

Издается Санкт-Петербургским горным
университетом императрицы Екатерины II

С 1907 ГОДА

ISSN 2411-3336
E-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ



ТОМ 280

№ 4 • 2026

SCOPUS (Q1, CITESCORE — 8,8)
WEB OF SCIENCE (Q1, JIF — 2,9)
SJR 2025 — 1,222

WWW.PMI.SPMI.RU



Рецензируемый научный журнал «Записки Горного института» с 1907 года издается Санкт-Петербургским горным университетом императрицы Екатерины II – первым высшим техническим учебным заведением России, основанным в 1773 году Указом Екатерины II как воплощение идей Петра I и М.В.Ломоносова о подготовке инженеров для развития горнозаводского дела.

На базе Санкт-Петербургского горного университета императрицы Екатерины II работает Международный центр компетенций в горнотехническом образовании под эгидой ЮНЕСКО, способствующий активному взаимодействию журнала с международным научным сообществом.

Цель журнала – создание информационного пространства, в котором отечественные и зарубежные ученые смогут представить результаты теоретических и эмпирических исследований, посвященных проблемам минерально-сырьевого комплекса. Журнал привлекает ведущих специалистов к публикации научных статей и содействует их продвижению в международное научное пространство.

Публикуемые статьи освещают вопросы геологии, геотехнологии и инженерной геологии, горного и нефтегазового дела, обогащения, энергетики, геоэкологии и безопасности жизнедеятельности, экономики сырьевых отраслей.

Журнал индексируется Scopus (Q1, CiteScore – 8,8), Web of Science (JCR – Q1, JIF – 2,9), SJR 2025 – 1,222, DOAJ, RSCI, GeoRef, Islamic World Science Citation Database (ISC), Google Scholar, РИНЦ, входит в Белый список Министерства образования и науки РФ (уровень 1), приравнен к журналам из перечня ВАК (категория K1).

Журнал выходит 6 раз в год. Средний срок до первого решения – 1 месяц.

Статьи публикуются на безвозмездной основе. Перевод предоставляется автором.

На обложке экспонат Горного музея – крупные таблитчатые кристаллы самородной сурьмы оловянно-белого цвета в мелкозернистой карбонатной породе, окрашенной сурьмяными охрами, Франция. Самородная сурьма – минерал, сравнительно редко встречающийся в природе в чистом виде (химический элемент сурьма). Наибольшее промышленное значение имеет другой минерал сурьмы – стибнит (антимонит, «сурьмяной блеск»).

Горный музей – третья в мире по величине естественно-научная экспозиция, имеет более 230 тысяч экспонатов, среди которых драгоценные металлы и камни, уникальные коллекции минералов, руд, горных пород, палеонтологических остатков, метеоритов, собрание моделей и макетов горной и горнозаводской техники, изделия камнерезного и ювелирного искусства.

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА



РЕЦЕНЗИРУЕМЫЙ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Издаётся с 1907 года

ISSN 2411-3336
e-ISSN 2541-9404

Том 280

№ 4 • 2026

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

Учредитель Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

В.С.Литвиненко, д-р техн. наук, профессор, академик Международной академии наук высшей школы, РАЕН, РАГН, МАНЭБ, ректор
(Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

ЗАМЕСТИТЕЛЬ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

С.Г.Скублов, д-р геол.-минерал. наук, профессор, член Российского минералогического общества, эксперт Российского научного фонда и РАН (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

ОТВЕТСТВЕННЫЙ СЕКРЕТАРЬ

С.В.Синявина, канд. техн. наук, директор издательского дома (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

О.Е.Аксютин, д-р техн. наук, чл.-кор. РАН, заместитель председателя правления, начальник департамента (ПАО «Газпром», Москва, Россия)

А.А.Барях, д-р техн. наук, профессор, академик РАН, научный руководитель (Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия)

В.Н.Бричкин, д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой современного естествознания (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

С.Г.Гендлер, д-р техн. наук, профессор, академик РАЕН, зав. кафедрой безопасности производства (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

О.М.Ермилов, д-р техн. наук, профессор, академик РАН, РАГН, зам. главного инженера по науке (ООО «Газпром добыча Надым» ПАО «Газпром», Надым, Россия)

В.П.Зубов, д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой разработки месторождений подземным способом (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

А.В.Козлов, д-р геол.-минерал. наук, член Российского минералогического общества, зав. кафедрой геологии и разведки месторождений полезных ископаемых (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

А.Д.Куранов, канд. техн. наук, директор по проектированию технологических дисциплин (ООО «Институт Гипроникель», Санкт-Петербург, Россия)

Ю.Б.Марин, д-р геол.-минерал. наук, профессор, чл.-кор. РАН, почетный президент (Российское минералогическое общество, Санкт-Петербург, Россия)

В.А.Моренов, канд. техн. наук, доцент (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

М.А.Пашкевич, д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой геоэкологии (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

Т.В.Пономаренко, д-р экон. наук, профессор (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

О.М.Прищепа, д-р геол.-минерал. наук, профессор, академик РАЕН, проректор по научной деятельности (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

А.Г.Протосеня, д-р техн. наук, профессор (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

А.А.Тронин, д-р геол.-минерал. наук, директор (Санкт-Петербургский научно-исследовательский центр экологической безопасности РАН, Санкт-Петербург, Россия)

В.Л.Трушко, д-р техн. наук, профессор, академик Международной академии наук высшей школы, РАЕН, РАГН, МАНЭБ, зав. кафедрой механики (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

П.С.Цветков, д-р экон. наук, доцент (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

А.Е.Череповицын, д-р экон. наук, профессор, зав. кафедрой, организации и управления (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

Я.Э.Шклярский, д-р техн. наук, профессор, зав. кафедрой общей электротехники (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия)

Олег Анцуткин, профессор (Технологический университет, Лулео, Швеция)

Габриэль Вейсс, д-р наук, профессор, проректор по научной и исследовательской деятельности (Технический университет, Кошице, Словакия)

Хал Гургенчи, профессор (Школа горного машиностроения Квинслендского университета, Брисбен, Австралия)

Эдвин Крое, д-р наук, профессор (Институт неорганической химии Фрайбергской горной академии, Фрайберг, Германия)

Чжоу Фубао, д-р наук, профессор, вице-президент (Китайский горно-технологический университет, Пекин, Китай)

Чжао Юэмин, д-р наук, профессор, директор научного комитета (Китайский горно-технологический университет, Пекин, Китай)

Разделы

•Геология •Геотехнология и инженерная геология •Экономика сырьевых отраслей •Энергетика

Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций
Свидетельство о регистрации ПИ № ФС 77-70453 от 20 июля 2017 г.

Лицензия ИД № 06517 от 09.01.02

Редакция: начальник РИЦ В.Л.Лебедев, редакторы Е.С.Дрибинская, М.Г.Хачирова, Л.В.Набиева, А.И.Яковлева, Е.Д.Бокарева
Библиограф А.А.Белова. Компьютерная верстка Н.Н.Седых, В.И.Каширина, Е.А.Головинская

© Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, 2026
Дата выхода в свет 10.09.2026. Формат 60 × 84/8. Уч.-изд.л. 42.
Тираж 100 экз. Заказ 440. Отпечатано в РИЦ Санкт-Петербургского
горного университета императрицы Екатерины II. Свободная цена.

