl}$  в 2,5–3 раза (до  $\sim 0,05\text{--}0,06\%$ ).

Колебания в содержаниях  $\text{ZrO}_2$  происходят вдоль тренда уменьшения снизу вверх с  $\sim 0,01\%$  до  $\sim 0,004\%$ . В верхней части разреза отмечается резкий положительный пик  $\sim 0,01\%$  (отметка 38 м). Колебания в содержаниях  $\text{Rb}_2\text{O}$  также происходят вдоль тренда уменьшения снизу вверх с  $\sim 0,005\%$  до  $\sim 0,002\%$  с выраженным положительным пиком  $\sim 0,006\%$  на отметке 348 м и отрицательным пиком  $\sim 0,002\%$  на отметке 68 м. Изменение содержания  $\text{Br}$  наблюдается вдоль тренда увеличений в диапазоне  $0,0036\% \text{--} 0,01353\%$ , с размахом  $0,0099\%$ , со сменой характера вариаций на отметке 228 см с немонотонного в нижней части на монотонный в верхней части разреза.



Таблица 4.7 – Элементарные статистики по содержаниям главных элементов\*

Статистики	Масс. %											
	ППП	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
Минимум	19,88	36,36	6,53	4,75	0,46	0,70	1,43	2,25	0,32	1,06	0,13	0,09
Максимум	42,76	50,29	12,29	7,18	1,02	1,60	2,83	15,03	0,59	2,95	0,25	0,24
Среднее	30,26	43,15	9,36	5,87	0,78	1,00	2,19	4,58	0,43	1,95	0,17	0,12
Ст. отклонение	5,42	2,94	1,38	0,63	0,15	0,22	0,38	3,31	0,07	0,44	0,03	0,03
Число наблюд.	51	51	51	51	51	51	51	51	51	51	51	51

\* Примечание: составлено автором.

Таблица 4.8 – Элементарные статистики по содержаниям рассеянных элементов\*

Статистики	Масс. %											
	Cl	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SrO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CuO	ZnO	NiO	ZrO <sub>2</sub>	Rb <sub>2</sub> O	As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CoO	Br
Минимум	0,012	0,020	0,012	0,008	0,008	0,009	0,005	0,004	0,002	0,002	0,000001	0,0036
Максимум	0,057	0,039	0,059	0,023	0,014	0,016	0,009	0,013	0,007	0,003	0,001325	0,01353
Среднее	0,028	0,029	0,020	0,014	0,011	0,012	0,007	0,007	0,004	0,002	0,000467	0,0092
Ст. отклонение	0,011	0,005	0,010	0,003	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000509	0,0018
Число наблюд.	44	29	51	49	51	51	50	51	51	7	12	51

\* Примечание: составлено автором.

В ходе ИСП-МС измерены концентрации в г/т Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Ir, Tl, Pb, Bi, Th, U. В таблице 4.9 представлена статистика по содержаниям литофильных элементов, LREE, HREE, РЗЭ (г/т). Наиболее распространенными элементами являются Y, Sc, Li, Rb, Zr, Cr, V, Sr, Ba, Mn, Ti (средние содержания 13,68, 19,17, 23,07, 36,81, 59,49, 101,31, 128,83, 168,45, 214,76, 972,25, 2389,68 г/т соответственно). Менее распространены Ta, W, Hf, U, Cs, Th, Nb (средние содержания 0,24, 0,66, 1,47, 1,60, 2,61, 3,11, 4,84 г/т соответственно), а также в 39 образцах зафиксирован Be (среднее содержание 1,22 г/т). Содержания LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) изменяются в пределах 39,20–98,43 г/т, HREE (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) изменяется от 4,74 г/т до 8,11 г/т. Содержания REE (LREE+HREE) изменяются от 43,92 до 106,53.

Таблица 4.9 – Статистика содержаний литофильных элементов в донных отложениях озера Банное по данным анализа ИСП-МС (г/т) \*

Компоненты, г/т	Минимум	Максимум	Среднее	Число образцов
Li	16,74	33,86	23,07	51
Be	0,39	2,80	1,22	39
Sc	15,03	24,34	19,17	51
Ti	1379,02	3410,64	2389,68	51
V	103,77	160,73	128,83	51
Cr	85,14	134,75	101,31	51
Mn	751,50	2110,88	972,25	51
Rb	24,64	67,00	36,81	51
Y	10,88	17,44	13,68	51
Sr	102,01	481,65	168,45	51
Zr	40,70	96,33	59,49	51
Nb	3,14	9,32	4,84	51
Cs	1,82	4,82	2,61	51
Ba	150,97	343,36	214,76	51
Hf	1,02	2,37	1,47	51
Ta	0,15	0,49	0,24	51
W	0,47	1,10	0,66	51
Th	2,08	5,87	3,11	51
U	1,20	2,28	1,60	51
Легкие РЗЭ (LREE)	39,20	98,43	57,25	51
Тяжелые РЗЭ (HREE)	4,72	8,11	6,08	51
REE (REE)	43,92	106,53	63,33	51

\* Примечание: составлено автором.

Вариации и элементарные статистики халькофильных элементов осадочных отложений озера Банное представлены в таблице 4.10. Менее распространенными элементами являются Bi, Tl, Cd, Sb, Sn, Se, Ge, Pb, As, Ga (средние содержания которых составляют 0,08, 0,16, 0,27, 0,66, 1,00, 2,88, 4,35, 7,73, 7,90, 12,71 г/т соответственно). Наиболее распространенными элементами

являются Cu, Zn (со средними содержаниями 62,24, 114,54 г/т соответственно). Также в 13 образцах зафиксировано наличие Ag, содержание которого изменяется от 0,19 г/т до 1,48 г/т.

Таблица 4.10 – Статистика содержаний халькофильных элементов в донных отложениях озера Банное по данным анализа ИСП-МС (г/т) \*

Компоненты, г/т	Минимум	Максимум	Среднее	Число образцов
Cu	45,39	76,12	62,24	51
Zn	97,14	176,54	114,54	51
Ga	9,45	17,65	12,71	51
Ge	3,14	7,00	4,35	51
As	5,02	23,25	7,90	51
Se	1,50	4,75	2,88	51

Продолжение таблицы 4.10

Компоненты, г/т	Минимум	Максимум	Среднее	Число образцов
Ag	0,19	1,48	0,43	13
Cd	0,19	0,39	0,27	51
Sn	0,57	1,72	1,00	51
Sb	0,36	0,95	0,66	51
Tl	0,11	0,27	0,16	51
Pb	5,83	14,19	7,73	15
Bi	0,05	0,17	0,08	51

\* Примечание: составлено автором.

Наиболее распространенным элементом среди сидерофильных элементов является Fe, содержания которого изменяются от 33870,99 г/т до 53486,80 г/т (таблица 4.11). Менее распространенными сидерофильными элементами осадков озера Банное являются Mo, Co, Ni (со средними значениями 2,43, 20,95, 44,98 г/т соответственно). Низкое содержание Ir зафиксировано в 27 образцах изучаемых отложений, значения которого достигают 0,02 г/т.

Таблица 4.11 – Статистика содержаний сидерофильных элементов в донных отложениях озера Банное по данным анализа ИСП-МС (г/т) (n=51) \*

Компоненты, г/т	Минимум	Максимум	Среднее	Число образцов
Fe	33870,99	53486,80	43762,98	51
Co	17,21	25,34	20,95	51
Ni	26,57	119,99	44,98	51
Mo	1,35	3,72	2,43	51
Ir	0,00	0,02	0,02	27

\* Примечание: составлено автором.

Факторный анализ разрешенных переменных геохимической выборки позволил установить 5 факторов со значимыми нагрузками более 0,7 (таблица 4.12). Самым значимым является фактор F1 (вес 19,59%), далее с меньшими весами располагаются факторы F2 – F5.

Фактор F1 имеет биполярную структуру и коррелирует, с одной стороны, с увеличением содержаний элементов терригенного привноса (аллотигенных элементов): Mg, Al, K, Ti, V, Fe, Co, Rb, Zr, Th, PЗЭ, Li, Ge, Y, Nb, Sn, Sb, Cs, Ta, Tl, Bi, а с другой – коррелирует с уменьшением содержаний ТОС, TN. Таким образом, регистрируется биполярность процессов накопления эндогенной органики и процессов терригенного сноса. Фактор F2 отражает увеличение содержаний Cu, Zn. Элементы Cu, Zn являются биогенными элементами, входящими в состав растений и водорослей, которые обеспечивают функции фотосинтеза, азотного обмена и т. д. [Мальцев, 2017]. Биогенные элементы – это химические элементы, постоянно входящие в состав организмов и тем самым концентрирующиеся в органическом веществе согласно [Вернадский, 1978, 2001].

Таблица 4.12 – Результаты факторного анализа. Озеро Банное\*

Переменная <sup>1</sup>	Фактор. нагрузки (Варимакс нормализ.). Выделение: главные компоненты (отмечены нагрузки >,700000)				
	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5
Mg	0,90	0,16	0,22	0,09	-0,21
Al	0,90	0,24	0,07	0,19	-0,21
Si	0,29	0,08	-0,04	0,72	0,03
P	-0,70	0,15	-0,09	-0,22	0,28
K	0,95	0,10	0,14	0,00	-0,17
Ti	0,92	0,24	0,17	0,08	-0,15
V	0,75	0,30	0,21	0,43	-0,03
Fe	0,78	0,52	0,17	0,01	-0,05
Co	0,77	0,34	0,25	0,22	-0,07
Cu	-0,12	0,74	0,09	0,33	0,04
Zn	0,09	0,84	0,10	-0,04	0,33
Br	-0,16	0,37	0,16	-0,01	0,86
Rb	0,90	0,09	0,05	-0,11	-0,14
Zr	0,79	0,14	-0,16	-0,24	-0,15
Th	0,98	-0,02	0,01	0,15	0,01
PЗЭ	0,96	-0,02	-0,03	0,20	0,01
Li	0,85	0,02	-0,09	0,16	0,08
Sc	0,42	0,21	-0,15	0,68	-0,18

<sup>1</sup> Примечание: нормальное распределение отмечается для Mg, Al, Si, P, Fe, ТОС, TN, Br (в %); Co, Cu, Rb, Zr, Zn, PЗЭ, Li, Sc, Se, Y, Sb (в г/т); а логнормальное распределение – для K, Ti, S (в %); V, Th, Ge, Nb, Mo, Cd, Sn, Cs, Ta, Tl, Bi (в г/т).

Ge	0,81	0,03	-0,02	0,31	0,17
Se	0,57	-0,18	-0,46	-0,02	0,28
Y	0,94	0,02	0,00	0,18	-0,03
Nb	0,98	-0,03	0,05	0,12	0,00
Mo	-0,07	0,28	0,88	-0,01	0,12
Cd	0,52	0,39	0,02	-0,40	-0,21
Sn	0,86	0,09	-0,17	0,11	0,04
Sb	0,74	-0,08	0,06	0,14	-0,16
Cs	0,94	-0,02	-0,09	0,19	0,01
Ta	0,98	-0,04	0,02	0,13	0,03
Tl	0,97	0,02	-0,05	0,10	0,06
Bi	0,97	0,05	0,02	0,08	0,06
ТОС	-0,85	0,31	-0,05	-0,16	0,18
TN	-0,83	0,14	-0,09	-0,22	0,27
S	0,29	-0,08	0,83	-0,12	0,06
Общ.дис.	19,59	2,52	2,08	2,06	1,46
Доля общ	0,59	0,08	0,06	0,06	0,04

\* Примечание: составлено автором.

Фактор F3 отражает увеличение содержаний Mo, S. Накопление Mo в сапропеле, так же, как и в черных сланцах, объясняется сродством молибдена к аквагенному азотистому органическому веществу, а также включением Mo-содержащего протеина в процессы бактериальной сульфатредукции. Кроме того, молибден может присутствовать в карбонатной фазе [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]. Содержание S в осадочных отложениях озер является отражением процессов бактериальной сульфатредукции., в результате которой выделяется H<sub>2</sub>S и, как следствие, образуется большое количество диагенетического пирита (FeS<sub>2</sub>), в составе которого и фиксируется S (макрофитогенные сапропели) [Мальцев, 2017; Масленникова и др., 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]. Фактор F4 – фактор увеличения содержания Si. Элемент Si в осадочных отложениях озера Банное может быть как аллотигенного (входит в состав обломочных пород: кварц, полевые шпаты и т. д.), так и аутигенного происхождения (водоросли), что подробно рассматривалось в разделе 4.4 настоящей работы. Также в озерных осадках Si может накапливаться путем выпадения кремниевой кислоты в осадок в виде аморфного кремнезема при увеличении концентрации раствора или при уменьшении pH (до кислых значений) насыщенного раствора [Мальцев, 2017]. Фактор F5 – фактор увеличения содержания Br. Элемент Br является важным индикатором потепления [Маркова, 2012; Косарева, 2018].

**Озеро Сабакты.** В результате рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) были получены данные по содержаниям главных и рассеянных элементов. Главные элементы представлены, в

основном, литофильными элементами за исключением сидерофильного железа и халькофильной серы (таблица 4.13).

Содержание ППП характеризуется изменением в пределах 6,98–56,09% со средним 39,65%. SiO<sub>2</sub> (14,60–63,36%, среднее 31,93%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2,97–15,39%, среднее 7,78%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3,52–7,28%, среднее 5,54%), CaO (2,05–25,33%, среднее 7,90%) – оксиды наиболее распространенных элементов. MgO (0,98–3,04%, среднее 1,88%), SO<sub>3</sub> (0,15–5,61%, среднее 2,88%), K<sub>2</sub>O (0,38–2,02%, среднее 0,94%), Na<sub>2</sub>O (0,26–0,98%, среднее 0,55%), TiO<sub>2</sub> (0,19–0,70%, среднее 0,41%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,06–0,28%, среднее 0,13%), MnO (0,09–0,65%, среднее 0,22%) – оксиды менее распространенных элементов. Вверх по разрезу отмечаются тренд увеличения ППП (с ~7% до ~56%), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (с ~0,06% до ~0,28%); тренды уменьшения содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (с ~15,4% до ~2,97%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (с ~7,3% до ~3,57%), MgO (с ~3,04% до ~0,97%), K<sub>2</sub>O (с ~2,02% до ~0,38%), Na<sub>2</sub>O (с ~0,98% до ~0,26%), TiO<sub>2</sub> (с ~0,7% до ~0,2%).

Значения SO<sub>3</sub> в нижней части разреза (288–258 см) понижены и достигают ~0,2%. В верхней части разреза значения SO<sub>3</sub> изменяются в диапазоне ~2–5,6%. Параметр CaO характеризуется высокоамплитудными колебаниями около тренда уменьшения содержаний снизу вверх с ~9% до ~2%. Повышенные содержания CaO >10% приходятся на отметки 238 см, 218 см, 178–148 см, 98 и 48 см; CaO > 4.5% – на интервалы глубин 288–248 см, 128 см, 88 и 38 см. Вверх по разрезу отмечается тренд увеличения значений MnO с ~0,1% до ~0,6% в интервале глубин 288–148 см. Выше по разрезу наблюдается тренд уменьшения значений до ~0,09%.

Рассеянные элементы (таблица 4.14) представлены литофильными элементами (ванадий, хлор, стронций, хром, цирконий, рубидий, бром), халькофильными элементами (медь, цинк, мышьяк) и сидерофильными элементами (никель, кобальт).

В группе рассеянных элементов наиболее распространены Cl, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, SrO (средние содержания 0,040%, 0,020%, 0,025% соответственно). Менее распространены Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CuO, ZnO, Br, NiO, ZrO<sub>2</sub>, Rb<sub>2</sub>O, As<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (средние содержания 0,013%, 0,009%, 0,010%, 0,007%, 0,006%, 0,008%, 0,003%, 0,003% соответственно), а также в семи образцах зафиксирован CoO (среднее содержание 0,0002%).

Наиболее амплитудные изменения характерны для стронция, хлора, циркония, рубидия и брома. В интервале глубин 288–188 см отмечается тренд уменьшения значений SrO с ~0,05% до ~0,01%, с заметными положительными пиками на глубинах 238 см (0,05%) и 218 см (0,04%).

Таблица 4.13 – Элементарные статистики по содержаниям главных элементов\*

Статистики	Масс, %											
	ППП	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	TiO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
Минимум	6,98	14,60	2,97	3,52	0,26	0,38	0,98	2,05	0,19	0,15	0,06	0,09
Максимум	56,09	63,36	15,39	7,28	0,98	2,02	3,04	25,33	0,70	5,61	0,28	0,65
Среднее	39,65	31,93	7,78	5,54	0,55	0,94	1,88	7,90	0,41	2,88	0,13	0,22
Ст. отклонение	14,32	11,20	3,70	1,16	0,23	0,50	0,63	6,38	0,14	1,49	0,04	0,14
Число наблюд.	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29	29

\* Примечание: составлено автором.

Таблица 4.14 – Элементарные статистики по содержаниям рассеянных элементов\*

Статистики	Масс, %											
	Cl	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SrO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CuO	ZnO	NiO	ZrO <sub>2</sub>	Rb <sub>2</sub> O	As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CoO	Br
Минимум	0,015	0,007	0,009	0,007	0,006	0,007	0,004	0,001	0,001	0,002	0,000001	0,005
Максимум	0,063	0,032	0,065	0,018	0,011	0,013	0,010	0,017	0,008	0,004	0,0011	0,010
Среднее	0,040	0,020	0,025	0,013	0,009	0,010	0,006	0,008	0,003	0,003	0,0002	0,0072
Ст. отклонение	0,11	0,010	0,015	0,003	0,001	0,001	0,001	0,004	0,002	0,0007	0,0004	0,0015
Число наблюд.	24	7	29	23	29	29	29	29	29	5	7	24

\* Примечание: составлено автором.

Выше по разрезу до отметки 148 см зафиксированы повышение значений SrO до 0,06%. Далее вверх по разрезу наблюдается тренд уменьшения содержания SrO с ~0,02% до ~0,009%. Тренд увеличения содержания Cl наблюдается в интервале глубин 238–58 см, значения которых изменяются от ~0,015% до ~0,06%. Выраженные положительные пики отмечаются на глубинах 178 см (~0,04%) и 98 см (~0,06%), отрицательные – на глубине 108 см (~0,038) и 88 см (~0,04%). Интервал 78–8 см характеризуется уменьшением содержания Br до ~0,03%. Содержание ZrO<sub>2</sub> в интервале глубин 288–98 см уменьшается с ~0,017% до ~0,01%.

В верхней части разреза (интервал 98–58 см) отмечается резкое увеличение значений ZrO<sub>2</sub>, где максимальное значение достигает ~0,015%. Затем содержание ZrO<sub>2</sub> резко уменьшается до ~0,003% (отметка 48 см), после чего снова следует увеличение значений до ~0,01%.

Колебания в содержаниях Rb<sub>2</sub>O также происходят вдоль тренда уменьшения снизу вверх (интервал 288–148 см) с ~0,008 % до ~0,001 % с выраженным отрицательным пиком ~0,002 % на отметке 248 см. Увеличение значений Rb<sub>2</sub>O до ~0,004% зафиксировано в интервалах глубин 138–118 см и 68–58см. В интервале 238–168 см наблюдается тренд увеличения содержания Br в диапазоне ~0,006% – ~0,009%. Затем на глубинах 168–148 см значения резко уменьшаются до ~0,005%.

Максимальное значение Br зафиксировано в интервале 148–58 см (отметка 128 см), которое достигает ~0,01%. Содержание Br в верхней части разреза (интервал 58–8 см) уменьшается до ~0,005%.

В ходе ИСП-МС измерены концентрации в г/т Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Ir, Tl, Pb, Bi, Th, U. Статистика по содержаниям литофильных элементов донных отложений озера представлена в таблице 4.15.

Наиболее распространенными элементами являются Li, Rb, Zr, Cr, V, Sr, Ba, Mn, Ti (средние содержания составляют 20,52, 38,84, 62,15, 78,01, 99,48, 229,37, 232,64, 1606,20, 2438,28 г/т соответственно). Менее распространены Ta, W, Be, Hf, U, Cs, Th, Nb (средние содержания 0,29, 0,62, 1,35, 1,62, 1,79, 2,86, 3,89, 4,89 г/т соответственно). Значения LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Cd) изменяются в пределах 18,02–112,82 г/т, HREE (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) изменяется от 1,84 г/т до 10,50 г/т. Значения REE (LREE+ HREE) изменяются от 28,38 г/т до 163,61 г/т.

Вариации и элементарные статистики халькофильных элементов осадочных отложений озера Сабакты представлены в таблице 4.16. Среди халькофильных элементов наиболее распространенными являются Cu, Zn (со средними значениями 41,29 и 83,95 соответственно). Менее распространенными элементами являются Bi, Cd, Te, Tl, Sb, Ag, Sn, Se, Ge, Pb, Ga, As (средние значения которых составляют 0,13, 0,13, 0,16, 0,19, 0,67, 1,18, 1,29, 2,11, 3,67, 7,59, 10,50, 9,53 г/т соответственно).



Таблица 4.15 – Статистика содержаний литофильных элементов в донных осадочных отложениях озера Сабакты по данным анализа ИСП-МС (г/т)\*

Компоненты, г/т	Минимум	Максимум	Среднее	Число образцов
Li	4,57	43,90	20,52	67
Be	0,03	6,03	1,35	54
Ti	802,68	4228,72	2438,28	67
V	35,04	152,96	99,48	67
Cr	23,75	129,22	78,01	67
Mn	636,95	4432,94	1606,20	67
Rb	11,88	68,57	38,84	67
Sr	74,61	650,47	229,37	67
Zr	11,56	117,80	62,15	67
Nb	1,20	10,07	4,84	67
Cs	0,88	5,50	2,86	67
Ba	103,38	392,12	232,64	67
Hf	0,42	3,07	1,62	67
Ta	0,14	0,61	0,29	29
W	0,15	2,91	0,62	22
Th	1,14	7,58	3,89	67
U	0,89	3,60	1,79	67
Легкие РЗЭ (LREE)	18,02	112,82	59,66	67
Тяжелые РЗЭ (HREE)	1,84	10,50	5,93	67
REE (REE)	28,38	163,61	92,59	67

\* Примечание: составлено автором.

Таблица 4.16 – Статистика содержаний халькофильных элементов в донных осадочных отложениях озера Сабакты по данным анализа ИСП-МС (г/т)\*

Компоненты, г/т	Минимум	Максимум	Среднее	Число образцов
Cu	18,91	37,22	41,29	67
Zn	37,22	109,44	83,95	67
Ga	3,56	19,48	10,50	67
Ge	0,67	6,99	3,67	67
As	3,96	57,86	9,53	67
Se	0,38	4,22	2,11	67
Ag	0,04	7,39	1,18	29
Cd	0,03	0,32	0,13	53
Sn	0,47	2,69	1,29	29
Sb	0,35	1,14	0,67	29
Te	0,13	0,21	0,16	4
Tl	0,05	0,37	0,19	67
Pb	2,29	18,83	7,59	67
Bi	0,06	0,24	0,13	29

\* Примечание: составлено автором.

Наиболее распространенным элементом среди сидерофильных элементов является Fe, значения которого варьируют от 16632,00 г/т до 52731,24 г/т. Значения Ni изменяются от 19,63 до 146,89 г/т, Co от 6,02 до 25,83 г/т (таблица 4.17). Значения Mo варьируют в пределах 1,20–4,08 г/т. В 16 образцах зафиксировано наличие Re, среднее значение которого составляет 0,01 г/т, а также в 5 образцах присутствует Ir со средним значением 0,016 г/т.

Таблица 4.17 – Статистика содержаний сидерофильных элементов в донных осадочных отложениях озера Сабакты по данным анализа ИСП-МС (г/т)\*

Компоненты, г/т	Минимум	Максимум	Среднее	Число образцов
Fe	16632,00	52731,24	36215,15	67
Co	6,02	25,83	16,29	67
Ni	12,96	146,89	44,16	67
Mo	1,20	4,08	2,69	29
Re	0,0003	0,02	0,01	16
Ir	0,0153	0,018	0,016	5

\* Примечание: составлено автором.

**Озеро Сабакты.** Факторный анализ разрешенных переменных позволил установить 3 фактора со значимыми нагрузками более 0,7 (таблица 4.18). Самым значимым является фактор F1 (вес 25,18%), далее с весами меньшими располагаются факторы F2–F3.

Таблица 4.18 – Результаты факторного анализа. Озеро Сабакты\*

Переменная <sup>2</sup>	Фактор. нагрузки (Варимакс нормализ.); Выделение: Главные компоненты (Отмечены нагрузки >.700000)		
	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
Na	0,89	0,09	-0,06
Mg	0,95	-0,22	-0,02
Si	0,91	0,22	0,22
S	-0,39	0,02	-0,83
K	0,96	-0,02	0,01
Ti	0,92	0,06	0,08
V	0,87	0,17	0,03
Cr	0,91	0,19	0,03
Co	0,69	0,39	-0,44
Ni	0,66	-0,05	0,09

<sup>2</sup> Примечание: нормальное распределение отмечается для Na, Mg, Si, S, Ti, TN (в %); V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Be, Fe, Ga, Ge, Se, Mo, Cd, Sn, Sb, Cs, Hf (в г/т); а логнормальное распределение – для K (в %); Rb, Sr, Zr, PЗЭ, Th, Li, Be, Y, Nb, Ta, Tl, Pb, Bi (в г/т).

Cu	0,43	0,04	0,10
Zn	0,42	0,41	-0,05
Rb	0,88	0,04	-0,01
Sr	-0,02	-0,98	0,03
Zr	0,79	0,34	0,15
Ba	0,95	-0,21	0,04
PЗЭ	0,96	0,04	0,02
Th	0,97	0,06	0,01
N	-0,83	0,53	-0,09
Li	0,97	0,15	-0,03
Be	0,21	-0,05	0,01
Fe	0,77	0,12	-0,57
Ga	0,95	0,00	0,08
Ge	0,95	-0,01	0,08
Se	0,93	0,17	0,07
Y	0,93	0,09	0,03
Nb	0,97	0,02	0,02
Mo	-0,28	-0,13	-0,28
Cd	0,33	0,18	-0,15
Sn	0,70	0,01	0,09
Sb	0,92	-0,01	0,05
Cs	0,94	-0,05	0,08
Hf	0,94	-0,01	0,14
Ta	0,97	0,03	0,01
Tl	0,96	0,05	-0,05
Pb	0,95	0,14	0,01
Bi	0,96	0,05	0,01
Общ. дис.	25,18	2,08	1,48
Доля общ.	0,68	0,06	0,04

\* Примечание: составлено автором.

Фактор F1 имеет биполярную структуру, отображающую, с одной стороны, увеличение содержания элементов терригенного привноса (аллотигенных элементов): Na, Mg, Si, K, Ti, V, Cr, Ni, Rb, Zr, Ba, REE, Th, Li, Fe, Ga, Ge, Se, Y, Nb, Sn, Sb, Cs, Hf, Ta, Tl, Pb, Bi, а с другой— уменьшение содержание органического вещества TN. Фактор F2 отражает уменьшение содержания Sr. Элемент Sr является «геохимическим аналогом» кальция и может входить в состав кальцита, поэтому во всех осадках с высоким содержанием карбонатов (макрофитогенные сапропели) наблюдается корреляция в распределении Ca и Sr [Мальцев, 2017]. Фактор F3 – это фактор уменьшения S. Содержание S в осадочных отложениях озер является отражением процессов бактериальной сульфатредукции. в результате которой выделяется H<sub>2</sub>S и, как

следствие, образуется большое количество диагенетического пирита ( $\text{FeS}_2$ ), в составе которого и фиксируется S (макрофитогенные сапропели) [Мальцев, 2017; Масленникова и др., 2012; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

#### 4.6. Показатели органического вещества, азота, серы и стабильных изотопов углерода и кислорода органического и карбонатного вещества

Характеристики органического вещества и стабильных изотопов углерода и кислорода получены для 29 образцов, из которых 24 образца относятся к голоцену. Показатели ТОС и TN увеличиваются снизу вверх по разрезу, достигая в кровле разреза значений, превышающих значения в подошве разреза на порядок (ТОС ~16,41% и TN ~ 2,24%, таблица 4.19), значение коэффициента корреляции между параметрами составляет 0,91. Значения отношения C/N изменяются от 5,98 до 17,79 со средним 8,86. Вариации значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  изменяются в интервале -27,65...-24,22‰ со средним -25,69‰. Содержание серы не превышает 1%, между  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  обнаруживается прямая связь (значение коэффициента корреляции для голоцена 0,86).

Таблица 4.19 – Статистики стабильных изотопов углерода и кислорода, показателей органического вещества\*

Статистики	ТОС, %	ТС, %	TN, %	S, %	C/N	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (VPDB), ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (VPDB), ‰
Минимум	1,56	0,03	0,24	0,06	5,98	-27,65	-18,41	-22,25
Максимум	16,41	4,86	2,24	0,79	17,79	-24,22	2,40	-5,31
Среднее	9,78	1,83	1,14	0,29	8,86	-25,69	-6,80	-15,04

\* Примечание: составлено автором.

**Озеро Сабакты.** Характеристики органического вещества и стабильных изотопов углерода и кислорода получены для 67 образцов, из которых 49 образцов относятся к голоцену. Показатели ТОС и TN увеличиваются снизу вверх по разрезу, достигая в кровле разреза значений, превышающих значения в подошве разреза на порядок (ТОС ~29,97% и TN ~ 2,75%, таблица 4.20), значение коэффициента корреляции между параметрами составляет 0,83.

Значения отношения C/N изменяются от 7,39 до 67,28 со средним 13,27. Вариации значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  изменяются в интервале -29,62...-23,96‰ со средним -26,43‰. Содержание серы превышает 3%, между  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  обнаруживается прямая связь (значение коэффициента корреляции для голоцена 0,82).

Таблица 4.20 – Статистики стабильных изотопов углерода и кислорода, показателей органического вещества\*

Статистики	ТОС, %	ТКС, %	TN, %	S, %	C/N	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (VPDB), ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (VPDB), ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (VPDB), ‰
Минимум	0,26	0,85	0,04	0,05	7,39	-29,62	-20,86	-18,77
Максимум	29,97	9,84	2,75	3,17	67,28	-23,96	5,40	-3,35
Среднее	12,93	2,97	1,52	1,33	13,24	-26,43	-3,06	-9,61
n	67	38	54	38	54	67	67	67

\* Примечание: составлено автором.

#### 4.7. Магнитные свойства

**Озеро Банное.** Для керновой колонки № 1 в нижней части разреза на глубинах 380–20 см значения МВ варьируют в диапазоне  $(0,88–1,95) \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$ . Далее значения МВ в верхней части керновой колонки (18–0 см) увеличиваются и изменяются от  $2,16 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$  до  $3,54 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$  (таблица 4.21).

МВ нижней части колонки № 2 (508–480 см) характеризуется повышенными значениями, которые изменяются в диапазоне  $(2,66–4,49) \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$ . В верхней части разреза (478–0 см) МВ изменяется незначительно, варьируя в пределах  $(1,01–2,38) \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$  (таблица 4.21).

Таблица 4.21 – Статистические параметры магнитной восприимчивости колонок донных отложений озера Банное ( $10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$ ) \*

№ колонки	1К	2К	3К	4К
Минимум	0,88	1,007	0,93	1,05
Максимум	3,546	4,5	3,63	7,87
Среднее	1,426	1,56	1,46	1,65
Число наблюдений	186	254	257	256

\* Примечание: составлено автором.

Значения МВ керновой колонки № 3 в нижней части разреза (508–16 см) значения МВ варьируют от  $0,93 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$  до  $1,94 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$ . В верхней части колонки (14–0 см) значения МВ повышены и изменяются в диапазоне  $(2,02–3,63) \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$  (таблица 4.21). Для нижней части керновой колонки № 4 (512–488 см) характерно увеличение значений МВ от  $3,10 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$  до  $7,87 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$ . В средней части разреза (486–18 см) значения МВ уменьшаются, изменяясь в интервале  $(1,05–2,16) \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$ . Верхняя часть колонки № 4 (16–0 см) характеризуется повышенными значениями МВ от  $2,27 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$  до  $4,63 \cdot 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$  (таблица 4.21).

Поведение кривых дифференциального магнитного анализа образцов озера Банное характерно для озерных отложений (рисунок 4.18) [Kuzina et al., 2021]. Намагниченность всех измеренных образцов резко возрастает после первого прогрева, что говорит об образовании более магнитной фазы в процессе нагревания. По разрезу кривые различаются незначительно, но тем не менее, по поведению кривых можно выделить несколько интервалов. В связи с тем, что чувствительность ДТМА для магнитных минералов в очень малых концентрациях в образце высока, в пробах зачастую можно зафиксировать присутствие парамагнитных минералов (например, пирита), но при этом не детектировать его на РФА.

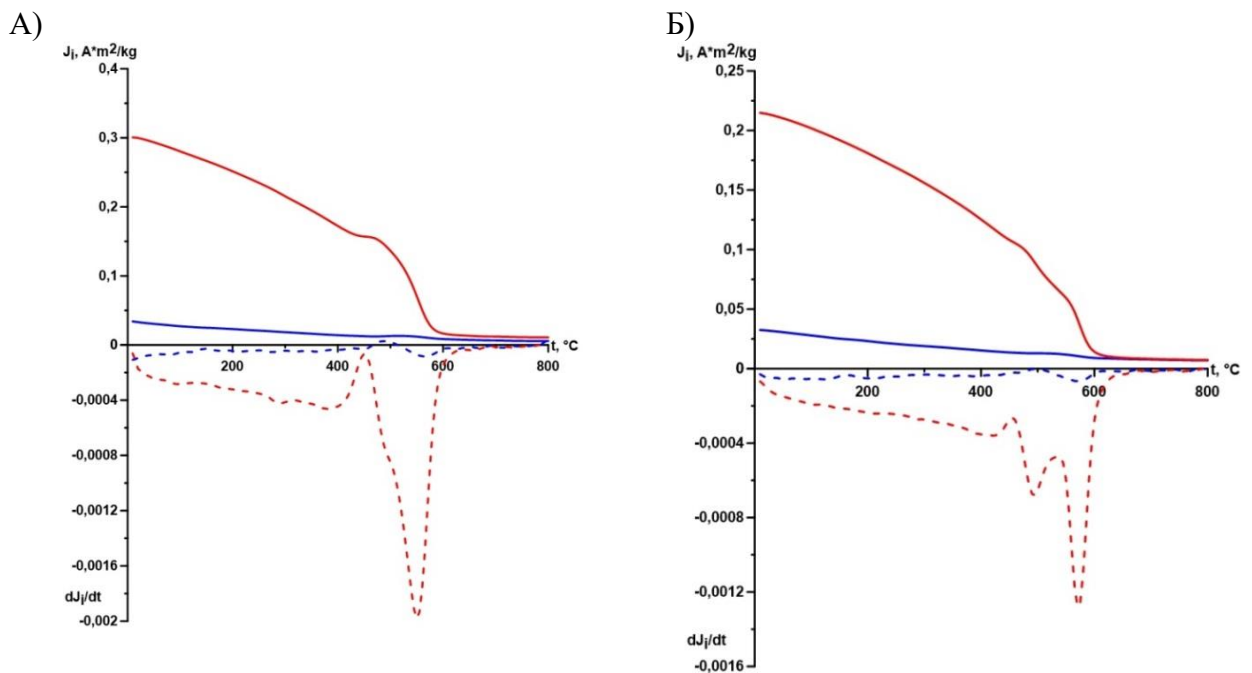


Рисунок 4.18 – Результат дифференциального термомагнитного анализа: А) образец 553; Б) 573. Синим цветом обозначен первый нагрев, красным – второй; сплошная линия – интегральная кривая, пунктир – дифференциальная [составлено автором]

К первой группе можно отнести образцы до 553 (2–106 см, от ~1000 до ~3200 к. л. н.). На первом нагреве наблюдается рост намагниченности в районе 480°C и затем спад в районе 580°C (например, образец 553, рисунок 4.18А). Такое поведение кривой характерно для образцов с органикой, которая начинает гореть при высоких температурах: создаются восстановительные условия и образуется магнетит. На втором прогреве поведение кривой идентично. Для многих образцов есть пик, связанный с гематитом, но тяжело понять, был ли он до нагревания или является вторичным продуктом воздействия температуры.

После 106 см (например, образец 573, рисунок 4.18Б) кривые изменяются, поведение дифференциальной кривой второго нагрева становится более тяжелым, с ростом намагниченности и двойными пиками, указывающими на присутствие в образце двух магнитных

минералов. Вероятнее всего, магнетита и маггемита. Такое поведение кривой с двумя пиками спада намагниченности, а иногда сначала и роста, говорит о наличии в образцах пирита, который также подтвержден в измерениях минерального состава.

Также стоит отметить, что в некоторых образцах выделяется наличие железоникелевых сплавов с температурой Кюри выше  $700^{\circ}\text{C}$ , что указывает на космическое происхождение (рисунок 4.19) [Kuzina et al., 2018; Кузина, 2019; Глухов, 2022].

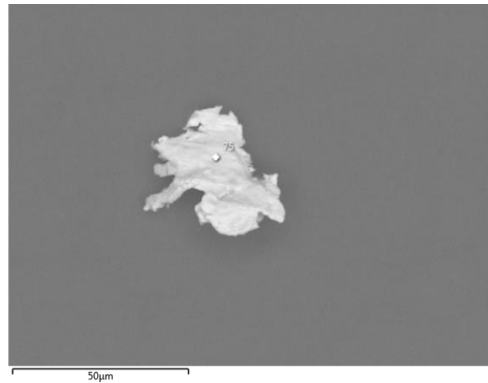


Рисунок 4.19 – Электронно-микроскопический снимок космической частицы (атом. Fe – 43,69%, Cr – 11,49%, Ni – 5,48%, O – 4,14%). Образец 752, глубина 504 см ~12500 лет

Распределение этих образцов неравномерное. Так, концентрации приходятся на интервалы: 256–72 см (от ~6000 до ~6300 к. л. н.), 394–424 см (от ~8700- ~ до 9150 к. л. н.) и 484–506 см (~от 11 100 ~до 12500 к. л. н.).

На диаграмме Дея-Данлопа [Day, Fuller, Shmidt, 1977; Dunlop, 2002] (рисунок 4.20) отображены полученные параметры магнитного гистерезиса по керновым колонкам № 3 и № 4.

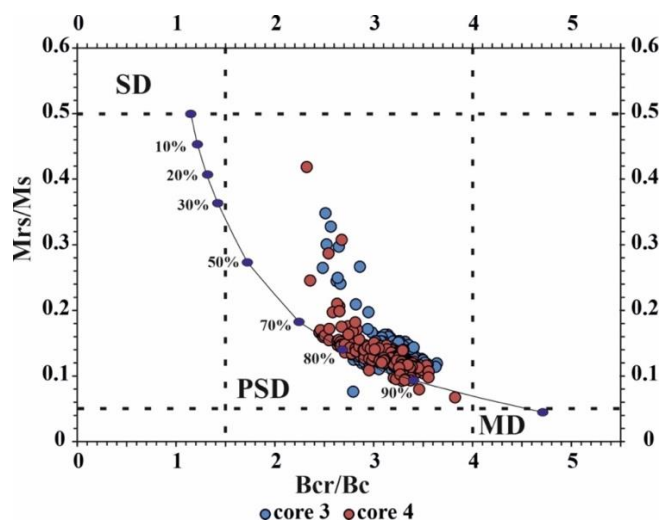


Рисунок 4.20 – Диаграмма Дея-Данлопа для керновых колонок: синие кружочки – керновая колонка № 3, красные – № 4 [Day, Fuller, Shmidt, 1977; Dunlop, 2002]

Согласно построенной диаграмме (рисунок 4.20), магнитные зерна исследуемых образцов представляют собой комбинацию SD и MD (PSD) зерен с долей MD от 70 до 92% [Dunlop, 2002].

Статистика значений компонент магнитной восприимчивости керновой колонки № 3 отображена в таблице 4.22. Значения общей магнитной восприимчивости по всему разрезу изменяется от  $7,74 \cdot 10^{-5}$  до  $32,30 \cdot 10^{-5}$ . Вклад парамагнитной компоненты в магнитную восприимчивость изменяется от  $4,56 \cdot 10^{-5}$  до  $9,18 \cdot 10^{-5}$ , ферромагнитной компоненты – от  $1,49 \cdot 10^{-5}$  до  $26,54 \cdot 10^{-5}$  и суперпарамагнитной – от  $0,02 \cdot 10^{-5}$  до  $0,21 \cdot 10^{-5}$ .

Таблица 4.22 – Статистика значений компонент магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-5}$ )\*

Выборка	k_full	k_para	k_ferro	k_super
Минимум	7,74	4,56	1,49	0,02
Максимум	32,30	9,18	26,54	0,21
Среднее	11,52	6,34	5,14	0,05

\* Примечание: составлено автором.

Как было выявлено выше, F1 отображает процессы терригенного сноса в бассейн осадконакопления (таблица 4.12), уменьшение значений которого отображает увеличение поступления терригенного обломочного вещества в бассейн осадконакопления. Для установления аллотигенной природы магнитных параметров была вычислена корреляционная матрица (таблица 4.23). Согласно таблице 4.23, коэффициент корреляции между парамагнитной компонентой и F1 составляет 0,82. Следовательно, парамагнитная компонента тесно связана с поступлением аллотигенного вещества в бассейн седиментации.

Таблица 4.23 – Матрица коэффициентов корреляций\*

	Корреляции (ФА_Сравнения) Отмеченные корреляции значимы на уровне $p < 0.05000$ N=48 (Построчное удаление ПД)						
	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 5	k_full	k_para	k_ferro	k_super
Фактор 1	1,00						
Фактор 2	0,00	1,00					
Фактор 5	0,00	0,00	1,00				
k_full	0,13	0,51	0,15	1,00			
k_para	0,82	0,25	-0,13	0,27	1,00		
k_ferro	-0,34	0,45	0,11	0,82	-0,24	1,00	
k_super	0,00	0,19	0,09	0,72	-0,04	0,72	1,00

\* Примечание: составлено автором.



Ферромагнитная компонента связана с поступлением аллотигенных ферромагнитных минералов, а также космического вещества [Kuzina et al., 2018; Кузина, 2019; Глухов, 2022], содержащих в своем составе Fe (рисунок 4.21).

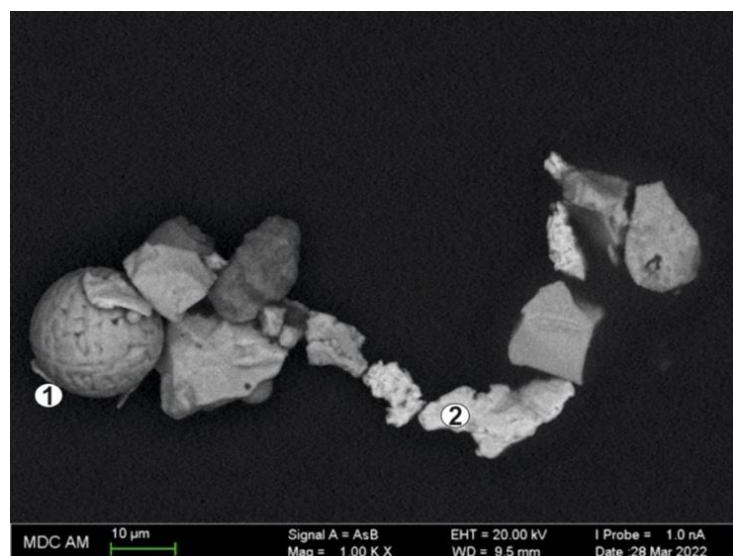


Рисунок 4.21 – Электронно-микроскопический снимок сферулы предположительно космического происхождения (1 – атом. Fe – 39,15%, O – 50,03%, Zn – 0,33%, Cr – 0,12%) и космической частицы (2 – атом. Fe – 47,77%, Cr – 11,87%, Ni – 5,43%, O – 3,65%)

**Озеро Сабакты.** Значения магнитной восприимчивости изменяются в пределах (0,48–12,6)  $\cdot 10^{-7}$  м<sup>3</sup>/кг (таблица 4.24) [Kuzina, Iusupova, Antonenko, 2020]. Изменение магнитной восприимчивости указывает главным образом на изменение осадочной среды.

Таблица 4.24 – Статистические параметры магнитной восприимчивости колонок донных отложений озера Сабакты ( $\cdot 10^{-7}$  м<sup>3</sup>/кг)\*

№ колонки	1К	2К	3К	4К
Минимум	0,78	0,93	0,63	0,48
Максимум	2,7	9,68	8,45	12,6
Среднее	1,26	1,92	1,88	1,62
Число наблюдений	91	73	125	149

\* Примечание: составлено автором.

Согласно результатам дифференциального термомагнитного анализа, разрез озера Сабакты можно разделить на 3 части: 2–86 см (~1000 – ~2900 к. л. н.), 86–250 см (~2900 – ~12500 к. л. н.), 250–288 см (~12500 – ~26000 к. л. н.).

Образцы из верхней части (~1000 – ~2900 л. н.) характеризуются незначительным ростом намагниченности, который начинается в районе 420°C и затем спадом намагниченности и минимумом ~570°C, в точке Кюри магнетита (например, образец 403, рисунок 4.22А). Вероятнее всего, это обусловлено наличием органики в образце, при горении которой создаются

восстановительные условия и образуется магнетит. Для этих образцов характерен рост намагниченности при повторном нагреве, что связано с образованием новых магнитных фаз в процессе нагревания породы.

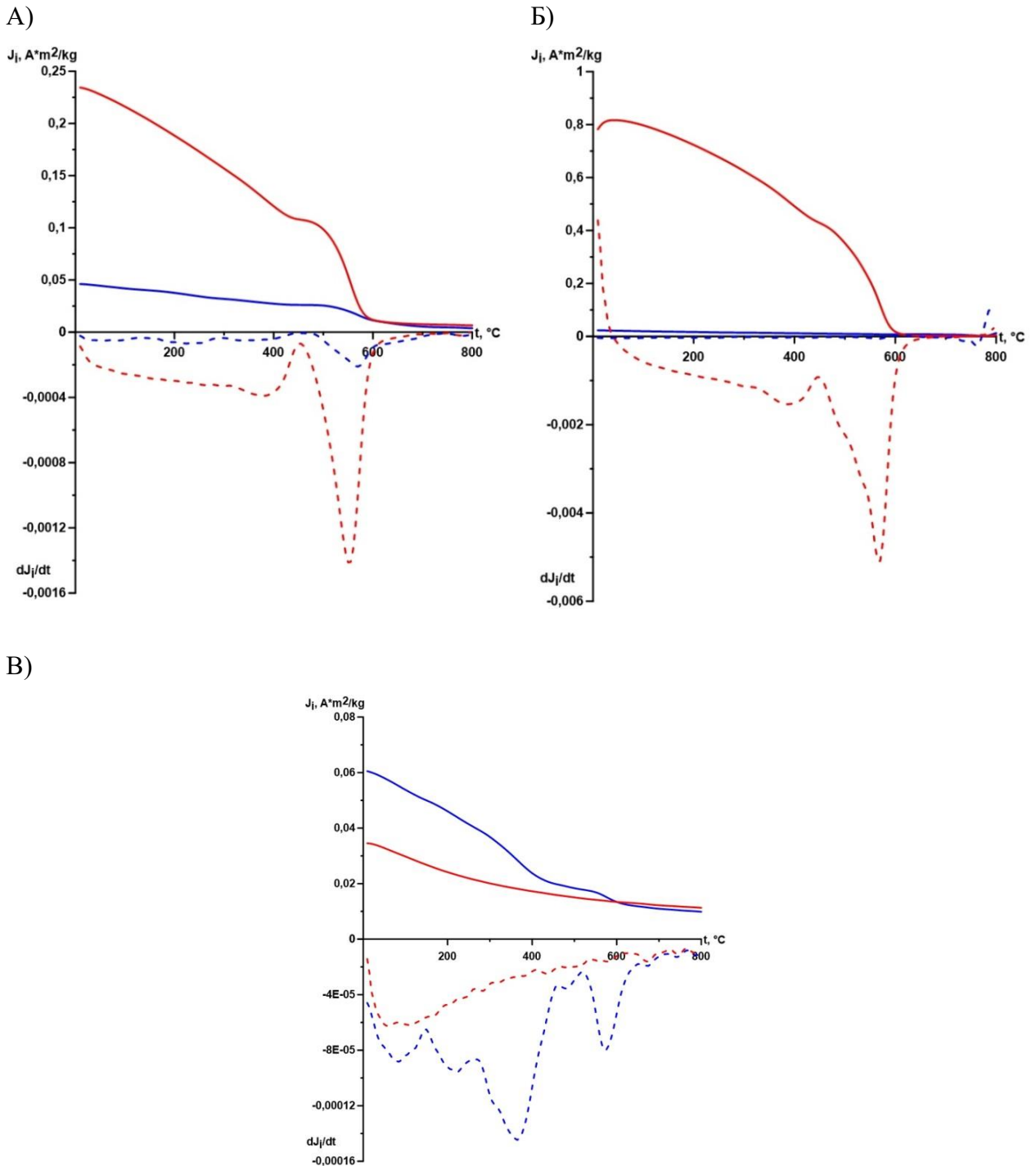


Рисунок 4.22 – Результат дифференциального термомагнитного анализа: А) образец 403; Б) 473; В) 533. Синим цветом обозначен первый нагрев, красным – второй; сплошная линия – интегральная кривая, пунктир – дифференциальная [составлено автором]

Первый нагрев образцов второй группы (~2900 – ~12500 к. л. н.) неинформативен, поскольку на кривой не выделяется значимых пиков. Тем не менее, при повторном нагреве рост

намагниченности значительный, что говорит об образовании новых магнитных фаз. Согласно данным о минеральном составе, в данном интервале присутствует пирит, однако на диаграммах ДТМА он четко не фиксируется (например, образец 473, рисунок 4.22Б). Однако, вероятнее всего, именно его диссоциация приводит к образованию магнетита, который видно по температуре Кюри на повторном прогреве.

Третья часть (~12500 – ~26000 к. л. н.) довольно сильно отличается. Несмотря на рост намагниченности в районе 470°C и затем спад с минимумом в точке Кюри магнетита, при повторном нагреве роста намагниченности не наблюдается, наоборот идет уменьшение намагниченности пробы (например, образец 533, рисунок 4.22В). Соответственно, при первом нагреве мы уничтожаем магнитные минералы. Рост и спад намагниченности связаны с эндо/экзоэффектом, а не с магнитными минералами.

На диаграмме Дея-Данлопа [Day, Fuller, Shmidt, 1977; Dunlop, 2002] (рисунок 4.23) отображены полученные параметры магнитного гистерезиса по керновым колонкам № 3 и № 4. Согласно построенной диаграмме, исследуемые образцы находятся в области смеси однодоменных (SD), суперпарамагнитных (SP) и многодоменных (MD) зерен [Kuzina, Iusupova, Antonenko, 2020]. Согласно построенной диаграмме (рисунок 4.23), магнитные зерна исследуемых образцов представляют собой комбинацию SD и MD (PSD) зерен с долей MD от 40 до 92% [Dunlop, 2002].

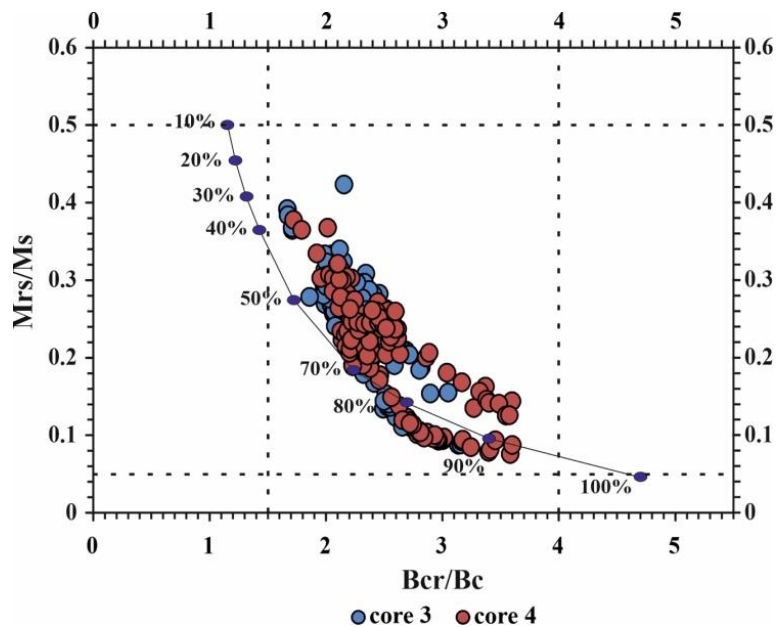


Рисунок 4.23 – Диаграмма Дея-Данлопа для керновых колонок: синие кружочки – керновая колонка № 3, красные – № 4 [Day, Fuller, Shmidt, 1977; Dunlop, 2002]

Значения общей магнитной восприимчивости по всему разрезу изменяется от  $3,55 \cdot 10^{-5}$  до  $38,63 \cdot 10^{-5}$ . Вклад парамагнитной компоненты в магнитную восприимчивость изменяется от

$1,95 \cdot 10^{-5}$  до  $10,11 \cdot 10^{-5}$ , ферромагнитной компоненты – от  $0,55 \cdot 10^{-5}$  до  $35,17 \cdot 10^{-5}$  и суперпарамагнитной – от  $0,006 \cdot 10^{-5}$  до  $0,25 \cdot 10^{-5}$  (таблица 4.25).

Таблица 4.25 – Статистика значений компонент магнитной восприимчивости ( $\cdot 10^{-5}$ )\*

Выборка	k_full	k_para	k_ferro	k_super
Минимум	3,55	1,95	0,55	0,006
Максимум	38,63	10,11	35,17	0,25
Среднее	12,74	6,20	6,48	0,058

\* Примечание: составлено автором.

Как было выявлено выше, F1 отображает процессы аллотигенного сноса в бассейн осадконакопления, уменьшение значений которого отображает увеличение поступления в бассейн седиментации терригенного обломочного вещества (таблица 4.18). Для установления аллотигенной природы магнитных параметров была вычислена корреляционная матрица (таблица 4.26). Согласно таблице 4.26, коэффициент корреляции между парамагнитной компонентой и F1 составляет 0,91. Следовательно, парамагнитная компонента тесно связана с поступлением аллотигенного вещества в бассейн седиментации.

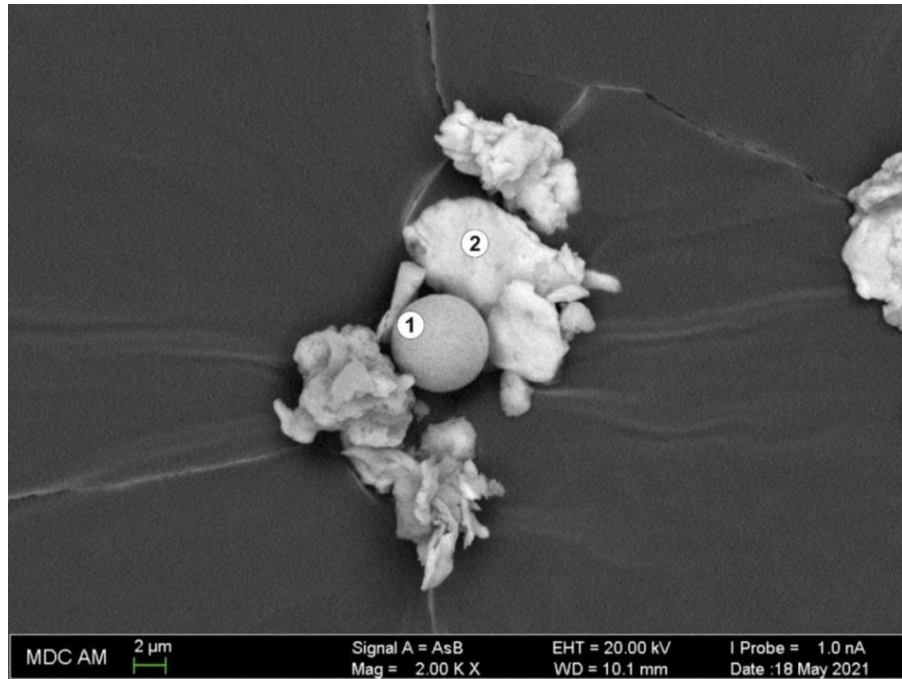
Таблица 4.26 – Матрица коэффициентов корреляций\*

	Корреляции (ФА_Сравнения) Отмеченные корреляции значимы на уровне $p < .05000$ N=24 (Построчное удаление ПД)						
	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	k_full	k_para	k_ferro	k_super
Фактор 1	1,00						
Фактор 2	0,00	1,00					
Фактор 3	0,00	0,00	1,00				
k_full	0,47	0,25	0,09	1,00			
k_para	<b>0,91</b>	0,29	0,21	<b>0,63</b>	1,00		
k_ferro	-0,01	0,16	0,09	<b>0,84</b>	0,18	1,00	
k_super	-0,08	0,07	0,06	<b>0,72</b>	0,08	<b>0,94</b>	1,00

\* Примечание: составлено автором.

Ферромагнитная компонента связана с поступлением аллотигенных ферромагнитных минералов, а также космического вещества [Kuzina et al., 2018; Кузина, 2019; Глухов, 2022], содержащих в своем составе Fe (рисунок 4.24).

А)



Б)

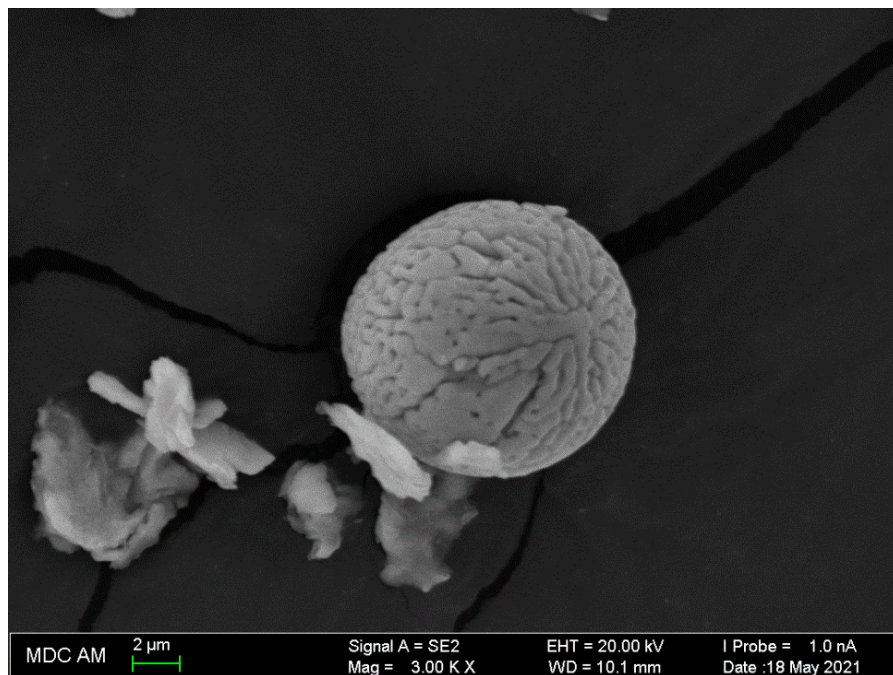


Рисунок 4.24 – А) Электронно-микроскопический снимок сферулы (1 – атом. Fe – 64,15%, O – 40,87%, Al – 0,90%, Mg – 0,52%, Ti – 0,43%) и космической частицы (2 – атом. Fe – 37,16%, Cr – 8,94%, Ni – 4,64%, Si – 0,76%, Mn – 0,69%); Б) Электронно-микроскопический снимок сферулы предположительно космического происхождения (1 – атом. Fe – 64,15%, O – 40,87%, Al – 0,90%, Mg – 0,52%, Ti – 0,43%)

## ГЛАВА 5.

### ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА И УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

#### 5.1. Литохимические и минеральные индикаторы условий осадконакопления

**Гранулометрические показатели.** Распределение размера зерна в озерных отложениях позволяет получить информацию о гидродинамике и изменениях уровня озера [Gayantha, Routh, Chandrajith, 2017; Mishra et al., 2019; Opitz et al., 2012]. Например, для теплых климатических периодов характерно поступление в бассейн седиментации более крупных частиц, поступающих из водосбора, перенос которых происходит за счет активности агентов переноса осадочного материала. В холодные периоды из-за сокращения поступления аллотигенного материала в водоем характерно преобладание в осадке более мелких частиц, а также биогенного материала [Haltia-Novi, Saarinen, Kukkonen, 2007; Ojala et al., 2013; Amann, Lamoureaux, Voreux, 2017].

Распределение размера зерен является показателем изменений уровня озера, где присутствие фракции более мелкого размера может отражать **увеличение влажности климата** (увеличение аккомодации озера). И наоборот, уменьшение влажности климата (уменьшение аккомодации озера) сопровождается наличием более крупнозернистой фракции в глубокой части его бассейна [Congroy et al., 2008; Sandeep et al., 2017].

Информативными гранулометрическими параметрами являются содержания псаммитовой (1-0,05 мм), алевритовой (0,05–0,005 мм) и пелитовой (<0,005 мм) фракции [Логвиненко, 1984], а также медианный размер зерен ( $M_d$ ): размер, меньше и больше которого содержится по 50% частиц на кумулятивной кривой [Шванов, 1969].

Медианный размер зерен ( $M_d$ ) относится к числу важных гранулометрических параметров, характеризующих силу, скорость потока, а также гидродинамический уровень среды седиментации. Данный параметр представляет собой меру величины зерен, указывающую на минимальную энергию транспортирующей среды, необходимую для переноса осадка [Чечко, Топчая, 2021].

Увеличение в осадке псаммитовой фракции и уменьшение пелитовой фракции, увеличение  $M_d$  свидетельствует о повышении динамики среды седиментации (увеличении скоростей водных потоков), в то время как противоположные характеристики указывают на уменьшение энергетических уровней среды. Поэтому осадки вблизи берегов содержат более

крупный материал, чем в центральных частях водоема [Ежова, 2009; Mishra et al., 2018; Xiao et al., 2009].

**Минеральные индикаторы.** Изучение минерального состава донных отложений озер позволяет оценивать величину терригенного сноса, колебания уровня и продуктивность озер, обусловленные **климатическим фактором**, как ведущим среди всех факторов осадконакопления [Страхов, 1960–1962; Масленникова и др., 2016]. Как правило, твердые кластические зерна выносятся из разных районов по-разному. Наиболее важными с геологической точки зрения, контролирующими факторами являются климат, растительный покров, литологический состав пород, а также рельеф [Лидер, 1986].

Аллоитогенные минералы в осадочных отложениях связаны с **составом пород питающей провинции** и/или водосборных площадей [Логвиненко, 1984]. Аллоитогенные компоненты образуются при экзогенных процессах физического и химического выветривания горных пород, а также при тектонических дислокациях и в результате деятельности человека [Фролов, 1992].

Породообразующими аллоитогенными компонентами являются обломки осадочных, магматических и метаморфических пород: кварц, полевые шпаты и слюды. Из метаморфических пород в бассейн седиментации поступают, например, хлориты, слюды, а из магматических пород, например, роговая обманка [Фролов, 1992]. Главными глинистыми минералами в осадочных отложениях являются каолинит, хлорит и смешаннослойные глинистые минералы [Лидер, 1986].

Аутигенные минералы являются индикаторами условий *in-situ* [Логвиненко, 1984]. К аутигенным минералам, как правило, относят карбонаты (арагонит, кальцит, доломит), сульфаты (гипс, ангидрит), хлориды (галит), сульфиды [Кузнецов, 2003; Масленникова, Солотчина, Дерягин, 2011].

На механизм осаждения карбонатов в пресных водоемах существуют две точки зрения: хемогенная – выпадение из пересыщенных растворов, и биохемогенная – смещение карбонатного равновесия при фотосинтетической деятельности водной растительности [Экология озера Большое Миассово, 2000]. Наиболее признанным способом осаждения карбонатов является биохемогенный механизм, где в условиях локальных пересыщений за счет смещения карбонатного равновесия при фотосинтезе в зарослях водной растительности может происходить их осаждение. Из карбонатов стадии насыщения достигают лишь известь и реже доломит. Оба эти соединения в твердую фазу выпадают из раствора в теплых и обычно мелководных водоемах аридных зон из-за удаления, растворяющего их  $\text{CO}_2$  в воздух при нагревании вод или поглощения его водорослями и высшими растениями [Фролов, 1992]. Карбонаты (кальцит и доломит) являются индикаторами щелочной среды, для которых pH более 7,4 [Логвиненко, 1984].



Растворимые сульфаты кальция (гипс) выпадают при большем выпаривании растворов, которое осуществляется в ограниченных водоемах, то больших по площади, то меньших, почти всегда мелководных [Фролов, 1992]. Известно, что для осаждения гипса в воде необходимо содержание, в определенных концентрациях, растворенных сульфатов, кальция и сероводорода. Несмотря на то, что в основном гидраты сульфата кальция образуются в водоемах с соленой водой, необходимые для его минерализации компоненты могут также быть обусловлены обилием органического материала. Так, основной компонент – сероводород – образуется в дезоксигенированных участках озер, как правило, после значительного понижения содержания кислорода в результате разложения биологического материала [Новоселов, Малых, 2018].

Еще одним аутигенным минералом, обнаруживаемым в донных отложениях, является пирит. Преобладающей формой выделения аутигенного пирита являются фрамбоэдры, часто образующиеся в ходе разложения органического материала вследствие бактериальной сульфатредукции [Астафьева и др., 2011; Новоселов, Малых, 2018]. Как известно, для формирования пирита в донных отложениях благоприятствует восстановительная обстановка в придонных слоях воды, наличие минералов железа и обилие органики, которое позволяет развиваться бактериям, восстанавливающим сульфаты из воды и выделяющим сероводород [Bernier, 1984].

Нередко в озерных отложениях встречается биогенный кремнезем – (кристобалит+тридимит), которая участвует в составе разнообразных панцирей диатомей и стоматоцист [Страхов, 1966; Леусова, 2020; Солотчин, 2023]. Стоматоцисты имеют сферическую форму в основном с гладкой поверхностью размером 5–10 мкм с достаточно хорошей сохранностью, что свидетельствует в пользу их формирования, так же, как и диатомей, *in situ* [Леусова, 2020].

Однако следует заметить, что как индикаторы климата и других условий осадконакопления, те или иные литологические разности и минералы могут рассматриваться с осторожностью, так как разнообразие обстановок формирования и дискуссионность роли многих из них в качестве надежных индикаторов не позволяют во многих случаях прийти к однозначным выводам [Холодов, 2001; Маслов, Крупенин, Гареев, 2003].

В озерном седиментогенезе главным фактором выступает климат, определяющий взаимодействие между питающей провинцией, водосборными площадями и озерным водоемом, а также окислительно-восстановительные условия (палеоредокс-условия) и биопродуктивность озерной осадочной системы [Страхов, 1960–1962; Маслов, 2005; Субетто, 2009; Юдович, Кетрис, 2011; Martinez-Ruiz et al., 2015]. Инструментом, широко используемым для реконструкции указанных условий, выступают геохимические индикаторы.



**Геохимические индикаторы.** В качестве индикаторов генезиса по данным валового химического состава осадочных отложений в качестве информативных часто выступают факторы, или компоненты, определяемые путем применения **факторного анализа** (метода главных компонент) больших массивов геохимических данных [Факторный анализ в геологии, 2007]. Использование данного метода дает возможность по величинам и знакам коэффициентов факторных нагрузок статистически достоверно выявить ассоциации химических элементов, обусловленные действием определенных факторов [Факторный анализ в геологии, 2007; Радомская и др., 2017]. Например, удастся выявлять группу химических элементов, связанных с привнесением аллотигенного материала (например, Mg, K, Ti, V, Rb, Zr, Th, PЗЭ, Li, Ge, Y, Nb, Sn, Sb, Cs, Ta, Tl, Bi), группы элементов, ассоциированных большей частью с аутигенным веществом хемогенного и/или биохемогенного генезиса (например, Sr, Ca) [Факторный анализ в геологии, 2007]. В озерных донных отложениях в качестве характерных биофильных химических элементов часто выступают Si, Cu, Zn, входящие в состав растений и водорослей и обеспечивающие функции фотосинтеза, азотного обмена и т. д. [Мальцев, 2017]. Накопление биофильного Mo в сапропеле объясняется сродством молибдена к аквагенному азотистому органическому веществу, а также включением Mo-содержащего протеина в процессы бактериальной сульфатредукции. Кроме того, молибден может присутствовать в карбонатной фазе [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]. Элемент Br является важным индикатором потепления [Маркова, 2012; Косарева, 2018]. Повышенные содержания брома указывают на теплый период и, скорее всего, отражают биопродуктивность озера, характеризуя повышенное содержание органического вещества в донных отложениях [Маркова, 2012].

К химическим элементам, накапливающимся в карбонатной составляющей донных отложений озер, относят Ca, Sr, иногда Mg, Mn и Na. При этом двухвалентный стронций связан как с силикатными, так и с карбонатными минералами [Мальцев, 2017]. Элемент Sr является «геохимическим аналогом» кальция в составе кальцита, поэтому во всех осадках с высоким содержанием карбонатов (макрофитогенные сапропели) наблюдается корреляция в распределении Ca и Sr [Мальцев, 2017].

Для выявления особенностей палеоклимата в связи с аспектами питающей провинции, рециклинга, размера зерен применяются специальные геохимические индикаторы, в которых соотносятся содержания Al, K, Na, Ca, Si и ряда других литофильных, а также сидерофильных элементов, чувствительных к процессам гидролиза, окисления и растворения, оказываются информативными для палеоклиматических реконструкций истории осадочных отложений [Nesbitt and Young, 1982; Fedo, Nesbitt, Young, 1995; Yan et al., 2010; Roy, Roser, 2013; Yang et al., 2014; Hessler et al., 2017]. В этой связи удобной оказывается геохимическая классификация по

соотношению элементов резидюатов (Si), гидролизатов (Al, K) и карбонатов (Ca) [Rankama and Sahama, 1950; Goldschmidt, 1954; Baumgardner, Hamlin, Rowe, 2014], позволяющая выделять 4 геохимических класса осадочных отложений от кремнистых глинистых до калькаренитовых образований.

Мобилизация осадочного материала в области питающей провинции особенно интенсивно происходит при химическом выветривании, определяемым теплым и влажным климатом, поэтому для изучаемых озерных отложений, в основном, представленных голоценовыми образованиями, формировавшимися в условиях тренда потепления, уместно рассмотреть показатели химического выветривания. Одним из таких интегральных показателей выступает показатель химической изменчивости CIA (Chemical Index of Alteration). Индекс CIA вычисляется по следующей формуле [Nesbitt and Young, 1982]:

$$CIA = \left[ Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \right] * 100 \quad (5.1)$$

где представлены оксиды литофильных элементов, взятые в молярных пропорциях,  $CaO^*$  – содержание CaO в силикатах, определяемое по методике [McLennan, 1993], где

$$CaO^* = \min(CaO - 10/3P_2O_5, Na_2O)$$

Показатель CIA зависит от множества факторов, таких как питающая провинция, размер зерен, осадочный рециклинг и сортировка осадочного материала, а также K-метасоматоз [Fedo, Nesbitt, Young, 1995; Yan et al., 2010; Roy, Roser, 2013; Harnois, 1988; Scheffler, Hoernes, Schwark, 2003]. Показатель CIA как прокси климата можно использовать только при ничтожном влиянии на него указанных факторов. Для проверки указанных факторов используется ряд индикационных графиков связей CIA со следующими показателями:

- 1) Zr/Ti (индикация влияния питающей провинции) [Yang et al., 2014; Harnois, 1988];
- 2) Al/Si (индикация влияния размера зерен) [Минюк, Борходоев, 2016];
- 3) Индексы ICV [Lupker et al., 2013] и WIP [Parker, 1970] (индикация влияния рециклинга и сортировки).

Индекс изменчивости ICV (index of compositional variability) определяется по формуле [Lupker et al., 2013]:

$$ICV = \left[ Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2 \right] / Al_2O_3 \quad (5.2)$$

где представлены оксиды сидерофильных и литофильных элементов в молярных пропорциях; высокие значения ICV (>1) указывают на то, что изучаемые отложения – продукты первичного цикла от эрозии до седиментации [Lupker et al., 2013].

Индекс выветривания Паркера WIP (Weathering Index of Parker) определяется по формуле [Parker, 1970]:

$$WIP = 100 * \left[ (2Na_2O/0.35) + (MgO/0.9) + (2K_2O/0.25) + (CaO^*/0.7) \right] \quad (5.3)$$

где используются молярные концентрации оксидов литофильных элементов, а  $CaO^*$  – молярное содержание оксида кальция в силикатах, которое определяется по [McLennan, 1993]. Обратная связь показателей CIA и WIP дополнительно указывает на значение показателя CIA как прокси климата [Cox, Lowe, Cullers, 1995].

4) Для индикации K-метасоматоза используется диаграмма A–CN–K [Nesbitt and Young, 1982; Yan et al., 2010; Roy, Roser, 2013]. При K-метасоматозе значения CIA выстраиваются по линии не параллельной A–CN [Nesbitt and Young, 1982; McLennan, 1993]. В этом случае производится поправка на дополнительный привнос K по формуле [Xu et al., 2017].

$$K_2O_{corr} = \left[ m * A + m * (C^* + N) \right] / (1 - m), \quad (5.4)$$

где A – молярные значения  $Al_2O_3$ ,  $C^*$  –  $CaO^*$ , N –  $Na_2O$ ;  $m = K / (A + C^* + N + K)$  рассчитывается для родительского материала (здесь взят состав верхней континентальной коры). С учетом  $K_2O_{corr}$  вычисляется:

$$CIA_{corr} = \left[ Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O_{corr}) \right] * 100 \quad (5.5)$$

Дополнительно для оценки фактора привноса калия в процессе диагенеза привлекаются такие показатели, как индекс изменения плагиоклазов PIA (Plagioclase Index of Alteration) [Fedo, Nesbitt, Young, 1995] и индекс химического выветривания CIW (Chemical Index of Weathering) [Xu et al., 2017], которые определяются в молярных пропорциях по формулам:

$$PIA = (Al_2O_3 - K_2O) * 100 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O), \quad (5.6)$$

$$CIW = Al_2O_3 * 100 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O) \quad (5.7)$$

где  $CaO^*$  обозначает содержание CaO в силикатной фракции, как и для показателя CIA.

Соотношения некоторых химических элементов (например, **U/Th** и **Eu-аномалия**) используются для выяснения **палео-окислительно-восстановительных условий** в бассейне озера [MacRae, Nesbitt, Kronberg, 1992; Puertas et al., 2011].

Отношение U/Th является потенциальным индикатором **окислительно-восстановительных условий**, поскольку элемент Th относительно неподвижен в осадочных средах и концентрируется в детрите, тогда как U консервативен в кислородной среде, но показывает более высокую концентрацию в бескислородной среде [Elbaz-Poulichet et al., 2005; Puertas et al., 2011]. Следовательно, более высокое отношение U/Th указывает на бескислородную среду. Согласно [Jones, Manning, 1994] различаются 3 категории условий осадконакопления: кислородная среда  $U/Th < 0,75$ ; дизокисная (dysoxic) среда  $U/Th 0,75-1,25$ ; субокисно-бескислородная (suboxic-anoxic) среда  $U/Th > 1,25$ .

Химический элемент Eu имеет степень окисления +3 или +2 в зависимости от окислительно-восстановительных условий в бассейне озера [Puertas et al., 2011; Rollinson, 1994; Taylor, McLennan, 1985]. Eu-аномалия рассчитывается на основе метода, разработанного Тейлором и МакЛеннаном [Taylor, McLennan, 1985], и описывается как среднее геометрическое  $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$  (где  $Eu_N$ ,  $Sm_N$  и  $Gd_N$ ), нормированы по отношению к значениям Cl) [Sun, McDonough, 1989]. Низкие значения Eu-аномалии указывают на относительно кислородную среду в бассейне седиментации, которая вероятно связана с притоком насыщенных кислородом вод и увеличением поступления аллотигенного материала. Увеличение показателя  $Eu/Eu^*$  указывает на преобладание восстановительных условий.

Важными геохимическими индикаторами биопродуктивности, климатических и гидрологических условий озерных систем выступают **показатели органического вещества**: TOC, TN, TS,  $\delta^{13}C_{org}$  [McKenzie, 1985; Hatte, Fontugne, Rousseu, 1998; Fushun et al., 2002; Liutkus et al., 2005; Chase et al., 2011; Hollander, Smith, 2001; Zhang et al., 2014]. Источниками органического вещества (TOC) в озерной осадочной системе выступают биомасса водорослей, водные макрофиты и наземные растения на водосборной площади озера. Развитие указанной биоты зависит от регионального климата и экологических условий водоема и водосборной территории [Zhang et al., 2014].

Показатель TN указывает на трофность водоема и тесно связан с водорослевой продуктивностью [Lu"cke et al., 2003].

Одновременное увеличение концентраций TOC и TN указывает на увеличение поступления наземного органического вещества и питательных веществ в озеро, а также на развитие наземной растительности и продуктивности фитопланктона, связанное с повышением региональной температуры и количества осадков [Fan et al., 2017].

Отношение C/N (TOC/TN) рассматривается как эффективный индикатор происхождения органического вещества в отложениях [Meyers, 2003; Routh et al., 2007]. Эндогенная органика, богатая белками и бедная целлюлозой, характеризуется значениями C/N от 4 до 10. Экзогенная органика, бедная белками и богатая целлюлозой (остатками клеточных оболочек высших (наземных) растений), характеризуется значениями C/N более 20 [Krishnamurthy, Bhattacharya, Kusumgar, 1986].

В [Lamb et al., 2004] предположено, что большой вклад наземных растений в органику всегда приводит к соотношению C/N от 16 до 20 в озерных отложениях.

Показатель TS определяется, в основном, процессами сульфатредукции, интенсивность которой зависит от количества органического вещества и степени его доступности [Леонова и др., 2018]. Сульфатредуцирующие бактерии утилизируют низкомолекулярное органическое

вещество (лактат и пируват). В природных условиях сульфатредукция предваряется деградацией органических молекул путем ферментативных и окислительных реакций и требует более или менее длительного пребывания органики в анаэробных условиях [Юдович, Кетрис, 2011].

Вариации  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  зависят от происхождения органического вещества в озерных отложениях [Brown, 1991]; С3 и С4 наземные растения характеризуются  $\delta^{13}\text{C}=-37\text{‰}\dots-24\text{‰}$  и  $-19\text{‰}\dots-9\text{‰}$  со средними значениями  $-27\text{‰}$  и  $-14\text{‰}$  соответственно [Smith, Epstein, 1971].