Адрес редакции и издателя: 21-я линия, 2, Санкт-Петербург, Россия, 199106
Тел. +7 (812) 328-8416; +7 (812) 328-8216;
E-mail: pmi@spmi.ru Сайт журнала: pmi.spmi.ru



СОДЕРЖАНИЕ

Малов Г.И., Страховенко В.Д., Овдина Е.А., Малов В.И. Оценка скоростей депонирования углерода донными отложениями малых озер юга Западной Сибири	3
Алексеев П.И., Васильев Е.А. Исследование «колчеданского янтаря» с помощью ИК-спектро- скопии.....	16
Борейко Д.А., Цхадая Н.Д., Сериков Д.Ю., Хламов В.А. Совершенствование конструкции наддолотного калибрующе-эжекционного устройства для повышения эффективности разруше- ния горных пород в процессе строительства скважин.....	27
Кучин В.Н., Буслаев Г.В., Сидоров В.А., Зубкова О.С. Исследование тампонажных раство- ров с применением хромсодержащего катализаторного шлама для крепления скважин в зоне многолетнемерзлых пород.....	37
Юсупова А.Р., Нургадиева Н.Г. Литологические особенности осадков озер Большое Миас- сово и Малое Миассово (Южный Урал, Россия)	47
Сокол Э.В., Половых А.С., Кох С.Н., Карпутин И.С., Козьменко О.А. Изоморфная емкость мелилитовых твердых растворов при параметрах пирогенного метаморфизма	70
Бембеев Д.Б., Меренкова С.И., Самсонов А.А., Габдуллин Р.Р. Минералого-геохимические особенности углей Мугунского месторождения и источники сноса в период их формирования.....	85
Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Жданова В.С., Власенко Н.С. Особенности морфологии, внутреннего строения и состава самородного золота Мурзинской группы россыпей (Средний Урал): определения коренных источников и условий формирования россыпей золота....	104
Козлова И.А., Бирюлин С.В., Юрков А.К. Возможности радонового мониторинга в кратко- срочном прогнозе землетрясений	122
Иванов А.В., Габдуллин Р.Р., Меренкова С.И., Самсонов А.А., Чистякова А.В., Аяцков Д.Ф., Винник М.А., Погосев Е.Ю., Тельнов А.Е., Чуриков Ю.А., Анисимов Н.Н., Бадулина Н.В. Микрофрагменты метеорита Саратов в магнитной фракции современных почв: поиск и иден- тификация	131
Риази М., Мехраджу Х., Дабири М.-С., Исмаилова Дж., Риази М. Прогнозирование тем- пературы образования газовых гидратов с использованием гибридного подхода на основе искус- ственного интеллекта и эмпирических данных	145
Лунина О.В., Низовцев А.С. Особенности полевой съемки и автоматизированной обработки цифровых моделей обнажений горных пород при анализе трещиноватости.....	163
Ракитин И.В., Васильев Д.А., Большунов А.В., Ожигин А.Ю. Анализ технико-технологи- ческого комплекса исследований подледниковых озер Антарктиды	176



Оценка скоростей депонирования углерода донными отложениями малых озер юга Западной Сибири

Г.И.Малов, В.Д.Страховенко, Е.А.Овдина, В.И.Малов✉

Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Как цитировать эту статью: Малов Г.И., Страховенко В.Д., Овдина Е.А., Малов В.И. Оценка скоростей депонирования углерода донными отложениями малых озер юга Западной Сибири // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 3-15. [EDN FFIAEM](#)

Аннотация

Исследование посвящено количественной оценке скоростей депонирования органического углерода (C_{org}) в донных отложениях малых озер, расположенных на юге Западной Сибири. Изученные водоемы охватывают широкий спектр ландшафтно-климатических условий и типов седиментационных обстановок. Несмотря на локальные размеры, малые озера региона демонстрируют исключительно высокую эффективность долговременного захоронения углерода. Показано, что их способность аккумулировать C_{org} сопоставима или даже превышает аналогичные показатели таких признанных углеродных депо, как болота и морские шельфы. В основе работы лежит комплексный анализ донных отложений, включающий радиометрическое датирование (Pb-210, Cs-137) для определения скоростей осадконакопления и возраста слоев, а также морфологический, элементный (CHNS-анализ) и рентгенофазовый анализы. По полученным данным выявлено, что средняя скорость депонирования C_{org} в исследованных озерах достигает 462 ± 29 г/м² в год. Установлено, что основная часть углерода (> 50 % в большинстве случаев) аккумулируется именно в форме органического вещества даже в озерах с интенсивным внутриводоемным (аутигенным) карбонатообразованием. Исследование выявило основные факторы, контролирующие углеродонакопление: продуктивность водных сообществ (фито- и зоопланктон, макрофиты), общая скорость седиментации, зольность осадков (доля минеральной составляющей) и локальные морфометрические особенности озер (глубина, форма котловины). Отсутствие четкой зависимости скоростей депонирования углерода от ландшафтной зональности подчеркивает критическую важность учета локальных условий при моделировании вклада малых озер в глобальный углеродный цикл. Полученные результаты существенно восполняют пробелы региональной углеродной оценки и доказывают значимость малых озер юга Западной Сибири как высокоэффективных и устойчивых природных депо органического углерода в условиях континентального осадконакопления.

Ключевые слова

сапропель; донные отложения; малые озера; депонирование углерода; карбонатный углерод; карбонаты

Финансирование

Работа выполнена по Государственному заданию ИГМ СО РАН FWZN-2026-0008.

Поступила: 16.06.2025

Принята: 04.03.2026

Онлайн: 11.06.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

Изменения в глобальном углеродном цикле являются фундаментальным фактором современных климатических сдвигов, что обуславливает необходимость пересмотра вклада различных природных систем в секвестрацию углерода [1, 2].

Континентальные водоемы характеризуются интенсивным обменом углерода с атмосферой и значительным депонированием органического вещества в донные отложения (ДО), что делает их важными компонентами наземного углеродного резерва. Континентальные водоемы, особенно малые озера и пруды, демонстрируют высокую эффективность аккумуляции органического углерода на единицу площади в сравнении с крупными озерами и морскими акваториями [3, 4]. Малые искусственные и восстановленные пруды имеют особенно высокие темпы накопления углерода, достигающие 152 г/м² в год⁻¹ [5]. Более крупные водоемы характеризуются меньшими темпами



накопления из-за особенностей морфометрии [6]. Внутренние воды в целом превышают океаны по эффективности захоронения органического углерода на единицу площади [3]. Несмотря на это, их вклад в глобальные оценки углеродного захоронения остается недостаточно изученным и, как следствие, слабо представлен в климатических моделях и сценариях будущих изменений.

В глобальном углеродном балансе принято говорить о «поглощенном суши углероде» (SLAND) – объеме CO_2 , который наземные экосистемы удерживают в ответ на рост концентрации CO_2 и изменения климата. Для оценки этого поглощения используются динамические глобальные модели растительности (DGVM). Формально в понятие SLAND входят не только леса и почвы, но также и все континентальные водоемы – реки, озера, водохранилища, эстуарии [1]. На практике же модели описывают наземные процессы гораздо детальнее, чем водные. Существующие модели почти не учитывают, сколько углерода смывается с суши в реки и озера и как этот поток менялся со временем. В результате роль озер и других внутренних вод в мировом углеродном цикле хотя и признается важной, но количественно недооценена. Модели фиксируют наземное поглощение CO_2 , не прослеживая дальнейший путь углерода, который выводится из экосистем суши в водные системы [1].

Существующие исследования подтверждают, что континентальные водоемы могут выступать как источниками, так и хранилищами углерода, но оценки варьируются в широких пределах, особенно для озер малых размеров. Согласно Н.Е.Chmiel [7], повышенная чувствительность малых озер к изменениям температуры, гидрологического режима и поступления терригенного органического вещества обуславливает высокую изменчивость их углеродного баланса, что сильнее затрудняет оценку и дает спектр неопределенности в глобальных подсчетах баланса углерода.

Юг Западной Сибири – уникальный природный полигон, включающий границу между лесной и степной зонами, что обеспечивает широкий спектр гидрологических и седиментационных условий. В пределах региона сочетаются гумидные, аридные и нивальные типы седиментогенеза, а сами озера варьируются по морфометрии, степени антропогенной нагрузки и источникам органического вещества. Однако в научной литературе практически отсутствуют количественные оценки скоростей депонирования углерода в озерных отложениях этой территории.

Несмотря на высокую лесистость, болотность и озерность, Западная Сибирь остается «белым пятном» в глобальных углеродных оценках. Торфяники здесь занимают $\approx 22\%$ площади низменности и аккумулируют $\sim 7 \cdot 10^{13}$ кг углерода [8]. В работе Е.А.Головацкой [9] анализ баланса углерода в болотах региона подтверждает огромные запасы и потенциальную роль этих экосистем как устойчивых углеродных депо. Спутниковые данные Landsat-8 выявляют > 720000 озер площадью $> 0,5$ га (около 6% территории), однако для большинства мелких водоемов нет прямых измерений газообмена и запасов углерода [10]; глобальная база BAWLD отмечает критический дефицит замеров CH_4 для Обь-Иртышской поймы и озер региона [11].

Цель работы – оценить скорости и пространственную вариабельность депонирования органического углерода в ДО малых озер юга Западной Сибири в условиях разных ландшафтных зон.