Значения  $\delta^{13}\text{C}$  растительной биоты водоемов изменяются в интервале  $-20\text{‰}\div-12\text{‰}$ . Эти растения забирают углерод из  $\text{HCO}_3^-$  озерной воды для фотосинтеза, отсюда более высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  по сравнению с надводной растительностью ( $-37\text{‰}\div-24\text{‰}$ ) [Zhang et al., 2014].

В работах [Avavena, 1992; Meyers, 1994] водные организмы, обитающие в озере, характеризуются различными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ , варьирующимися от  $-20\text{‰}$  до  $-12\text{‰}$ , от  $-30\text{‰}$  до  $-24\text{‰}$  и от  $-32\text{‰}$  до  $-26\text{‰}$  для подводных, надводных растений и фитопланктона соответственно. Кроме того, значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  становятся больше отрицательными с увеличением глубины озера [Liu et al., 2013].

**Стабильные изотопы углерода и кислорода карбонатного вещества**, идентифицируемого как по рентгеновскому дифракционному анализу, так и по содержанию неорганического углерода (ТІС), выступают **индикаторами климата** (изотопы кислорода) и **биопродуктивности** (изотопы углерода) и озерной осадочной системы. В работе [Xiao et al., 2006] показатель ТІС используют как индикатор изменения палеотемператур. Увеличение концентрации ТІС подразумевает повышение температуры в районе озера.

Среди множества геохимических показателей **отношения стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатных отложениях** считается полезным инструментом для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций [Siegenthaler, Oeschger, 1980; Edwards, Wolfe, 1996; von Grafenstein et al., 1996; Schwab, Dean, 1998; Mayer, Schwark, 1999; Makhnach et al., 2000].

Изотопный состав кислорода озерной осадочной системы находится в зависимости от величины  $\delta^{18}\text{O}$  атмосферных осадков, грунтовых вод, притоков и испарения [Anderson, Abbott, 2001].

Величина  $\delta^{18}\text{O}$  карбонатного вещества в озерных отложениях в основном зависит от изотопного состава озерной воды и температуры воды в период осаждения карбонатов. Оба эти фактора тесно связаны с климатом [Parronca, 2007]. Также соотношение кислорода ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) в озерной воде определяется изотопным составом метеорной воды, который также является функцией климата, особенно температуры воздуха. Вариации  $\delta^{18}\text{O}$  в озерных карбонатах также интерпретируются как изменения отношения осаждения/испарения [Siegenthaler, Oeschger, 1980;

Edwards, Wolfe, 1996], поскольку изотопы  $^{16}\text{O}$  преимущественно переходят в паровую фазу, покидая водоем, обогащенный более тяжелыми изотопами кислорода ( $^{18}\text{O}$ ).

Палеотемпературные реконструкции, основанные на записях изотопов кислорода, основаны на предположении, что карбонатные минералы осаждались в изотопном равновесии с окружающей водой изучаемого озера [Pappas, 2007]. Увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  соответствует увеличению сухости (аридности) климата [Anderson, Abbott, 2001; Leng, Marshall, 2004]. И наоборот, уменьшение значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  указывает на увеличение влажности (гумидности) климата [Leng, Marshall, 2004].

Колебания значений  $\delta^{13}\text{C}$  отражают скорость продуктивности озера и изменения трофического состояния, а также окислительно-восстановительные условия в придонных водах и процессы раннего диагенеза в поверхностном слое отложений [Hollander, Smith, 2001; Neumann et al., 2002]. Изотопный состав углерода осаждающихся карбонатов незначительно зависит от температуры и фракционирования между карбонатными минералами и растворенным неорганическим углеродом в озерной воде.

Основными факторами, влияющими на изотопный состав углерода, являются обмен  $\text{CO}_2$  между атмосферой и озерной водой, фотосинтез/дыхание водных организмов [Wachniew, Ro'zan'ski, 1997; Vrec'a, 2003], а также стратификация и циркуляция озера [Myrbo, Shapley, 2006]. Таким образом, увеличение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в озерных карбонатах часто интерпретируют как результат интенсивной первичной продуктивности озерной воды.

Уменьшение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  отвечает окислению органического вещества и высвобождению  $^{12}\text{C}$  из органического материала. Уменьшение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  интерпретируется снижением продуктивности водоема согласно модели McKenzie [McKenzie, 1985], в которой возрастание первичной биопродуктивности озера приводит к активной утилизации  $^{12}\text{C}$  в процессе фотосинтеза. В результате увеличивается содержание растворенного неорганического углерода, обогащенного  $^{13}\text{C}$ , что приводит к накоплению карбонатов с высоким содержанием тяжелого изотопа углерода. Увеличение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  соответственно указывает на повышение биопродуктивности (биомассы) водоема.

Общим соотношением для озерных карбонатов является положительная ковариация между значениями  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  [Li, Ku, 1997]. Этот эффект обычно интерпретируют как следствие образования карбонатов в озерах замкнутого бассейна с длительным временем пребывания воды. Считается, что, если объем воды уменьшится, интенсивное испарение приведет к увеличению значений  $\delta^{18}\text{O}$  озерной воды. Такие условия также увеличат значение  $\delta^{13}\text{C}$  растворенного неорганического углерода в озерной воде под действием  $^{12}\text{CO}_2$  диффузия в атмосферу [Pappas, 2007].

**Магнитные индикаторы.** К числу информативных индикаторов осадконакопления относятся магнитная восприимчивость, а также компоненты магнитной восприимчивости (ферромагнитная, парамагнитная и суперпарамагнитная).

Значения магнитной восприимчивости осадочных отложений зависят от процесса выветривания. В засушливые периоды эрозия, химическое выветривание замедляются, что приводит к снижению содержания магнитных минералов в осадке [Ranasinghe et al., 2013]. Напротив, во время периодов повышенной влажности химическое выветривание, эрозия, усиливаются, что приводит к более высоким значениям МВ. Таким образом, во время теплых/влажных условий климата ожидаются более высокие значения МВ и наоборот [An et al., 1991].

В осадочных отложениях озер обычно присутствуют три вида магнитных ассоциаций, относящихся к различному происхождению: аллотигенный материал, аутигенные ферромагнитные минералы, а также минералы, образовавшиеся путем постседиментационного изменения [Dearing, Elner, Happey-Wood, 1981; Hirt, Lanci, Koinig, 2003; Liu et al., 2012; Roberts, 2015]. Как правило, аллотигенный магнитный материал может поступать в озеро при помощи водного и/или эолового агента [Thompson, Morton, 1979; Oldfield et al., 1985; Evans et al., 1997; Evans, Heller, 2003; Liu et al., 2012; Hu et al., 2015].

Определение вклада компонент (ферромагнитной –  $k_{ferro}$ , диа-/парамагнитной  $k_{para}$  и суперпарамагнитной –  $k_{super}$ ) в магнитную восприимчивость позволяет оценивать величину терригенного сноса, колебания уровня и продуктивность озер. Например, вклад парамагнитной компоненты в магнитную восприимчивость, в основном обусловлен поступлением аллотигенного материала в бассейн осадконакопления [Kosareva et al., 2015; Косарева и др., 2020]. Ферромагнитный материал (магнетит, маггемит) может иметь смешанное (аллотигенное и биогенное) происхождение. Широкое распространение среди ферромагнитных минералов находят гидроокислы железа, например, магнетит, который образуется в окислительных условиях (положительные значения Eh) [Буров, Ясонов, 1979; Логвиненко, 1984; Liu et al., 2012]. Суперпарамагнитные минералы также могут быть как биогенного, так и аллотигенного происхождения, которые могут быть представлены гематитом или биогенно индуцированными оксидами или сульфидами железа [Kosareva et al., 2015].

Нередко в осадочных отложениях озер встречается железо, которое, как правило, связано с поступлением взвешенного вещества. В донных отложениях озер они часто встречаются в виде магнитных сферул, а также частиц железоникелевого состава [Юдович, 2008; Kuzina et al., 2018]. Для такого железа характерен сильно выраженный ферромагнетизм с точкой Кюри  $\sim 700^{\circ} - 750^{\circ}C$  [Буров, Ясонов, 1979; Kuzina et al., 2018].

## 5.2. Интерпретация осадочной летописи

### 5.2.1. Литологическая зональность

Согласно радиоуглеродному датированию, начало седиментации в озере Банное началась не позднее ~13 тыс. л. н., для озера Сабакты озерная седиментация началась не позднее ~25 тыс. л. н. Комплексирование данных различных лабораторных исследований с использованием указанных индикаторов в разделе 5.1 позволило расчленить разрез керновой колонки озера Банное на 4 голоценовые литологические зоны (рисунок 5.1). Для озера Сабакты была выделена одна плейстоценовая зона и 4 голоценовые литологические зоны (рисунок 5.2). Выделенные литологические зоны характеризуются определенными значениями показателей гранулометрического, минерального, химического состава. В таблицах 1–2 (приложение 1) приведены основные статистические параметры показателей литологического состава и генетических показателей для осадочных отложений озер Банное и Сабакты. Литологическая зональность описывается по показателям литологического состава, а генетические показатели будут рассмотрены в последующих разделах.

#### Озеро Банное

**Литологическая зона 1** относится к интервалу разреза 508–404 см (~12500 – 8860 к.л.н.). Зона сложена преимущественно глинистыми разностями серовато-голубого и темно-зеленого цвета (таблица 2.5). Среднее значение  $M_d$  для осадочных отложений озера Банное – 0,017. Среднее содержание алевритовой фракции составило 71,78%. В меньшей степени в образцах установлено содержание пелитовой (среднее значение – 16,10%) и псаммитовой (среднее значение – 12,72%) фракций. Согласно классификации по [Логвиненко, 1984] осадки представлены суглинком тяжелым алевритовым (глубина 508 см), суглинком легким алевритовым (494–480 см) и супесью алевритовой (466 см). Наибольший вклад в минеральную составляющую осадка озера Банное вносят аллотигенные минералы (кварц, полевые шпаты, хлорит, смешаннослойные глинистые минералы, тальк, слюда, роговая обманка), среднее содержание которых составило 79,51%. Аутигенная фаза представлена преимущественно карбонатными минералами (кальцит, арагонит, доломит), в меньшей степени в осадке установлено наличие пирита и биогенного кремнезема (кристобалит и тридимит). Среднее содержание карбонатных минералов в осадке составило ~14% (среднее содержание кальцита ~12%, арагонита 5,86%, доломита 1,12%). Среднее содержание пирита составило 1,59%. С глубины 446 см появляются кристобалит и тридимит, среднее содержание которых составило 2,83%. По результатам факторного анализа химический состав определяется пятью факторами.



Значения фактора F1 (увеличение показателей поставки аллотигенного материала с одной стороны и уменьшение показателей органического вещества) изменяются в интервале 0,58–2,63. Среднее значение фактора F2 (увеличение Cu, Zn) составило -0,24. Фактор F3 отображает увеличение S, значения которого изменяются в интервале -2,41–1,31. Среднее значение фактора F4 (увеличение Si) составило -0,25. Среднее значение фактора F5 (увеличение Br) составило -0,11.

**Литологическая зона 2** охватывает интервал разреза 404–322 см (~8860–7400 к.л.н.). Осадочные отложения представлены плотным зеленым илом. Среднее значение  $M_d$  в озере Банное составляет 0,018 мм. Содержание алевритовой фракции изменяется в интервале 62,76–65,88%. Среднее содержание пелитовой фракции составило 14,31%, псаммитовой – 21,38%. По классификации Н. В. Логвиненко это суглинок легкий, алевритовый. Для данной зоны характерно повышенное содержание аллотигенных минералов (среднее значение составило 80,39%). Среднее значение содержания карбонатных минералов составило 11,79%, они представлены кальцитом (среднее 11,17%) и доломитом (среднее 1,24%). Содержание пирита незначительно и его среднее значение составляет 1,53%. Содержание кристобалит-тридимитовой фазы изменяется в интервале 3,09–3,68%. Значения фактора F1 изменяются в интервале -0,77–1,16. Среднее значение фактора F2 составило 0,004. Значения фактора F3 изменяются в интервале -0,52–2,31. Среднее значение фактора F4 составило 0,12, фактора F5 –(-0,21).

К **литологической зоне 3** приурочен интервал разреза 322–78 см (~7400-2600 к.л.н.). Осадочные отложения представлены илом зеленым, плотным (таблица 2.5). Среднее значение  $M_d$  составило 0,016 мм, содержание алевритовой фракции возрастает до 75,27%. Среднее содержание пелитовой фракции составило 16,32%, псаммитовой – 15,73%. По классификации Н. В. Логвиненко определен суглинок легкий, алевритовый. Среднее содержание аллотигенных минералов составило 85,19%, карбонатных минералов – 6,00%. Карбонатные минералы преимущественно представлены кальцитом (среднее содержание 6,29%) и в меньшей степени доломитом (среднее значение 1,71%). Содержание кристобалит-тридимитовой фазы возрастает до 7,83%. Содержание пирита снижается, среднее значение составило 1,10%. Значения фактора F1 изменяются в интервале -0,12–0,31. Среднее значение фактора F2 составило 0,0004. Значения фактора F3 изменяются в интервале -1,32–1,56. Среднее значение фактора F4 составило 0,30, фактора F5 – 0,02.

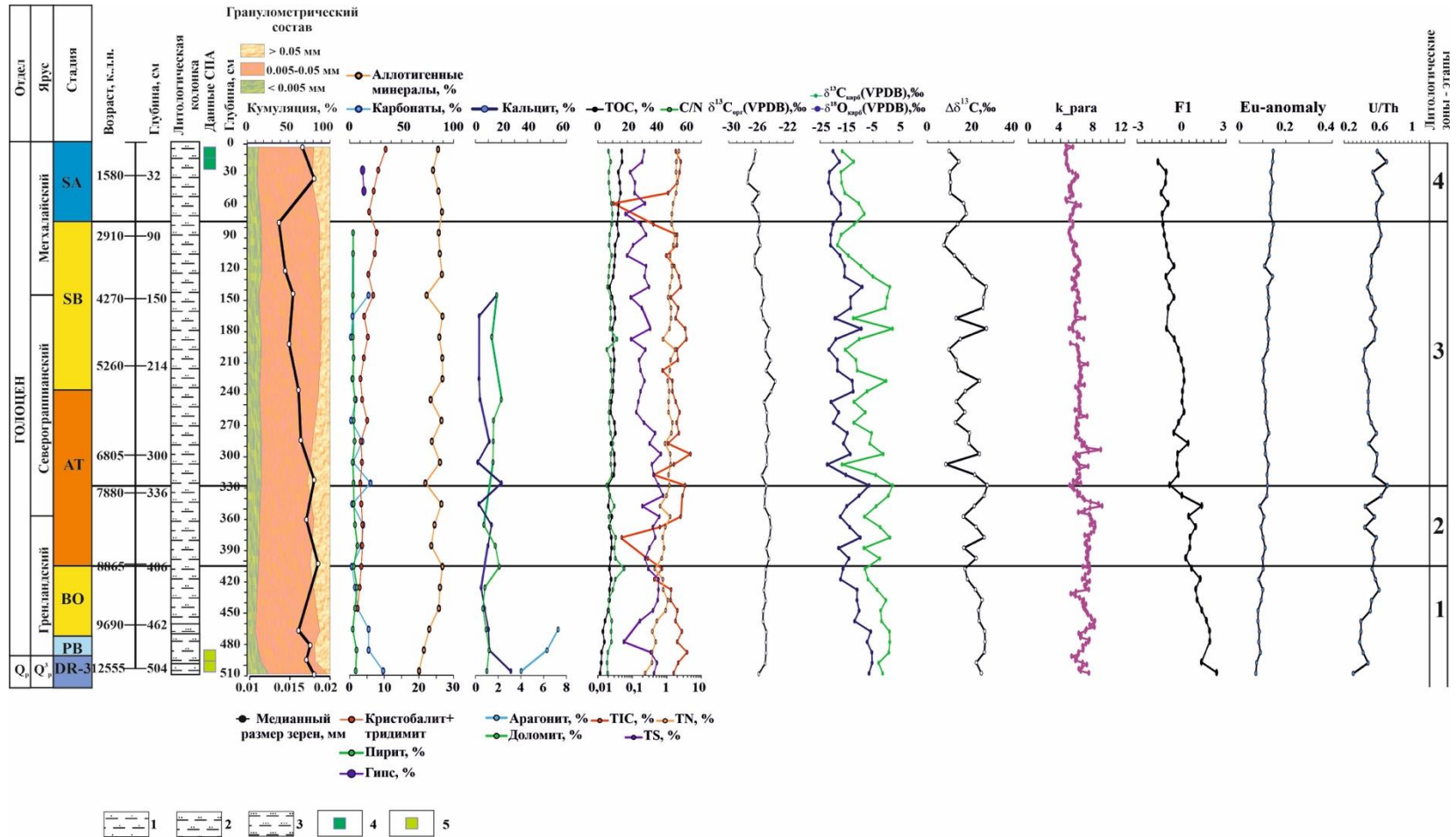


Рисунок 5.1 – Литологическая зональность озера Банное

Условные обозначения: 1 – суглинок тяжелый алевритовый, 2 – суглинок легкий алевритовый, 3 – супесь алевритовая, 4 – образцы с доминированием пыльцы древесных растений. 4 – образцы с доминированием пыльцы трав; Q<sub>p</sub> – плейстоцен; Q<sub>p</sub><sup>3</sup> – верхний плейстоцен; DR-3 – поздний дриас, PB – Пребореальная стадия, BO – Бореальная стадия, AT – Атлантическая стадия, SB – Суббореальная стадия, SA – Субатлантическая стадия [Blytt, 1876a; Blytt, 1876b; Sernander 1984; Gradstein et al., 2020]. Возрастная шкала разреза приведена согласно [Юсупова, Нурғалиева, Кузина, 2020]

**Литологическая зона 4** охватывает интервал разреза 78–2 см (~2600–900 к.л.н.). Осадочные отложения представлены илом зеленым, плотным. Среднее значение  $M_d$  составило 0,016 мм. Содержание алевритовой фракции изменяется в интервале 66,53–70,85%. Среднее содержание пелитовой фракции составило 14,18%, псаммитовой – 17,73%. Зона сложена суглинком легким, алевритовым. Аллотигенные минералы составляют 80,33–88,83%, карбонатность фиксируется по ТПС от 0,03 до 2,55%. Содержание биогенного кремнезема увеличилось, среднее содержание которого составило 7,82%. Также на глубинах 46 см и 26 см установлено наличие гипса, среднее содержание которого ~4%. Среднее значение фактора F1 составило -1,17. Значения фактора F2 изменяются в диапазоне -0,39–1,52. Значения фактора F3 изменяются в интервале -1,39...-0,21. Среднее значение фактора F4 составило -0,77, фактора F5 – 0,32.

### Озеро Сабакты

**Плейстоценовая литологическая зона** озера Сабакты относится к интервалу разреза 294–238 см (~26000 – 11700 к.л.н.) (рисунок 5.2, приложение 1). Изучаемые образцы по данным первичного литологического описания представлены глинистыми отложениями серо-голубыми плотными, с включениями галечно-гравийного материала (таблица 2.8). Среднее значение  $M_d$  в данной зоне составило 0,017 мм. Преимущественно в образцах содержится алевритовая фракция: среднее значение составило 62,80%. В меньшей степени в образцах установлено содержание пелитовой (среднее значение – 15,18%) и псаммитовой (среднее значение – 22,02%) фракций. По классификации Н. В. Логвиненко определен суглинок легкий, алевритовый. Для данной зоны характерно повышенное содержание аллотигенных минералов (до 87 %). Карбонатные минералы преимущественно представлены кальцитом, содержание которого изменяется в пределах 11,94–33,96%. Содержание пирита малозначительно (среднее содержание 1,22%). Химический состав характеризуется тремя весомыми факторами. Значения фактора F1, отображающего, с одной стороны, увеличение содержания аллотигенных элементов и с другой – уменьшение показателей органического вещества, изменяются в диапазоне 1,29–1,67. Значения фактора F2, отображающего увеличение содержания Sr, варьируют в диапазоне от -1,34...-0,32. Фактор F3 отображает увеличение содержания S и его значения изменяются в интервале -0,79–1,10.

Ввиду малой полученной выборки образцов, относящихся к верхнему плейстоцену, а также отсутствия плейстоценовой выборки для осадочных отложений озера Банное, анализ климатической зональности для данной зоны будет освещен менее подробно и охарактеризован в общих чертах.

Следующие литологические зоны относятся к голоцену.

К **литологической зоне 1** приурочен интервал 238–214 см (~11700–10130 к.л.н.), сложенный илом светло-серым и темно-зеленым, плотным, глинистым (таблица 2.8). Среднее

значение  $M_d$  для осадочных отложений озера Сабакты в данной зоне составило 0,031 мм. Преимущественно в образцах содержится алевритовая фракция: среднее значение составило 50,85%. В меньшей степени в образцах установлено содержание пелитовой (среднее значение – 10,78%) и псаммитовой (среднее значение – 38,38%) фракций. По классификации Н. В. Логвиненко определены суглинок легкий алевритовый (глубина 232 см) и суглинок легкий (глубина 216 см). Среднее содержание аллотигенных минералов в осадочных отложениях озера Сабакты составило 76,25%, а карбонатов 22,54%. Карбонатные минералы представлены кальцитом и доломитом, их среднее содержание составляет 21,78% и 1,14%. Также в осадочных отложениях присутствует пирит (среднее содержание 3,55%), а на глубине 226 см установлено присутствие биогенного кремнезема (кристобалит и тридимит), содержание которого составило 2,55%. По химическому составу значения фактора F1 изменяются в пределах 0,01–0,92. Значения фактора F2 варьируют в диапазоне от –0,84–0,20, фактора F3 в интервале –0,66...–0,54.

**Литологическая зона 2** охватывает интервал разреза 214–178 см (~10130–7300 к.л.н.). Согласно первичному литологическому описанию, интервал представлен илом светло-коричневым плотным, песчано-алевритовым. Среднее значение  $M_d$  составило 0,025 мм. Содержание алевритовой фракции составило 59,35%, псаммитовой – 30,38%, пелитовой – 10,27%. По классификации Н. В. Логвиненко определены супесь алевритовая (интервал 204–192 см) и суглинок легкий алевритовый (глубина 182 см). Среднее содержание аллотигенных минералов возрастает до 87,84%, при этом среднее содержание карбонатной компоненты резко снижается до 4,29%. Карбонатные минералы представлены кальцитом (среднее 6,62%) и доломитом (среднее 2,07%). Содержание биогенного кремнезема и пирита растет, их средние значения составили 4,71% и 5,52% соответственно. Также на глубине 212 см установлено наличие гипса, содержание которого составило 11,85%. Среднее значение фактора F1 составило –0,55. Значения фактора F2 изменяются в интервале 0,25–0,94, фактора F3 в интервале –2,19...–0,36.

К **литологической зоне 3** приурочен интервал разреза 178–60 см (~7300–1950 к.л.н.), сложенный илом темно-зеленым, серо-зеленым и зеленым плотным, участками песчано-алевритовым (таблица 2.8). Среднее значение медианного размера зерна по сравнению с зоной 2 увеличивается до 0,033 мм. Для данной зоны характерно увеличение содержания псаммитовой фракции (среднее значение составило 37,22%). Средние содержания алевритовой и пелитовой фракций снижаются до 55,11% и 7,67% соответственно. По классификации Н. В. Логвиненко определены супесь алевритовая (170–156 см), алевритовый песок (132 см) и суглинок легкий алевритовый (124–90 см).

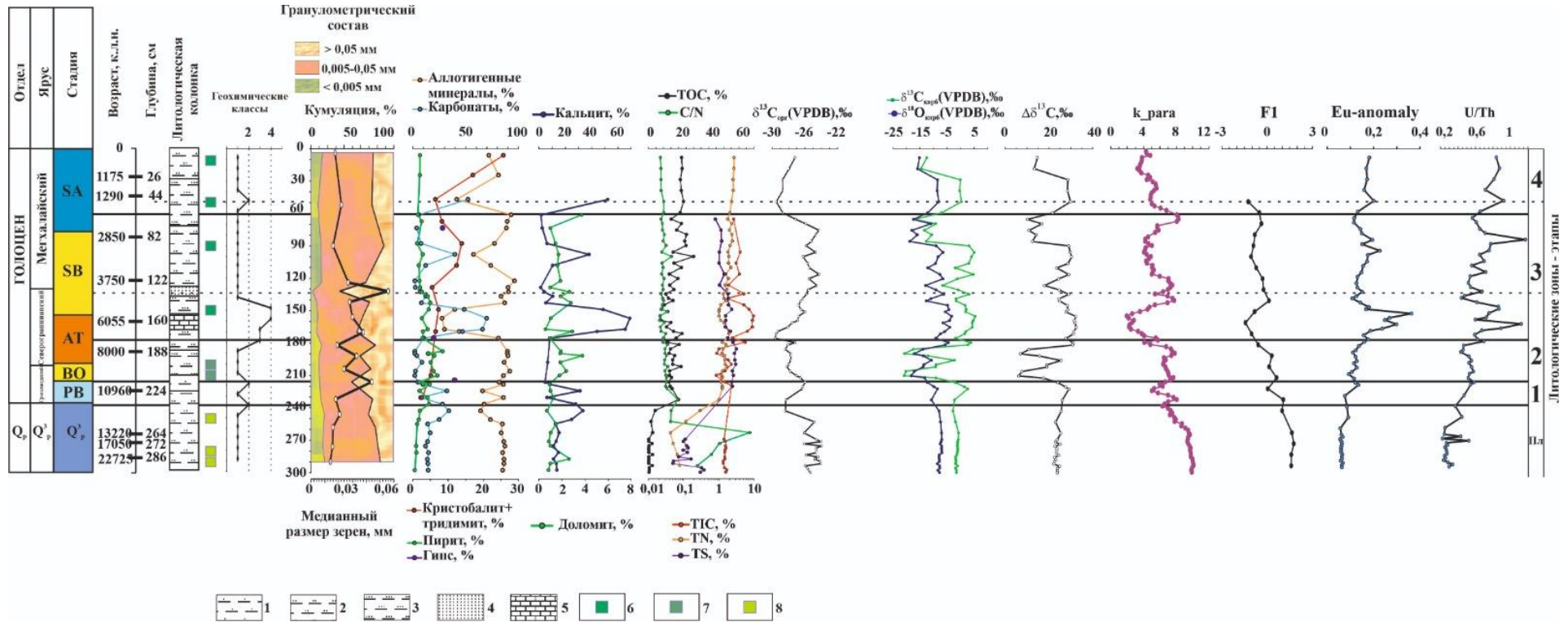


Рисунок 5.2 – Литологическая зональность озера Сабакты

Условные обозначения: 1 – суглинок тяжелый алевритовый, 2 – суглинок легкий алевритовый, 3 – супесь алевритовая, 4 – песок алевритовый; 5 – карбонатный сапропель; 6 – образцы с доминированием пыли древесных растений; 7 – возрастание роли древесных растений в образцах; 8 – образцы с доминированием пыли трав; Q<sub>p</sub> – плейстоцен; Q<sub>p</sub><sup>3</sup> – верхний плейстоцен; PB – Пребореальная стадия, BO – Бореальная стадия, AT – Атлантическая стадия, SB – Суббореальная стадия, SA – Субатлантическая стадия [Blytt, 1876a; Blytt, 1876b; Sernander 1984; Gradstein et al., 2020]

Среднее содержание аллотигенных минералов составляет 71,77%, карбонатных минералов – 24,03%. Для данной литологической зоны характерно увеличение содержания биогенного кремнезема до 13,85% и уменьшение среднего содержания пирита до 2,91%. Также на глубинах 172 см и 72 см установлено наличие гипса, содержание которого составило 5,91% и 8,45%. По химическому составу среднее значение фактора F1 составило -0,56. Значения фактора F2 изменяются в интервале -1,88–1,66, фактора F3 в интервале -1,45–1,13.

**Литологическая зона 4** охватывает интервал разреза 60–2 см (~1950–1000 к.л.н.), представленный илом темно-зеленым. Среднее значение  $M_d$  в осадочных отложениях озера Сабакты уменьшается по сравнению с зоной 3 до 0,020 мм. Среднее содержание алевритовой фракции составило 63,39%, пелитовой – 10,84%, псаммитовой – 25,76%. По классификации Н. В. Логвиненко определены супесь алевритовая (52 см) и суглинок легкий алевритовый (4 см). Содержание аллотигенных минералов изменяется от 41,51 до 81,00%, среднее содержание карбонатных минералов составляет 28,84%. Для данной литологической зоны характерно увеличение содержания биогенного кремнезема до 25,70% и уменьшение среднего содержания пирита до 1,80%. По химическому составу значения фактора F1 изменяются в пределах -1,69...-0,27. Значения фактора F2 варьируют в диапазоне от -0,31–1,05, фактора F3 – в интервале 0,15–1,16.

Полученная литологическая зональность послужила основой для дальнейших генетических реконструкций с помощью генетических показателей (таблицы 1–2, приложение 1) происхождения осадочного материала, палеоредокс-условий, палеоклиматических условий.

#### 5.2.2. Генетические особенности дифференциации химических элементов по данным факторного анализа

Факторный анализ разрешенных переменных геохимической выборки позволил установить 5 факторов для озера Банное и 3 фактора для озера Сабакты со значимыми нагрузками более 0,7 (таблица 4.12, таблица 4.18).

**Озеро Банное.** Самым значимым является фактор F1, далее с меньшими весами располагаются факторы F2–F5.

Фактор F1 (доля общ. 0,59) имеет биполярную структуру и коррелирует, с одной стороны, с увеличением содержаний элементов терригенного привноса (таблица 4.12), а с другой – коррелирует с уменьшением показателей органического вещества. В целом, по F1 отмечается тренд уменьшения привноса терригенных элементов от первого к последующим этапам, что может указывать на возрастание роли пенеппенизации рельефа источников сноса и водосборных площадей и уменьшение гидродинамических уклонов водостоков [Государственная геологическая карта..., 1960].

Фактор F2 (доля общ. 0,08) для осадочных отложений озера Банное отражает увеличение содержаний Cu, Zn. Данные элементы входят в состав растений и водорослей, которые обеспечивают функции фотосинтеза, азотного обмена и т. д [Мальцев, 2017].

Фактор F3 (доля общ. 0,06) в озере Банное отражает увеличение содержаний Mo, S, накопление которых связано с процессами бактериальной сульфатредукции [Мальцев, 2017; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]. Кроме того, элемент Mo может присутствовать в карбонатной фазе [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

Фактор F4 (доля общ. 0,06) – фактор увеличения содержания Si. Элемент Si в осадочных отложениях озера Банное может быть как аллотигенного (входит в состав обломочных пород: кварц, полевые шпаты и т. д.), так и аутигенного происхождения (водоросли), что подробно рассматривалось в разделе 4.4 настоящей работы. Также в озерных осадках Si может накапливаться путем выпадения кремниевой кислоты в осадок в виде аморфного кремнезема при увеличении концентрации раствора или уменьшении pH (до кислых значений) насыщенного раствора [Мальцев, 2017].

В озере Банное фактор F5 (доля общ. 0,04) – фактор увеличения содержания Br. Известно, что элемент Br является важным индикатором потепления [Маркова, 2012; Косарева, 2018]. Фактор F5 имеет восходящий тренд, указывая на постепенное потепление климата.

Для полученных факторных нагрузок и магнитных параметров была вычислена корреляционная матрица с целью установления природы магнитных параметров. Корреляционная матрица позволила установить тесную связь парамагнитной компоненты с поступлением аллотигенного вещества в бассейн седиментации (таблица 4.23). Как правило, парамагнитная составляющая магнитной восприимчивости отражает изменения в составе осадка парамагнитных минералов (хлорит, слюды, пирит, а также карбонатов, содержащих железо и марганец) [Sandgren, Snowball, 2002; Косарева, 2018].

Для осадочных отложений озера Банное характерен тренд уменьшения значения парамагнитной компоненты и фактора F1 вверх по разрезу, указывая на уменьшение поступления аллотигенного вещества в бассейн осадконакопления (приложение 1). При этом максимальные значения  $k_{рага}$  устанавливаются в литологических зонах 1–2, средние значения которых составили  $6,98 \cdot 10^{-5}$  и  $7,22 \cdot 10^{-5}$ , соответственно. Для литологических зон 3–4 характерно снижение значений данного параметра, среднее содержание которых составило  $6,07 \cdot 10^{-5}$  и  $5,26 \cdot 10^{-5}$ . Магнитные минералы, согласно результатам ДТМА, сканирующей электронной микроскопии, в осадочных отложениях представлены магнетитом, маггемитом, железоникелевыми частицами.

Согласно построенной диаграмме Дея-Данлопа (рисунок 4.20) магнитные зерна исследуемых образцов представляют собой комбинацию SD и MD (PSD) зерен с долей MD от 70 до 92% [Day, Fuller, Shmidt, 1977; Dunlop, 2002].

**Озеро Сабакты.** Самым значимым является фактор F1, далее с меньшими весами располагаются факторы F2–F3. Фактор F1 (доля общ. 0,68) имеет биполярную структуру и коррелирует, с одной стороны, с увеличением содержаний элементов аллотигенного привноса (таблица 4.18), а с другой – коррелирует с уменьшением содержаний показателей органического вещества. Фактор F1 отображает тренд уменьшения привноса терригенных элементов от первого к последующим этапам.

Фактор F2 (доля общ. 0,06) отражает уменьшение содержания Sr, участвующего в составе карбонатных минералов [Мальцев, 2017].

Фактор F3 (доля общ. 0,04) – фактор уменьшения S. Содержание S в осадочных отложениях озер является отражением процессов бактериальной сульфатредукции., в результате которой выделяется H<sub>2</sub>S и, как следствие, образуется диагенетический пирит [Мальцев, 2017; Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014].

Корреляционная матрица между факторными нагрузками и магнитными параметрами позволила установить тесную связь парамагнитной компоненты с поступлением аллотигенного материала в бассейн осадконакопления (таблица 4.26). Наиболее высокие значения  $k_{para}$  для осадочных отложений озера Сабакты устанавливается для плейстоценовой литологической зоны, значения которой изменяются в интервале  $(7,22–10,11) \cdot 10^{-5}$ . Высокие значения данного показателя, скорее всего, связаны с преимущественным преобладанием аллотигенного материала и низкими содержаниями органического вещества (среднее содержание ТОС составило 1,12%, TN – 0,11%).

Голоценовые литологические зоны 1–2 характеризуются высокими содержаниями  $k_{para}$ , указывая на активную поставку обломочного материала в бассейн седиментации. Средние содержания для литологических зон 1–2 составило  $6,55 \cdot 10^{-5}$  и  $6,91 \cdot 10^{-5}$  соответственно. Для литологических зон 3–4 характерно снижение значений парамагнитной компоненты, среднее содержание которых составило  $5,07 \cdot 10^{-5}$  и  $4,79 \cdot 10^{-5}$ .

Магнитные минералы, согласно результатам ДТМА, сканирующей электронной микроскопии, в осадочных отложениях представлены магнетитом, железоникелевыми частицами. Согласно построенной диаграмме Дея-Данлопа (рисунок 4.23), магнитные зерна исследуемых образцов представляют собой комбинацию SD и MD (PSD) зерен с долей MD от 40 до 92% [Day, Fuller, Shmidt, 1977; Dunlop, 2002].



**Определение сходств и различий химического состава в региональном отношении, а также вероятных источников сноса обломочного материала.** Были построены диаграммы распределения основных, второстепенных и редкоземельных элементов в сравнении с PAAS, UCC и региональными данными по осадкам других озер, и ряду точек обрамления изучаемых озер (рисунки 5.3–5.8).

На рисунке 5.3 отобрано сравнение средних значений РЗЭ осадочных отложений озер Банное и Сабакты вместе с данными по верхней части континентальной коры (UCC), постаршейскими австралийскими сланцами (PAAS) [Taylor, McLennan, 1985].

Химический состав донных отложений изучаемых озер сопоставлен с химическим составом озер Южного и Среднего Урала по [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014], нормированных по глинистым сланцам [Ронов, Ярошевский, Мигдисов, 1990; Li Yuan-hui, 1991] (рисунок 5.3А).

По сравнительным графикам содержаний литофильных (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ti, Mn, Sr, Th, U), халькофильных (Cu, Zn, As, Cd, Sn, Sb) и сидерофильных (Fe, Co, Ni, Mo) элементов в донных отложениях озер Южного и Среднего Урала (рисунок 5.3Б-В) наиболее близкий химический состав донных отложений озер Банное и Сабакты отмечается с донными отложениями озера Талкас. Для этих озер характерно повышенное содержание Mn, Ca, S.

Повышенное содержание Ca и Mn осадочных отложений изучаемых озер связано с биохемогенным накоплением карбонатов. В условиях локальных пресыщений за счет смещения карбонатного равновесия при фотосинтезе в зарослях водной растительности может происходить осаждение карбонатов [Экология озера Большое Миассово, 2000].

Согласно [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014; Масленникова и др., 2016] геохимическая ассоциация, включающая Ca, Sr и Mn, связана с интенсивностью карбонатонакопления в донных отложениях. Согласно [Мальцев, 2017] в осадках с высоким содержанием карбонатов (макрофитогенные сапропели) наблюдается корреляция в распределении Ca и Sr [Мальцев, 2017]. При этом наряду с карбонатом кальция может осаждаться и доломит. Осаждение доломита может быть обусловлено микробиальными процессами.

Установлено, что при регуляции микробного метаболизма доломит может образовываться не только в средах с высокой соленостью [Vasconcelos and McKenzie, 1997; Wright, 1999; Van Lith et al., 2002], но и в озерных водах с низкой соленостью [Deng et al., 2010] или даже в пресной воде [Roberts et al., 2004; Kenward et al., 2009].

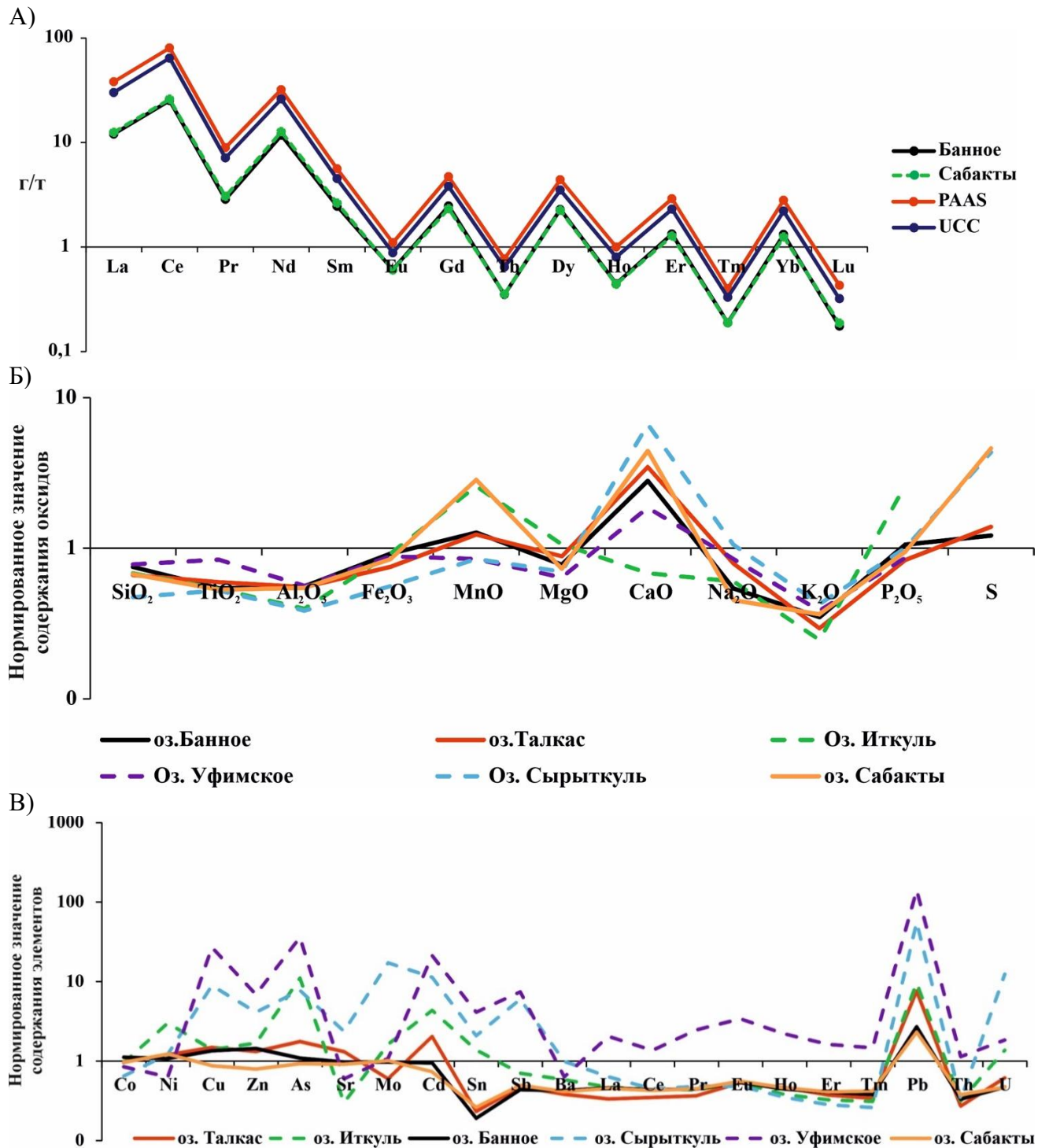


Рисунок 5.3 – А) Сравнение средних значений РЗЭ осадочных отложений озера Банное и озера Сабакты вместе с данными по верхней части континентальной коры (UCC), постаршейскими австралийскими сланцами (PAAS) [Taylor, McLennan, 1985]; Б) Сравнение геохимических показателей озер Банное и Сабакты с данными по [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]; В) Сравнение среднего химического состава донных отложений изучаемых озер и озер Южного и Среднего Урала [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]

Метаболическая активность микробных сообществ в озерах может повышать pH и концентрацию ионов карбоната и магния, а также снижать концентрацию  $\text{SO}_4^{2-}$ , тем самым формируя микросреду, которая помогает преодолеть кинетические ингибиторы осаждения доломита [Wright, 1999; Wright and Wasey, 2005]. Следовательно, вездесущие микроорганизмы могут играть важную роль в образовании доломита [Li et.al., 2020].

Озера Банное, Сабакты и Талкас располагаются на путях транспортировки осадочного материала с источников сноса, расположенных в Магнитогорской мегазоне в отличие от других озер, связанных с источниками сноса в Зилаиро-Лемвинской и Тагильской мегазонах [Волченко и др., 2007; Маслов, Артюшкова, 2010; Кучева, Степанова, 2013]. Широкое распространение в Западно-Магнитогорской зоне Южного Урала имеет ирендыкская свита, которая слагает крупные горные сооружения – хребты Крыктытау и Ирендык, выступающие ультимативными источниками сноса осадочного материала, разгружающегося восточнее, в том числе и в озерных водоемах (рисунок 5.4).

Содержание петрогенных и редких элементов в базальтоидах ирендыкской свиты представлены в работе [Маслов, Салихов, 2015]. Схематичное расположение мест отбора вулканитов близ рассматриваемых объектов (озер Банное, Сабакты, Талкас) отображено на рисунке 5.4.

Установленное сходство химического состава вулканитов ирендыкской свиты [Маслов, Салихов, 2015] и осадков озер Банное и Сабакты указывает на то, что источником сноса в бассейн седиментации служат породы хребта Крыктытау (рисунок 5.5, рисунок 5.6 и рисунок 5.7).

Согласно рисунку 5.6, обрамление озера слагают отложения девона и неоплейстоцена-голоцена. Неоплейстоцен-голоценовые отложения картируются в виде замечательной дельты, обозначающей пути транспортировки и разгрузки осадочного материала, заканчивающиеся в озерах Банное и Сабакты. Положение и форма этой дельты позволяет определить направление сноса осадочного материала с хребта Крыктытау с северо-запада на юго-восток рядом с деревней Кусимово (рисунок 5.6).

На рисунке 5.7 отображено сравнение химического состава осадков изучаемых озер с песчаниками и аргиллитами девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала [Мизенс, 2009], места отбора которых показано на рисунке 5.4.

Высокое сходство химического состава осадков озер Банное и Сабакты с отложениями девона [Маслов, Салихов, 2015] подтверждает выводы, что основным источником сноса в бассейн седиментации служат породы хребта Крыктытау (рисунок 5.4, рисунок 5.6).

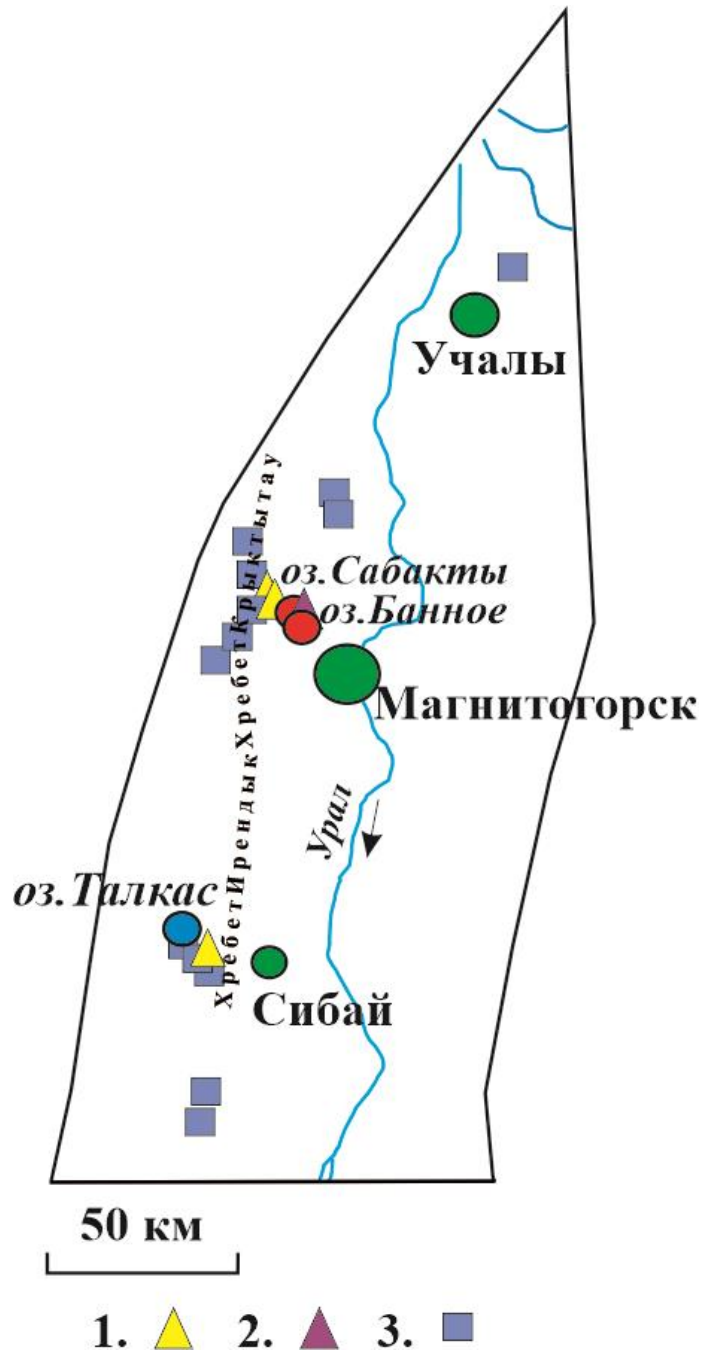


Рисунок 5.4 – Схематичное расположение изучаемых озер в Магнитогорской мегазоне  
 Условные обозначения: 1 – расположение мест отбора вулканитов ирендыкской свиты Магнитогорской мегазоны [Маслов, Салихов, 2015]; 2 – место отбора браунитовых пород Магнитогорской мегазоны, Кусимовский рудник [Брусницын, Жуков, 2018]; места отбора девонских отложений восточного склона Магнитогорской мегазоны Южного Урала [Мизенс, 2009]

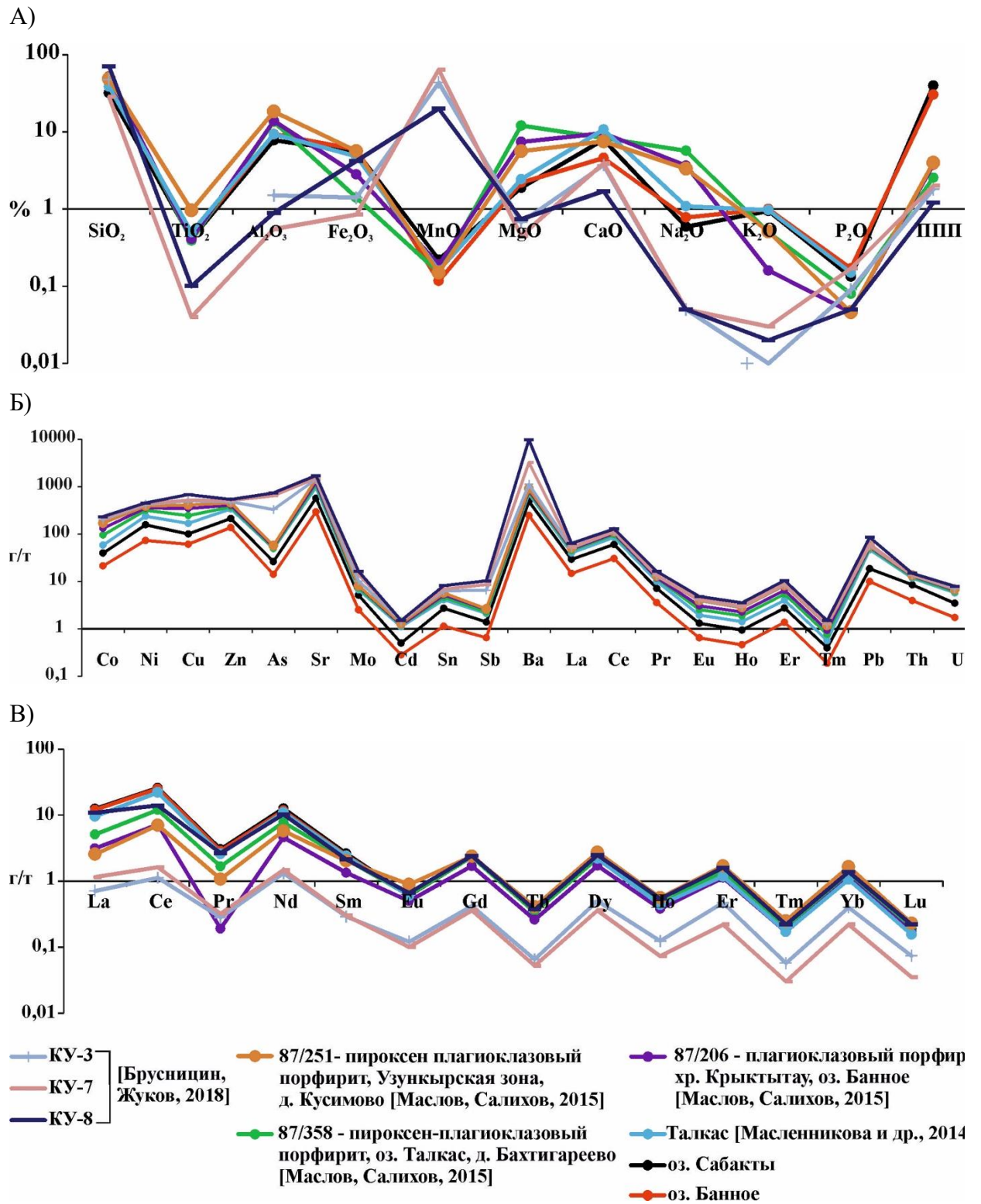


Рисунок 5.5 – Сравнение геохимических показателей изучаемых озер с данными по [Масленникова и др., 2014; Маслов, Салихов, 2015; Брусницин, Жуков, 2018].

А) петрогенные элементы, Б) второстепенные элементы, В) редкоземельные элементы





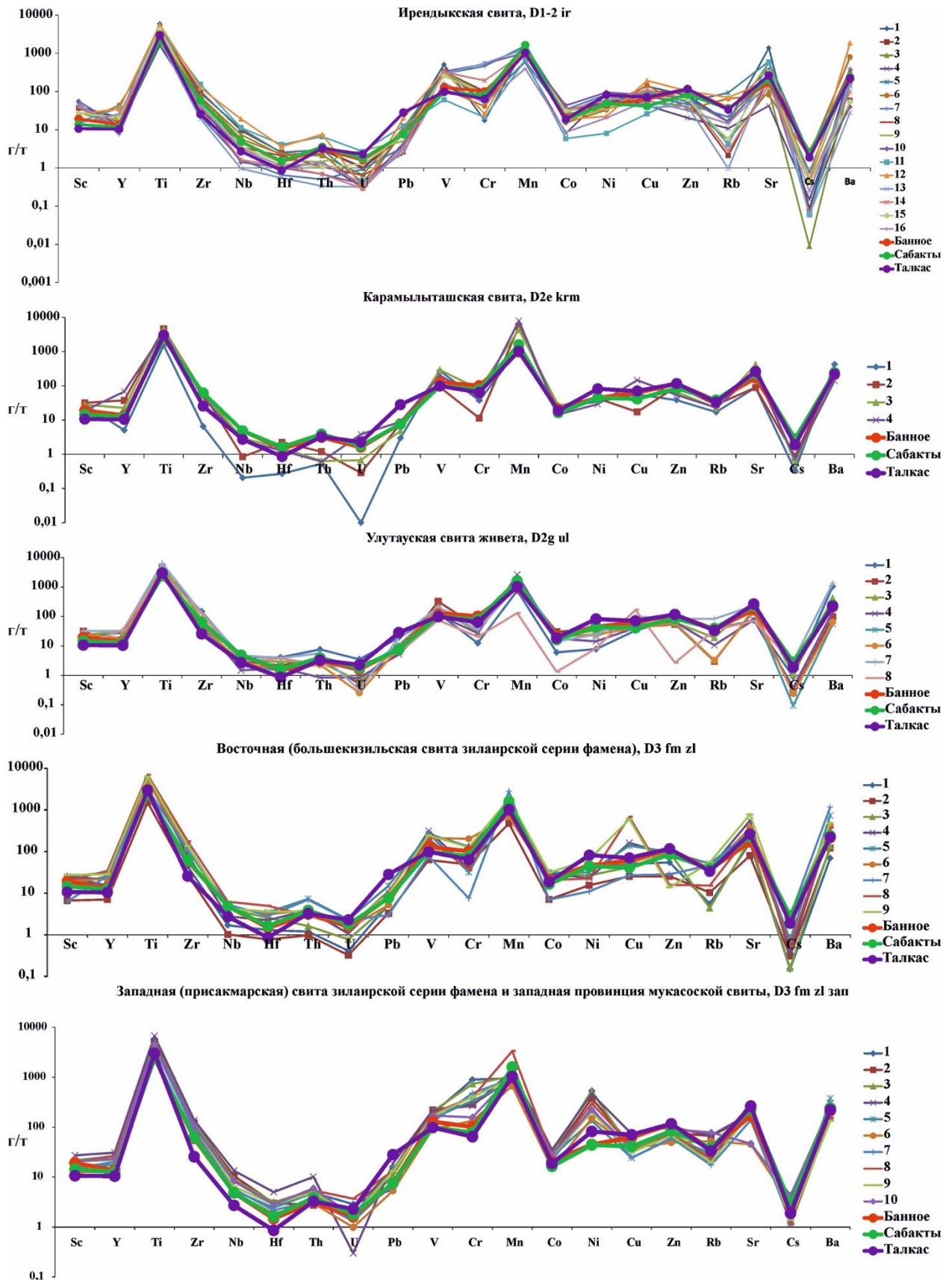


Рисунок 5.7 – Сравнение химического состава осадков изучаемых озер с песчаниками и аргиллитами девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала [Мизенс, 2009]

Для выявления однородности обломочного материала была использована диаграмма La/Sc-Yb/Th [Langmiur et al., 1978; Тейлор, Мак-Леннан, 1988; Морозов, Ростовцева, 1996; Мизенс, 2009], согласно которой при наличии разнородных пород, фигуративные точки на диаграмме La/Sc-Yb/Th располагаются по гиперболе. Как видно из рисунка 5.8, преобладающая часть изученных пород по [Мизенс, 2009] и осадков озер Банное и Сабакты попадают в поле низких значений обоих параметров, что, вероятно, свидетельствует о содержании двухкомпонентного состава.

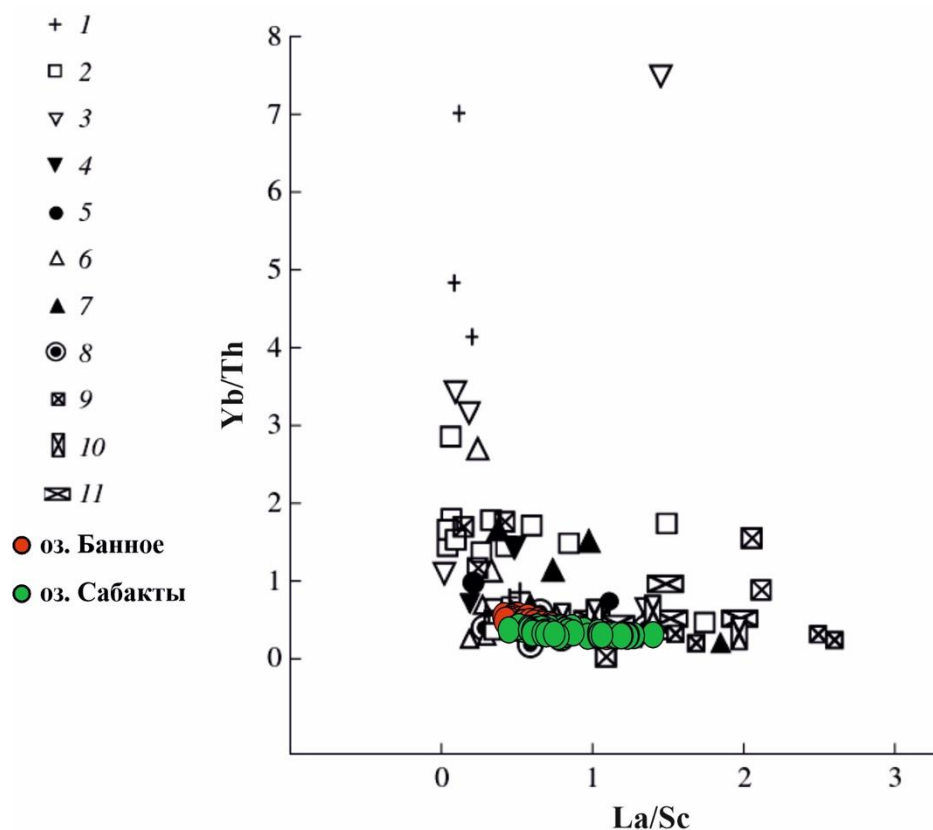


Рисунок 5.8 – Распределение La/Sc-Yb/Th в девонских и ниже-среднекаменноугольных обломочных породах Южного Урала, а также осадков озер Банное и Сабакты

Условные обозначения (пробы по [Мизенс, 2009]): 1 – нижний девон (D<sub>1</sub>), 2 – ирендыкская (D<sub>2e</sub>- D<sub>2ef</sub>), 3 – карамалыташская (D<sub>2ef</sub>), 4- актауская (D<sub>1e</sub>-D<sub>2ef</sub>) свиты, 5 – ишкининская и туратская толщи (D<sub>2ef</sub>), 6 – улутауская (D<sub>2g</sub>), 7 – восточно-зилайрская (большекизильская) (D<sub>3fm</sub>), 8 – западно-зилайрская (присакмарская) (D<sub>3fm</sub>) свиты, 9 – нижний карбон (C<sub>1t-v</sub>) Южного и 10 – Среднего Урала (жуковская свита), 11 – средний карбон (C<sub>2m</sub> и C<sub>2m</sub>-C<sub>3</sub>) Южного и Среднего Урала

Таким образом, осадки озера Банное и Сабакты содержат обломки как основных, так и кислых вулканитов.

В перешейке между озерами Банное и Сабакты находится месторождение марганца – Кусимовский рудник (рисунок 5.4, рисунок 5.6). На Кусимовском месторождении установлено присутствие браунит-родонитовых пород различных текстур [Брусницын, Жуков, 2018].



На рисунке 5.5 представлены сравнительные графики химического состава браунитовых пород Кусимовского месторождения (точки КУ-3, КУ-7, КУ-8) с химическим составом осадков озер Банное и Сабакты. Видно, что химический состав брунитовых пород Кусимовского рудника в меньшей степени близок с химическим составом осадков изучаемых озер по сравнению с девонскими породами хребта Крыктытау. Таким образом, менее выраженная связь химического состава позволяет считать Кусимовский рудник в качестве второстепенного источника сноса аллотигенного вещества.

Наилучшее сходство установлено для редкоземельных элементов для образца КУ-8 [Брусницын, Жуков, 2018] и осадочных отложений озер Банное и Сабакты (рисунок 5.5В). При этом видно, что средние значения показателей отличаются по элементу Се (в донных отложениях озер Банное и Сабакты это содержание выше) (рисунок 5.5В). Согласно [Табаксблат, 1999; Экология озера Большое Миассово, 2000] возможными источниками редких и редкоземельных элементов могут быть брунокит и торбастизит, которые рентгенографически определены в водовмещающих пирокластических породах, натечных образованиях, рыхлых поверхностных отложениях и сухом остатке подземных и рудничных вод Урала. Церий накапливается за счет процессов окисления на окисных и гидроокисных соединениях железа и марганца, при восстановлении последних церий мигрирует в растворенном состоянии в иловых водах [Дубинин, Римская-Корсакова 2011].

Таким образом, для озер Банное и Сабакты установлен близкий химический состав с озером Талкас, которое связывается с источниками сноса, расположенными в Магнитогорской мегазоне. Установлено, что основным источником сноса аллотигенного вещества в изучаемые водоемы служат породы хребта Крыктытау (рисунок 5.4, рисунок 5.6). Кусимовский рудник выступает в качестве второстепенного источника сноса обломочного материала.

### 5.2.3. Окислительно-восстановительные условия

На рисунке 5.9 представлены вариации показателей окислительно-восстановительных условий для озера Банное. Наиболее повышенные значения Eu-аномалии и U/Th характерны для первых двух литологических зон. В целом, значения Eu-аномалии осадочных отложений озера Банное изменяются от 0,07 до 0,15, значения U/Th варьируют в диапазоне 0,31 до 0,71, что указывает на окисную (кислородную) среду во время осадконакопления. Окисные условия обеспечивались, по всей вероятности, регулярным притоком насыщенных кислородом вод [Elbaz-Poulichet et al., 2005; Puertas et al., 2011].

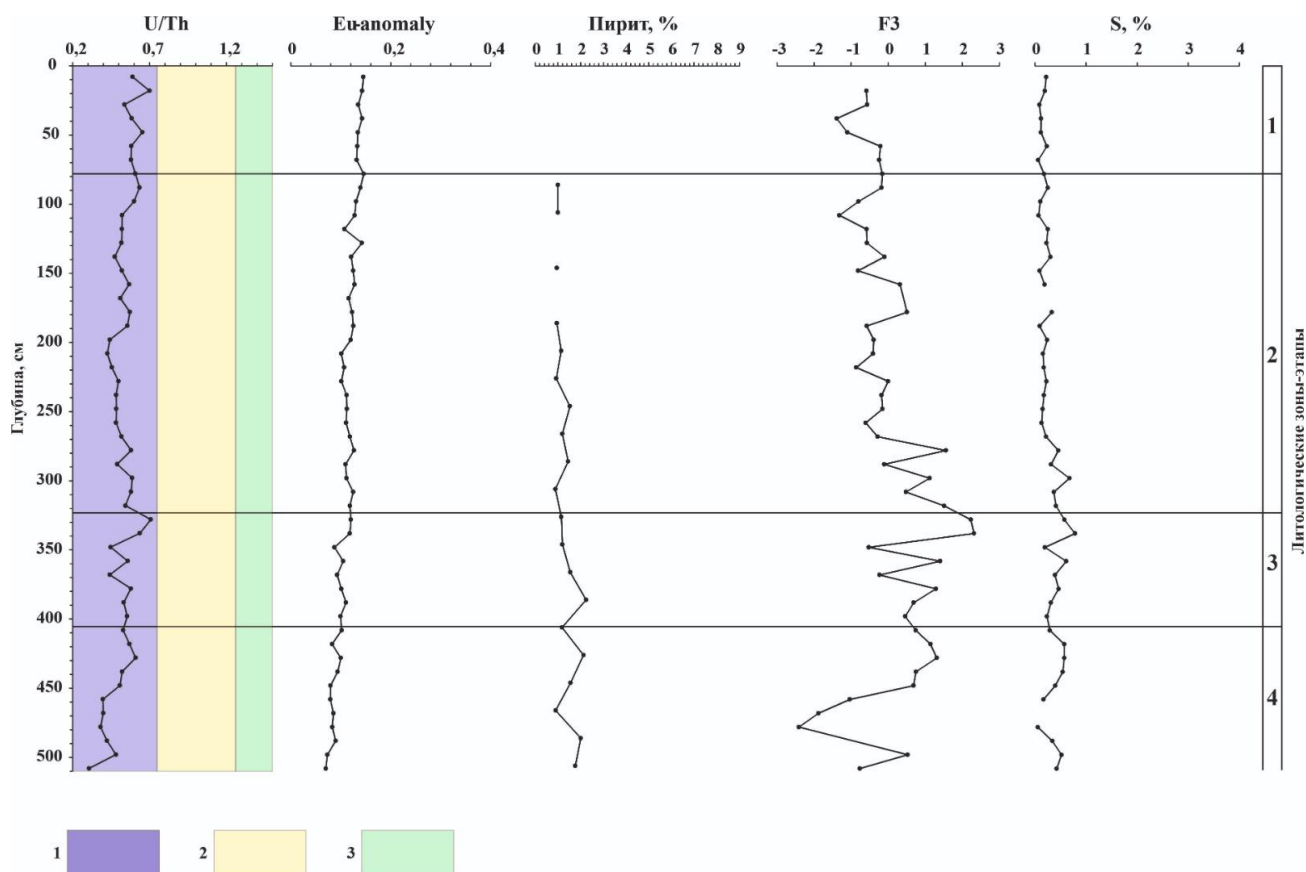


Рисунок 5.9 – Вариации показателей окислительно-восстановительных условий озера Банное.

Согласно [Jones, Manning, 1994] различаются 3 категории условий осадконакопления: кислородная среда  $U/Th < 0.75$ ; дизокисная (dysoxic) среда  $U/Th 0.75-1.25$ ; субокисно-бескислородная (suboxic-anoxic) среда  $U/Th > 1.25$

Отрицательная корреляция между Eu-аномалией и содержанием аллотигенных элементов (Al, Ti, Na, K) (коэффициенты корреляции -0,88, -0,9, -0,84, -0,91) может служить дополнительным аргументом в пользу окисных условий (таблица 5.1) [Yadav et al., 2022].

Органическое вещество, как правило, претерпевает ряд структурных превращений и включается в окислительно-восстановительные процессы, направленные на установление равновесия между окисленной минеральной составляющей осадка и органического вещества, выступающего в роли восстановителя [Мальцев, 2017]. В подразделе 5.2.1 указано, что Фактор F3 в озере Банное отражает увеличение содержаний Mo, S, накопление которых связано с процессами бактериальной сульфатредукции. Кроме того, молибден может присутствовать в карбонатной фазе [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]. Как видно из рисунка 5.9, содержание пирита, фактора F3 и содержание S имеют нисходящий тренд, что указывает на снижение роли постседиментационных преобразований вверх по разрезу.

Таблица 5.1. Корреляционная матрица\*

	Al	Mg	Fe	Na	K	Ti	U/Th	P3Э	Eu/Eu*
Al	1,00								
Mg	0,95	1,00							
Fe	0,85	0,85	1,00						
Na	0,89	0,94	0,80	1,00					
K	0,92	0,93	0,79	0,82	1,00				
Ti	0,96	0,95	0,88	0,88	0,95	1,00			
U/Th	-0,60	-0,52	-0,42	-0,48	-0,58	-0,53	1,00		
P3Э	0,87	0,87	0,71	0,80	0,90	0,88	-0,72	1,00	
Eu/Eu*	-0,88	-0,89	-0,75	-0,84	-0,91	-0,90	0,67	-0,96	1,00

\* Примечание: составлено автором.

Вариации показателей окислительно-восстановительных условий для озера Сабакты отражено на рисунке 5.10.

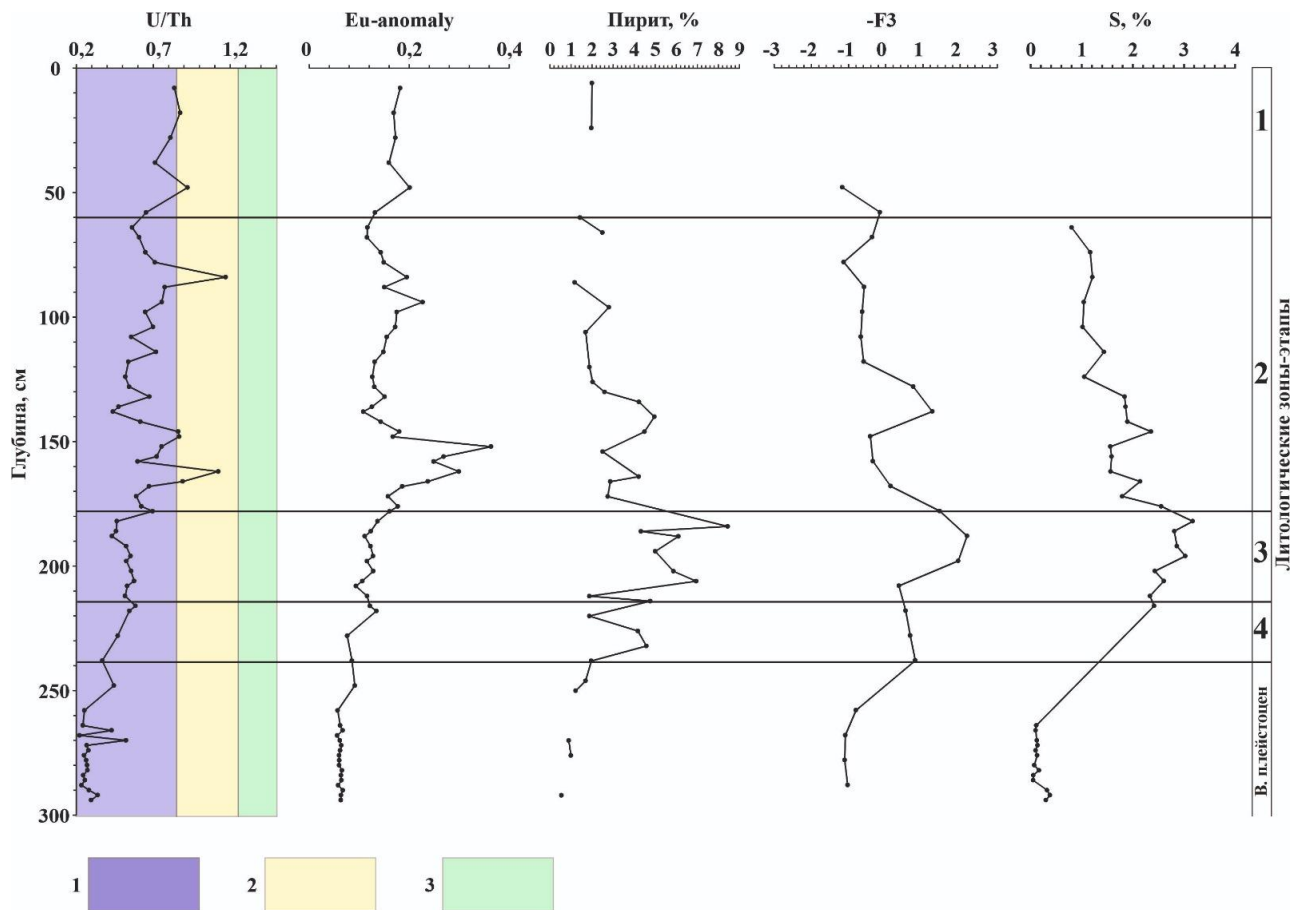


Рисунок 5.10 – Вариации показателей окислительно-восстановительных условий озера Сабакты. Согласно [Jones, Manning, 1994] различаются 3 категории условий осадконакопления: кислородная среда  $U/Th < 0,75$ ; дизоксисная (dysoxic) среда  $U/Th 0,75-1,25$ ; субоокисно-бескислородная (suboxic-anoxic) среда  $U/Th > 1,25$

Установлено, что осадконакопление происходило, в основном, в окисных условиях, как и в озере Банное. Повышенные значения U/Th и Eu-аномалии фиксируются лишь в интервале 166–162 см (~6400-6200 л. н.), глубинах 84 см (~2900 к.л.н.) и 48 см (~1400 к.л.н.), указывая на субокисно-бескислородные условия (рисунок 5.10).

Отрицательная корреляция между Eu-аномалией и содержанием аллотигенных элементов (Al, Ti, Na, K) (коэффициенты корреляции 0,93, -0,92, -0,89, -0,90) может служить дополнительным аргументом в пользу окисных условий (таблица 5.2) [Yadav et al., 2022].

Таблица 5.2. Корреляционная матрица\*

	Al	Mg	Fe	Na	K	Ti	U/Th	РЗЭ	Eu/Eu*
Al	<b>1,00</b>								
Mg	<b>0,94</b>	<b>1,00</b>							
Fe	<b>0,72</b>	<b>0,76</b>	<b>1,00</b>						
Na	<b>0,92</b>	<b>0,92</b>	<b>0,83</b>	<b>1,00</b>					
K	<b>0,98</b>	<b>0,94</b>	<b>0,65</b>	<b>0,87</b>	<b>1,00</b>				
Ti	<b>0,97</b>	<b>0,92</b>	<b>0,78</b>	<b>0,95</b>	<b>0,95</b>	<b>1,00</b>			
U/Th	<b>-0,90</b>	<b>-0,89</b>	<b>-0,68</b>	<b>-0,87</b>	<b>-0,89</b>	<b>-0,88</b>	<b>1,00</b>		
РЗЭ	<b>0,99</b>	<b>0,94</b>	<b>0,69</b>	<b>0,88</b>	<b>0,99</b>	<b>0,96</b>	<b>-0,89</b>	<b>1,00</b>	
Eu/Eu*	<b>-0,93</b>	<b>-0,88</b>	<b>-0,77</b>	<b>-0,89</b>	<b>-0,90</b>	<b>-0,92</b>	<b>0,82</b>	<b>-0,94</b>	<b>1,00</b>

\* Примечание: составлено автором.

В позднем плейстоцене устанавливаются низкие содержания пирита, фактора F3 и S, что указывает на низкую роль бактериальной сульфатредукции. Повышенные содержания пирита и S устанавливаются на втором этапе (рисунок 5.10), что указывает на более интенсивные постседиментационные преобразования по сравнению с литологическими этапами 1, 3 и 4.

#### 5.2.4. Характеристика палеобиопродуктивности

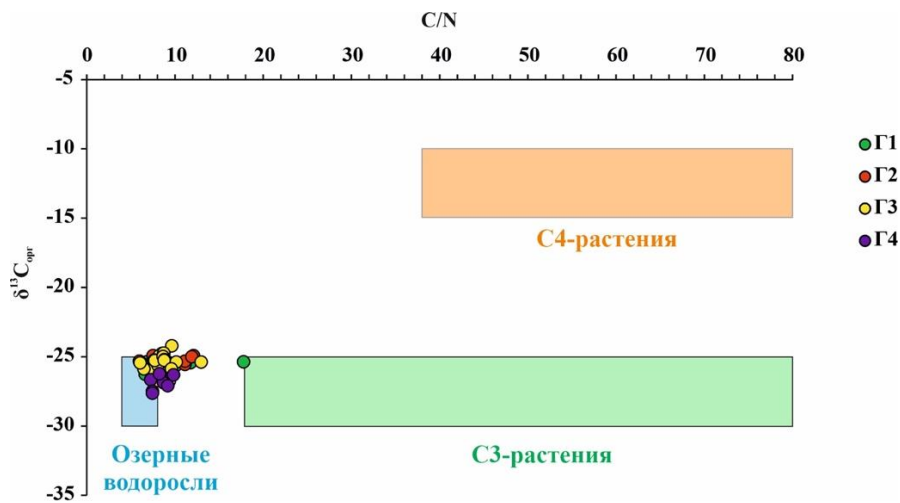
Высока литологическая информативность показателей органического вещества, содержаний серы, азота, изотопного отношения углерода в органическом веществе и изотопных отношений углерода и кислорода в карбонатном веществе.

Установлено, что кривая TS не симбатна кривой ТОС как для осадочных отложений озера Банное, так и для озера Сабакты. Этот факт, а также малые содержания пирита и высокие содержания ТОС указывают на то, что большие количества органического вещества не контролируют накопление серы и образование пирита [Russell, Congo, Werne, 2009]. В связи с этим повышенная доля серы и образование аутигенного фрамбоидального пирита объясняются процессами бактериальной сульфатредукции и образованием H<sub>2</sub>S, что согласуется с

литературными данными [Kohn, Riciputy, Orange, 1998; Астафьева, Розанов, Хувер, 2005; Folk, 2005; Юдович, Кетрис, 2011; Леонова и др., 2018].

Вариации значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  осадочных отложений озера Банное в интервале  $-27,65\text{‰}$ ... $-24,22\text{‰}$  со средним  $-25,69\text{‰}$  в сочетании с данными по показателю  $\text{C/N} \sim 9$ , а также изменение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  осадочных отложений озера Сабакты в интервале  $-29,62\text{‰}$ ... $-23,96\text{‰}$  со средним  $-26,43\text{‰}$  в сочетании с данными по показателю  $\text{C/N} \sim 13,24$  позволяют удостовериться в смешанном происхождении органического вещества в изучаемых озерных отложениях (рисунок 5.11) [Meyers, 1994].