Результаты позволят уточнить оценку роли внутренних водоемов в региональном и глобальном балансе углерода, а также могут быть использованы для улучшения параметризации озерных систем в климатических моделях [12] и при разработке стратегий адаптации к изменению климата в высокоширотных регионах. Более того, учет специфики углеродонакопления в сибирских озерах критически важен для повышения точности прогноза углеродного баланса Северного полушария.

Объекты и методы исследования

Объектами исследования являются ДО малых озер юга Западной Сибири, которые в изученных водоемах представлены сапропелями, – органоминеральные ДО водоемов, формирующиеся в результате биохимических, микробиологических, механических процессов из остатков отмирающих растительных и животных организмов, аутигенных минералов и привносимых в водоемы органических и минеральных частиц.

Исследуемые озера локализованы на юге Западной Сибири (рис.1), в основном в юго-восточной части Западно-Сибирской платформы, граничащей с Алтае-Саянской складчатой областью, в пределах Обь-Иртышского междуречья и на территории Горного Алтая (плато Укок, Улаганская долина).

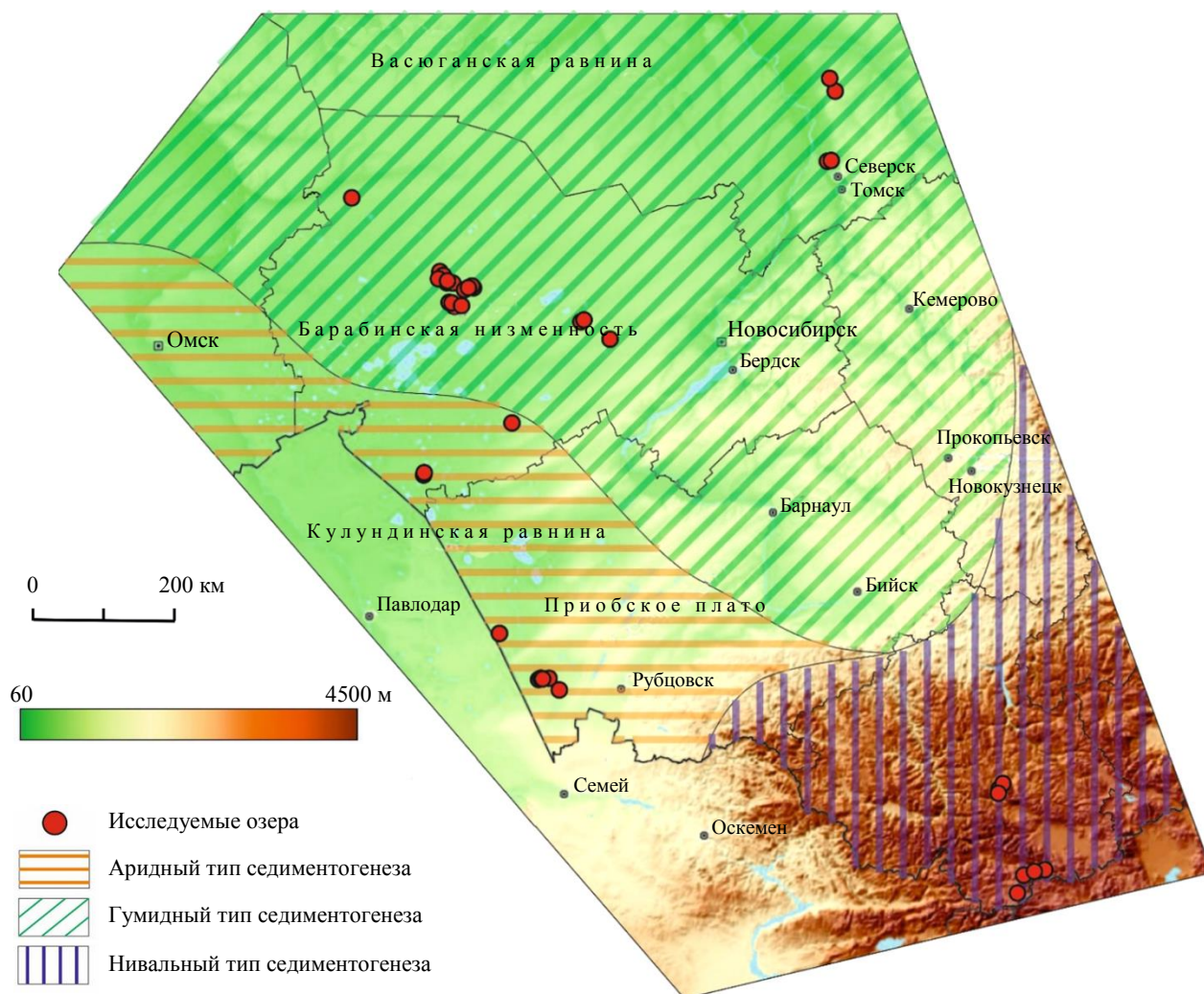


Рис.1. Схема расположения исследуемых озер

На равнинной части исследуемой территории проявляется природно-климатическая зональность. С севера на юг здесь представлены бореальная Васюганская таежно-болотная плоская равнина, суббореальные Барабинская равнинная лесостепь, сменяющаяся Кулундинской степной низменной равниной. На крайнем юго-западе Кулундинской степи выделяется сухостепная зона [13]. Юго-восточнее с увеличением высот на территории Горного Алтая широтная зональность сменяется высотной.

Параллельно с изменением ландшафтно-климатических зон происходит смена типов седиментации в исследуемых озерах (по Н.М.Страхову [14]):

- Васюганская равнина – гумидный тип седиментогенеза;
- Барабинская равнина и Кулундинская степь — постепенный переход от гумидного к аридному типу;
- Улаганская долина и плоскогорье Укок (Русский Алтай) — нивальный тип седиментогенеза в горном ландшафте.

Поскольку работа преследует цель региональной оценки, подбор объектов исследования происходил по общим морфометрическим, гидрологическим, гидрохимическим, трофическим и другим показателям, соответствующим средним характеристикам преобладающих озер для исследованных территорий. Всего изучено 41 озеро: 10 расположены в условиях аридного типа седиментогенеза, 7 – нивального типа и 24 – в условиях гумидного типа седиментогенеза. Все исследованные озера относятся к малым ($0,1 < S < 10 \text{ км}^2$) с глубиной до 10 м (средняя глубина 3 м) постоянным бессточным водоемам (в степных районах с аридным климатом часть исследуемых озер теряет значительную



часть воды в меженный период). По степени эвтрофикации исследуемые озера делятся от мезотрофно-эвтрофных, находящихся в условиях гумидного типа седиментогенеза, до олиготрофных, находящихся в условиях нивального типа. Среди изученных озер преобладают суффuzionно-просадочные котловины на равнинных частях исследуемых районов (степной, лесостепной и таежный ландшафты), которые часто являются наследниками лощинно-грядного рельефа на территории Барабинской низменности и Кулундинской равнины. В горном ландшафте преобладают озерные котловины термокарстового и моренно-подпрудного типов с наложенными неотектоническими процессами.

Отобранный фактический материал является результатом комплексных многолетних исследований [15-17]. Экспедиционные работы проводились в летнее время, после схода снега, в меженный период. На объектах исследования использовался метод комплексности: каждое озеро рассматривалось как отдельная озерная система, с отбором проб ДО, воды, почвы, коренных горных пород при их наличии, преобладающей растительности и песков с волноприбойной зоны озера. Рельеф дна озерной котловины и строение ДО озер проводилось эхолотом ECHOMAP Plus 62cv с последующим опробованием в наиболее репрезентативных местах (наибольший разрез ДО, удаленность от антропогенных объектов). Отбор проб ДО производился цилиндрическим пробоотборником с вакуумным затвором конструкции НПО «Тайфун» (диаметр $d = 82$ мм и длина $L = 120$ см). Опробование керна производилось на месте с шагом 3-5 см.

Аналитические исследования проводились в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, Новосибирск. Основные характеристики ДО (влажность, зольность, pH) определялись по ГОСТ 26713, ГОСТ 27980, ГОСТ 27979. Макро- и микроэлементный состав проб определялся атомно-абсорбционным методом на спектрометре Solaar M6 (Thermo Electron, США) и методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan MAT). Изучение морфологии, минерального, фазового и химического составов ДО проводилось с использованием сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) MIRA 3 Tescan и методом рентгеновской дифрактометрии с помощью дифрактометра ARL X'TRA. Скорости осадконакопления оценивались методом радиометрического датирования по избыточному атмосферному Pb-210 по модели Constant Rate of Supply (CRS) с допущениями, что атмосферное поступление Pb-210 в ДО постоянно; скорость осадконакопления в пределах рассматриваемого промежутка времени (одной пробы) не меняется, а также нет постседиментационной миграции радиоактивных элементов [17, 18]. Проверка оценок датирования проводилась по активностям Cs-137 по маркирующим горизонтам. Использование модели CRS обусловлено тем, что малые озера почти полностью избавлены от перемешивания верхних слоев донных осадков и, как следствие, от перераспределения вещества, что дало необходимые допущения и необходимую точность для модели CRS. Измерения проведены на гамма-спектрометре колодезного типа на коаксиальном детекторе из сверхчистого германия (HPG) с предусилителем и низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA (Eurysis Mesures, Франция). Элементный состав органической части ДО изучался органическим элементным анализом Прегля – Дюма [19, 20] на анализаторе CHNS/O PE 2400 Series II (Perkin Elmer) в аналитическом центре Института почвоведения и агрохимии СО РАН (Новосибирск).

Поскольку прямые измерения депонирования углерода на больших территориях и сложных биоценозах в большинстве случаев невозможны (разность между чистой первичной продуктивностью гидробионтов и гетеротрофным дыханием – эмиссия CO₂ в атмосферу в результате минерализации органического вещества), авторами применен метод расчета скорости депонирования углерода через скорости накопления осадка. Для этого использовался стратиграфически неизменный стратифицированный разрез ДО: он датировался комплексом геохронологических методов, скорость осадконакопления определялась и умножалась на содержание углерода в пробе осадка, накопленного за датируемый период. Для расчетов депонирования бралась средняя скорость осадконакопления за весь промежуток возможных измерений (100-120 лет). Для 16 озер определение углерода проводилось по стратифицированным горизонтам с шагом 3-5 см методом CHNS-анализа Прегля – Дюма. Анализ показал, что количество органического углерода в ДО



мало изменчиво и имеет значимую положительную корреляцию с количеством органического вещества от общей массы осадка. Для остальных озер определение углерода проводилось по средней пробе методом CHNS-анализа Прегля – Дюма и проверкой методом потерь при прокаливании по стратифицированным горизонтам с шагом 3-5 см. Данные о содержании углерода в статье представлены как средние значения для всего керна. Данные о скоростях депонирования представлены для верхних частей керна до глубины датирования (в среднем до 60 см). Общие запасы углерода определены с учетом влажности и плотности осадка методами геологоразведочных работ как среднее содержание углерода, умноженное на запасы сапропеля на площадь в 1 га.

Запасы сапропеля определены как произведение объема и выхода сапропеля при 60 % влаги с дальнейшим пересчетом на сухое вещество. Выход сапропеля определен по формуле:

$$P_{60\%} = V(100 - W_{\text{еств}})/(100 - W_{\text{усл}}),$$

где V – объем сапропеля, тыс. м³; $W_{\text{еств}}$, $W_{\text{усл}}$ – естественная, условная влажность сапропеля, равная 60 %.

Расчет захороненного органического углерода считался при допущении, что видовой состав биоты и/или соотношение C/H/N органической части не меняются либо меняются незначительно со временем, и проведен по формуле:

$$C_{\text{орг}} = P_{\text{сух}}N/100 \cdot L/100,$$

где $P_{\text{сух}}$ – запасы сухого сапропеля; N – процент органического вещества; L – процент углерода в органической части.

Расчет углерода, захороненного в карбонатах, производился для кальцита и для доломита по формулам:

$$C_{\text{мин}} = P_{\text{сух}}Z/100 \cdot 0,3K_{\text{Ca}}/100;$$

$$C_{\text{мин}} = P_{\text{сух}}Z/100 \cdot 0,375K_{\text{Ca,Mg}}/100,$$

где $P_{\text{сух}}$ – запасы сухого сапропеля; Z – зольность; K_{Ca} – содержание Са в сухой пробе в карбонатах; $K_{\text{Ca,Mg}}$ – содержание Са и Mg в сухой пробе в карбонатах.

Скорости депонирования углерода в донные отложения рассчитывались как масса углерода, захоранивающегося в донных отложениях за 1 год. Масса сапропеля, накапливающегося за 1 год, рассчитывалась на площадь 1 га по формуле:

$$V = vS,$$

где v – скорость осадконакопления; $S = 1$ га (10000 м²).

Материалы и обсуждение результатов

На данный момент единой классификации ДО в России и мире не существует. Многообразие классификаций и типологических характеристик ДО обусловлено разными целями и задачами в исследованиях специалистов различных направлений науки: геологии, географии, химии, биологии, экологии и др. Для классификации ДО в наших исследованиях использована классификация Н.В.Кордэ [21] с доработками В.Д.Страховенко [15]. В ней выделение типов сапропеля производится по зольности (соотношение органической и минеральных частей): «Органогенный сапропель зольностью до 30 %; органоминеральный сапропель с зольностью 30-50 %; минерально-органогенный сапропель с зольностью 50-70 %; минерализованный сапропель с зольностью 70-85 %; минеральные илы со значением зольности выше 85 %» [15]. Выделение классов сапропеля в каждом типе происходит по химическому составу по соотношению основных макроэлементов (Si, Ca, смешанные), а выделение видов производится по видовому составу преобладающей органической части в каждом отдельном классе сапропеля. ДО исследуемых озер в преобладающих случаях представлены сапропелями разных типов и классов (рис.2). Среднее значение зольности 65,3 %, стандартное отклонение 19,2 %, минимальное значение 15,5 %, медиана 66,6 %, максимальное значение 95 %. На рис.2 представлена диаграмма с распределением ДО исследуемых озер по классам и типам.

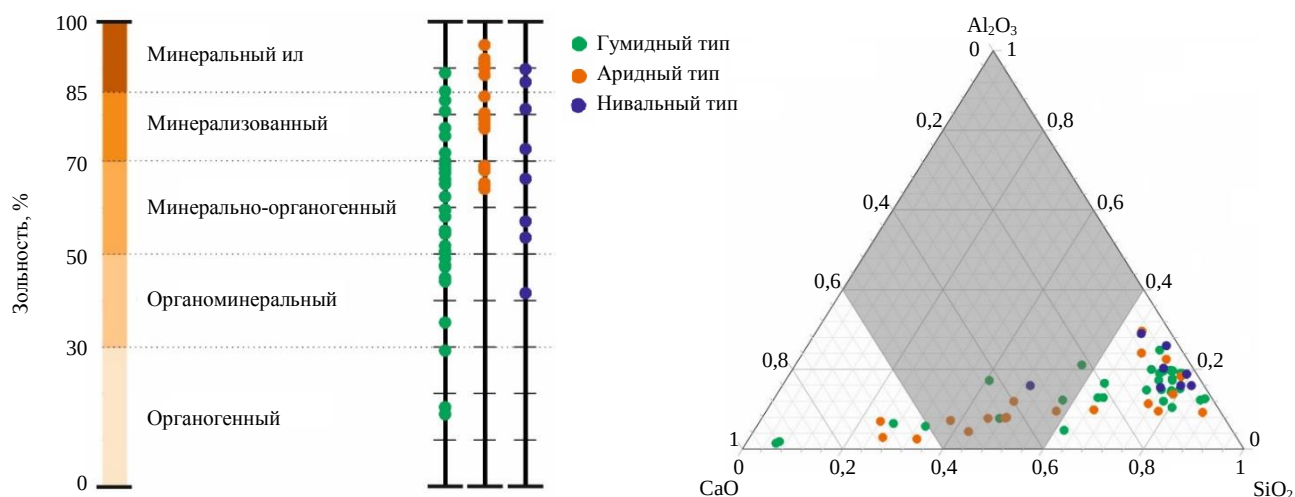


Рис. 2. Диаграммы распространности типов и классов сапропелей в озерах, расположенных в условиях аридного, нивального, гумидного типов седиментогенеза

Как показали предыдущие исследования [15-17], минеральный состав изученных озер представлен терригенной, биогенной, хемогенной и биохемогенной составляющими. В терригенной преобладают кварц и полевые шпаты – альбит, олигоклаз, калиевый полевой шпат, слюды (мусковит), хлориты (Fe~Mg), иллиты (Fe~Mg). В виде примесей могут присутствовать роговая обманка, актинолит, эпидот и акцессорные минералы. Зерна хорошо сортированы, неокатаны или слабоокатаны, пелитовой, алевропелитовой и реже псаммитовой (для горных районов) размерности. Биогенная фракция представлена створками диатомей – SiO_2 (аморф.) (рис.3), обломками кальцитовых и арагонитовых раковин и минерализованными остатками макрофитов как кремнистого, так и карбонатного составов. Пирит неравномерно распределен по всей колонке, иногда слагает тонкие слойки, гнездовые обособления, и местами образует неравномерную вкрапленность среди других минералов обломочной фракции донного осадка (рис.3). Фрамбоиды пирита представляют собой сферические агрегаты плотноупакованных микрористаллов округлой формы. Также широко распространены карбонатные образования (кальцит-доломитового ряда, арагонит, изредка сидерит, родохрозит, магнезит) от микронных «творожистых» выделений (рис.3) до крупных строматолитовых образований в десятки сантиметров (рис.4). Генезис карбонатов полигенный (аутигенный) – биогенный, биохемогенный, хемогенный. Установление генезиса карбонатов в каждом конкретном случае – сложная комплексная задача.