А)



Б)

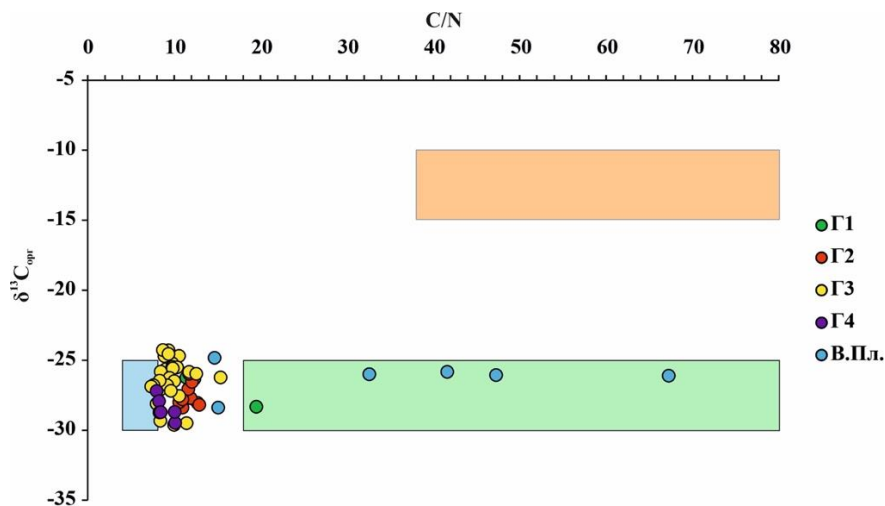


Рисунок 5.11 – Отношение  $\text{C/N}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  осадочных отложений а) озеро Банное, б) озеро Сабакты по [Meyers, 1994]

Кривая  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  осадочных отложений озера Банное в нижней половине разреза характеризуется трендом увеличения значений, начиная с  $\sim -26\text{‰}$  на отметке 508 см, достигая максимума  $\sim -24\text{‰}$  на отметке 228 см (рубеж АТ-SB). При этом значение  $\text{C/N}$  увеличивается и

составляет 9,6, то есть указывает на снижение роли эндогенной биоты. Выше по разрезу наблюдается тренд уменьшения значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  до  $\sim -28\%$  на отметке 38 см. Утяжеление изотопного состава органического углерода к рубежу АТ-SB может быть объяснено как уменьшением концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и понижением среднегодовой температуры воздуха [Hammarland, 1993; Nunez et al., 2002; Turney, 1999] и/или сменой наземных растительных сообществ в обрамления озера [Lamb et al., 2004]. Вероятно, на указанном рубеже могла произойти смена растительных сообществ со степного на лесостепной, что косвенно подтверждается доминированием пыльцы трав в нижней литологической зоне и доминированием пыльцы древесных растений в верхней литологической зоне (рисунок 5.1).

Многие С4-растения (например, обнаруженный амарант) представлены травами и кустарниками, а деревья – это С3-растения. С4-наземные растения характеризуются значительно более тяжелым изотопным составом углерода, по сравнению с С3-наземными растениями. Таким образом, в осадках озера Банное можно предположить переход от С4-растений к С3-растениям на рубеже АТ-SB, соответствующий отметке указанного выше максимума  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ . Последующее уменьшение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  может отражать увеличение концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и повышение среднегодовой температуры воздуха.

В нижней половине разреза керна озера Сабакты (интервал 294–238 см) значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  изменяются в пределах  $-28,40\% \dots -23,96\%$  (поздний плейстоцен). При этом значение C/N повышено (среднее значение 36.44), что указывает на повышенную роль экзогенной растительности. С наступлением голоцена значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  уменьшаются до  $-28,34\%$  в интервале 238–214 см, в сочетании с данными по показателю C/N  $\sim 14,44$ , что указывает на смешанное происхождение органического вещества в изучаемых озерных отложениях. Интервал 214–178 см характеризуется уменьшением значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  до  $-28,70\%$ , значения показателя C/N также уменьшаются до  $\sim 11,5$ , указывая на увеличение роли эндогенной органики в отложениях. Литологическая зона 2 характеризуется увеличением  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  до  $-29,62\%$  в сочетании с данными по показателю C/N  $\sim 9,82$ , что указывает на преимущественное содержание эндогенной органики в изучаемых отложениях. Значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  в верхней части разреза (60–2 см) уменьшается до  $-29,50\%$ , в сочетании с данными по показателю C/N  $\sim 8,88$ , что указывает на преимущественное содержание эндогенной органики в изучаемых отложениях озера Сабакты.

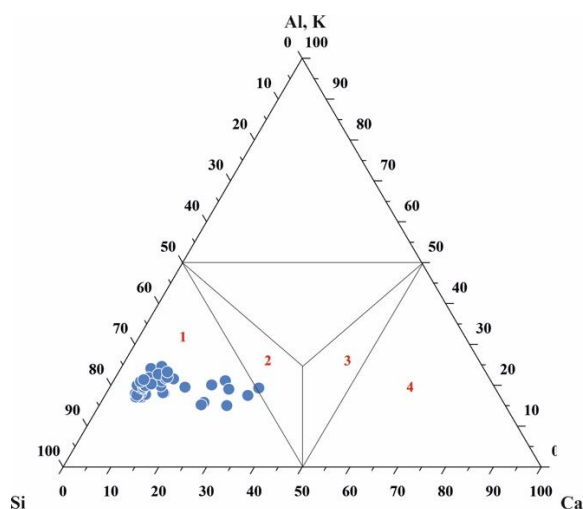
Интересно заметить, что величина  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  изменяется без ясной связи с величиной  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ :  $R^2=0,26$  для осадочных отложений озера Банное и  $R^2=0,021$  для осадочных отложений озера Сабакты. Подобное взаимоотношение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  увязывается с биотическими факторами – таксономическими различиями величины  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  между разными биохимическими компонентами биоты, а также разной интенсивностью фотосинтеза. Величина  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  растений

реагирует на концентрацию  $\text{CO}_2$  в атмосфере ( $p\text{CO}_2$ ): чем выше  $p\text{CO}_2$ , тем сильнее облегчается  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ . При пониженном  $p\text{CO}_2$  растения переходят от C3-типа фотосинтеза к C4-типу, в котором разделение изотопов  $^{13}\text{C}$  и  $^{12}\text{C}$  более слабое. В свою очередь, понижение  $p\text{CO}_2$  коррелируется с аридизацией [Юдович, Кетрис, 2011].

### 5.2.5. Индикация изменений климата в голоцене

Согласно охарактеризованной в разделе 5.1 геохимической классификации [Baumgardner, Hamlin, Rowe, 2014], образцы из осадков озера Банное представляют однородную выборку (рисунок 5.12А): они принадлежат к кремниевой глинистой геохимической фации (класс 1), а осадочный разрез колонки из озера Сабакты неоднородный, но большинство образцов принадлежат к классу 1, а остальные к классам промежуточных разностей и классу калькаренитов (рисунок 5.12Б).

А)



Б)

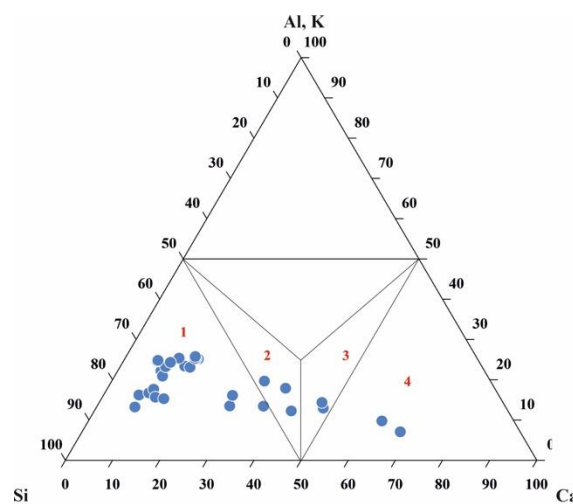


Рисунок 5.12 – Положение изучаемых образцов в геохимической классификации по [Baumgardner, Hamlin, Rowe, 2014]: А) озеро Банное, Б) озеро Сабакты

Именно по данным образцов класса 1 в дальнейшем обсуждается пригодность показателя CIA для оценки интенсивности химического выветривания и климатических изменений по изучаемым отложениям.

Индикатор влияния питающей провинции  $\text{Zr/Ti}$  характеризуется довольно стабильными значениями для осадочных отложений озера Банное (среднее значение равно 0,02 при стандартном отклонении 0,005), за исключением верхней части разреза (обр. 519, глубина 38 см), и не коррелирует с показателем CIA (рисунок 5.13 А) ( $R^2 = 0,01$ ,  $n = 51$ ).

Для осадочных отложений озера Сабакты среднее значение индикатора питающей провинции 0,02 при стандартном отклонении 0,01 слабо коррелирует с показателем CIA (рисунок

5.13 Б) ( $R^2=0,07$ ,  $n=17$ ). Таким образом, влияние фактора питающей провинции на CIA для обоих озер ограничено [Yang et al., 2014; Harnois, 1988].

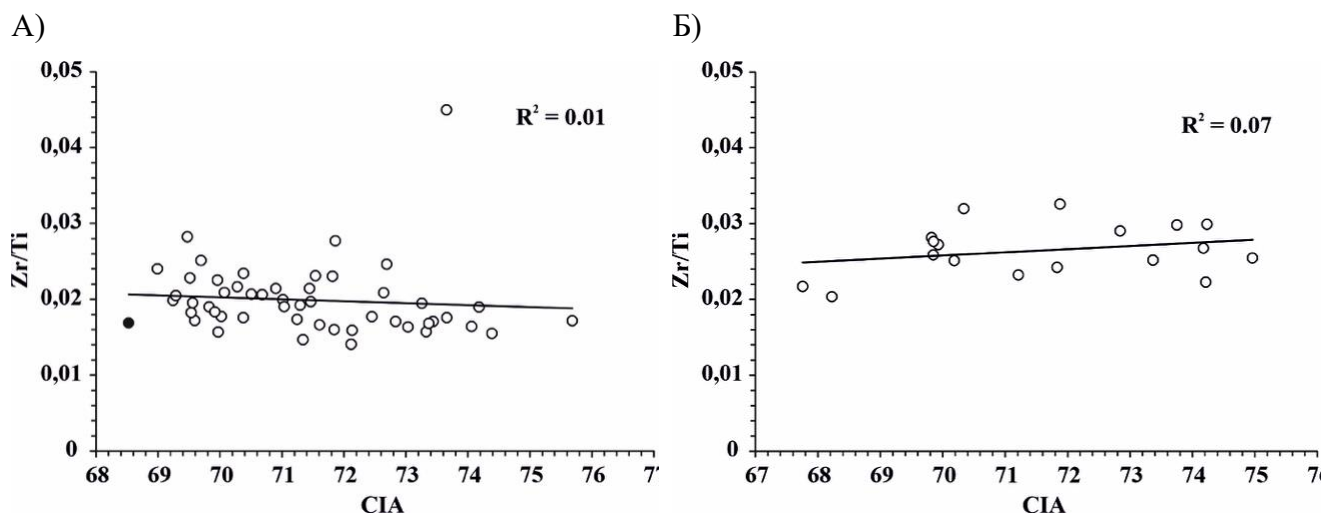


Рисунок 5.13 – Связь между CIA и Zr/Ti. А) озеро Банное, Б) озеро Сабакты

Влияние размера зерен на показатель CIA можно оценить через связь с отношением Al/Si. На рисунке 5.14 видно, что эта связь слабо отрицательная ( $R^2 = 0,26$ ,  $n = 51$ ) для осадочных отложений озер Банное и Сабакты ( $R^2=0,05$ ,  $n=17$ ), что, в свою очередь, указывает на ограниченное влияние размера зерен на значения CIA [Minyuk, Borkhodoev, 2013].

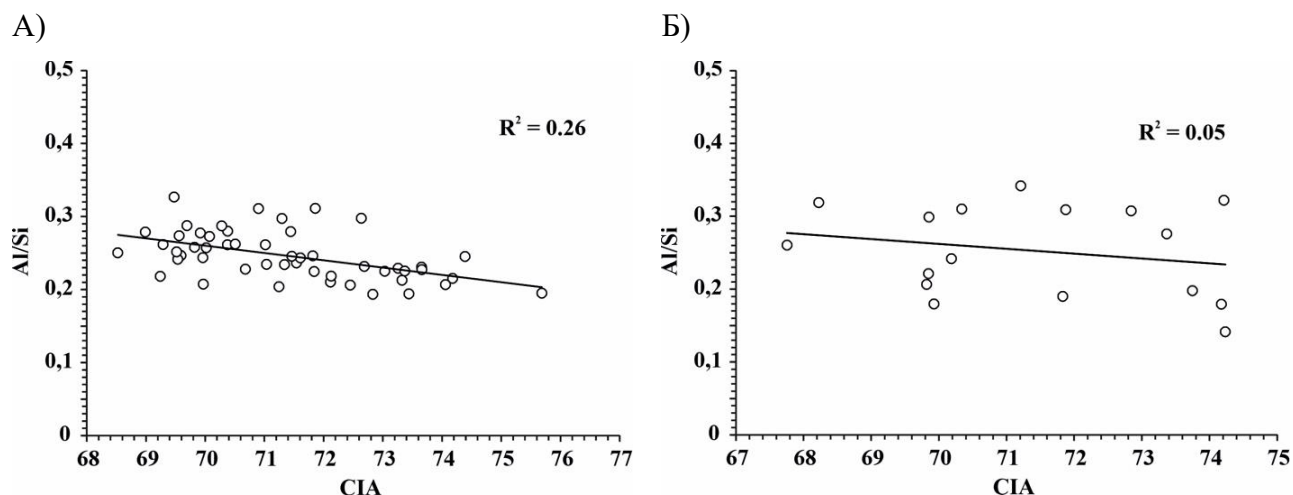


Рисунок 5.14 – Связи между CIA и Al/Si. А) озеро Банное, Б) озеро Сабакты

Некоторые образцы отличаются повышенными содержаниями CaO из-за присутствия карбонатной фракции, но слабая отрицательная связь между содержаниями CaO и значениями CIA для озера Банное ( $R^2 = 0,14$ ,  $n = 51$ ) и озера Сабакты ( $R^2=0,02$ ,  $n=17$ ) свидетельствует об ограниченном влиянии карбонатной фракции на CIA, которое нивелируется использованием CaO\* (рисунок 5.15).



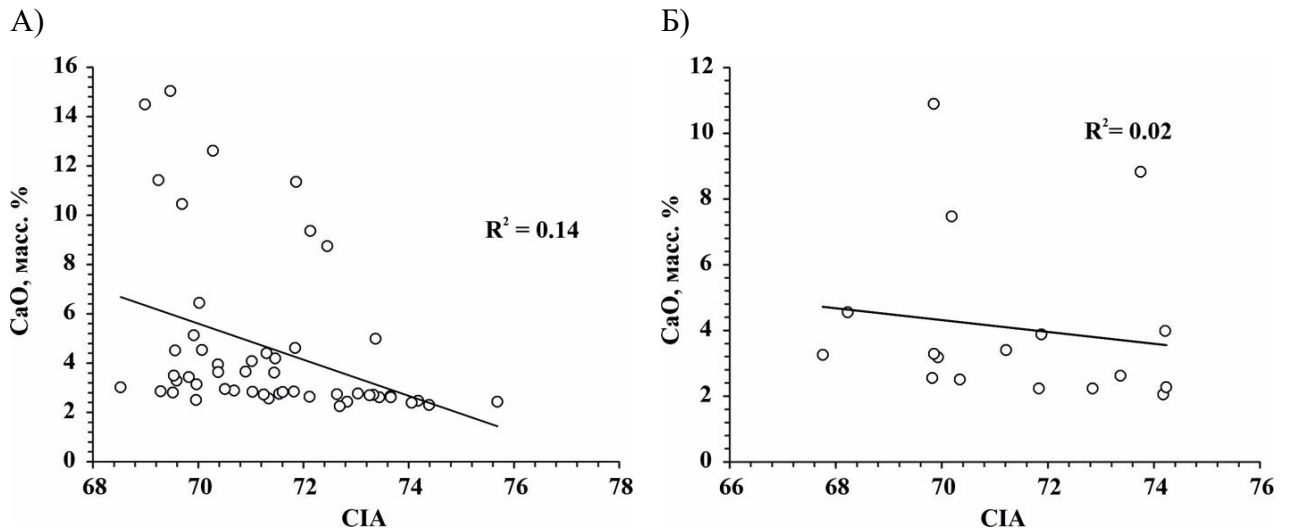


Рисунок 5.15 – Связи между CIA и CaO. А) озеро Банное, Б) озеро Сабакты [составлено автором]

Индекс химической изменчивости ICV отражает фактор рециклинга и сортировки осадочного материала [Lurker et al., 2013]. Высокие значения  $ICV > 1$  для донных отложений озер Банное и Сабакты (приложение 1), свидетельствуют об изучаемых отложениях как продукте первичного сноса (первичного цикла осадконакопления от эрозии до седиментации («first cycle»)). Иными словами, влияние фактора рециклинга и сортировки осадочного материала на значения CIA не обнаруживается. Это дополнительно подтверждается обратной линейной связью между CIA и WIP с  $R^2 = 0,48$  (рисунок 5.16) для озера Банное и между CIA и WIP с  $R^2=0,14$  для озера Сабакты [Cox, Lowe, Cullers, 1995]. Обнаружены тесные прямые связи между CIA и показателями PIA и CIW (приложение 1) для озера Банное  $R^2 = 0,88$  и  $R^2 = 0,95$  и озера Сабакты  $R^2=0,98$  и  $R^2=0,96$ , что свидетельствует об информативности CIA как прокси химического выветривания [Fedo, Nesbitt, Young, 1995; Xu et al., 2017].

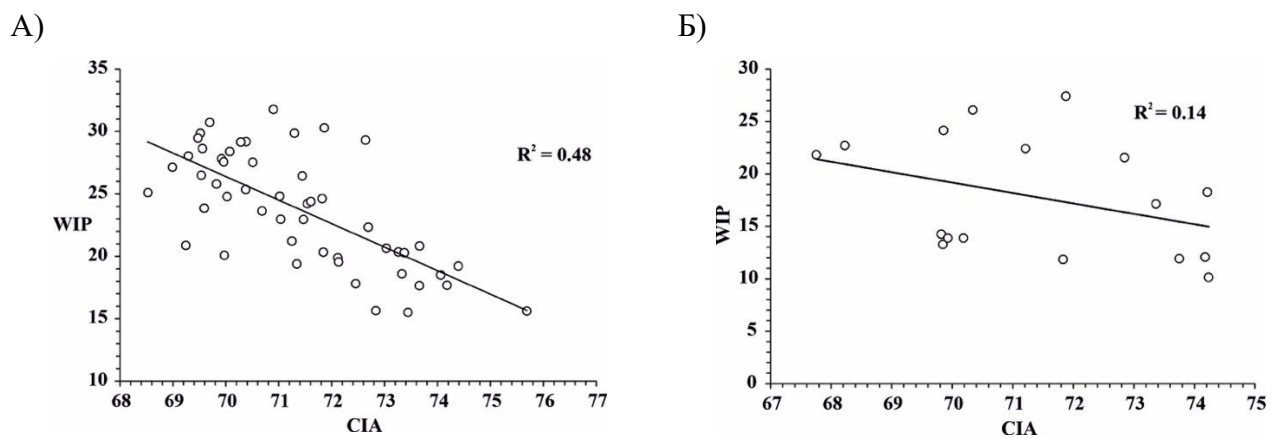


Рисунок 5.16 – Связи между CIA и WIP

На диаграмме А–СN–К (рисунок 5.17) наблюдается наклон тренда выборки к вершине К [Fu et al., 2019], связь между СIА и К<sub>2</sub>О для осадочных отложений озера Банное (рисунок 5.18) слабо отрицательная с  $R^2 = 0,31$ , а для осадочных отложений озера Сабакты  $R^2=0,03$ , поэтому согласно [Nesbitt and Young, 1982; McLennan, 1993; Rudnick, Gao, 2003] можно утверждать, что эффект К-метасоматоз необходимо учитывать по формуле (5.5).

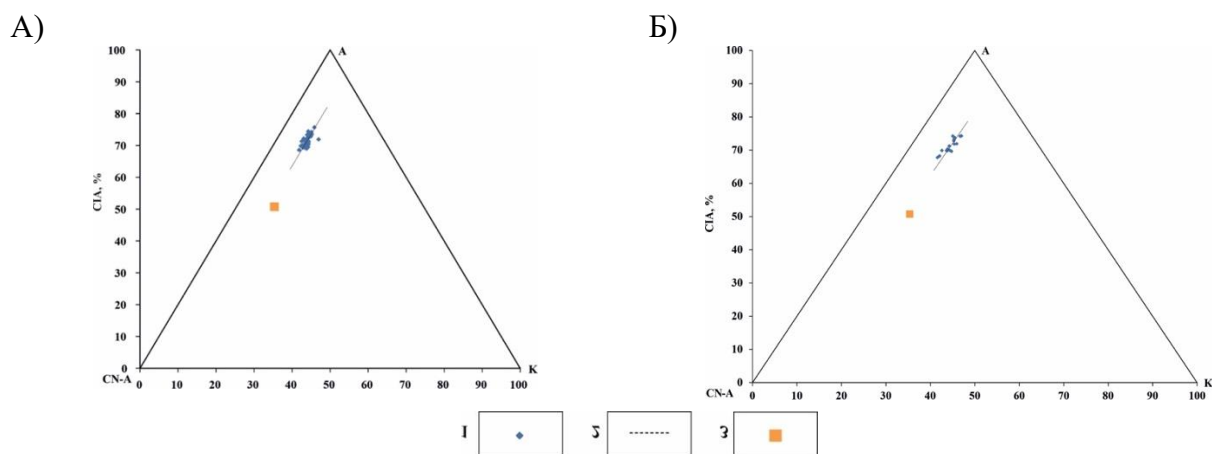


Рисунок 5.17 – Диаграмма (СIА, А–СN–К): А) 1 – образцы из отложений озера Банное, 2 – тренд выборки данных озера Банное, 3 – положение точки UCC (upper continental crust – верхняя континентальная кора), по [Fu et al., 2019]; Б) 1 – отложения озера Сабакты, 2 – тренд выборки данных озера Сабакты, 3 – положение точки UCC (верхняя континентальная кора), по [Rudnick, Gao, 2003]

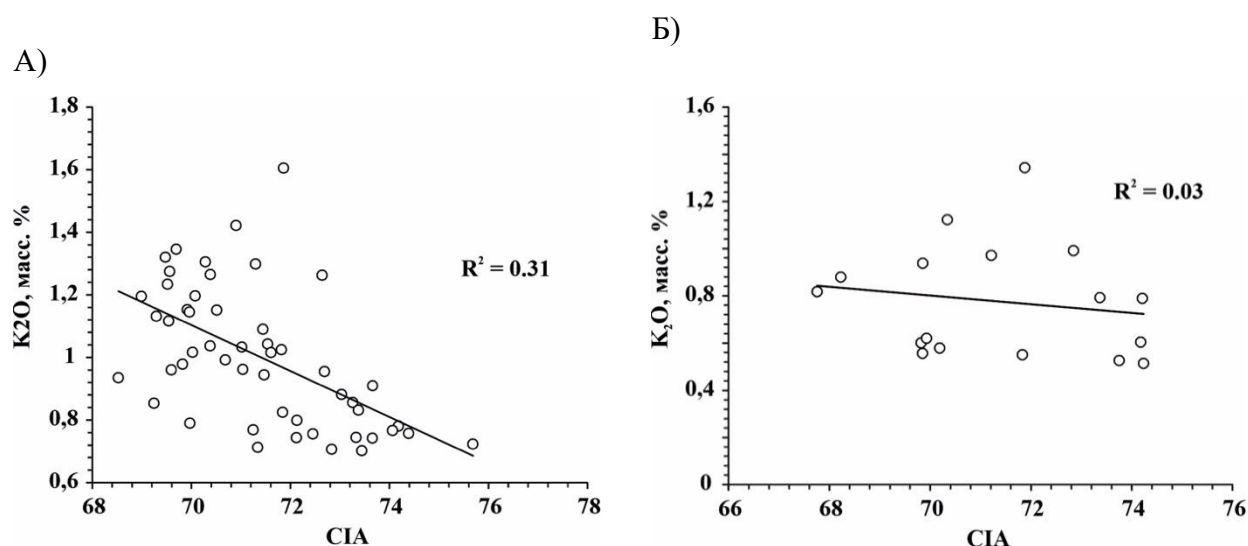


Рисунок 5.18 – Связи между СIА и К<sub>2</sub>О. Величины  $R^2$  являются значимыми при их абсолютном значении не менее 0.31 [составлено автором]

Средняя разница значений  $CIA_{corr}$  и  $CIA$  для озера Банное составила 6,29, для озера Сабакты – 7,02. Таким образом, после проверки всех факторов, влияющих на значения  $CIA$ , можно утверждать о независимости рассматриваемого показателя от этих факторов, целесообразности определения  $CIA_{corr}$ , о его пригодности для оценки интенсивности химического выветривания и интерпретации на этой основе климатических изменений.

На рисунках 5.19 и 5.20 показаны вариации значений  $CIA_{corr}$  для обоих озер согласно выделенным в данной работе литологическим зонам. В работе [Nesbitt and Young, 1982] для тонкозернистых отложений значения  $CIA=50-70$  обозначают холодный и/или сухой климат, значения  $CIA=70-80$  – теплый и влажный климат, а  $CIA=80-100$  – жаркий и влажный климат.

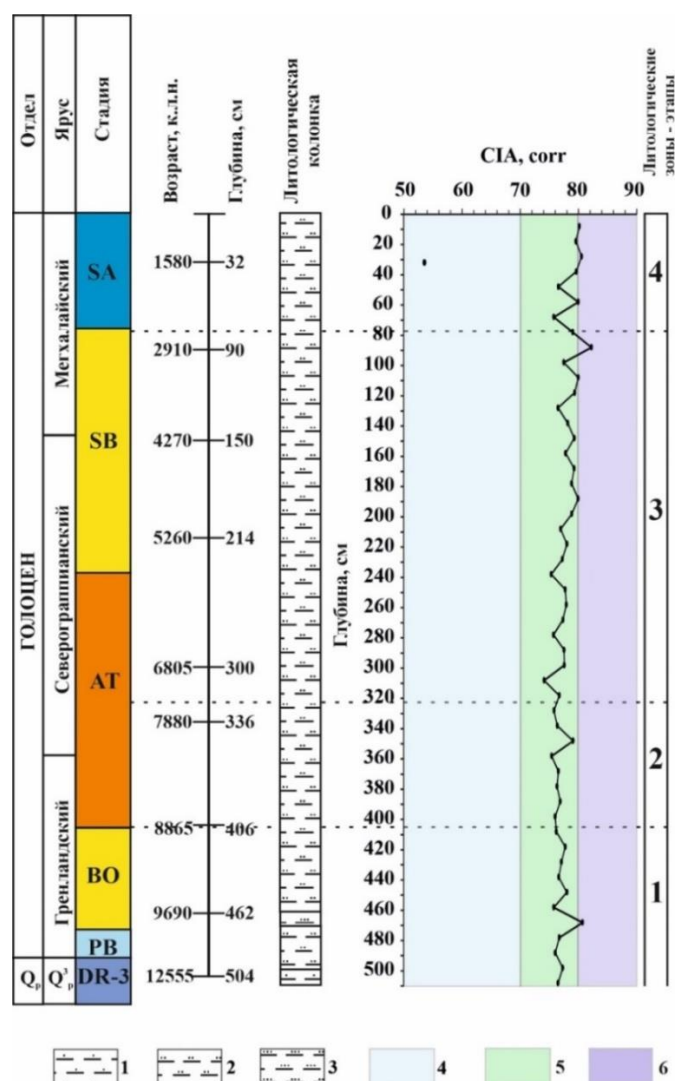


Рисунок 5.19 – Вариации  $CIA_{corr}$  озера Банное. Условные обозначения: 1 – суглинок тяжелый алевритовый, 2 – суглинок легкий алевритовый, 3 – супесь алевритовая, 4 –  $CIA=50-70$ , холодный и/или сухой климат; 5 –  $CIA=70-80$  – теплый и влажный климат; 6 –  $CIA=80-100$  – жаркий и влажный климат [составлено автором]

На рисунке 5.19 видно, что в основном значения  $CIA_{corr}$  изучаемых озер относятся к интервалу 70–80, то есть изучаемые отложения формировались в условиях преимущественно теплого и влажного климата. При этом более интенсивная химическая изменчивость отмечается для четвертой литологической зоны для обоих озер (средние значения  $CIA_{corr}$  составляют 78,8 для озера Банное и 80,4 для озера Сабакты) по сравнению с предшествующими стадиями с меньшими средними значениями  $CIA_{corr}$  (рисунки 5.19, 5.20, приложение 1).

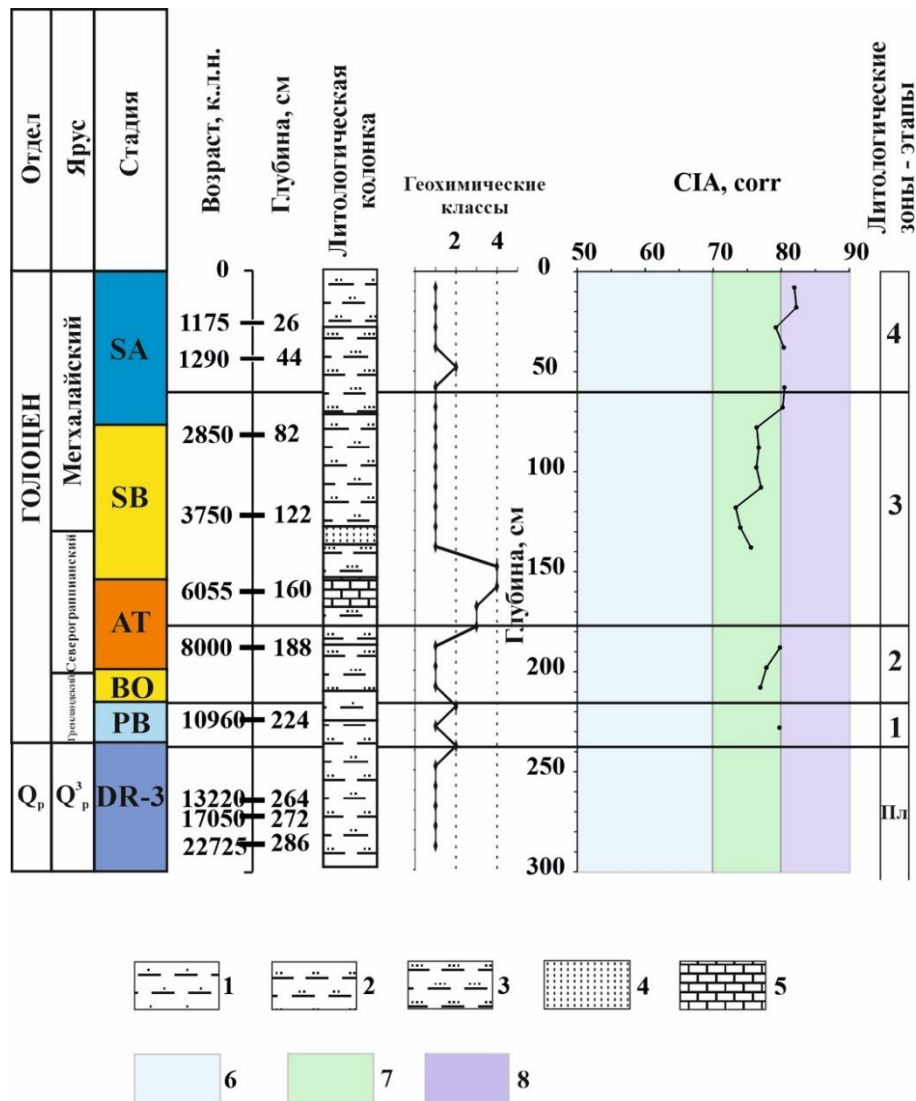


Рисунок 5.20 – Вариации  $CIA_{corr}$  озера Сабакты [составлено автором]

Условные обозначения: 1 – суглинок тяжелый алевритовый, 2 – суглинок легкий алевритовый, 3 – супесь алевритовая, 4 – песок алевритовый; 5 – карбонатный сапропель, 6 –  $CIA=50-70$ , холодный и/или сухой климат, 7 –  $CIA=70-80$  – теплый и влажный климат, 8 –  $CIA=80-100$  – жаркий и влажный климат

Для донных отложений озер Южного Урала установлено, что информативными индикаторами палеобстановок для карбонатной части колонок донных отложений являются отношения стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатном веществе [Масленникова,

2014]. Увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  соответствует увеличению сухости (аридности) климата [Anderson, Abbott, 2001; Leng, Marshall, 2004]. И наоборот, уменьшение значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  указывает на увеличение влажности (гумидности) климата [Leng, Marshall, 2004]. Уменьшение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  интерпретируется снижением продуктивности водоема согласно модели J.A. McKenzie [McKenzie, 1985], в которой возрастание первичной биопродуктивности озера приводит к активной утилизации  $^{12}\text{C}$  в процессе фотосинтеза. В результате увеличивается содержание растворенного неорганического углерода, обогащенного  $^{13}\text{C}$ , что приводит к накоплению карбонатов с высоким содержанием тяжелого изотопа углерода. Увеличение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  соответственно указывает на повышение биопродуктивности (биомассы) водоема.

Анализ стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатном веществе, присутствие которого контролируется фиксацией содержания неорганического углерода ТИС, показал, что  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  принимает только отрицательные значения, и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  принимает, в основном, отрицательные значения (рисунок 5.22).

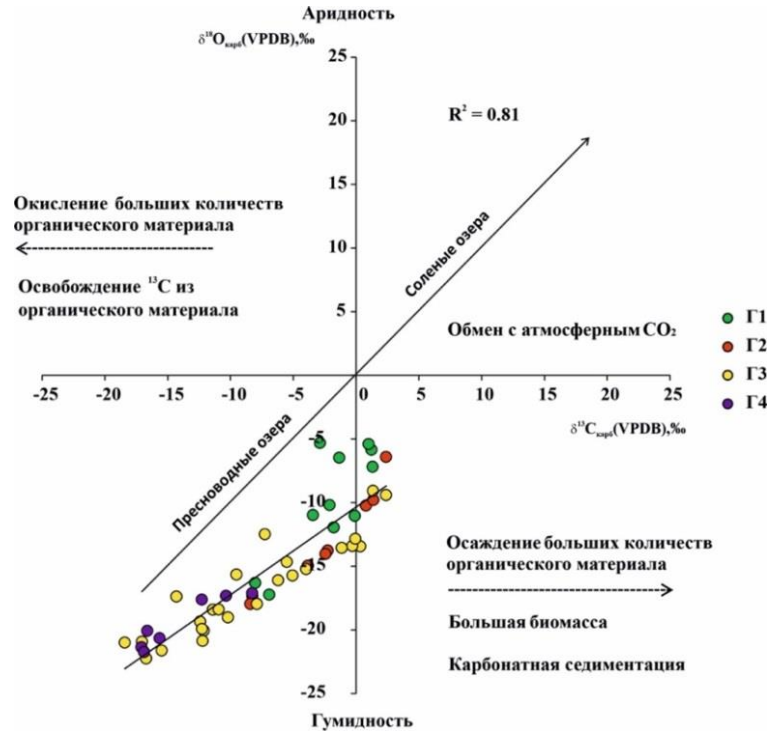
Кривые  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  синхронно изменяются вверх по разрезу (рисунок 5.22, рисунок 5.23). Только отрицательные значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  свидетельствуют о том, что руководящим фактором выступает приток свежих вод, обогащенных легким изотопом кислорода. Низкие значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  указывают на высокие уровни стояния озерных вод. Увеличение значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  связано с мелководными фазами, в которых процесс испарения превалировал над притоком свежих вод, обогащая поверхностные воды тяжелым изотопом кислорода.

Преимущественно отрицательные значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  указывают на то, что растворенный неорганический углерод, из которого происходило осаждение карбонатов, был сформирован из источников легкого углерода. Увеличение значений этого показателя указывает на обогащение тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$  вод озера, что происходит, по-видимому, в результате поглощения  $^{12}\text{C}$  при фотосинтезе за счет первичной органической продуктивности мелководного озера.

Кривые  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  симбатно изменяются вверх по разрезу (рисунок 5.22), что подтверждается графиком прямой линейной зависимости этих показателей друг от друга, относящейся к области пресноводных озер (рисунок 5.21) [Leng, Marshall, 2004].

Вариации  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  осадочных отложений озера Банное позволили выделить интервалы уменьшения влажности климата: 508–462 см (~12600–9400 к.л.н. – литологическая зона 1) 358–328 см (~8200–7640 к.л.н. – литологическая зона, 2) 308–298 см (~7000–6800 к.л.н. – литологическая зона 2), 248–238 см (~5900–5700 к.л.н. – литологическая зона 3), 198–178 см (~5000–4700 к.л.н. – литологическая зона 3), 158–138 см (~4400–4000 к.л.н. – литологическая зона 3).

А)



Б)

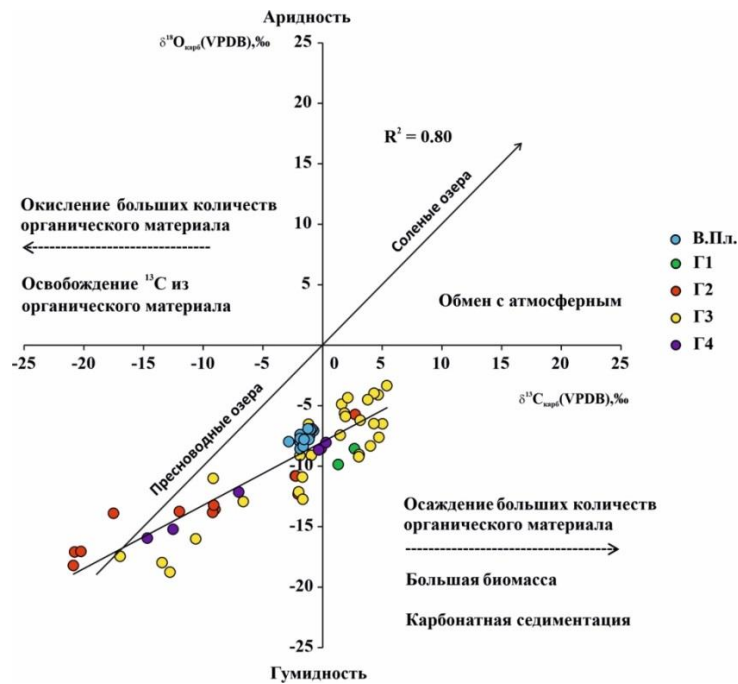


Рисунок 5.21 – Положение точек наблюдений (кружочки) по донным отложениям озера Банное: (А) с линейным трендом (сплошная черная линия) с  $R^2=0,81$  и  $R^2=0,80$  по донным отложениям озера Сабакты (Б) на диаграмме  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  против  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ . Большой частью облако точек расположено в области значений изотопных отношений, относящихся к пресноводным озерам [Leng, Marshall, 2004]

Для озера Сабакты данные показатели позволили выделить следующие интервалы аридизации климата: 294–210 см (~26000–9870 к.л.н. – плейстоценовая зона), 182–88 см (~7600–3000 к.л.н. – литологическая зона 3) и 66–28 см (~2200–1200 к.л.н. – литологическая зона 4).

Важным фактором, влияющим на величину фотосинтетического разделения изотопов, является скорость фотосинтеза [O'Leary, 1981; Farquhar, Ehleringer, Hubick, 1989; Selvaraj et al., 2012; Xue, Zhong, Cao, 2014; Zhang et al., 2011]. При медленном фотосинтезе (медленный прирост биомассы) разделение изотопов происходит сильнее, а при бурном фотосинтезе величина изотопного разделения убывает. Поэтому величина  $\Delta\delta^{13}\text{C} = (\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{орг}})$  при замедленном фотосинтезе увеличивается, а при быстром – убывает. На рисунке 5.1 видно, что относительно медленный прирост биомассы отмечается для первого и второго этапов озера Банное (среднее значение  $\Delta\delta^{13}\text{C}=23,11\%$ ). На третьем этапе прирост ускоряется в начале и замедляется в середине SB ~4700 л. н (отметка 178 см,  $\Delta\delta^{13}\text{C}=27,34\%$ ), вновь ускоряясь в конце этапа на рубеже SB-SA ( $\Delta\delta^{13}\text{C}=7,67\%$ ). И самый быстрый прирост биомассы характерен для четвертого этапа, характеризующегося наименьшим средним значением  $\Delta\delta^{13}\text{C}=13,05\%$  (рисунок 5.23).

Относительно медленный прирост биомассы для озера Сабакты (рисунок 5.2) отмечается для первого (среднее значение  $\Delta\delta^{13}\text{C}=24,22\%$ ), третьего (интервал 178–88 см; среднее значение  $\Delta\delta^{13}\text{C}=28,34\%$ ) и начала четвертого этапа (интервал 58–28 см; среднее значение  $\Delta\delta^{13}\text{C}=27,13\%$ ). Самый быстрый прирост биомассы характерен для второго (среднее значение  $\Delta\delta^{13}\text{C}=15,23\%$ ), конца третьего (интервал 84–64 см; среднее значение  $\Delta\delta^{13}\text{C}=12,88\%$ ) и четвертого этапов (интервал 18–8 см; среднее значение  $\Delta\delta^{13}\text{C}=13,98\%$ ) (рисунок 5.2).

#### 5.2.6. Основные черты истории осадконакопления в голоцене

Начальный этап осадконакопления характеризуется активным накоплением терригенных осадков (продуктов разрушения пород хребта Крыктытау Магнитогорской мегазоны и осадочных отложений водосборного обрамления озера [Государственная геологическая карта..., 1960] с существенной карбонатностью в первой половине этапа (508–462 см, ~12600–9690 к.л.н.) озера Банное и конца плейстоцена – первого голоценового этапа озера Сабакты (246–212 см, 12200–10000 к.л.н.). Установлено, что на исследуемой территории господствовали степи, в отдельных участках присутствовали березовые редколесья и ольхово-ивовые кустарнички. Арагонит-кальцит-доломитовый и кальцит-доломитовый состав карбонатной компоненты озер Южного Урала указывают на то, что озеро было мелководным и минерализованным вследствие аридизации климата, включавшей, вероятно, и глобальное событие Бонда 8 [Bond et al., 1997; Allen, 2003; Солотчина и др., 2019]. Присутствие гипса на 212 см (~10000 к.л.н.) в осадке озера Сабакты также свидетельствует об аридизации климата (рисунок

5.23). Вариации в разрезе значений изотопных отношений  $^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ ,  $^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  (рисунок 5.22, рисунок 5.23) подтверждают выводы, сделанные на основании изучения карбонатной записи. Повышенные значения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  (наибольшая сухость климата) и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  (карбонатная седиментация) отмечаются для начального голоценового этапа осадконакопления в озерах Банное и Сабакты. В данный период установлены повышенные значения показателей окислительно-восстановительных условий, что указывает на активный приток насыщенных кислородом вод. Снижение значений  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  (наибольшая влажность климата) и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  (снижение карбонатной седиментации) отмечается в интервалах 210–206 см (~9800–9500 к.л.н.) и 188–186 см (~8300–7900 к.л.н.) озера Сабакты. Осадки озера Банное в интервале 358–328 см (~8200–7640 к.л.н.), согласно биохемогенному механизму, по-видимому, формировались в условиях еще довольно сухого климата [Фролов, 1992; Панова, Антипина, 2007, 2013], что подтверждается изотопными данными: наиболее выраженные положительные отклонения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  (процесс испарения превалирует над притоком воды) и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  (уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом С и поглощение  $^{12}\text{C}$  при фотосинтезе за счет увеличения органической продуктивности в мелководном озере) (рисунок 5.22). Сходные значения показателей минерального состава, соотношений изотопных показателей, а также показателей окислительно-восстановительных условий, указывают на то, что в период 12500–7600 к.л.н. озера Банное и Сабакты представляли единый водоем.

Период ~7600 до ~3000 л. н. характеризуется снижением влажности климата. Об этом свидетельствуют выраженные положительные отклонения  $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$  (процесс испарения превалирует над притоком) и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  (уменьшение притока свежих метеорных вод, обогащенных легким изотопом С и поглощение  $^{12}\text{C}$  при фотосинтезе за счет увеличения органической продуктивности в мелководном озере), в интервалах 308–298 см (~7040–6770 к.л.н.), 248–238 см (~5870–5700 к.л.н.), 198–178 см (~5000–4700 к.л.н.) и 158–138 см (~4400–4000 к.л.н.) осадочных отложений озера Банное. Указанные события аридизации подтверждаются в [Панова, Антипина, 2007, 2013; Maslennikova, Udachin, Aminov, 2016].

К рубежу AT-SB (~5500–5000 к.л.н.) доля карбонатной компоненты для обоих озер снижется, при этом доля аллотигенной компоненты увеличивается, что может указывать на уменьшение сухости и/или похолодание климата, что согласуется с [Масленникова, Удачин, Дерягин, 2014]. Повышенные значения изотопных отношений  $^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ ,  $^{13}\text{C}_{\text{карб}}$  также устанавливаются в интервале 182–88 см (~7600–3000 к.л.н.) осадочных отложений озера Сабакты, указывая на снижение влажности климата.



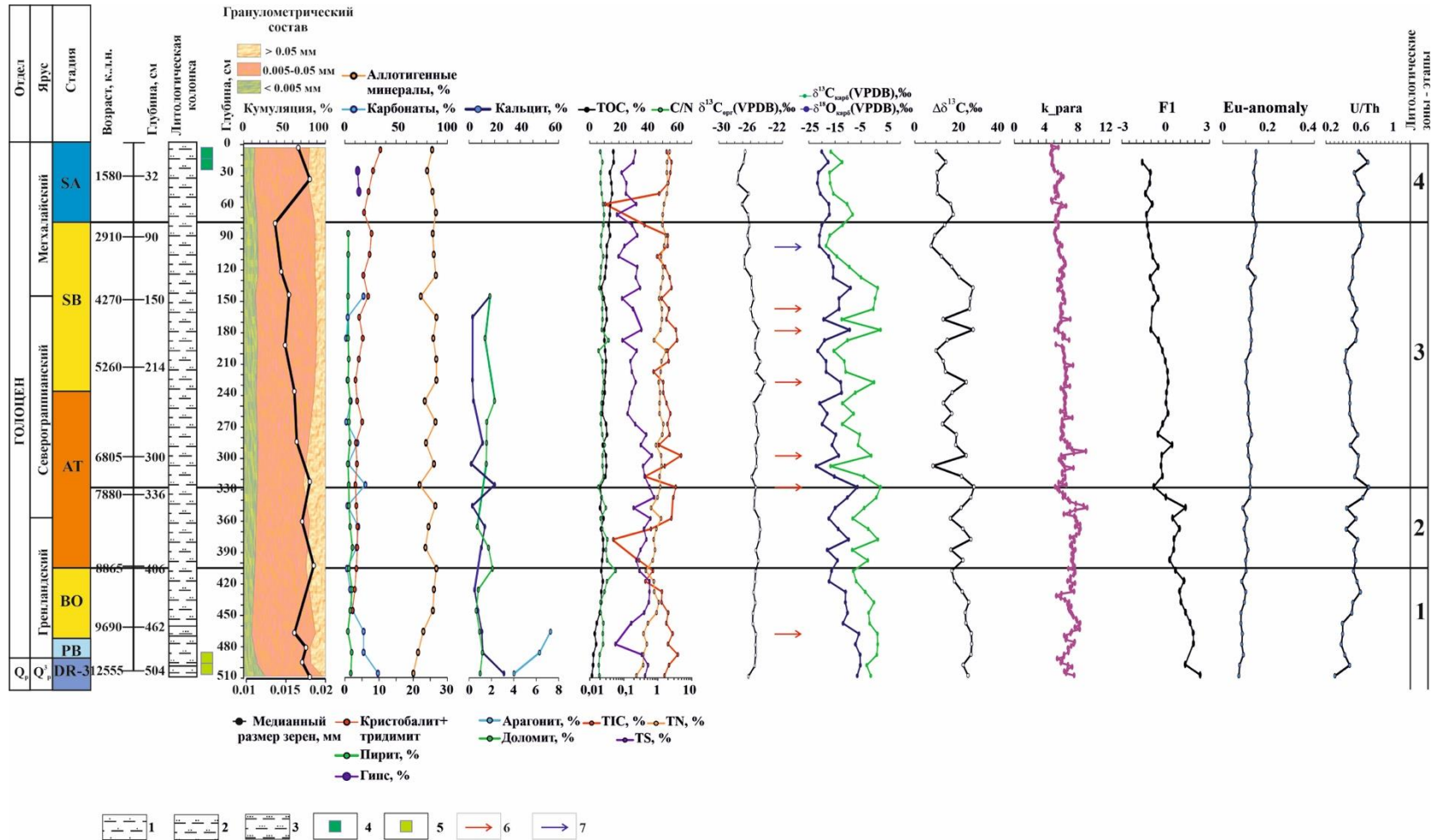


Рисунок 5.22 – Результаты комплексного исследования осадочных отложений озера Банное

Условные обозначения: 1 – суглинок тяжелый алевритовый, 2 – суглинок легкий алевритовый, 3 – супесь алевритовая, 4 – образцы с доминированием пыли древесных растений. 5 – образцы с доминированием пыли трав; Q<sub>p</sub> – плейстоцен; Q<sub>p</sub><sup>3</sup> – верхний плейстоцен; DR-3 – поздний дриас; PB – Пребореальная стадия; BO – Бореальная стадия; AT – Атлантическая стадия; SB – Суббореальная стадия; SA – Субатлантическая стадия [Blytt, 1876a; Blytt, 1876b; Sernander 1984; Gradstein et al., 2020]. Возрастная шкала разреза приведена согласно [Юсупова, Нургалиева, Кузина, 2020]

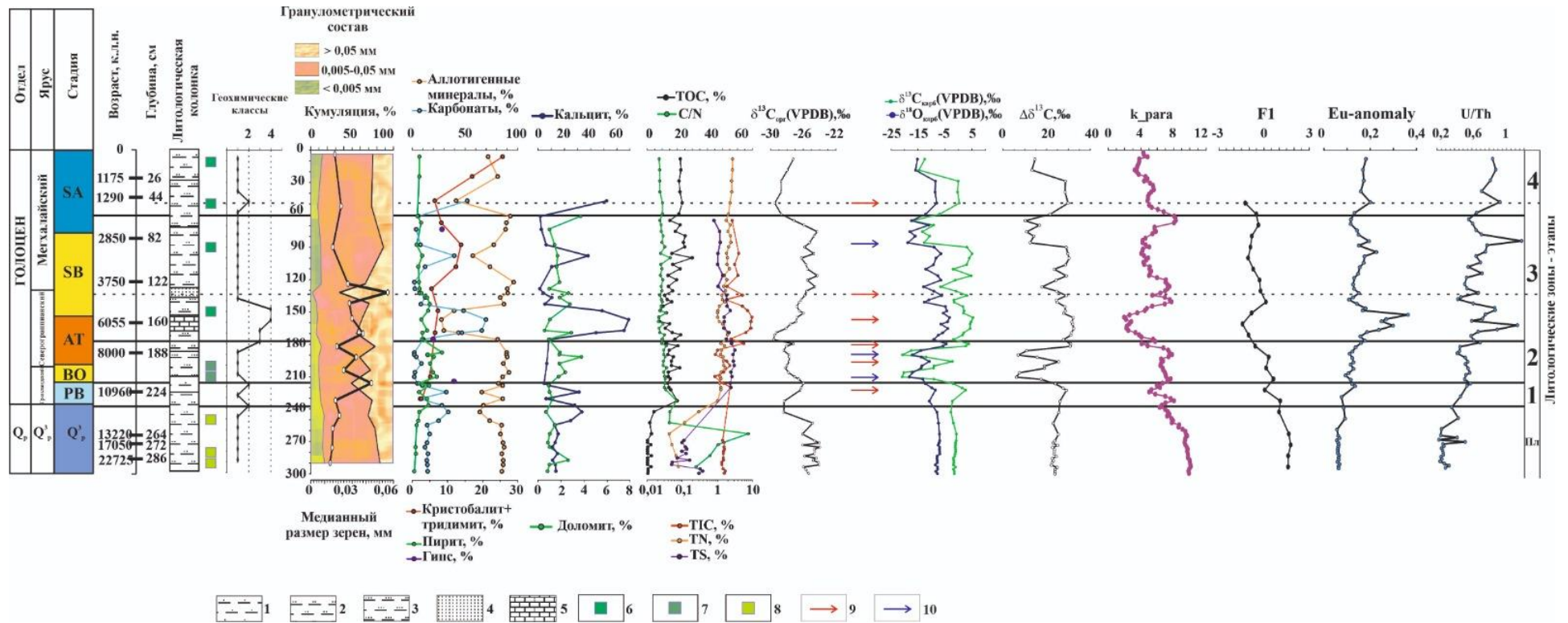


Рисунок 5.23 – Результаты комплексного исследования осадочных отложений озера Сабакты.

Условные обозначения: 1 – суглинок тяжелый алевритовый; 2 – суглинок легкий алевритовый; 3 – супесь алевритовая; 4 – песок алевритовый; 5 – карбонатный сапропель; 6 – образцы с доминированием пыли древесных растений; 7 – возрастание роли древесных растений в образцах; 8 – образцы с доминированием пыли трав; Q<sub>p</sub> – плейстоцен; Q<sub>p</sub><sup>3</sup> – верхний плейстоцен; PB – Пребореальная стадия; BO – Бореальная стадия; AT – Атлантическая стадия; SB – Суббореальная стадия; SA – Субатлантическая стадия [Blytt, 1876a; Blytt, 1876b; Sernander 1984; Gradstein et al., 2020]

Самый яркий эпизод уменьшения влажности климата фиксируется в осадках озера Сабакты в интервале ~ 7300–5200 к.л.н., отмечающийся увеличением карбонатности вплоть до образования известкового осадка (рисунок 5.23). Установлено присутствие гипса (~ 6900 к.л.н.) и барита (~7600 к.л.н.) (рисунок 4.12). Согласно Н.А. Хотинскому [Хотинский,1977], в период ~6800–5800 л. н. на территории Северной Евразии произошел термический максимум. Вероятно, в связи с указанной аридизацией климата озера Банное и Сабакты отделились друг от друга ~7600 к.л.н. Полученные данные согласуются с региональными данными по озеру Сырыткуль [Maslennikova, Udachin, Aminov, 2016] и палеопочвам [Демкин, 1996; Демкин и др., 1998]. Согласно Н.А. Хотинскому [Хотинский,1977], в период ~4700–3600 л. н. на территории Северной Евразии произошел термический максимум. Данное событие отмечается в озере Сабакты, сопровождаемое резким увеличением  $M_d$ , содержания псаммитовой фракции, положительными отклонениями  $\delta^{18}O_{\text{карб}}$  и  $\delta^{13}C_{\text{карб}}$ , а также уменьшением  $k_{\text{para}}$ .

Уменьшение значений  $\delta^{18}O_{\text{карб}}$  и  $\delta^{13}C_{\text{карб}}$  отмечается в интервале 138–74 см (~4000–2500 к.л.н.) для осадочных отложений озера Банное, а также 88–60 см ~3000–2000 к.л.н. для озера Сабакты, что указывает на увеличение влажности климата. На отметках 24 см (~1400 к.л.н.) и 46 см (~1900 к.л.н.) в осадках озера Банное обнаружен гипс, а на отметках 46 см (~1400 к.л.н.) и 56 см (~1900 к.л.н.) в осадках озера Сабакты выявлены соответственно кальцит (до 52 %) и доломит, что коррелирует с событием Бонда 1 (увеличение сухости климата). На этом этапе, вероятно, произошло сокращение аккомодации водоема, что подтверждается увеличением  $\delta^{18}O_{\text{карб}}$  и  $\delta^{13}C_{\text{карб}}$  в донных отложениях озера Сабакты в интервале ~1900–1200 к.л.н. (рисунок 5.23).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые получены детальные данные по возрасту, вещественному составу и генетическим особенностям длинных колонок донных отложений озер Банное и Сабакты. Полученные результаты позволили выявить условия формирования озерных отложений в рассматриваемом регионе, а также развить и дополнить общие представления об озерном осадконакоплении в четвертичный период.

Согласно радиоуглеродному датированию, начало седиментации в озере Банное началась не позднее ~13 тыс. л. н., для озера Сабакты озерная седиментация не позднее ~25 тыс. л.н.

Установлена литологическая зональность донных отложений, отражающая историю осадконакопления в изучаемых озерах.

Хребет Крыктытау Магнитогорской мегазоны рассматривается как основная область сноса аллотигенного материала.

Озерное осадконакопление происходило преимущественно в окисных условиях.

Установлено, что соотношение аллотигенной и аутигенной составляющих отражают изменения аккомодации водоема и поставки кластического материала, связанные с изменением влажности климата.

Впервые для этого региона выявлено значение парамагнитной компоненты  $k_{para}$  как вероятного показателя интенсивности поступления аллотигенного материала в озерный бассейн осадконакопления.

Изменения влажности климата отражаются в изменениях содержаний кальцита, доломита и гипса, значений  $\delta^{13}C_{карб}$ ,  $\delta^{18}O_{карб}$ .

По характеристикам органического вещества (ТОС, C/N,  $\delta^{13}C_{орг}$ ) и карбонатного вещества (содержания карбонатных и сульфатных минералов,  $\delta^{13}C_{карб}$ ,  $\delta^{18}O_{карб}$ ) интерпретированы изменения соотношения экзогенной и эндогенной органики, а также влажность/сухость климата.

Из наиболее значительных в истории осадконакопления можно отметить следующие эпизоды и события.

Начальный этап осадконакопления (~12500-7600 к.л.н.) характеризуется активным накоплением аллотигенных минералов в бассейне седиментации. Арагонит-кальцит-доломитовый состав карбонатной компоненты озера Банное и кальцит-доломитовый состав карбонатной компоненты озера Сабакты указывают на то, что озера в данный период являлись

мелководными водоемами в связи с пониженной влажностью климата, согласующейся с глобальным событием Бонда 8 (~11100 к.л.н), а также с термическим максимумом (~9900–9200 лет назад) на территории Северной Евразии.

Эпизоды аридизации климата устанавливаются ~10000 к.л.н и в период ~8200-7640 к.л.н. Увеличение влажности климата по нашим данным произошло в периоды ~9800–9500 к.л.н. и ~8300-7900 к.л.н. Сходные значения показателей минерального состава, соотношений изотопных показателей, а также показателей окислительно-восстановительных условий, указывают на то, что в период ~12500-7600 к.л.н. озера Банное и Сабакты представляли единый водоем.

Ярким эпизодом снижения влажности климата является интервал ~ 7300–5200 к.л.н., отмечающийся увеличением карбонатности до 70% (в озере Сабакты). Эпизоды аридизации также отмечаются ~ 6900 к.л.н., в периоды ~7040-6770 к.л.н. и ~5870-5700 к.л.н., сопоставимые с термическим максимумом (~6800–5800 лет назад) в Северной Евразии. Вероятно, в связи с аридизацией климата озера Банное и Сабакты отделились друг от друга.

На рубеже АТ-SB (~5000 к.л.н.) доля карбонатной компоненты осадочных отложений озера Сабакты заметно сокращается, при этом доля аллотигенной компоненты увеличивается, что указывает на уменьшение сухости и/или похолодание климата. Периоды ~ 4800–4000 к.л.н. и ~3400-3000 к.л.н., также характеризуются уменьшением влажности климата. В стадии SA выявлен интервал уменьшения влажности климата ~1900 - ~1400 к.л.н., включающий событие Бонда 1 (~1400 лет назад).

Полученные данные могут быть полезны для широкого круга исследователей, расчленения и корреляции разрезов отложений голоцена и верхнего плейстоцена Южного Урала, а также при моделировании вариаций внутриконтинентального палеоклимата.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахманов Р.Ф. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала / Р.Ф. Абдрахманов, В.Г. Попов. – Уфа: Гилем, 2010. – 420 с.
2. Андреева М.А. Озера Среднего и Южного Урала: (гидрол. режим и влияние на него атмосферной циркуляции) / М.А. Андреева. – Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1973. – 270 с.
3. Астафьева М.М. [и др.]. Ископаемые бактерии и другие микроорганизмы в земных породах и астроматериалах / М.М. Астафьева [и др.]; науч. ред. А.Ю. Розанов, Г.Т. Ушатинская. – М.: ПИН РАН, 2011. – 172 с.
4. Астафьева М.М. Фрамбоиды: их структура и происхождение / М.М. Астафьева, А.Ю. Розанов, Р. Хувер // Палеонтологический журнал. – 2005. – № 5. – С. 3–9.
5. Башенина Н.В. Происхождение рельефа Южного Урала / Н.В. Башенина. – М.: Географгиз, 1948. – 232 с.
6. Белоконь В.И. Методы палеомагнитных исследований горных пород / В.И. Белоконь, В.В. Кочеруга, Л.Е. Шолпо. – Л.: Недра, 1973. – 247 с.
7. Белонин М.Д. Факторный анализ в геологии / М.Д. Белонин, В.А. Голубева, Г.Т. Скублов. – М.: Недра, 1982. – 269 с.
8. Биккинин Р.Ф. Ихтиофауна Республики Башкортостан / Р.Ф. Биккинин // Фауна и флора Республики Башкортостан: проблемы их изучения и охраны. – Уфа, 1999. – С. 45–50.
9. Борисов А.С. Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.10 / А.С. Борисов; Казан. гос. ун-т. – Казань, 2004. – 267 с.
10. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене / О.К. Борисова // Изв. РАН. Сер.: Геогр. – 2014. – № 2. – С. 5–20.
11. Брусницын А.И. Геохимия и модель формирования марганценосных отложений в яшмах Южного Урала / А.И. Брусницын, И.Г. Жуков // Литология и полезные ископаемые. – 2018. – № 1. – С. 17–40.
12. Буров Б.В. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород / Б.В. Буров, П.Г. Ясонов. – Казань: Изд-во КГУ, 1979. – 159 с.
13. Буров Б.В. Палеомагнитный анализ / Б.В. Буров, Д.К. Нургалиев, П.Г. Ясонов. – Казань: Изд-во КГУ, 1986. – 167 с.
14. Вернадский В.И. Живое вещество / В.И. Вернадский. – М.: Наука, 1978. – 358 с.

15. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения / В.И. Вернадский. – М.: Наука, 2001. – 376 с.
16. Волченко Ю.А. [и др.]. Структурно-вещественная эволюция комплексов платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Часть 1 / Ю.А. Волченко [и др.] // Литосфера. – 2007. – № 3. – С. 3–27.
17. Гареев А.М. Реки, озера и болотные комплексы Республики Башкортостан / А.М. Гареев. – Уфа: Гилем, 2012. – 246 с.
18. Гареев А.М. Реки и озера Башкортостана / А.М. Гареев. – Уфа: Китап, 2001. – 259 с.
19. Гареев А.М. Сабакты / А.М. Гареев // Башкирская энциклопедия. – Уфа: Башкир. энцикл., 2009. – Т. 5. – С. 358.
20. Гареев Э.З. Геологические памятники природы Республики Башкортостан: природ. условия, классификация геол. памятников природы, природ. объекты геол. наследия / Э.З. Гареев. – Уфа: Тау, 2004. – 299 с.
21. Геология СССР. Пермская. Свердловская. Челябинская и Курганская области. Часть 1. Геологическое описание / под ред. А.В. Сидоренко. – М.: Недра, 1969. – Т. 12, кн. 2. – 304 с.
22. Геохимия кремнезема: сб. ст. / отв. ред. Н.М. Страхов. – М.: Наука, 1966. – 434 с.
23. Глухов М.С. Магнитные микросферулы: морфология, состав, принципы классификации: дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.05 / М.С. Глухов; Казан. федер. ун-т. – Казань, 2022. – 202 с.
24. Государственная геологическая карта СССР. Серия Северо-Уральская. Масштаб 1:200 000. Лист N-40-XXIII (Белорецк) / Ухтинское территориальное геологическое управление, 1962 г.; ред. В.П. Горский. – Текст: электронный. – URL: <https://www.geokniga.org/sites/geokniga/files/maps/q-40-xxiii-geologicheskaya-karta-sssr-seriya-severo-uralskaya.jpg> (дата обращения: 28.08.2023).
25. Государственный доклад «О состоянии природных ресурсов и окружающей среды Республики Башкортостан в 2008 году» / Министерство природопользования и экологии РБ. – Уфа, 2009. – 200 с.
26. Грамматчикова Н.М. Геоморфология и палеогеография северной части восточного склона Южного Урала и формирование озерных котловин Учалинской группы: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 11.00.04 / Н.М. Грамматчикова; Казан. гос. ун-т. – Уфа, 1974. – 19 с.
27. Грамматчикова Н.М. Озера восточного склона Южного Урала и охрана природы / Н.М. Грамматчикова, А.П. Рождественский // Охрана природы Южного Урала и Приуралья. – Уфа, 1979. – С. 12–18.

28. Данукалова Г.А. Особенности строения местных разрезов голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений в Южноуральском регионе / Г.А. Данукалова // Геологический сборник. – 2009а. – № 8. – С. 29–39.
29. Данукалова Г.А. Стратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений Южноуральского региона / Г.А. Данукалова // Геологический сборник. – 2009б. – № 8. – С. 40–48.
30. Данукалова Г.А. Характеристика горизонтов нижнего неоплейстоцена (Южное Предуралье) / Г.А. Данукалова Е.М. Осипова, А.Г. Яковлев // Геологический сборник. – 2014. – № 11. – С. 75–83.
31. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер / В.А. Даувальтер. – Мурманск: Изд-во Мурман. гос. техн. ун-та, 2012. – 242 с.
32. Даувальтер В.А. Геоэкология озер Мурманской области: в 3 ч. Ч. 3. Донные отложения водоемов / В.А. Даувальтер, Н.А. Кашулин. – Мурманск: Изд-во Мурман. гос. техн. ун-та, 2014. – 214 с.
33. Демкин В.А. Природные условия Волго-Уральских степей III–II тыс. лет до н. э. Северо-Восточное Приазовье в системе Евразийских древностей (энеолит-бронзовый век) / В.А. Демкин. – Донецк: ЧП, 1996.
34. Демкин В.А. [и др.]. Эволюция почв и изменение климата восточно-европейской полупустыни в позднем голоцене / В.А. Демкин [и др.] // Почвоведение. – 1998. – № 2. – С. 148–157.
35. Дерягин В.В. Ландшафт водосбора озера Уфимское (Южный Урал) на временных срезах голоцена / В.В. Дерягин, А.В. Масленникова, О.П. Колодич // Ландшафтоведение и ландшафтная экология: коадаптация ландшафта и хозяйственной деятельности: материалы Междунар. науч.-практ. конф. – Симферополь, 2020. – С. 246–251.
36. Дерягин В.В. Озеро Уфимское: эволюция ландшафта / В.В. Дерягин // География и современные проблемы географического образования: материалы Всерос. науч.-практ. конф. – Екатеринбург, 2019. – С. 150–157.
37. Дерягин В.В. Режимы осадконакопления в озерах Серебры и Сырыткуль (Южный Урал) / В.В. Дерягин, А.В. Масленникова, А.В. Дерягин // Вестн. Челяб. гос. ун-та. – 2011. – № 5. – С. 24–30.
38. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в донных отложениях Бразильской котловины Атлантического океана / А.В. Дубинин, М.Н. Римская-Корсакова // Литология и полезные ископаемые. – 2011. – № 1. – С. 3–20.
39. Дубров Е.Ф. Звуковая геолокация / Е.Ф. Дубров. – Л.: Недра, 1967. – 110 с.



40. Евсева Н.С. Палеогеография конца позднего плейстоцена и голоцена (корреляция событий): учеб. пособие / Н.С. Евсева, Т.Н. Жилина. – Томск: НТЛ, 2010. – 177 с.
41. Ежова А.В. Литология: учебник / А.В. Ежова. – 2-е изд. – Томск: Изд-во Том. политехн. ун-та, 2009. – 336 с.
42. Ескина Г.М. Рентгенографический анализ в исследовании минералов. руд и горных пород: учеб.-метод. пособие / Г.М. Ескина, В.П. Морозов. – Казань: Казан. ун-т, 2020. – 43 с.
43. История озер Севера Азии / отв. ред. Н.Н. Давыдова. – СПб.: Наука, 1995. – 288 с. – (История озер).
44. Кондорский Е.И. К теории однодоменных частиц / Е.И. Кондорский // Докл. АН СССР. – 1952. – Т. 83, № 3. – С. 365–368.
45. Кондорский Е.И. Однодоменная структура в ферромагнетиках и магнитные свойства мелкодисперсных веществ / Е.И. Кондорский // Докл. АН СССР. – 1950. – Т. 70, № 2. – С. 213–218.
46. Косарева Л.Р. Особенности вещественного состава и условий формирования голоценовых донных осадочных отложений озера Большое Яровое, юго-запад Сибири: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.06 / Л.Р. Косарева; Казан. федер. ун-т. – Казань, 2018. – 22 с.
47. Косарева Л.Р. [и др.]. Периодизация климатических циклов в голоцене по синхронным вариациям магнитных и геохимических параметров осадков озера Большое Яровое (юго-запад Сибири) / Л.Р. Косарева [и др.] // Геология и геофизика. – 2020. – Т. 61, № 7. – С. 889–907.
48. Котов В.Г. Энеолитическая стоянка Сабакты-8 в Башкирском Зауралье / В.Г. Котов, Н.С. Савельев // Уфим. Археол. вестник. – 2007. – № 6-7. – С. 12–18.
49. Кочегура В.В. Об анализе кривой нормальной остаточной намагниченности / В.В. Кочегура // Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. – М.: Наука, 1965. – С. 154–157.
50. Крылов П.С. Проявление газа в донных отложениях на сейсмоакустических разрезах озера Большое Яровое / П.С. Крылов, Д.К. Нургалиев, П.Г. Ясонов // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер.: Естеств. науки. – 2015. – Т. 157, кн. 4. – С. 73–81.
51. Кузина Д.М. Космическое вещество в осадках и осадочных породах: методы диагностики и применение для решения геологических задач: дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.06 / Д.М. Кузина; Казан. федер. ун-т. – Казань, 2019. – 183 с.
52. Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли / В.Г. Кузнецов. – М.: ГЕОС, 2003. – 262 с.

53. Куприянова Л.А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР: в 3 т. / Л.А. Куприянова, Л.А. Алешина. – Л.: Наука, 1972. – Т. 1. – 171 с.; 1983. – Т. 2. – 183 с.
54. Кучева Н.А. Предложения по модернизации схемы районирования нижнего карбона Урала (на примере Среднего и Южного Урала) / Н.А. Кучева, Т.И. Степанова // Тр. Ин-та геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого. – 2013. – Вып. 160. – С. 22–28.
55. Леонова Г.А. [и др.]. Геохимия диагенеза органогенных осадков на примере малых озер юга Западной Сибири и Прибайкалья / Г.А. Леонова [и др.] // Геохимия. – 2018. – № 4. – С. 363–382.
56. Леусова Н.Ю. Устойчивость и сохранность биогенных форм кремнезема в углях / Н.Ю. Леусова // Успехи современного естествознания. – 2020. – № 12. – С. 117–123.
57. Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты / М.Р. Лидер. – М.: МИР, 1986. – 439 с.
58. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород с основами методики исследования: учебник для геол. спец. вузов / Н.В. Логвиненко. – М.: Высшая школа, 1984. – 416 с.
59. Мальцев А.Е. Геохимия голоценовых разрезов сапропелей малых озер юга Западной Сибири и Восточного Прибайкалья: дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.09 / А.Е. Мальцев; Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. – Новосибирск, 2017. – 199 с.
60. Маркова Ю.Н. Геохимические индикаторы условий осадконакопления в озерах Центральной Азии в позднем плейстоцене и голоцене: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.09 / Ю.Н. Маркова; Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. – Иркутск, 2012. – 20 с.
61. Масленникова А.В. Геохимическое обоснование палеогеоэкологических реконструкций голоцена Южного Урала: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.36 / А.В. Масленникова; Нац. исслед. Том. политехн. ун-т. – Томск, 2012. – 20 с.
62. Масленникова А.В. Минеральные индикаторы условий озерного седиментогенеза голоцена Урала / А.В. Масленникова, Э.П. Солотчина, В.В. Дерягин // Минеральные индикаторы литогенеза: материалы Рос. совещания с междунар. участием. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – С. 82–83.
63. Масленникова А.В. Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала / А.В. Масленникова, В.Н. Удачин, В.В. Дерягин. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014. – 136 с.
64. Масленникова А.В. Первые данные о геохимии и палеоэкологии донных отложений озера Иткуль (Южный Урал) / А.В. Масленникова, В.Н. Удачин, В.В. Дерягин // Металлогения древних и современных океанов. – 2009. – № 1. – С. 324–327.

65. Масленникова А.В. [и др.]. Реконструкция обстановок озерного седиментогенеза в позднеледниковье и голоцене Среднего Урала / А.В. Масленникова [и др.] // Литосфера. – 2016. – № 6. – С. 166–176.
66. Масленникова А.В. [и др.]. Реконструкция этапов развития озера Тургояк (Южный Урал) в голоцене / А.В. Масленникова [и др.] // Литосфера. – 2018. – Т. 18, № 6. – С. 914–927.
67. Маслов А.В. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала) / А.В. Маслов, М.Т. Крупенин, Э.З. Гареев // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – № 5. – С. 502–525.
68. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных: учеб. пособие / А.В. Маслов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.
69. Маслов В.А. К проблеме формирования ирендыкской свиты Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала / В.А. Маслов, Д.Н. Салихов // Литосфера. – 2015. – № 6. – С. 26–35.
70. Маслов В.А. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала / В.А. Маслов, О.В. Артюшкова. – Уфа: Дизайн полиграф сервис, 2010. – 288 с.
71. Махмутова Г.М. Озеро Якты-куль: рекреационный потенциал, перспективы развития / Г.М. Махмутова, И.Ф. Альдермузина // Инновационная наука. – 2016. – № 7. – С. 180–181.
72. Мизенс Г.А. Редкие элементы и особенности источников обломочного материала осадочных формаций девона и карбона в восточных зонах юга Урала / Г.А. Мизенс // Геохимия. – 2009. – № 12. – С. 1259–1278.
73. Минюк П.С. Геохимия осадков озера Гранд, северо-восток России / П.С. Минюк, В.Я. Борходоев // Геохимия. – 2016. – № 9. – С. 841–851.
74. Морозов О.А. Минералогия и геохимия песчаников Восточной Камчатки и Командорских островов / О.А. Морозов, Ю.В. Ростовцева // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 1. – С. 44–55.
75. Назаров Г.В. Ландшафтный фактор в формировании гидрологии озер Южного Урала / Г.В. Назаров. – Л.: Наука, 1978. – 248 с.
76. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене / М.И. Нейштадт. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 404 с.
77. Нестоянова О.А. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200 000. Лист N-40-XXIII / О.А. Нестоянова, Д.Г. Ожиганов. 1958.

78. Никифорова К.В. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала / К.В. Никифорова. – М.: АН СССР, 1948. – 104 с.
79. Новоселов А.А. Особенности минерального состава донного сапропелевого осадка озера Грязное (юг Тюменской области) / А.А. Новоселов, А.Г. Малых // Успехи современного естествознания. – 2018. – № 12, ч. 1. – С. 194–199.
80. Обстановки осадконакопления и фации: в 2 т. / под ред. Х. Рединга; пер. с англ. И.С. Барскова [и др.]. – М.: Мир, 1990. – Т. 1. – 352 с.
81. Описание типа средства измерений. Масс-спектрометры с индуктивно связанной плазмой ICAP Q модели ICAP Qa, ICAP Qc и ICAP Qs // Приложение к свидетельству № 47790 Л. № 1 об утверждении типа средств измерений. 2012. С. 1–3.
82. Описание типа средства измерений. Дифрактометры рентгеновские D2 PHASER // Приложение к свидетельству № 60618 об утверждении типа средств измерений. 2015. С. 1–4.
83. Описание типа средства измерений. Спектрометры рентгенофлуоресцентные последовательного типа S8 TIGER // Приложение к свидетельству № 67051 Об утверждении типа средств измерений. 2017. С. 1–5.
84. Палеомагнитология / под ред. А.Н. Храмова. – Л.: Недра, 1982. – 312 с.
85. Панова Н.К. Динамика растительности и природной среды в голоцене по данным палинологического и ботанического исследования археологических памятников Шигирского торфяника / Н.К. Панова, Т.Г. Антипина // Экология древних и традиционных обществ. – Тюмень, 2007. – Вып. 3. – С. 48–50.
86. Панова Н.К. История горных лесов центральной части Южного Урала в голоцене / Н.К. Панова // Лесоведение. – 1982. – № 1. – С. 26–34.
87. Панова Н.К. История лесной и болотной растительности центральной горной провинции Южного Урала в голоцене: по данным спорово-пыльцевого анализа торфа: дис. ... канд. биол. наук: 03.00.05 / Н.К. Панова; ИЭРЖ УрО РАН. – Свердловск, 1986. – 183 с.
88. Панова Н.К. История развития Горбуновского торфяника на Среднем Урале и освоение человеком его территории в голоцене / Н.К. Панова, Т.Г. Антипина // Динамика современных экосистем в голоцене. – Казань, 2013. – С. 273–276.
89. Панова Н.К. Формирование растительного покрова среднегорного высотного пояса Южного Урала с изменениями климата в голоцене / Н.К. Панова // Взаимосвязи среды и лесной растительности на Урале. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. – С. 40–87.
90. Патент № 81805 Российская Федерация. Полезная модель «Коэрцитивный спектрометр»: № 2008125924/22; заявл. 17.06.2008; опубл. 27.03.2009, Бюл. ФИПС № 9 / Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.; заявитель «Казан. гос. ун-т им. В.И. Ульянова-Ленина». – 20 с.: ил.