Согласно данным, полученным от гидробиологов (ИВЭП СО РАН), работающих в общей экспедиции по отбору проб, основными источниками органического вещества в ДО являются бактерии, фитопланктон, зоопланктон, а также высшие растения, как водные, так и прибрежные [22, 23]. Биологическое разнообразие и структура водных сообществ существенно варьируются от одного озера к другому, что обуславливает значительные различия во вкладе различных групп организмов в накопление органического вещества и, соответственно, влияет на химический состав отложений. Наибольшая продукция органического вещества отмечается в озерах, находящихся в условиях гумидного типа седиментогенеза. Тем не менее, во всех исследованных водоемах, включая высокогорные олиготрофные озера, процессы продукционного накопления органики превосходят процессы ее разрушения [22, 23].

Для оценки соотношения поступления автохтонного и аллохтонного органического вещества используется отношение C/N . Для высшей наземной растительности (аллохтонное органическое вещество) $\text{C/N} > 30$, для водных цветковых растений и донных водорослей $\text{C/N} \approx 20$, для планктона, зообентоса и рыб $\text{C/N} < 10$. Благодаря чему по соотношению C/N в ДО можно качественно определить источник поступления органического вещества. Для исследуемых озер среднее соотношение $\text{C/N} = 13 \pm 3$, что говорит о смешанном автохтонном веществе. Для 16 озер исследован не только элементный, но и групповой состав органического вещества ДО методом последовательной

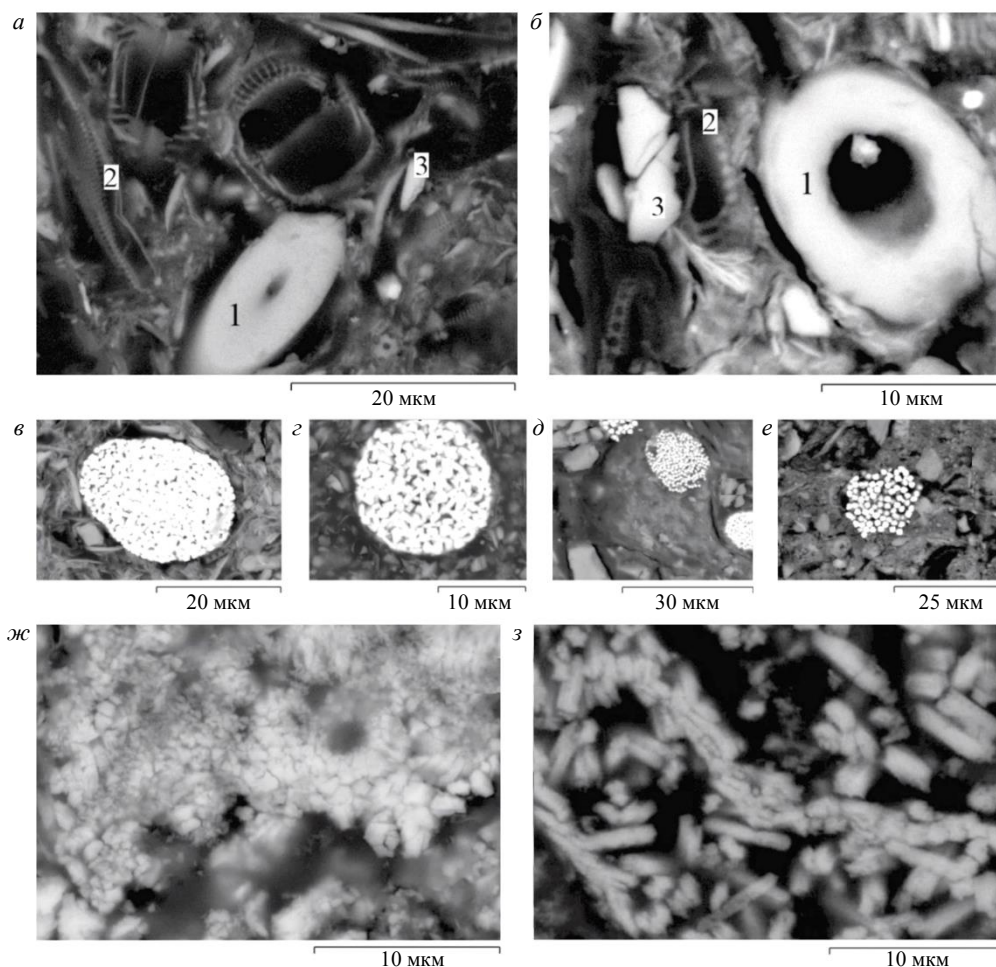


Рис.3. Минеральный состав донных отложений: а – донный осадок оз. Базовое Щучье (гумидный тип седиментогенеза); б – донный осадок оз. Подкова (нивальный тип); в – фрамбоид пирита на начальном этапе формирования в ДО оз. Теплый ключ в нивальном седиментогенезе; г – фрамбоид пирита в оз. Малое Тархатинское в нивальном седиментогенезе; д – фрамбоиды пирита в ДО оз. Базовое Щучье в гумидном седиментогенезе; е – фрамбоид пирита в ДО оз. Танатар 6-й в аридном седиментогенезе; жс – «творожистые» агрегаты низко-Mg кальцита (оз. Бирюзовое); з – призматические агрегаты низко-Mg кальцита (оз. Танатар 4-й). Фотография выполнена на СЭМ MIRA 3 Tescan, BSE 1 – остатки макрофитов ($mSiO_2 \cdot nH_2O$); 2 – створки диатомей ($mSiO_2 \cdot nH_2O$); 3 – в ассоциации с агрегатами минералов терригенной фракции

экстракции [15]. Биологический состав сапропеля определен коллегами из ИВЭП СО РАН [21, 23] с помощью поставленных экспериментов с седиментационными ловушками для определения качественного состава осаждающейся озерной взвеси и количественных параметров (потоки вещества на единицу площади дна). Все исследования показали, что аллохтонная составляющая вносит небольшой вклад в углеродный бюджет, а основным источником органического углерода является автохтонное вещество.

В табл.1 представлены исходные данные, необходимые для расчета скоростей депонирования углерода в исследуемых озерах. В выборке изученных озер зольность донных отложений изменяется от 15,5 до 92 % при среднем значении $61,5 \pm 18,3$ %, медиане 64,9 %. Содержание органического углерода варьируется от 1,1 до 45,4 %, среднее составляет $21,0 \pm 11,3$ %, медиана – 20,0 %, Влажность донных отложений варьируется от 20 до 89 % при среднем $71,2 \pm 11,6$ % и медиане 71 %.



Рис.4. Строматолитовые образования (кальцит), оз. Петухово



Таблица 1

Исходные данные для расчета скоростей депонирования углерода

Озеро	Зольность, %	С, %	Скорость осадконакопления, см/год	W, %
Базовое Щучье	15,50	27,00	0,21	83
Лайское-1	40,00	30,00	0,64	83
Яково	50,60	45,00	0,42	79
Качкульня	17,00	43,30	0,31	71
Нижнее	39,53	33,40	0,30	70
Бильгень	71,70	33,98	0,30	69
Сарбалык	47,61	30,60	0,30	76
Подкова	41,57	27,50	0,30	81
Бугристое	49,00	26,53	0,30	76
Куклей	64,00	28,10	0,30	71
Суеток	59,55	18,89	0,40	73
Круглое	59,50	20,25	0,41	70
Аргамджи	53,50	24,61	0,40	70
Ярголь	35,25	35,00	0,35	71
Малое Тархатинское	57,00	21,50	0,27	74
Большой Курган	44,09	15,97	0,30	80
Камбала	58,00	26,70	0,16	74
Казатово	70,00	26,64	0,30	62
Зерлюколь-Нур	72,56	9,20	0,30	81
Большие Кайлы	67,40	20,00	0,30	63
Красное	83,25	6,10	0,30	67
Малое Минзелинское	44,85	45,44	0,30	89
Кайлы	55,00	32,65	0,30	79
Песчаное	50,37	19,00	0,18	79
Игисту-Коль	87,00	6,50	0,22	71
Бергуль	65,00	18,00	0,23	71
Барчин	51,71	22,80	0,30	71
Кусган	91,00	4,70	0,30	71
Петухово (у деревни Северка)	79,44	15,31	0,30	59
Танатар 6-й	80,30	9,85	0,34	43
Кротова Ляга	92,00	2,30	0,30	71
Бирюзовое	81,18	15,90	0,26	77
Танатар 4-й	65,26	12,10	0,21	55
Золотое	69,00	15,50	0,28	73
Демкино	64,86	15,30	0,20	73
Рублево	68,38	15,31	0,16	69
Щучье-Л	66,63	22,50	0,30	84
Канкуль	85,00	7,30	0,30	71
Иткуль	83,00	7,30	0,30	71

Скорость осадконакопления в озерах составляет: от 2,1 до 4 мм/год для озер, находящихся в условиях нивального типа седиментогенеза; от 1 до 6,4 мм/год для озер в условиях гумидного типа; от 1,7 до 3,4 мм/год для озер в условиях аридного типа (рис.5). Поскольку территория исследования была подвержена выпадению радиоактивных осадков от испытаний ядерного оружия на Семипалатинском полигоне, дополнительно проводилась оценка скоростей осадконакопления по маркирующим горизонтам Cs-137 (рис.6).

Изучение вещественного состава ДО позволило установить, что поступление и захоронение углерода в озера в основном определяется двумя процессами – осаждением автохтонного и аллохтонного органического вещества ($C_{орг}$) и образованием аутигенных карбонатов ($C_{карб}$) [15, 17, 21, 22].

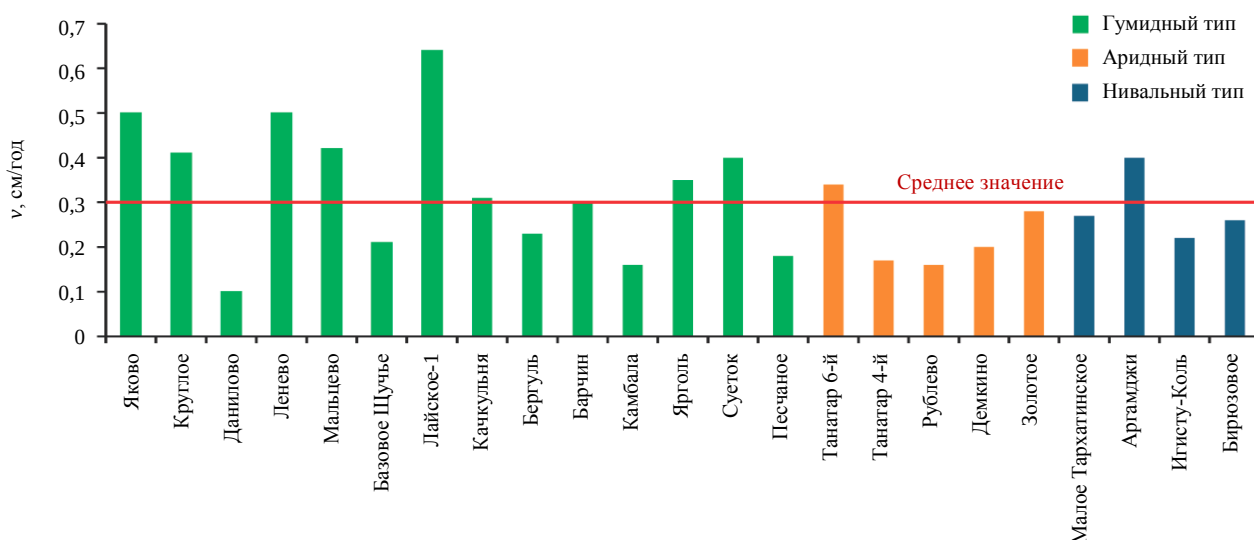


Рис.5. Диаграмма скоростей осадконакопления для изученных озер, расположенных в условиях нивального, гумидного и аридного седиментогенеза

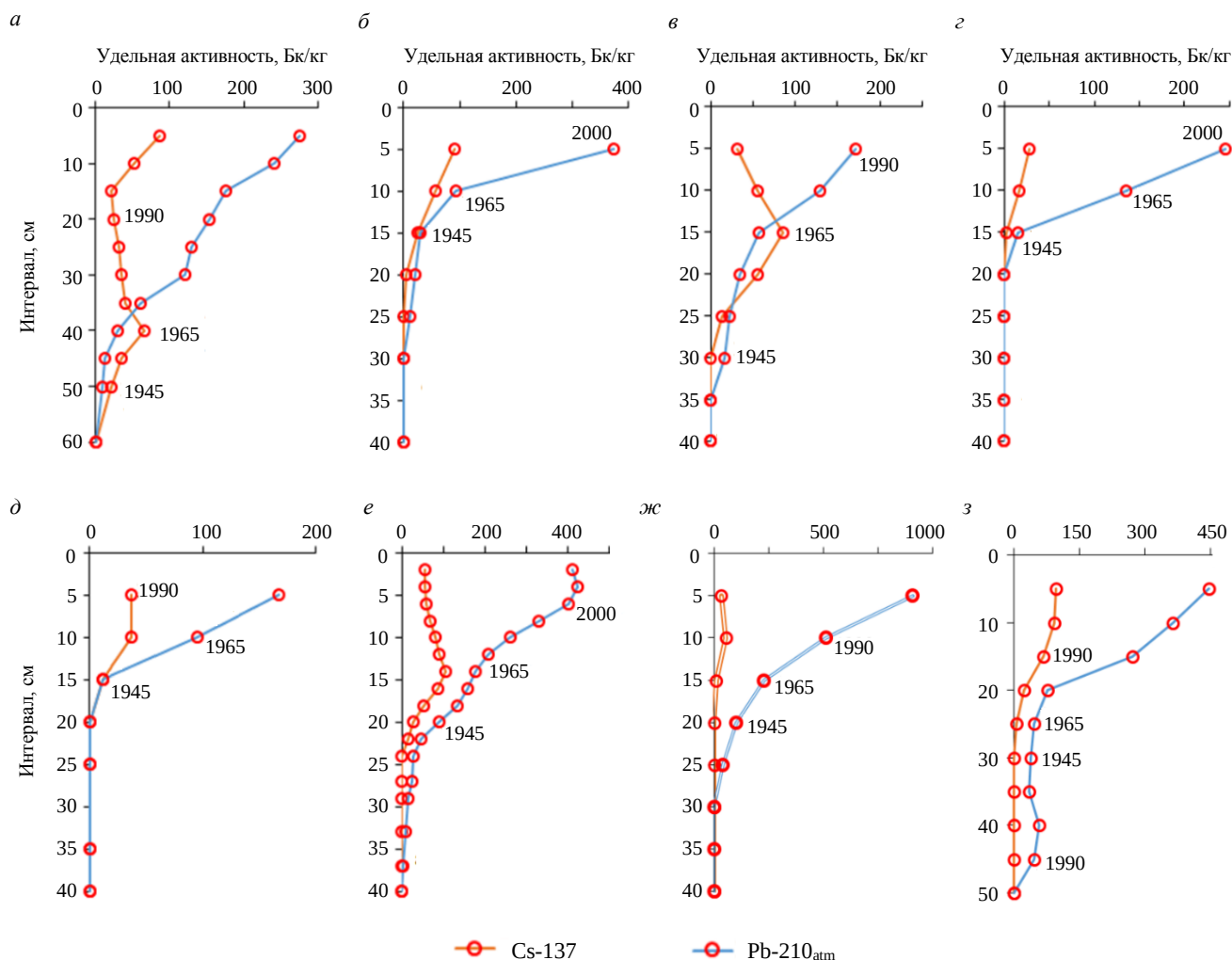


Рис.6. Графики распределения Pb-210 и Cs-137 для изученных озер в различных ландшафтах в условиях разного типа седиментогенеза: а – оз. Лайское – 5,4 мм/год, гумидный тип, тайга; б – оз. Данилово – 1,9 мм/год, гумидный тип, тайга; в – оз. Барчин – 3,2 мм/год, гумидный тип, лесостепь; г – оз. Камбала – 1,6 мм/год, гумидный тип, лесостепь; д – оз. Танатар – 1,7 мм/год, аридный тип, степь; е – оз. Золотое – 2,9 мм/год, аридный тип, ленточный бор; жс – оз. Бирюзовое – 2,6 мм/год, нивальный тип, среднегорье; з – оз. Аргамджи – 4 мм/год, нивальный тип, высокогорье