91. Печерский Д.М. Палеоазиатский океан: петромагнит. и палеомагнит. информ. о его литосфере / Д.М. Печерский, А.Н. Диденко. – М.: ИФЗ РАН, 1995. – 298 с.
92. Пробоотбор и пробоподготовка образцов почв к рентгенографическому фазовому анализу: метод. пособие / сост. Г.А. Кринари [и др.]. – Казань: Казан. гос. ун-т, 2007. – 30 с.
93. Радаева В.Ю. Эволюция и современное состояние экосистемы озера Увильды (Южный Урал): автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.11 / В.Ю. Радаева; Рос. НИИ комплексного использования и охраны водных ресурсов. – Екатеринбург, 1995. – 22 с.
94. Радомская В.И. [и др.]. Использование многомерного статистического анализа для исследования эколого-геохимических свойств почв г. Благовещенска / В.И. Радомская [и др.] // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер.: Естеств. науки. – 2017. – Т. 159, кн. 4. – С. 602–617.
95. Ронов А.Б. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов / А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский, А.А. Мигдисов. – М.: Наука, 1990. – 180 с.
96. Рудая Н.А. Палинологический анализ: учеб.-метод. пособие / Н.А. Рудая; Новосиб. гос. ун-т. Ин-т археол. и этногр. СО РАН. – Новосибирск: [Б. и.], 2010. – 48 с.
97. Солотчин П.А. Литолого-минералогические летописи донных отложений озер Сибирского региона как основа палеоклиматических реконструкций: дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 1.6.21 / П.А. Солотчин; Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. – Новосибирск, 2023. – 237с.
98. Солотчина Э.П. [и др.]. Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (юг Западной Сибири) – индикаторы изменений климата / Э.П. Солотчина [и др.] // Докл. АН. – 2019. – Т. 487, № 1. – С. 54–59.
99. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза: в 3 т. / Н.М. Страхов. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – Т. 1: Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. – 212 с.; Т. 2: Закономерности состава и размещения гумидных отложений. – 574 с.; 1962. – Т. 3: Закономерности состава и размещения аридных отложений. – 558 с.
100. Страховенко В.Д. Геохимические особенности современного осадкообразования в малых озерах различных ландшафтных зон Сибири (лесотундровая, таежная или лесоболотная, лесостепная, степная) / В.Д. Страховенко // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерагения: материалы XI Урал. литол. совещания. – Екатеринбург, 2016. – С. 255–257.
101. Страховенко В.Д. [и др.]. Геохимические факторы аутигенного минералообразования в донных отложениях озер Тажеранской системы (Прибайкалье) / В.Д. Страховенко [и др.] // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56, № 10. – С. 1825–1841.

102. Страховенко В.Д. Геохимия донных отложений малых континентальных озер Сибири: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.09 / В.Д. Страховенко; Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. – Новосибирск, 2011. – 33 с.
103. Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции / Д.А. Субетто. – СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. – 343 с.
104. Табаксблат Л.С. Гидрогеохимия микроэлементов минеральных месторождений Урала: техногенный аспект: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 04.00.06 / Л.С. Табаксблат. – Тюмень, 1999. – 47 с.
105. Тейлор С.Р. Континентальная кора и ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах / С.Р. Тейлор, С.М. Мак-Леннан; пер. с англ. Р.Н. Соболева, Л.Т. Соболевой. – М.: Мир, 1988. – 379 с.
106. Удачин В.Н. [и др.]. Изотопная геохимия донных отложений озер Южного Урала для оценки масштабов горнопромышленного техногенеза / В.Н. Удачин [и др.] // Вестн. Тюмен. гос. ун-та. Сер.: Экология и природопользование. – 2009. – № 3. – С. 144–149.
107. Удачин В.Н. Экогеохимия горнопромышленного техногенеза Южного Урала: автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук: 25.00.09 / В.Н. Удачин; Том. политехн. ун-т. – Томск, 2012. – 44 с.
108. Условные графические обозначения в документации по инженерно-геологическим изысканиям: ГОСТ 21.302–2013. – Офиц. изд. – М.: Стандартинформ, 2020. – 30 с.
109. Факторный анализ в геологии: учеб. пособие / А.И. Бахтин [и др.]. – Казань: Казан. гос. ун-т, 2007. – 32 с.
110. Фролов В.Т. Литология: учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – Кн. 1. – 336 с.
111. Холодов В.Н. Роль геохимии осадочного процесса в развитии литологии / В.Н. Холодов // Проблемы литологии, геохимии и осадочного рудогенеза. – М.: Наука, 2001. – С. 54–92.
112. Хотинский Н.А. Главные этапы развития растительности и климата Урала в голоцене / Н.А. Хотинский, В.К. Немкова, Т.Г. Сурова // Археологические исследования севера Евразии. – Свердловск: УрГУ, 1982. – С. 145–153.
113. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии: опыт трансконтин. корреляции этапов развития растительности и климата / Н.А. Хотинский. – М.: Наука, 1977. – 199 с.
114. Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ / А.Н. Храмов. – Л.: Гостоптехиздат. Ленингр. отд-ние, 1958. – 218 с.
115. Чечко В.А. Многолетние данные гранулометрических параметров донных осадков как индикатор устойчивости обстановки осадконакопления / В.А. Чечко, В.Ю. Топчая. – DOI

10.17513/use.37598; EDN FXKOHK // Успехи современного естествознания. – 2021. – № 3. – С. 86–91.

116. Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения: (распространение, структуры, текстуры) / В.Н. Шванов. – Л.: Недра, 1969. – 248 с.

117. Шевченко А.М. Эколого-фаунистическая характеристика сообществ макробеспозвоночных озера Сабакты (Южное Зауралье, Республика Башкортостан) / А.М. Шевченко, Ю.В. Островская // Материалы по флоре и фауне Республики Башкортостан. – 2018. – № 19. – С. 147–158.

118. Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач / Л.Е. Шолпо. – Л.: Недра, 1977. – 182 с.

119. Экология водоемов Башкирии / под ред. Б.М. Миркина. – Уфа: Гилем, 1998. – 209 с.

120. Экология озера Большое Миассово / под ред. А.Г. Рогозина, В.А. Ткачева; РАН. Урал. отд-ние. – Миасс: Ильмен. гос. заповедник, 2000. – 318 с.

121. Юдович Я.Э. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия) / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2011. – 742 с.

122. Юдович Я.Э. Минеральные индикаторы литогенеза / Я.Э. Юдович, М.П. Кетрис. – Сыктывкар: Геопринт, 2008. – 564 с.

123. Южный Урал. Озеро Увильды / В.И. Хомутова [и др.]. – СПб.: Наука, 1995.

124. Юсупова А.Р. Геохимия озера Якты-куль / А.Р. Юсупова, Н.Г. Нургалиева, Д.М. Кузина // Минералы: строение, свойства, методы исследования. – 2020. – № 11. – С. 336–337.

125. Япаскурт О.В. Литология / О.В. Япаскурт. – М.: Инфра-М, 2016. – 357 с.

126. Akram H. Ultra-fine magnetite/maghemite and their magnetic granulometry in the Late Pleistocene loess-paleosol deposits. Haro River Area. Attock Basin. Pakistan / H. Akram, M. Yoshida // Paleomagnetism of Collision Belts. Recent Progress in Geomagnetism. Rock Magnetism and Paleomagnetism: Proceedeings of Inter-PARMAGS Seminar (1996). – Islamabad, 1997. – Vol. 1. – P. 153–197.

127. Allen H.D. Response of past and present Mediterranean ecosystems to environmental change / H.D. Allen // Progress in Physical Geography Earth and Environment. – 2003. – Vol. 27, Iss. 3. – P. 359–377.

128. Alley R.B. [et al.]. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event / R.B. Alley [et al.] // Nature. – 1993. – Vol. 362. – P. 527–529.

129. Alley R.B. [et al.]. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago / R.B. Alley [et al.] // *Geology*. – 1997. – Vol. 25, Iss. 6. – P. 483–486.
130. Alley R.B. The deglaciation of the Northern Hemisphere: A global perspective / R.B. Alley, P.U. Clark // *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. – 1999. – Vol. 27. – P. 149–182.
131. Amann B. Winter temperature conditions (1670-2010) reconstructed from varved sediments, western Canadian High Arctic / B. Amann, S.F. Lamoureux, M.P. Boreux // *Quat. Sci. Rev.* – 2017. – Vol. 172. – P. 1–14.
132. An Z.S. [et al.]. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation in the Loess Plateau of central China during the last 130000 years / Z.S. An [et al.] // *Quaternary Research*. – 1991. – Vol. 36, Iss. 1. – P. 29–36.
133. Anderson L. Holocene climate inferred from oxygen isotope ratios in lake Sediments, Central Brooks Range, Alaska / L. Anderson, M.B. Abbott // *Quaternary Research*. – 2001. – Vol. 5. – P. 313–321.
134. Aravena R. [et al.]. Carbon isotope composition of lake sediments in relation to lake productivity and radiocarbon dating / R. Aravena [et al.] // *Quaternary Research*. – 1992. – Vol. 37, Iss. 3. – P. 333–345.
135. Baosheng L. [et al.]. Paleo-monsoon activities of Mu Us Desert, China since 150 ka B.P. – A study of stratigraphic sequences of the Milanggouwan Section, Salawusa River area / L. Baosheng [et al.] // *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* – 2000. – Vol. 162, Iss. 1-2. – P. 1–16.
136. Baumgardner R.W. High-resolution core studies of Wolfcamp/Leonard basinal facies, southern Midland Basin, Texas / R.W. Baumgardner, H.S. Hamlin, H.D. Rowe // *Proc. SWS AAPG Meet., May 2014. – Texas: Am. Assoc. Pet. Geol., 2014. – Art. 10607.*
137. Beaulieu J.-L. The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France): A new pollen profile / J.-L. de Beaulieu, M. Reille // *Quaternary Science Reviews*. – 1992. – Vol. 11. – P. 431–438.
138. Benson L.V. [et al.]. Climatic and hydrologic oscillations in the Owens Lake basin and adjacent Sierra Nevada, California / L.V. Benson [et al.] // *Science*. – 1996. – Vol. 274, Iss. 5288. – P. 746–749.
139. Berner R.A. Sedimentary pyrite formation: An update / R.A. Berner // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1984. – Vol. 48, Iss. 4. – P. 605–615.
140. Blytt A.G. Essay on the immigration of the Norwegian flora during alternating rainy and dry periods / A.G. Blytt. – Christiania (Oslo): Cammermeyer, 1876a. – 89 p.



141. Blytt A.G. Forsøg til en teori om indvandringen af Norges flora under vekslede regnfulde og tørre Tider / A.G. Blytt // *Nyt Mag. Naturvid.* – Christiana (Oslo), 1876b. – Vol. 21. – P. 279–362.
142. Bond G. [et al.]. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic holocene and glacial climates / G. Bond [et al.] // *Science*. – 1997. – Vol. 278, Iss. 5341. – P. 1257–1266.
143. Botsou F. [et al.]. Assessment of heavy metal contamination and mineral magnetic characterization of the Asopos River sediments (Central Greece) / F. Botsou [et al.] // *Mar Pollut Bull.* – 2011. – Vol. 62, Iss. 3. – P. 547–563.
144. Bove J.F. Inorganic geochemical methods in paleolimnology / J.F. Bove // *Tracking environmental change using lake sediments: Physical and geochemical methods* / ed. by M.W. Last, J.P. Smol. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2002. – Vol. 2. – P. 83–142.
145. Bowen R. Isotopes and climates / R. Bowen. – London: Elsevier, 1991. – 484 p.
146. Boyko T. Topsoil magnetic susceptibility mapping as a tool for pollution monitoring: reputability of in situ measurements / T. Boyko, R. Scholger, H. Stanjek // *J. Appl. Geophys.* – 2004. – Vol. 55. – P. 249–259.
147. Brown M.C. [et al.]. GEOMAGIA50.v3: 2. A new paleomagnetic database for lake and marine sediments / M.C. Brown [et al.] // *Earth. Planets and Space*. – 2015. – Vol. 67, Iss. 1. – Art. 70.
148. Bulkan Ö. Geochemistry of Marmara Lake sediments – Implications for Holocene environmental changes in Western Turkey / Ö. Bulkan, M.N. Yalçın, H. Wilkes // *Quaternary International*. – 2018. – Vol. 486. – P. 199–214.
149. Cai W. [et al.]. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming / W. Cai [et al.] // *Nature Climate Change*. – 2014. – Vol. 4, Iss. 2. – P. 111–116.
150. Chase B.M. [et al.]. Late glacial interhemispheric climate dynamics revealed in South African hyrax middens / B.M. Chase [et al.] // *Geology*. – 2011. – Vol. 39, Iss. 1. – P. 19–22.
151. Clark P.U. [et al.]. The Last Glacial Maximum / P.U. Clark [et al.] // *Science*. – 2009. – Vol. 325, Iss. 5941. – P. 710–714.
152. Cohen K.M. Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years, version 2019 QI-500 / K.M. Cohen, P.L. Gibbard. – DOI 10.1016/j.quaint.2019.03.009 // *Quaternary International*. – 2019. – Vol. 500. – P. 20–31.
153. Conroy J.L. [et al.]. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos Lake sediment record / J.L. Conroy [et al.] // *Quat. Sci. Rev.* – 2008. – Vol. 27, Iss. 11. – P. 1166–1180.
154. Cox R. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States / R. Cox, D.R. Lowe, R.L. Cullers. – DOI

10.1016/0016-7037(95)00185-9 // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1995. – Vol. 59, Iss. 14. – P. 2919–2940.

155. Creer K.M. [et al.]. Geomagnetic secular variation recorded in the stable remanence of recent sediments / K.M. Creer [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1972. – Vol. 14, Iss. 1. – P. 115–127.

156. Cuffey K.M. [et al.]. Large arctic temperature change at the Wisconsin – holocene glacial transition / K.M. Cuffey [et al.] // *Science.* – 1995. – Vol. 270, Iss. 5235. – P. 455–458.

157. Davidova N. [et al.]. Bottom sediments of Big Kisegach Lake and its paleolimnology / N. Davidova [et al.] // *Pol. Asch. Hydrobiol.* – 1978. – Vol. 25, Iss. 1/2. – P. 95–97.

158. Day R. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence / R. Day, M. Fuller, V.A. Schmidt // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1977. – Vol. 13, Iss. 4. – P. 260–267.

159. Dearing J.A. Recent sediment flux and erosional processes in a Welsh upland lake-catchment based on magnetic susceptibility measurements / J.A. Dearing, J.K. Elner, C.M. Haphey-Wood // *Quat. Res.* – 1981. – Vol. 16, Iss. 3. – P. 356–372.

160. Deng S. [et al.]. Microbial dolomite precipitation using sulfate reducing and halophilic bacteria: Results from Qinghai Lake, Tibetan Plateau, NW China / S. Deng [et al.] // *Chem. Geol.* – 2010. – Vol. 278, Iss. 3. – P. 151–159.

161. Ding Z.L. [et al.]. Iron geochemistry of loess and red clay deposits in the Chinese Loess Plateau and implications for long-term Asian monsoon evolution in the last 7.0 Ma / Z.L. Ding [et al.] // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2001. – Vol. 185, Iss. 1. – P. 99–109.

162. Dong Y. [et al.]. Time-transgressive nature of the magnetic susceptibility record across the Chinese loess plateau at the Pleistocene / holocene transition / Y. Dong [et al.] // *PLoS One.* – 2015. – Vol. 10, Iss. 7. – Art. e0133541.

163. Dunlop D.J. *Rock magnetism: Fundamentals and frontiers* / D.J. Dunlop, Ö. Özdemir. – Cambridge; New York: Cambridge University Press, 1997. – 573 p.

164. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 2. Application to data for rocks, sediments, and soils / D.J. Dunlop // *J. Geophys. Res. Atmospheres.* – 2002. – Vol. 107, Iss. 3. – P. 2046–2067.

165. Eardley A.J. [et al.]. Lake cycles in the Bonneville Basin, Utah / A.J. Eardley [et al.] // *Geological Society of America Bulletin.* – 1973. – Vol. 84, Iss. 1. – P. 211–216.

166. Edgerton H.E. The «Boomer» sonar source for seismic profiling / H.E. Edgerton, G.G. Harvard // *Journal of Geophysical Research.* – 1964. – Vol. 69, Iss. 14. – P. 3033–3042.

167. Edwards T.W.D. Influence of changing atmospheric circulation on precipitation d18O-temperature relations in Canada during the holocene / T.W.D. Edwards, B.B. Wolfe, G.M. Macdonald // *Quaternary Research*. – 1996. – Vol. 46, Iss. 3. – P. 211–218.
168. Egli R. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves / R. Egli // *J. Geophysics. Res. Atmospheres*. – 2003. – Vol. 108, Iss. B2. – P. 1–25.
169. Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 1. Unmixing natural sediments / R. Egli // *Studia Geophysica et Geodaetica*. – 2004a. – Vol. 48, Iss. 2. – P. 391–446.
170. Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. 2. Fundamental properties of coercivity distributions / R. Egli // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2004b. – Vol. 29, Iss. 13. – P. 851–867.
171. Elbaz-Poulichet F. [et al.]. Sedimentary record of redox-sensitive elements (U, Mn, Mo) in a transitory anoxic basin (the Thau lagoon, France) / F. Elbaz-Poulichet [et al.] // *Mar. Chem.* – 2005. – Vol. 95, Iss. 3. – P. 271–281.
172. Evans M. Environmental magnetism: Principles and applications of enviromagnetics / M. Evans, F. Heller. – San Diego: Academic Press, 2003. – 299 p.
173. Evans M.E. [et al.]. Natural magnetic archives of past global change / M.E. Evans [et al.] // *Surveys Geophys.* – 1997. – Vol. 18, Iss. 2. – P. 183–196.
174. Fabian K. [et al.]. Physical interpretation of isothermal remanent magnetization endmembers: New insights into the environmental history of Lake Hovsgul, Mongolia / K. Fabian [et al.] // *GGG*. – 2016. – Vol. 17, Iss. 11. – P. 4669–4683.
175. Faegri K. Textbook of pollen analysis / K. Faegri, J. Iversen. – Copenhagen: Munksgaard, 1950. – 168 p.
176. Fan J. [et al.]. Organic geochemical investigations of the Dali Lake sediments in northern China: Implications for environment and climate changes of the last deglaciation in the East Asian summer monsoon margin / J. Fan [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2017. – Vol. 140. – P. 135–146.
177. Farquhar G. Annu Carbon isotope discrimination and photosynthesis / G. Farquhar, J. Ehleringer, K. Hubick // *Rev. Plant Physiol.* – 1989. – Vol. 40, Iss. 1. – P. 503–537.
178. Fedo C.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance / C.M. Fedo, H.W. Nesbitt, G. Young. – DOI 10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2 // *Geology*. – 1995. – Vol. 23, Iss. 10. – P. 921–924.

179. Fialová H. [et al.]. Magnetic properties of soils from sites with different geological and environmental settings / H. Fialová [et al.] // *J. Appl Geophys.* – 2006. – Vol. 59, Iss. 4. – P. 273–283.
180. Folk R.L. Nannobacteria and the formation of framboidal pyrite: Textural evidence / R.L. Folk // *Journal of Earth System Science.* – 2005. – Vol. 114, Iss. 3. – P. 369–374.
181. Forstner U. Metal pollution in the aquatic environment / U. Forstner, G.T.W. Wittmann. – Berlin: Springer-Verlag, 1979. – XVIII, 486 p.
182. Fralick P.W. Geochemical discrimination of clastic sedimentary rock sources / P.W. Fralick, B.I. Kronberg // *Sedimentary Geology.* – 1997. – Vol. 113, Iss. 1-2. – P. 111–124.
183. Friedman G.M. Principles of sedimentology / G.M. Friedman, J.E. Sanders. – New York: Wiley, 1978. – XIII, 792 p.
184. Fu X. [et al.]. The Permian-Triassic transition in ocean island setting: Environmental disturbances and new high-resolution carbon-isotope record from the Qiangtang Basin, NW China / X. Fu [et al.]. – DOI 10.1016/j.palaeo.2019.03.012 // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2019. – Vol. 522, Iss. 1-2. – P. 40–51.
185. Fuji N. Palaeovegetation and palaeoclimatic changes around Lake Biwa, Japan, during the last c. 3 million years / N. Fuji // *Quaternary Science Reviews.* – 1988. – Vol. 7. – P. 21–28.
186. Fushun W. [et al.]. The correlation of inorganic C, O Isotopic values for lake Chenghai sediments and its environmental implications / W. Fushun [et al.] // *Chinese Journal of Geochemistry.* – 2002. – Vol. 21, Iss. 2. – P. 186–192.
187. Gallet Y. [et al.]. Geomagnetic field hemispheric asymmetry and archeomagnetic jerks / Y. Gallet [et al.] // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2009. – Vol. 284, Iss. 1. – P. 179–186.
188. Gayantha K. A multi-proxy reconstruction of the late Holocene climate evolution in Lake Bolgoda, Sri Lanka / K. Gayantha, J. Routh, R. Chandrajith // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2017. – Vol. 473. – P. 16–25.
189. Godwin H. The history of the British flora: a factual basis for phytogeography / H. Godwin. – 2nd ed. – Cambridge: Cambridge University Press, 1975. – 541 p.
190. Goldschmidt V.M. Geochemistry / V.M. Goldschmidt. – Oxford: Clarendon Press, 1954. – 730 p.
191. Gradstein F.M. [et al.]. The geologic time scale 2020 / ed. by F.M. Gradstein [et al.]. – Elsevier, 2020. – Vol. 2. – 1390 p.
192. Haltia-Hovi E. A 2000-year record of solar forcing on varved lake sediment in eastern Finland / E. Haltia-Hovi, T. Saarinen, M. Kukkonen // *Quat. Sci. Rev.* – 2007. – Vol. 26, Iss. 5. – P. 678–689.

193. Hammarlund D. A distinct delta-C-13 decline in organic lake-sediments at the Pleistocene-Holocene transition in Southern Sweden / D. Hammarlund // *Boreas*. – 1993. – Vol. 22, Iss. 3. – P. 236–243.
194. Hanesch M. Mapping dust distribution around an industrial site by measuring magnetic parameters of tree leaves / M. Hanesch, R. Scholger, D. Rey // *Atmos. Environ.* – 2003. – Vol. 37. – P. 5125–5133.
195. Hanesch M. Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements / M. Hanesch, R. Scholger // *Environ. Geol.* – 2002. – Vol. 42, Iss. 8. – P. 857–870.
196. Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering / L. Harnois. – DOI 10.1016/0037-0738(88)90137-6 // *Sediment. Geol.* – 1988. – Vol. 55, Iss. 3-4. – P. 319–322.
197. Hatte C. <sup>13</sup>C variations of loess organic matter as a record of the vegetation response to climatic changes during the Weichselian / C. Hatte, M. Fontugne, D-D. Rousseu // *Geology*. – 1998. – Vol. 26, Iss. 7. – P. 583–586.
198. Hay K.L. [et al.]. A preliminary attempt to identify atmospherically-derived pollution particles in English topsoils from magnetic susceptibility measurements / K.L. Hay [et al.] // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 1997. – Vol. 22, Iss. 1-2. – P. 207–210.
199. Head M.J. Formal subdivision of the Quaternary System / Period: present status and future directions / M.J. Head // *Quaternary International*. – 2019. – Vol. 500. – P. 32–51.
200. Helama S. Exact dating of the Meghalayan lower boundary based on high-latitude tree-ring isotope chronology / S. Helama, M. Oinonen // *Quaternary Science Reviews*. – 2019. – Vol. 214, Iss. 1339. – P. 178–184.
201. Heller F. Loess magnetism / F. Heller, E.M. Evans // *Rev. Geophys.* – 1995. – Vol. 33. – P. 211–240.
202. Heller F. Magnetic record of industrial pollution in forest soils of Upper Silesia, Poland / F. Heller, Z. Strzyszcz, T. Magiera // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1998. – Vol. 103, Iss. B8. – P. 17767–17774.
203. Heller M. Globalization, the new economy, and the commodification of language and identity / M. Heller // *Journal of Sociolinguistics*. – 2003. – Vol. 7, Iss. 4. – P. 473–492.
204. Heslop D. Unmixing magnetic remanence curves without a priori knowledge / D. Heslop, M. Dillon // *Geophys. J. Int.* – 2007. – Vol. 170. – P. 556–566.
205. Hessler A. [et al.]. Continental weathering coupled to Paleogene climate changes in North America / A. Hessler [et al.] // *Geology*. – 2017. – Vol. 45, Iss. 10. – P. 911–914.

206. Hirt A.M. Mineral magnetic record of Holocene environmental changes in Sägistalsee, Switzerland / A.M. Hirt, L. Lanci, K. Koinig // *J. Paleolimnol.* – 2003. – Vol. 30, Iss. 3. – P. 321–331.
207. Hooghiemstra H. Long continental pollen record from a tropical intermontane basin: Late Pliocene and Pleistocene history from a 540-meter core / H. Hooghiemstra, G. Sarmiento // *Episodes.* – 1991. – Vol. 14, Iss. 2. – P. 107–115.
208. Hollander D.J. Microbially mediated carbon cycling as a control on the  $\delta^{13}C$  of sedimentary carbon in eutrophic lake Mendota (USA): New models for interpreting isotopic excursions in the sedimentary record / D.J. Hollander, M.A. Smith // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* – 2001. – Vol. 65, Iss. 23. – P. 4321–4337.
209. Hooghiemstra H. Quaternary and Upper-Pliocene glaciations and forest development in the tropical Andes: evidence from a long high-resolution pollen record from the sedimentary basin of Bogota'. Columbia / H. Hooghiemstra // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 1989. – Vol. 72. – P. 11–26.
210. Hu S. [et al.]. Climate variability and its magnetic response recorded in a lacustrine sequence in Heqing basin at the se Tibetan Plateau since 900 ka / S. Hu [et al.] // *Geophys. J. Int.* – 2015. – Vol. 201, Iss. 1. – P. 444–458.
211. Jassonov P.G. [et al.]. A modernized coercivity spectrometer / P.G. Jassonov [et al.] // *Geologica Carpathica.* – 1998. – Vol. 49, Iss. 3. – P. 224–225.
212. Johnsen S.J. [et al.]. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core / S.J. Johnsen [et al.] // *Nature.* – 1992. – Vol. 359. – P. 311–313.
213. Jones B. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones / B. Jones, D.A.C. Manning // *Chem. Geol.* – 1994. – Vol. 111, Iss. 1-4. – P. 111–129.
214. Kapičková A. [et al.]. Proxy mapping of fly-ash pollution of soils around a coal-burning power plant: a case study in the Czech Republic / A. Kapičková [et al.] // *Geochem. Explor.* – 1999. – Vol. 66, Iss. 1-2. – P. 291–297.
215. Kaplan G. Palynological analysis of the Late Pleistocene terrace deposits of Lake Van, eastern Turkey: Reconstruction of paleovegetation and paleoclimate / G. Kaplan // *Quaternary International.* – 2013. – Vol. 292. – P. 168–175.
216. Kapsner W. R. [et al.]. Dominant influence of atmospheric circulation on snow accumulation in Greenland over the past 18,000 years / W.R. Kapsner [et al.] // *Nature.* – 1995. – Vol. 373. – P. 52–54.

217. Kenward P.A. [et al.]. Precipitation of low-temperature dolomite from an anaerobic microbial consortium: The role of methanogenic Archaea / P.A. Kenward [et al.] // *Geobiology*. – 2009. – Vol. 7, Iss. 5. – P. 556–565.
218. Khomutova V.I. The significance of zonal, regional and local vegetation elements in lacustrine pollen spectra / V.I. Khomutova // *Grana*. – 1995. – Vol. 34. – P. 246–250.
219. Kilian R. A review of Glacial and Holocene paleoclimate records from southernmost Patagonia (49–55°S) / R. Kilian, F. Lamy // *Quaternary Science Reviews*. – 2012. – Vol. 53, Iss. 5887. – P. 1–23.
220. Kohn M.J. Sulfur isotope variability in biogenic pyrite: Reflections of heterogeneous bacterial colonization? / M.J. Kohn, L.R. Riciputy, D.L. Orange // *Amer. Mineral*. – 1998. – Vol. 83, Iss. 11. – P. 1454–1468.
221. Kosareva L.R. [et al.]. Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction / L.R. Kosareva [et al.] // *ARPN Journal of Earth Sciences*. – 2015. – Vol. 4, Iss. 1. – P. 1–6.
222. Kramer F.S. Seismic energy sources, 1968 handbook / F.S. Kramer, R.A. Peterson, W.C. Walter. – Denver: Society of Exploration Geophysists, 1968. – 57 p.
223. Krishnamurthy R.V. Palaeoclimatic changes deduced from  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  and C/N ratios of Karewa lake sediments, India / R.V. Krishnamurthy, S.K. Bhattacharya, S. Kusumgar // *Nature*. – 1986. – Vol. 323. – P. 150–152.
224. Krylov P.S. [et al.]. High resolution seismic studies of shallow Lake Sabakty (Russia) / P.S. Krylov [et al.] // 19<sup>th</sup> SGEM International Multidisciplinary Scientific GeoConference EXPO Proceedings. – Sofiya, 2019. – Vol. 19, Iss. 4.2. – P. 229–234.
225. Krylov P.S. [et al.]. Seismoacoustic research of Lake Bannoe bottom sediments (South Ural, Russia) / P.S. Krylov [et al.] // *ARPN Journal of Engineering and Applied Sciences*. – 2020. – Vol. 15, Iss. 1. – P. 133–135.
226. Kuzina D.M. [et al.]. Magnetic investigations of Lake Bannoe (South Urals) sediments / D.M. Kuzina [et al.] // Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2021, celebrating the 180th anniversary of the establishment of the Permian system. Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy. Paleoclimate. Geochronology. Petroleum Resources. – Kazan, 2021. – P. 26.
227. Kuzina D.M. Magnetic studies of Lake Sabakty sediments (South Ural, Russia) / D.M. Kuzina, A. Iusupova, V. Antonenko // 20th SGEM International Multidisciplinary Scientific GeoConference Proceedings. – Sofiya, 2020. – Vol. 19, Iss. 4.2. – P. 201–208.
228. Kuzina D.M. [et al.]. Micrometeorites from Lake Turgoyak. South ural. Russia / D.M. Kuzina [et al.] // *Meteoritics & Planetary Science*. – 2018. – Vol. 53. – P. 6306–6306.

229. Lamb A.L. [et al.]. Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley. inferred from the composition (C/N and  $\delta^{13}\text{C}$ ) of lacustrine organic matter / A.L. Lamb [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2004. – Vol. 23, Iss 7. – P. 881–891.
230. Lambeck K. [et al.]. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene / K. Lambeck [et al.] // *PNAS*. – 2014. – Vol. 111, Iss. 43. – P. 15296–15303.
231. Langmiur C.H. [et al.]. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts / C.H. Langmiur [et al.] // *Earth and Planet Sci. Let.* – 1978. – Vol. 37, Iss. 3. – P. 380–392.
232. Last W.M. Geolimnology of salt lakes / W.M. Last // *Geoscience*. – 2002. – Vol. 6, Iss. 4. – P. 347–369.
233. Leng M.J. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives / M.J. Leng, J.D. Marshall // *Quaternary Sci. Rev.* – 2004. – Vol. 23, Iss. 7-8. – P. 811–831.
234. Li J. [et al.]. Origin of modern dolomite in surface lake sediments on the central and western Tibetan Plateau / J. Li [et al.] // *Quaternary International*. – 2020. – Vol. 544, Iss. D20. – P. 65–75.
235. Li H.C.  $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$  covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes / H.C. Li, T.L. Ku // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1997. – Vol. 133, Iss. 1-2. – P. 69–80.
236. Li Y.H. Distribution patterns of the elements in the ocean: A synthesis / Y.H. Li // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1991. – Vol. 55. – P. 3223–3240.
237. Litt T. [et al.]. «PALEOVAN», International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives / T. Litt [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2009. – Vol. 28. – P. 1555–1567.
238. Liu D. [et al.]. Centennial-scale Asian monsoon variability during the mid-Younger Dryas from Qingtian Cave, Central China / D. Liu [et al.] // *Quat. Res.* – 2013. – Vol. 80, Iss. 2. – P. 199–206.
239. Liu Q. [et al.]. Determination of magnetic carriers of the characteristic remanent of Chinese loess by low-temperature demagnetization / Q. Liu [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2003. – Vol. 216, Iss. 1-2. – P. 175–186.
240. Liu Q. [et al.]. Environmental magnetism: Principles and applications / Q. Liu [et al.] // *Reviews of Geophysics*. – 2012. – Vol. 50, Iss. 4. – P. 1–50.
241. Liutkus C.M. [et al.] Paleoenvironmental interpretation of lake-margin deposits using  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  results from early Pleistocene carbonate rhizoliths, Olduvai Gorge, Tanzania / C.M. Liutkus [et al.] // *Geol. Soc. of America*. – 2005. – Vol. 33, Iss. 5. – P. 377–380.



242. Lowe J.J. Reconstructing quaternary environments / J.J. Lowe, M.J.C. Walker. – 3rd ed. – Abingdon: Routledge, 2015. – 568 p.
243. Lücke A. [et al.]. A Lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany / A. Lücke [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2003. – Vol. 22, Iss. 5. – P. 569–580.
244. Lupker M. [et al.]. Increasing chemical weathering in the Himalayan system since the Last Glacial Maximum / M. Lupker [et al.]. – DOI 10.1016/j.epsl.2013.01.038 // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2013. – Vol. 365. – P. 243–252.
245. Lyons R.P. [et al.]. High amplitude climate variability in a tropical rift-lake: Correlation of drillcore and seismic reflection data in Lake Malawi, East Africa / R.P. Lyons [et al.] // *AAPG Annual Meeting: Search and Discover*. – Long Beach, California, 2007. – Art. 90063.
246. Mackereth F.J.H. On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetization in lake sediments / F.J.H. Mackereth // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1971. – Vol. 12, Iss. 3. – P. 332–338.
247. MacRae N.D. Development of a positive Eu anomaly during diagenesis / N.D. MacRae, H.W. Nesbitt, B.I. Kronberg // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1992. – Vol. 109. – P. 585–591.
248. Magny M. Solar influences on holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric  $^{14}\text{C}$  record / M. Magny // *Quaternary Research*. – 1993. – Vol. 40, Iss. 1. – P. 1–9.
249. Makhnach N. [et al.].  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  in calcite of freshwater carbonate deposits as indicators of climatic and hydrological changes in the Late-Glacial and Holocene in Belarus / N. Makhnach [et al.] // *Journal of Geochemical Exploration*. – 2000. – Vol. 69–70. – P. 435–439.
250. Mandeia M. Geomagnetic and archeomagnetic jerks: where do we stand? / M. Mandeia, N. Olsen // *EOS Transactions AGU*. – 2009. – Vol. 90, Iss. 24. – P. 208–208.
251. Mangerud J. [et al.]. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification / J. Mangerud [et al.] // *Boreas*. – 1974. – Vol. 3, Iss. 3. – P. 109–126.
252. Martinez-Ruiz F. [et al.]. Paleoclimate and paleoceanography over the past 20,000 yr in the Mediterranean Sea Basins as indicated by sediment elemental proxies / F. Martinez-Ruiz [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2014. – Vol. 107. – P. 25–46.
253. Maslennikova A.V. Lateglacial and holocene environmental changes in the Southern Urals reflected in palynological, geochemical and diatom records from the lake Syrytkul sediments / A.V. Maslennikova, V.N. Udachin, P.G. Aminov // *Quaternary International*. – 2016. – Vol. 420, Iss. 28. – P. 65–75.

254. Matasova G.G. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess / palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications / G.G. Matasova, A.Y. Kazansky // *Magnetic Fabric: Methods and Applications*. – London: Geological Society, 2004. – Vol. 238, Iss. 1. – P. 145–173.
255. Mayer B.A. 15,000-year stable isotope record from sediments of Lake Steisslingen, Southwest Germany / B.A. Mayer, L. Schwark // *Chemical Geology*. – 1999. – Vol. 161, Iss. 1-3. – P. 315–337.
256. McKenzie J.A. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment / J.A. McKenzie // *Chemical processes in lakes*. – New York: Wiley, 1985. – P. 99–118.
257. McLennan S.M. Weathering and global denudation / S.M. McLennan. – DOI 10.1086/648222 // *J. Geol.* – 1993. – Vol. 101, Iss. 2. – P. 295–303.
258. Melnikov S.A. Report on heavy metals / S.A. Melnikov // *State of the Arctic Environment*. – Rovaniemi: Arctic Centre Publications, 1991. – P. 82–153.
259. Merilä J. Climate change, adaptation, and phenotypic plasticity: The problem and the evidence / J. Merilä, A.P. Hendry // *Evolutionary Applications*. – 2014. – Vol. 7, Iss. 1. – P. 1–14.
260. Meyers P.A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes / P.A. Meyers // *Organic Geochem.* – 2003. – Vol. 34, Iss. 2. – P. 261–289.
261. Meyers P.A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter / P.A. Meyers // *Chemical Geology*. – 1994. – Vol. 114, Iss. 3-4. – P. 289–302.
262. Minyuk P.S. Geochemical indicators of sedimentation and post-sedimentation events in the lakes of the Northeast of Russia / P.S. Minyuk, V.Y. Borkhodoev // *Sedimentary Basins, Sedimentation and Post-Sedimentation Processes in the Geological History: Proc. VII All-Russ. Lithol. Conf.* – Novosibirsk, 2013. – Vol. 2. – P. 282–285.
263. Minyuk P.S. Inorganic geochemistry data from Lake El'gygytgyn sediments: marine isotope stages 6–11 / P.S. Minyuk, V.Y. Borkhodoev, V. Wennrich // *Climate of the Past*. – 2014. – Vol. 10, Iss. 2. – P. 467–485.
264. Mishra P.K. [et al.]. Inverse relationship between south-west and north-east monsoon during the late Holocene: Geochemical and sedimentological record from Ennamangalam Lake, southern India / P.K. Mishra [et al.] // *Catena*. – 2019. – Vol. 182. – P. 1–10.
265. Mishra P.K. [et al.]. Investigating the role of meltwater versus precipitation seasonality in abrupt Lake-level rise in the high-altitude Tso Moriri Lake (India) / P.K. Mishra [et al.] // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2018. – Vol. 493. – P. 20–29.

266. Monegato G. The Late Pleistocene multifold glaciation in the Alps: Updates and open questions / G. Monegato, C. Ravazzi // *Alpine and Mediterranean Quaternary*. – Florence, 2018. – Vol. 31. – P. 225–229.
267. Myrbo A. Seasonal water-column dynamics of dissolved inorganic carbon stable isotopic compositions ( $\delta^{13}\text{CDIC}$ ) in small hardwater lakes in Minnesota and Montana / A. Myrbo, M.D. Shapley // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2006. – Vol. 70, Iss. 11. – P. 2699–2714.
268. Neel L. Some theoretical aspects of rock magnetism / L. Neel // *Adv. Phys.* – 1955. – Vol. 4, Iss. 14. – P. 191–243.
269. Nesbitt H.W. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H.W. Nesbitt, G.M. Young // *Nature*. – 1982. – Vol. 299. – P. 715–717.
270. Neumann T. [et al.]. Stable isotopes in recent sediments of Lake Arendsee, NE Germany: Response to eutrophication and remediation measures / T. Neumann [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2002. – Vol. 178. – P. 75–90.
271. Nie J. Enhancement mechanisms of magnetic susceptibility in the Chinese red-clay sequence / J.J. Nie, W. King, X. Fang // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – Vol. 34, Iss. 19. – Art. L19705.
272. Novakova T. [et al.]. Distinguishing regional and local sources of pollution by trace metals and magnetic particles in fluvial sediments of the Morava River, Czech Republic / T. Novakova [et al.] // *J Soils Sediments*. – 2013. – Vol. 13. – P. 460–473.
273. Nourgaliev D.K. [et al.]. Paleomagnetic correlation of sedimentary sequences: the use of secular geomagnetic variations for the differentiation and correlation of holocene Aral sea deposits / D.K. Nourgaliev [et al.] // *Izvestiya Physics of the Solid Earth*. – 2007. – Vol. 43, Iss. 10. – P. 836–843.
274. Nuñez R. [et al.]. Organic-geochemical and stable isotope indicators of environmental change in a marl lake, Malham Tarn, North Yorkshire, UK / R. Nuñez [et al.] // *J. Paleolimnology*. – 2002. – Vol. 28, Iss. 4. – P. 403–417.
275. Orombelli G. The late glacial early holocene: Chronology and paleoclimate / G. Orombelli, C. Ravazzi // *Italian Journal of Quaternary Sciences*. – 1996. – Vol. 9, Iss. 2. – P. 439–444.
276. Ojala A.E.K. [et al.]. Seasonal formation of clastic-biogenic varves: The potential for palaeoenvironmental interpretations / A.E.K. Ojala [et al.] // *GFF*. – 2013. – Vol. 135, Iss. 3-4. – P. 237–247.
277. Oldfield F. [et al.]. Particle-size related, mineral magnetic source sediment linkages in the Rhode River catchment, Maryland, USA / F. Oldfield [et al.] // *J. Geol. Soc.* – 1985. – Vol. 142, Iss. 6. – P. 1035–1046.