Во всех ландшафтных зонах среди ДО малых озер выявлены сапропели, в которых значительную часть ДО составляют карбонаты, способные эффективно захоранивать углерод. С целью сравнительного анализа соотношений органического и минерального углерода (карбонатного) проведена оценка на 15 озерах (табл.2). Как видно из табл.2, даже для высокозольных сапропелей содержание карбонатного углерода не превышает 22 % от общего пула углерода в ДО. Наибольшие значения характерны для озер с минерализованным кальциевым и смешанным сапропелем (Рублево, Демкино, Щучье-Л, Канкуль). Пространственных ландшафтных закономерностей не обнаружено, в каждой ландшафтной зоне при условиях различных типов седиментогенеза образуются высокозольные карбонатные сапропели, но при этом наибольший пул углерода находится в органической части ДО.

Таблица 2

Содержание органического и карбонатного углерода в ДО малых озер

Озеро	Зольность, %	C _{орг} , %	C _{карб} , %
Гумидный тип седиментогенеза			
Качкульня	17	99,8	0,2
Ярголь	35	99,1	0,9
Малое Минзелинское	45	97,6	2,4
Песчаное	50	92,3	7,7
Барчин	52	92,3	7,7
Кайлы	55	97,4	2,6
Бергуль	65	92,7	7,3
Щучье-Л	67	82,6	17,4
Канкуль	85	77,6	22,4
Аридный тип седиментогенеза			
Демкино	65	83,8	16,2
Танатар 4-й	65	84,8	15,2
Рублево	68	82,9	17,1
Золотое	69	84,4	15,6
Петухово (у деревни Северка)	79	91,2	8,8
Нивальный тип седиментогенеза			
Бирюзовое	81	85,2	14,8
Подкова	41	99,29	0,71

Данные о скоростях депонирования углерода хорошо соотносятся с данными Н.И.Ермолаевой, Е.Ю.Зарубиной и Г.В.Феттер по продуктивности гидробионтов в изученных озерах [22, 23]. По первичной продукции наибольшие значения характерны для озер, расположенных на территориях с гумидным типом седиментогенеза (таежная зона, лесостепь), а минимальные – для низкопродуктивных степных и средне-высокогорных озер нивального типа седиментогенеза. Усредненные значения по скоростям депонирования углерода для ДО составляют 560 г/м² в год для озер, локализованных в условиях гумидного типа, 300 и 340 г/м² в год для озер, локализованных в условиях аридного и нивального типов седиментогенеза соответственно. Усредненные значения по скоростям депонирования углерода в малых озерах юга Западной Сибири составляют 462±29 г/м² в год, минимальные значения относятся к оз. Кротова Ляга (степь, аридный тип седиментогенеза) – 50 г/м² в год, максимальные соответствуют оз. Яково (таежная зона, гумидный тип седиментогенеза) – 1110 г/м² в год.

При этом в каждой ландшафтной зоне озер, расположенных в условиях конкретного типа седиментогенеза, присутствуют озера с достаточно высокими и низкими скоростями депонирования углерода. На основе этого можно утверждать, что лимитирующими факторами, влияющими на скорости депонирования углерода, помимо региональных, являются локальные условия. Примером могут служить озера, локализованные на территориях с гумидным типом седиментогенеза (Песчаное, Канкуль, Щучье-Л), где либо благодаря активным процессам аутигенного минерало-

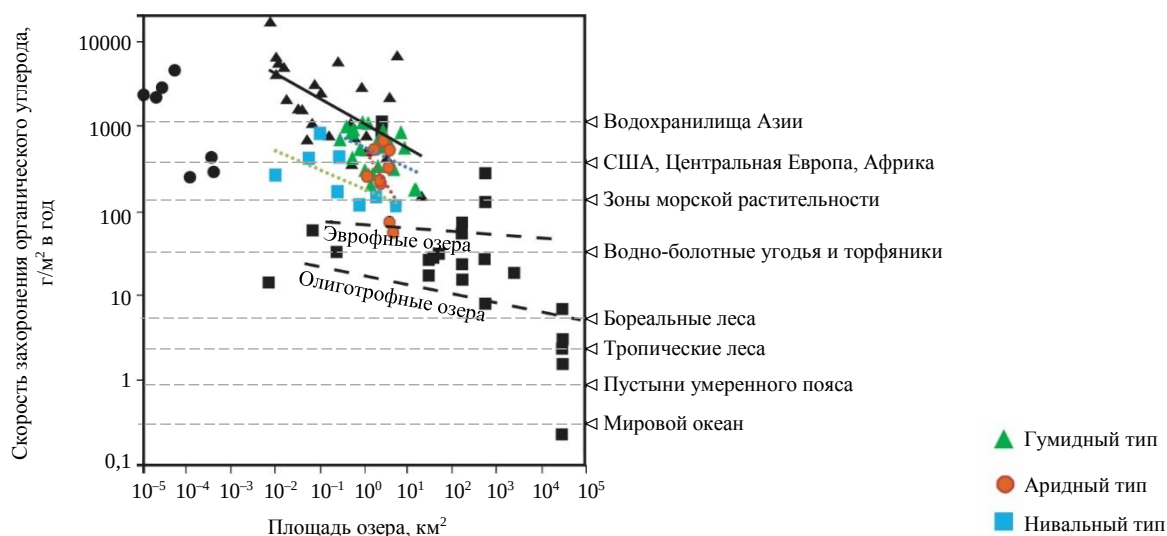


Рис. 7. График сравнения скорости захоронения органического углерода в отложениях озер, находящихся в условиях различного типа седиментогенеза (данные авторов нанесены цветными фигурами на график [24]).

Стрелки справа указывают средние уровни поглощения углерода в различных типах экосистем [3, 25, 26]

образования формируются высокозольные сапропели с низким количеством органического углерода, либо вследствие низких скоростей депонирования углерода накапливается малое количество органического углерода. В сапропелевую залежь оз. Иткуль при высокой биопродуктивности озера ($1,1 \text{ г/м}^2$ в день), значимый вклад вносят диатомовые водоросли, створки которых состоят из аморфного кремнезема ($\text{SiO}_{2\text{био}}$), за счет чего образуются высокозольные сапропели (85 %), что разубоживает количество органического вещества в определенном объеме и, как следствие, отрицательно влияет на скорости депонирования углерода. В условиях нивального и аридного типов седиментогенеза находятся озера с достаточно высокими содержаниями органического вещества в ДО (оз. Аргамджи – 47 % и оз. Куклей – 36 %). Связано это с ураганной продуктивностью озер [24], которая также определяет высокие скорости депонирования углерода.

График сравнения скорости захоронения органического углерода в отложениях изученных озер с данными других исследователей и со средними уровнями поглощения углерода в различных типах экосистем представлен на рис.7.

Полученные оценки для озер юга Западной Сибири соответствуют данным других внутриконтинентальных водных объектов в мире [27-31] и превышают средние значения по скоростям депонирования углерода на шельфе и для болот. Наблюдаемое снижение скорости депонирования с увеличением площади водоема согласуется с известными морфометрическими зависимостями, но локальные условия (биопродуктивность, зольность, интенсивность карбонатообразования) играют решающую роль. Влияние глубины озер на депонирование углерода не выявлено, поскольку при малых глубинах исследованных озер практически весь поток вещества, формирующийся в течение суток в верхних слоях озера, успевает достичь дна, практически не подвергаясь минерализации в столбе воды. Дальнейшая трансформация биологического материала происходит на дне в результате жизнедеятельности бактерий и бентосных организмов [32].