278. O'Leary M.H. Carbon isotope fractionation in plants / M.H. O'Leary // *Phytochemistry*. – 1981. – Vol. 20, Iss. 4. – P. 553–567.
279. Opitz S. [et al.]. Late Glacial and Holocene development of Lake Donggi Cona, north-eastern Tibetan Plateau, inferred from sedimentological analysis / S. Opitz [et al.] // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2012. – Vol. 337-338. – P. 159–176.
280. Paprocka A. Stable carbon and oxygen isotopes in recent sediments of Lake Wigry, NE Poland: Implications for Lake Morphometry and environmental changes / A. Paprocka // *Terrestrial Ecology*. – 2007. – Vol. 1. – P. 267–281.
281. Parker A. An index of weathering for silicate rocks / A. Parker // *Geol. Mag.* – 1970. – Vol. 107, Iss. 6. – P. 501–504.
282. Peck J.A. [et al.]. A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia: Evidence for Late Quaternary climate change / J.A. Peck [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1994. – Vol. 122, Iss. 1-2. – P. 221–238.
283. Petrovsky E. [et al.]. Low-field magnetic susceptibility: a proxy method of estimating increased pollution of different environmental systems / E. Petrovsky [et al.] // *Environ. Geol.* – 2000. – Vol. 39, Iss. 3. – P. 312–318.
284. Plater A.J. [et al.]. Historical contaminant fluxes in the Tees estuary, UK: Geochemical, magnetic and radionuclide evidence / A.J. Plater [et al.] // *Marine Pollution Bulletin*. – 1998. – Vol. 37. – P. 343–360.
285. Pokorný J. [et al.]. A multi-function kappabridge for high precision measurement of the AMS and the variations of magnetic susceptibility with field, temperature and frequency / J. Pokorný [et al.] // *The Earth's Magnetic Interior*. – 2011. – Vol. 1. – P. 293–301.
286. Porter C.S. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle / C.S. Porter // *Earth Sci. Rev.* – 2001. – Vol. 54, Iss. 1-3. – P. 115–128.
287. Prokopenko A.A. [et al.]. Orbital forcing of continental climate during the Pleistocene: A complete astronomically tuned record from Lake Baikal, SE Siberia / A.A. Prokopenko [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – Vol. 25, Iss. 23. – P. 3431–3457.
288. Prokopenko A.A. Plio-Pleistocene transition in the continental record from Lake Baikal: Diatom biostratigraphy and age model / A.A. Prokopenko, G.K. Khursevich // *Quaternary International*. – 2010. – Vol. 219, Iss. 1-2. – P. 26–36.
289. Puertas C.M. [et al.]. Geochemical processes in a Mediterranean Lake: A high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain / C.M. Puertas [et al.] // *J. Paleolimnol.* – 2011. – Vol. 46, Iss. 3. – P. 405–421.

290. Railsback L.B. [et al.]. The timing, two-pulsed nature, and variable climatic expression of the 4.2 ka event: A review and high-resolution stalagmite data from Namibia / L.B. Railsback [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2018. – Vol. 186, Iss. 5. – P. 78–90.
291. Ranasinghe P. [et al.]. Mid- to late-Holocene Indian winter monsoon variability from a terrestrial record in eastern and southeastern coastal environments of Sri Lanka / P. Ranasinghe [et al.] // *The Holocene*. – 2013. – Vol. 23, Iss. 7. – P. 945–960.
292. Rankama K. *Geochemistry* / K. Rankama, Th.G. Sahama. – Chicago: The University of Chicago Press, 1950. – 912 p.
293. Rapuc W. [et al.]. Holocene-long record of flood frequency in the Southern Alps (Lake Iseo, Italy) under human and climate forcing / W. Rapuc [et al.] // *Global and Planetary Change*. – 2019. – Vol. 175. – P. 160–172.
294. Ravazzi C. An overview of the Quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy / C. Ravazzi // *Italian Journal of Quaternary Sciences*. – 2003. – Vol. 16, Iss. 1 Bis. – P. 11–18.
295. Reille M. *Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord. Suppl. 1. Éditions du Laboratoire de botanique historique et palynology* / M. Reille. – Marseille, France: URA CNRS, 1995. – 327 p.
296. Roberts A.P. Magnetic mineral diagenesis / A.P. Roberts // *Earth. Sci. Rev.* – 2015. – Vol. 151. – P. 1–47.
297. Roberts J.A. [et al.]. Microbial precipitation of dolomite in methanogenic groundwater / J.A. Roberts [et al.] // *Geology*. – 2004. – Vol. 34, Iss. 4. – P. 277–280.
298. Roberts N. [et al.]. Timing of the Younger Dryas event in East Africa from lake-level changes / N. Roberts [et al.] // *Nature*. – 1993. – Vol. 366, Iss. 6451. – P. 146–148.
299. Rollinson H.R. *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation, mineralogical magazine* / H.R. Rollinson. – Routledge, 1994. – 384 p.
300. Routh J. [et al.]. Sedimentary geochemical record of recent environmental changes around Lake Middle Marviken, Sweden / J. Routh [et al.] // *J. Paleolimn.* – 2007. – Vol. 37. – P. 529–545.
301. Roy D.K. Climatic control on the composition of Carboniferous-Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh / D.K. Roy, B.P. Roser // *Gondwana Res.* – 2013. – Vol. 23, Iss. 3. – P. 1163–1171.
302. Rudnick R.L. *Composition of the continental crust* / R.L. Rudnick, S. Gao // *Treatise on Geochemistry* / ed. by H.D. Holland, K.K. Turekian. – Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. – Vol. 3. – P. 1–64.

303. Russell J.M. Climate change and productivity variations recorded by sedimentary sulfur in Lake Edward, Uganda / D.R. Congo / J.M. Russell, J.P. Werne // *Chemical Geology*. – 2009. – Vol. 264. – P. 337–346.
304. SAFYR4W MFK1 Kappabridge Control Software. User Manual. – AGICO, Inc., 2011. – IV, 52 p.
305. Sandeep K. [et al.]. A multi-proxy lake sediment record of Indian summer monsoon variability during the Holocene in southern India / K. Sandeep [et al.] // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2017. – Vol. 476, Iss. B4. – P. 1–14.
306. Sandgren P. Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology / P. Sandgren, I. Snowball // *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. – 2002. – Vol. 2. – P. 217–237.
307. Scheffler K. Global changes during Carboniferous Permian glaciation of Gondwana: Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies / K. Scheffler, S. Hoernes, L. Schwark // *Geology*. – 2003. – Vol. 31, Iss. 7. – P. 605–608.
308. Scholger R. Heavy metal pollution monitoring by magnetic susceptibility measurements applied to sediments of the river Mur (Styria, Austria) / R. Scholger // *Eur. J. Environ. Eng. Geophys.* – 1998. – Vol. 3. – P. 25–37.
309. Schwalb A. Stable isotopes and sediments from Pickerel Lake, South Dakota, USA: A 12 ky record of environmental changes / A. Schwalb, W.E. Dean // *Journal of Paleolimnology*. – 1998. – Vol. 20, Iss. 1. – P. 15–30.
310. Selvaraj K. [et al.]. Late Holocene monsoon climate of North-Eastern Taiwan inferred from elemental (C, N) and isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ) data in lake sediments / K. Selvaraj [et al.] // *Quat. Sci. Rev.* – 2012. – Vol. 37. – P. 48–60.
311. Sernander R. Studier öfver den Gótländska vegetationens utvecklingshistora / R. Sernander. – Uppsala: Akademisk afhandling, 1984. – 112 p.
312. Shoumkova A. Physico-chemical characterization and magnetic separation of coal fly ashes from «Varna», «Bobov Dol» and «Maritza-Istok I» power plants. Bulgaria, II – Magnetic separation / A. Shoumkova // *Journal of Chemical Technology and Metallurgy*. – 2006. – Vol. 41, Iss. 2. – P. 181–186.
313. Siegenthaler U. Correlation of  $^{18}\text{O}$  in precipitation with temperature and altitude / U. Siegenthaler, H. Oeschger // *Nature*. – 1980. – Vol. 285. – P. 314–317.
314. Singh G. Late Cainozoic stratigraphy, palaeomagnetic chronology and vegetational history from Lake George. N.S.W. / G. Singh, N.D. Opdyke, J.M. Bowler // *Journal of the Geological Society of Australia*. – 1981. – Vol. 28, Iss. 3-4. – P. 435–452.

315. Smith B.N. Two categories of  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio for higher plants / B.N. Smith, S. Epstein // *Plant Physiol.* – 1971. – Vol. 47, Iss. 3. – P. 380–384.
316. Sorrel P. [et al.]. Control of wind strength and frequency in the Aral sea basin during the late Holocene / P. Sorrel [et al.] // *Quaternary Research.* – 2007. – Vol. 67, Iss. 3. – P. 371–382.
317. Speranza F.C. [et al.]. Paleoenvironmental reconstruction of the semi-arid Chaco region of Argentina based on multiproxy lake records over the last six hundred years / F.C. Speranza [et al.] // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2019. – Vol. 524, Iss. 1. – P. 85–100.
318. Stocker T.F. Past and future reorganisations in the climate system / T.F. Stocker // *Quaternary Science Reviews.* – 2000. – Vol. 19, Iss. 1. – P. 301–319.
319. Strakhovenko V.D. [et al.]. Mineralogy and geochemistry of suspended matter collected by sedimentary traps in different parts of lake Onego (the first data) / V.D. Strakhovenko [et al.] // *Limnology and Freshwater Biology.* – 2020. – Vol. 4. – P. 507–508.
320. Strzyszcz Z. Magnetic susceptibility of soils in the areas influenced by industrial emissions / Z. Strzyszcz // *Soil Monitoring. Monte Verita.* – Basel: Birkhauser Verlag, 1993. – P. 255–269.
321. Strzyszcz Z. The influence of industrial immissions on the magnetic susceptibility of soils in Upper Silesia / Z. Strzyszcz, T. Magiera, F. Heller // *Studia Geoph. et Geod.* – 1996. – Vol. 40, Iss. 3. – P. 276–286.
322. Stuiver M. The GISP  $\delta^{18}\text{O}$  Climate Record of the Past 16,500 years and the Role of the Sun, Ocean, and Volcanoes / M. Stuiver, P.M. Grootes, T.F. Braziunas // *Quaternary research.* – 1995. – Vol. 44. – P. 341–354.
323. Sun S.S. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.S. Sun, W.F. McDonough // *Geol. Soc. Spec. Publ.* – 1989. – Vol. 42, Iss. 1. – P. 313–345.
324. Sun J. Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments / J. Sun, T. Liu // *Earth Planetary Sci. Lett.* – 2000. – Vol. 180, Iss. 3-4. – P. 287–296.
325. Sun W. [et al.]. Geochemistry of the Holocene sediments of Lake Chenghai, SW China, and its implications for paleoenvironmental reconstruction / W. Sun [et al.] // *Quaternary International.* – 2019. – Vol. 523. – P. 80–88.
326. Talbot M.R. *Lakes* / M.R. Talbot, P.A. Allen // *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* / ed. by H.G. Reading. – Oxford, UK: Blackwell Publishing, 1996. – P. 83–124.

327. Taylor S.R. The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks / S.R. Taylor, S.M. McLennan. – Oxford: Blackwell, 1985. – XVI, 312 p.
328. Thomas E.R. [et al.]. The 8.2 ka event from Greenland ice cores / E.R. Thomas [et al.] // *Quaternary Science Reviews*. – 2007. – Vol. 26, Iss. 1. – P. 70–81.
329. Thompson R. Environmental Magnetism. Allen and Unwin / R. Thompson, F. Oldfield. – Winchester, Mass: Springer Dordrecht, 1986. – 227 p.
330. Thompson R. Magnetic susceptibility and particle size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland / R. Thompson, D.J. Morton // *J. Sedimentary Res.* – 1979. – Vol. 49. – P. 801–811.
331. Thompson R. [et al.]. Magnetic susceptibility of lake sediments / R. Thompson [et al.] // *Limnology and Oceanography*. – 1975. – Vol. 20, Iss. 5. – P. 687–698.
332. Thouveny N. [et al.]. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism / N. Thouveny [et al.] // *Nature*. – 1994. – Vol. 371, Iss. 6497. – P. 503–506.
333. Turney C.S.M. Lacustrine bulk organic  $\delta^{13}C$  in the British Isles during the last glacial-Holocene transition (14-9 ka C-14 BP) / C.S.M. Turney // *Arct. Antarct. Alp. Res.* – 1999. – Vol. 31, Iss. 1. – P. 71–81.
334. Tzedakis P.C. [et al.]. Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years / P.C. Tzedakis [et al.] // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – Vol. 150. – P. 171–176.
335. Tzedakis P.C. The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon: revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends / P.C. Tzedakis, H. Hooghiemstra, H. Pälike // *Quaternary Science Reviews*. – 2006. – Vol. 25, Iss. 23. – P. 3416–3430.
336. Van der Weil A.M. Palynology of the 112.8\_197.8 m interval of the core Tenaghi Philippon II. Middle Pleistocene, Greece / A.M. Van der Weil, T.A. Wijmstra // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 1987b. – Vol. 52. – P. 89–117.
337. Van der Weil A.M. Palynology of the lower part (78\_120 m) of the core Tenaghi Philippon II. Middle Pleistocene, Greece / A.M. Van der Weil, T.A. Wijmstra // *Review of Palaeobotany and Palynology*. – 1987a. – Vol. 52. – P. 73–88.
338. Van Lith Y. [et al.]. Bacterial sulfate reduction and salinity two controls on dolomite precipitation in Lagoa Vermelha and Brejo do Espinho (Brazil) / Y. van Lith [et al.] // *Hydrobiologia*. – 2002. – Vol. 485. – P. 35–49.



339. Vasconcelos C. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil) / C. Vasconcelos, J.A. McKenzie // *J. Sediment. Res.* – 1997. – Vol. 67. – P. 378–390.
340. von Grafenstein U. [et al.]. A 200 year mid-European air temperature record preserved in lake sediments: An extension of the  $\delta^{18}O_p$ -air temperature relation into the past / U. von Grafenstein [et al.] // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1996. – Vol. 60. – P. 4025–4036.
341. Vreča P. Carbon cycling at the sediment-water interface in a eutrophic mountain lake (Jezero na Planini pri Jezeru, Slovenia) / P. Vreča // *Organic Geochemistry.* – 2003. – Vol. 34. – P. 671–680.
342. Wachniew P. Carbon budget of a mid-latitude, groundwater-controlled lake: Isotopic evidence for the importance of dissolved inorganic carbon recycling / P. Wachniew, K. Rózański // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1997. – Vol. 61, Iss. 12. – P. 2453–2465.
343. Walker M. [et al.]. Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/subseries / M. Walker [et al.] // *Episodes.* – 2018. – Vol. 41, Iss. 4. – P. 213–223.
344. Walker M. [et al.]. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) / M. Walker [et al.] // *Journal of Quaternary Science.* – 2012. – Vol. 27, Iss. 7. – P. 649–659.
345. Walker M. [et al.]. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a summary / M. Walker [et al.] // *Journal of the Geological Society of India.* – 2019b. – Vol. 93. – P. 135–141.
346. Walker M. [et al.]. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalisation of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes / M. Walker [et al.] // *Journal of Quaternary Science.* – 2019a. – Vol. 34, Iss. 3. – P. 173–186.
347. Wang E. [et al.]. Climate, agricultural production and hydrological balance in the North China Plain / E. Wang [et al.] // *International Journal of Climatology.* – 2008. – Vol. 28, Iss. 14. – P. 1959–1970.
348. Wang G. [et al.]. Tracer techniques in aeolian research: Approaches, applications, and challenges / G. Wang [et al.] // *Earth Sci. Rev.* – 2017a. – Vol. 17. – P. 1–16.
349. Wang S. Climate in China during the four special periods in Holocene / S. Wang, D. Gong // *Progress in Natural Sciences.* – 2000. – Vol. 10, Iss. 5. – P. 379–386.
350. Wanner H. [et al.]. Mid- to Late Holocene climate change: an overview / H. Wanner [et al.] // *Quaternary Science Reviews.* – 2008. – Vol. 27, Iss. 19-20. – P. 1791–1828.

351. Watts W.A. Vegetation history and palaeoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy / W.A. Watts, J.R.M. Allen, B. Huntley // *Quaternary Science Reviews*. – 1996. – Vol. 15, Iss. 2-3. – P. 133–153.
352. Wetzel R.G. *Limnology: Lake and river ecosystems* / R.G. Wetzel. – San Diego: Academic Press, 2001a. – 1006 p.
353. Wetzel R.G. *Limnology* / R.G. Wetzel. – Philadelphia: Academic Press, 2001b. – 850 p.
354. Woillard G.M. Grande Pile peat bog: A continuous pollen record for the past 140,000 years / G.M. Woillard // *Quaternary Research*. – 1978. – Vol. 9, Iss. 1. – P. 1–21.
355. Wright D.T. Precipitation of dolomite using sulphate-reducing bacteria from the Coorong Region, South Australia: significance and implications / D.T. Wright, D. Wacey // *Sedimentology*. – 2005. – Vol. 52, Iss. 5. – P. 987–1008.
356. Wright D.T. The role of sulphate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia / D.T. Wright // *Sediment. Geol.* – 1999. – Vol. 126, Iss. 1-4. – P. 147–157.
357. Xiao J. [et al.]. A model for linking grain-size component to lake level status of a modern clastic lake / J. Xiao [et al.] // *J. Asian Earth Sci.* – 2013. – Vol. 69, Iss. 5. – P. 149–158.
358. Xiao J. [et al.]. Holocene climate changes in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia / J. Xiao [et al.] // *The Holocene*. – 2006. – Vol. 16, Iss. 4. – P. 551–560.
359. Xiao J. [et al.]. Partitioning of the grain-size components of Dali Lake core sediments: evidence for lake-level changes during the Holocene / J. Xiao [et al.] // *J. Paleolimnol.* – 2009. – Vol. 42, Iss. 2. – P. 249–260.
360. Xu G. [et al.]. High-resolution clay mineral and major elemental characterization of a Permian-Triassic terrestrial succession in southwestern China: Diagenetic and paleoclimatic/paleoenvironmental significance / G. Xu [et al.]. – DOI 10.1016/j.palaeo.2017.05.027 // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2017. – Vol. 481. – P. 77–93.
361. Xue J. Changes in C3 and C4 plant abundances reflect climate changes from 41,000 to 10,000 yr ago in Northern Leizhou Peninsula, South China / J. Xue, W. Zhong, J. Cao // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* – 2014. – Vol. 396. – P. 173–182.
362. Yan D.T. [et al.]. Large-scale climatic fluctuations in the latest Ordovician on the Yangtze block, South China / D.T. Yan [et al.] // *Geology*. – 2010. – Vol. 38, Iss. 7. – P. 599–602.
363. Yancheva G. [et al.]. Influence of the intertropical convergence zone on the East Asian monsoon / G. Yancheva [et al.] // *Nature*. – 2007. – Vol. 445, Iss. 7123. – P. 74–77.

364. Yang J.H. [et al.]. Global continental weathering trends across the Early Permian glacial to postglacial transition: Correlating high- and low-paleoaltitude sedimentary records / J.H. Yang [et al.]. – DOI 10.1130/G35892.1 // *Geology*. – 2014. – Vol. 42, Iss. 10. – P. 835–838.

365. Zhang J. [et al.]. Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: a review and synthesis / J. Zhang [et al.] // *Quat. Sci. Rev.* – 2011. – Vol. 30, Iss. 15. – P. 1973–1987.

366. Zhang W. [et al.]. Lake sediment records on climate change and human activities in the Xingyun lake catchment, SW China / W. Zhang [et al.] // *PLoS ONE*. – 2014. – Vol. 9, Iss. 7. – Art. e102167.

367. Zheng Y. [et al.]. Sedimentation on the inner shelf of the East China Sea: Magnetic properties, diagenesis and paleoclimate implications / Y. Zheng [et al.] // *Marine Geology*. – 2010. – Vol. 268, Iss. 1-4. – P. 34–42.

Таблица 1 – Статистические данные литохимических и минеральных индикаторов условий осадконакопления озера Банное\*

\* Примечание: составлено автором

		Голоцен			
		Зона 1 (Г1) Интервал 508-404 см, ~12500-8860 к.л.н.	Зона 2 (Г2) Интервал 404-322 см, ~8860-7400 к.л.н.	Зона 3 (Г3) Интервал 322-78 см, ~7400-2600 к.л.н.	Зона 4 (Г4) Интервал 78-2 см, ~2600-900 к.л.н.
		От-до/среднее			
Гранулометрически е показатели	Медианный размер зерна (Md), мм	<u>0,016 – 0,018</u> 0,017	<u>0,017 – 0,019</u> 0,018	<u>0,014 – 0,018</u> 0,016	<u>0,014 – 0,018</u> 0,016
	Пелитовая фракция, %	<u>9,54 – 26,27</u> 16,10	<u>13,79 – 14,82</u> 14,31	<u>14,19 – 17,73</u> 16,32	<u>12,21 – 16,65</u> 14,18
	Псаммитовая фракция, %	<u>2,76 – 18,46</u> 12,72	<u>19,30 – 23,45</u> 21,38	<u>10,54 – 26,71</u> 15,73	<u>12,50 – 21,26</u> 17,73
	Алевритовая фракция, %	<u>66,42 – 78,12</u> 71,78	<u>62,76 – 65,88</u> 64,32	<u>56,39 – 75,27</u> 67,95	<u>66,53 – 70,85</u> 68,09
Минеральные показатели	Аллоитогенные минералы, %	<u>66,89 – 89,29</u> 79,51	<u>72,90 – 88,30</u> 80,39	<u>74,07 – 88,30</u> 85,19	<u>80,33 – 88,83</u> 84,97
	Карбонатные минералы, %	<u>2,10 – 32,29</u> 13,96	<u>2,61 – 20,04</u> 11,79	<u>1,43 – 18,17</u> 6,00	-
	Кальцит, %	<u>4,40 – 27,28</u> 11,89	<u>2,61 – 20,04</u> 11,17	<u>1,76 – 16,30</u> 6,29	-
	Доломит, %	<u>0,65 – 2,10</u> 1,12	<u>0,73 – 1,75</u> 1,24	<u>1,43 – 2,28</u> 1,71	-
	Арагонит, %	<u>4,01 – 7,28</u> 5,86	-	-	-
	Пирит, %	<u>0,90 – 2,13</u> 1,59	<u>1,15 – 2,24</u> 1,53	<u>0,89 – 1,53</u> 1,10	-
	Кристобалит +тридимит	<u>2,20 – 3,38</u> 2,83	<u>3,09 – 3,68</u> 3,45	<u>3,13 – 7,83</u> 4,97	<u>5,64 – 10,43</u> 7,82

Геохимические показатели	Фактор F1	$\frac{0,58 - 2,63}{1,47}$	$\frac{-0,77 - 1,16}{0,41}$	$\frac{-1,12 - 0,31}{-0,42}$	$\frac{-1,3 \dots - 1,91}{-1,17}$
	Фактор F2	$\frac{-2,04 - 1,81}{-0,24}$	$\frac{-2,14 - 1,82}{0,004}$	$\frac{-1,97 - 2,31}{0,0004}$	$\frac{-0,39 - 1,52}{00,34}$
	Фактор F3	$\frac{-2,41 - 1,31}{-0,91}$	$\frac{-0,52 - 2,31}{0,95}$	$\frac{-1,32 - 1,56}{-0,11}$	$\frac{-1,39 \dots - 0,21}{-0,68}$
	Фактор F4	$\frac{-1,95 - 2,24}{-0,25}$	$\frac{-1,02 - 1,65}{0,12}$	$\frac{-1,94 - 1,83}{0,30}$	$\frac{-2,35 - 0,23}{-0,77}$
	Фактор F5	$\frac{-2,79 - 2,6}{-0,11}$	$\frac{-1,22 - 0,48}{-0,21}$	$\frac{-1,13 - 1,04}{0,02}$	$\frac{-0,87 - 2,28}{0,32}$
	CIA	$\frac{68,99 - 71,86}{70,18}$	$\frac{69,25 - 72,64}{70,16}$	$\frac{68,53 - 75,69}{71,90}$	$\frac{69,97 - 74,39}{72,83}$
	Zr/Ti	$\frac{0,02 - 0,03}{0,02}$	$\frac{0,02 - 0,02}{0,02}$	$\frac{0,01 - 0,02}{0,02}$	$\frac{0,01 - 0,04}{0,02}$
	Al/Si	$\frac{0,24 - 0,33}{0,29}$	$\frac{0,22 - 0,30}{0,26}$	$\frac{0,19 - 0,28}{0,23}$	$\frac{0,19 - 0,25}{0,22}$
	ICV	$\frac{1,26 - 1,43}{1,34}$	$\frac{1,27 - 1,51}{1,37}$	$\frac{1,22 - 1,46}{1,31}$	$\frac{1,24 - 1,37}{1,32}$
	WIP	$\frac{27,13 - 31,76}{29,42}$	$\frac{20,87 - 29,30}{26,65}$	$\frac{15,61 - 26,43}{22,00}$	$\frac{15,10 - 20,07}{18,87}$
	CIA_corr	$\frac{75,76 - 80,70}{77,14}$	$\frac{75,40 - 79,06}{76,54}$	$\frac{74,10 - 82,22}{77,95}$	$\frac{75,76 - 80,53}{78,88}$
	PIA	$\frac{73,35 - 78,07}{74,70}$	$\frac{73,08 - 77,10}{74,25}$	$\frac{71,86 - 80,62}{75,99}$	$\frac{73,63 - 78,63}{77,04}$
	CIW	$\frac{75,85 - 80,80}{77,23}$	$\frac{75,49 - 79,16}{76,63}$	$\frac{74,18 - 82,32}{78,04}$	$\frac{75,85 - 80,63}{78,97}$
	U/Th	$\frac{0,31 - 0,61}{0,47}$	$\frac{0,44 - 0,71}{0,56}$	$\frac{0,43 - 0,64}{0,53}$	$\frac{0,54 - 0,70}{0,60}$
	Eu-аномалия	$\frac{0,07 - 0,10}{0,09}$	$\frac{0,09 - 0,12}{0,10}$	$\frac{0,10 - 0,15}{0,12}$	$\frac{0,13 - 0,15}{0,14}$

	TOC, %	<u>1,56 – 9,02</u> 5,35	<u>7,08 – 9,48</u> 8,42	<u>8,00 – 13,92</u> 10,66	<u>13,06 – 16,41</u> 14,70
	TN, %	<u>0,24 – 1,07</u> 0,58	<u>0,64 – 1,26</u> 0,91	<u>0,78 – 1,75</u> 1,27	<u>1,39 – 2,24</u> 1,77
	TS, %	<u>0,06 – 0,57</u> 0,39	<u>0,20 – 0,79</u> 0,45	<u>0,07 – 0,68</u> 0,24	<u>0,06 – 0,23</u> 0,15
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (VPDB), ‰	<u>-26,27 ... - 25,32</u> -25,56	<u>-25,57 ... - 24,78</u> -25,18	<u>-26,78 ... - 24,22</u> -25,54	<u>-27,65 ... - 26,15</u> -26,82
	TIC, %	<u>0,43 – 3,89</u> 1,89	<u>0,05 – 3,40</u> 1,62	<u>0,42 – 4,86</u> 1,99	<u>0,03 – 2,55</u> 1,47
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (VPDB), ‰	<u>-8,01 – 1,32</u> -2,09	<u>-8,41 – 2,40</u> -2,58	<u>-18,41 – 2,40</u> -8,09	<u>-17,09 ... - 8,26</u> -13,65
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (VPDB), ‰	<u>-17,23 ... - 5,31</u> -9,82	<u>-17,97 ... - 6,41</u> -13,06	<u>-22,25 ... - 9,08</u> -16,61	<u>-21,74 ... - 17,12</u> -19,50
Магнитные параметры	MB	<u>1,07 – 1,85</u> 1,50	<u>1,13 – 1,82</u> 1,41	<u>0,93 – 1,94</u> 1,35	<u>1,13 – 3,63</u> 1,13
	k_para	<u>5,29 – 8,29</u> 6,98	<u>5,16 – 9,18</u> 7,22	<u>5,05 – 7,50</u> 6,07	<u>4,56 – 6,52</u> 5,26
	k_ferro	<u>1,49 – 6,75</u> 4,47	<u>3,25 – 5,29</u> 4,60	<u>3,13 – 7,89</u> 4,40	<u>4,08 – 26,54</u> 9,56
	k_super	<u>0,02 – 0,06</u> 0,04	<u>0,03 – 0,06</u> 0,04	<u>0,02 – 0,07</u> 0,04	<u>0,03 – 0,21</u> 0,08

Таблица 2 – Статистические данные литохимических и минеральных индикаторов условий осадконакопления озера Сабакты\*

\* Примечание: составлено автором.

		Плейстоцен	Голоцен			
		В. Плейстоцен Интервал 294-238 см, ~26000 – 11700 к.л.н.	Зона 1 (Г1) Интервал 238-214 см, ~11700 – 10130 к.л.н.	Зона 2 (Г2) 214-178 см, ~10130-7300 к.л.н.	Зона 3 (Г3) Интервал 178- 60см, ~7300-1950 к.л.н.	Зона 4 (Г4) Интервал 60-2 см, ~1950–1000 к.л.н.
Гранулометрические показатели	Медианный размер зерна (Md), мм	<u>0,014 – 0,021</u> 0,017	<u>0,018 – 0,044</u> 0,031	<u>0,019 – 0,033</u> 0,025	<u>0,016 – 0,056</u> 0,033	<u>0,018 – 0,022</u> 0,020
	Пелитовая фракция, %	<u>13,67 – 16,41</u> 15,18	<u>10,19 – 11,36</u> 10,78	<u>9,04 – 12,32</u> 10,27	<u>1,37 – 12,35</u> 7,67	<u>8,10 – 13,60</u> 10,84
	Псаммитовая фракция, %	<u>16,23 – 30,55</u> 22,02	<u>25,79 – 50,96</u> 38,38	<u>22,23 – 41,06</u> 30,38	<u>12,02 – 65,39</u> 37,22	<u>25,00 – 26,52</u> 25,76
	Алевритовая фракция, %	<u>53,68 – 67,36</u> 62,80	<u>38,85 – 62,86</u> 50,85	<u>49,50 – 65,45</u> 59,35	<u>33,24 – 76,30</u> 55,11	<u>61,40 – 65,38</u> 63,39
Минеральные показатели	Аллотигенные минералы, %	<u>64,07 – 87,16</u> 82,15	<u>65,90 – 85,82</u> 76,25	<u>81,63 – 91,76</u> 87,84	<u>27,57 – 96,25</u> 71,77	<u>41,51 – 81,00</u> 64,82
	Карбонатные минералы, %	<u>11,94 – 33,96</u> 17,24	<u>7,45 – 32,22</u> 22,54	<u>1,79 – 9,43</u> 4,29	<u>1,87 – 69,92</u> 24,03	<u>5,57 – 52,12</u> 28,84
	Кальцит, %	<u>10,92 – 33,27</u> 16,29	<u>6,17 – 31,22</u> 21,78	<u>4,64 – 8,51</u> 6,62	<u>1,34 – 68,89</u> 24,24	<u>1,87 – 52,12</u> 1,87
	Доломит, %	<u>0,69 – 2,62</u> 1,19	<u>1,01 – 1,28</u> 1,14	<u>0,92 – 3,78</u> 2,07	<u>0,57 – 2,89</u> 1,64	<u>3,70 – 3,70</u> 3,70
	Пирит, %	<u>0,55 – 1,97</u> 1,22	<u>1,88 – 4,58</u> 3,55	<u>1,88 – 8,44</u> 5,42	<u>1,18 – 4,96</u> 2,91	<u>1,44 – 2,00</u> 1,80

	Кристобалит +тридимит		<u>2,55 – 2,55</u> 2,55	<u>4,34 – 5,08</u> 4,71	<u>5,48 – 13,85</u> 8,95	<u>6,37 – 25,70</u> 16,37
	Фактор F1	<u>1,29 – 1,67</u> 1,49	<u>0,01 – 0,92</u> 0,46	<u>–1,16 – 0,72</u> –0,05	<u>–1,33 – 0,52</u> –0,56	<u>–1,69 ... – 0,27</u> –0,98
Геохимические показатели	Фактор F2	<u>–1,34 ... – 0,32</u> –0,62	<u>–0,84 – 0,20</u> –0,32	<u>0,25 – 0,94</u> 0,61	<u>–1,88 – 1,66</u> 0,10	<u>–0,31 – 1,05</u> 0,37
	Фактор F3	<u>–0,79 – 1,10</u> 0,64	<u>–0,66 ... – 0,54</u> –0,60	<u>–2,19 ... – 0,36</u> –1,50	<u>–1,45 – 1,13</u> 0,10	<u>0,15 – 1,16</u> 0,66
	CIA	<u>72,10 – 74,96</u> 73,47	<u>69,63 – 71,88</u> 70,75	<u>67,57 – 72,85</u> 70,49	<u>67,76 – 73,37</u> 69,56	<u>71,68 – 74,24</u> 73,32
	Zr/Ti	<u>0,02 – 0,03</u> 0,03	<u>0,02 – 0,03</u> 0,02	<u>0,02 – 0,02</u> 0,02	<u>0,01 – 0,05</u> 0,02	<u>0,01 – 0,05</u> 0,03
	Al/Si	<u>0,18 – 0,36</u> 0,32	<u>0,31 – 0,33</u> 0,32	<u>0,31 – 0,34</u> 0,32	<u>0,18 – 0,32</u> 0,25	<u>0,14 – 0,32</u> 0,31
	ICV	<u>1,09 – 1,42</u> 1,15	<u>1,37 – 1,70</u> 1,53	<u>1,18 – 2,15</u> 1,62	<u>1,37 – 2,51</u> 1,77	<u>1,45 – 1,76</u> 1,56
	WIP	<u>22,98 – 36,91</u> 32,77	<u>21,00 – 27,38</u> 24,19	<u>15,70 – 26,08</u> 21,43	<u>10,36 – 24,13</u> 16,24	<u>10,12 – 18,25</u> 12,64
	CIA_corr	<u>80,56 – 82,53</u> 81,76	<u>77,02 – 79,74</u> 78,38	<u>74,17 – 79,82</u> 77,19	<u>73,32 – 80,22</u> 75,99	<u>78,12 – 82,23</u> 80,39
	PIA	<u>78,19 – 80,72</u> 79,58	<u>74,50 – 77,36</u> 75,93	<u>71,63 – 77,78</u> 74,92	<u>71,01 – 78,28</u> 73,77	<u>76,28 – 80,21</u> 78,48
	CIW	<u>80,83 – 82,72</u> 81,94	<u>77,32 – 79,87</u> 78,60	<u>74,57 – 79,94</u> 77,38	<u>73,44 – 80,35</u> 76,32	<u>78,56 – 82,39</u> 80,62
	U/Th	<u>0,06 – 0,09</u> 0,06	<u>0,08 – 0,13</u> 0,11	<u>0,09 – 0,14</u> 0,12	<u>0,11 – 0,36</u> 0,18	<u>0,13 – 0,20</u> 0,17
	Eu-аномалия	<u>0,22 – 0,52</u> 0,30	<u>0,47 – 0,58</u> 0,53	<u>0,43 – 0,58</u> 0,51	<u>0,44 – 1,17</u> 0,69	<u>0,65 – 0,92</u> 0,80
	ТОС, %	<u>0,26 – 4,49</u> 1,12	<u>14,40 – 20,00</u> 16,68	<u>13,65 – 21,68</u> 15,67	<u>7,79 – 29,97</u> 16,77	<u>21,16 – 23,33</u> 21,99



	TN, %	<u>0,04 – 0,30</u> 0,11	<u>1,02 – 1,26</u> 1,18	<u>1,16 – 1,68</u> 1,36	<u>1,02 – 2,45</u> 1,69	<u>2,09 – 2,75</u> 2,50
	TS, %	<u>0,05 – 0,58</u> 0,16	<u>2,42 – 2,42</u> 2,42	<u>2,34 – 3,17</u> 2,75	<u>0,80 – 2,56</u> 1,58	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (VPDB), ‰	<u>-28,40 ... - 23,96</u> -25,15	<u>-28,34 ... - 26,26</u> -26,98	<u>-28,40 ... - 25,98</u> -27,52	<u>-29,62 ... - 24,28</u> -26,42	<u>-29,50 ... - 27,22</u> -28,47
	TIC	<u>1,34 – 1,68</u> 1,50	<u>2,47 – 2,47</u> 2,47	<u>0,85 – 2,28</u> 1,42	<u>1,24 – 9,84</u> 4,77	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (VPDB), ‰	<u>-2,82 ... - 0,75</u> -1,45	<u>-2,29 – 2,67</u> 0,57	<u>-20,86 ... - 2,04</u> -12,30	<u>-16,94 – 5,40</u> -0,74	<u>-14,68 – 0,30</u> -5,72
	$\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ (VPDB), ‰	<u>-8,58 ... - 6,91</u> -7,57	<u>-10,81 ... - 8,56</u> -9,75	<u>-18,22 ... - 10,82</u> -14,38	<u>-18,77 ... - 3,35</u> -8,90	<u>-15,95 ... - 8,06</u> -11,43
	Магнитные параметры	MB	<u>1,00 – 2,66</u> 1,93	<u>0,67 – 1,09</u> 0,87	<u>0,80 – 1,03</u> 0,92	<u>0,48 – 1,50</u> 1,04
k_para		<u>7,22 – 10,11</u> 9,19	<u>5,02 – 8,04</u> 6,55	<u>5,97 – 7,81</u> 6,93	<u>1,95 – 8,27</u> 5,07	<u>3,23 – 8,08</u> 4,79
k_ferro		<u>1,00 – 12,33</u> 7,09	<u>0,57 – 1,21</u> 0,72	<u>0,55 – 0,96</u> 0,78	<u>1,08 – 10,87</u> 3,70	<u>4,88 – 35,17</u> 17,44
k_super		<u>0,01 – 0,25</u> 0,07	<u>0,01 – 0,03</u> 0,01	<u>0,01 – 0,03</u> 0,02	<u>0,02 – 0,09</u> 0,05	<u>0,05 – 0,23</u> 0,11