Поскольку отсутствуют данные о скоростях депонирования углерода в озерах для территории Западной Сибири, решено дополнительно сопоставить полученные значения со скоростями депонирования углерода в торфах. В научных статьях Е.А.Головацкой с соавторами проведены оценки захоронения углерода в болотах южно-таежной подзоны Западной Сибири – скорость депонирования углерода составляет в среднем $0,19 \text{ т/га}$ в год и изменяется от $0,11$ до $0,26 \text{ т/га}$ в год [9]. По данным других ученых, скорости захоронения углерода для торфов равны $0,24$ - $0,56 \text{ т/га}$ в год [33], а для болот на территории бывшего СССР – $0,12$ - $0,8 \text{ т/га}$ в год [34]. Все эти оценки значительно ниже полученных данных по захоронению углерода в донных отложениях озер в 10-20 раз, но полностью соответствуют данным исследователей других территорий мира (рис.7) [3, 25, 26].



Объяснить это можно схожим количеством углерода в органической части отложений торфа и сапропеля – образование торфа происходит со значительно меньшими скоростями. Среди олиготрофных фитоценозов максимальной скоростью прироста торфа характеризуется грядово-мочажинный комплекс (0,77 мм/год) и низкий рям (0,63 мм/год), минимальной – высокий рям (0,25 мм/год) [32], что значительно меньше скоростей осадконакопления в озерах, рассчитанных в работе.

Заключение

Исследование показало, что малые озера юга Западной Сибири являются эффективными аккумуляторами углерода со средними скоростями депонирования на уровне 462 ± 29 г/м² в год, что сопоставимо с глобальными значениями в других регионах мира и превышает аналогичные показатели торфяников территории Западной Сибири. Общий объем секвестрации углерода в ДО малых озер юга Западной Сибири различается как в региональном, так и локальном пространственном масштабе, не зависит от типа седиментогенеза и варьируется от 0,6 до 11,2 т/га в год.

Основная доля углерода фиксируется в виде органического вещества, несмотря на широкое развитие карбонатных минералов. Пространственных ландшафтных закономерностей захоронения карбонатного углерода не обнаружено, в каждой ландшафтной зоне при условиях различных типов седиментогенеза образуются высокозольные карбонатные сапропели, но при этом наибольший пул углерода находится в органической части ДО.

Основные факторы, определяющие объем секвестрации углерода – скорость осадконакопления, соотношение процессов продукции и деструкции органического вещества, процессы аутигенного минералообразования.

Полученные данные актуализируют необходимость включения малых озер в глобальные модели углеродного цикла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Friedlingstein P., O'Sullivan M., Jones M.W. et al. Global Carbon Budget 2024 // *Earth System Science Data*. 2025. Vol. 17. Iss. 3. P. 965-1039. DOI: [10.5194/essd-17-965-2025](https://doi.org/10.5194/essd-17-965-2025)
2. Weifeng Xu, Yaofei Cheng, Mengyuan Luo et al. Progress and Limitations in Forest Carbon Stock Estimation Using Remote Sensing Technologies: A Comprehensive Review // *Forests*. 2025. Vol. 16. Iss. 3. № 449. DOI: [10.3390/f16030449](https://doi.org/10.3390/f16030449)
3. Mendonça R., Müller R.A., Clow D. et al. Organic carbon burial in global lakes and reservoirs // *Nature Communications*. 2017. Vol. 8. № 1694. DOI: [10.1038/s41467-017-01789-6](https://doi.org/10.1038/s41467-017-01789-6)
4. Casas-Ruiz J.P., Bodmer P., Bona K.A. et al. Integrating terrestrial and aquatic ecosystems to constrain estimates of land-atmosphere carbon exchange // *Nature Communications*. 2023. Vol. 14. № 1571. DOI: [10.1038/s41467-023-37232-2](https://doi.org/10.1038/s41467-023-37232-2)
5. Ljung K., Lin S. Organic Carbon Burial in Constructed Ponds in Southern Sweden // *Earth Science, Systems and Society*. 2023. Vol. 3. Iss. 1. № 10061. DOI: [10.3389/esss.2023.10061](https://doi.org/10.3389/esss.2023.10061)
6. Cael B.B., Seekell D.A. Simple model of morphometric constraint on carbon burial in boreal lakes // *Frontiers in Environmental Science*. 2023. Vol. 11. № 1101332. DOI: [10.3389/fenvs.2023.1101332](https://doi.org/10.3389/fenvs.2023.1101332)
7. Chmiel H.E., Kokic J., Denfeld B.A. et al. The role of sediments in the carbon budget of a small boreal lake // *Limnology and Oceanography*. 2016. Vol. 61. Iss. 5. P. 1814-1825. DOI: [10.1002/lno.10336](https://doi.org/10.1002/lno.10336)
8. Beilman D.W., MacDonald G.M., Smith L.C., Reimer P.J. Carbon accumulation in peatlands of West Siberia over the last 2000 years // *Global Biogeochemical Cycles*. 2009. Vol. 23. Iss. 1. № GB1012. DOI: [10.1029/2007GB003112](https://doi.org/10.1029/2007GB003112)
9. Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А., Веретенникова Е.Э. и др. Оценка динамики баланса углерода в болотах южно-таежной подзоны Западной Сибири (Томская область) // *Почвы и окружающая среда*. 2022. Т. 5. № 4. № e194. DOI: [10.31251/pos.v5i4.194](https://doi.org/10.31251/pos.v5i4.194)
10. Polishchuk Y.M., Bogdanov A.N., Polishchuk V.Y. et al. Size Distribution, Surface Coverage, Water, Carbon, and Metal Storage of Thermokarst Lakes in the Permafrost Zone of the Western Siberia Lowland // *Water*. 2017. Vol. 9. Iss. 3. № 228. DOI: [10.3390/w9030228](https://doi.org/10.3390/w9030228)
11. Kuhn M.A., Varner R.K., Bastviken D. et al. BAWLD-CH₄: a comprehensive dataset of methane fluxes from boreal and arctic ecosystems // *Earth System Science Data*. 2021. Vol. 13. Iss. 11. P. 5151-5189. DOI: [10.5194/essd-13-5151-2021](https://doi.org/10.5194/essd-13-5151-2021)
12. Morris J., Sokolov A., Reilly J. et al. Quantifying both socioeconomic and climate uncertainty in coupled human-Earth systems analysis // *Nature Communications*. 2025. Vol. 16. № 2703. DOI: [10.1038/s41467-025-57897-1](https://doi.org/10.1038/s41467-025-57897-1)
13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000. Серия Алтае-Саянская. Лист N-44 – Новосибирск. Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2015. 392 с.
14. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. В 3 томах. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1960. 212 с.
15. Страховенко В.Д., Овдина Е.А., Малов Г.И. и др. Генезис органоминеральных отложений озер центральной части Барабинской низменности (юг Западной Сибири) // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60. № 9. С. 1231-1243. DOI: [10.15372/GIG2019093](https://doi.org/10.15372/GIG2019093)



16. Страховенко В.Д., Овдина Е.А., Маликова И.Н., Малов Г.И. Радиационная оценка сапропелевых отложений малых озер Барабинской низменности и Кулундинской равнины (Западная Сибирь) // Геохимия. 2022. Т. 67. № 8. С. 787-804. DOI: [10.31857/S0016752522080088](https://doi.org/10.31857/S0016752522080088)
17. Страховенко В.Д., Малов Г.И., Овдина Е.А., Малов В.И. Минеральный состав и условия формирования донных отложений малых озер плато Укок (Горный Алтай) // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 207-225. DOI: [10.31857/S2949178923040138](https://doi.org/10.31857/S2949178923040138)
18. Appleby P.G., Oldfield F. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment // Catena. 1978. Vol. 5. Iss. 1. P. 1-8. DOI: [10.1016/S0341-8162\(78\)80002-2](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(78)80002-2)
19. Abril-Hernández J.M. ^{210}Pb -dating of sediments with models assuming a constant flux: CFCS, CRS, PLUM, and the novel χ -mapping. Review, performance tests, and guidelines // Journal of Environmental Radioactivity. 2023. Vol. 268-269. № 107248. DOI: [10.1016/j.jenvrad.2023.107248](https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2023.107248)
20. Заур Е.А. Современные автоматические CHNS/O/X-анализаторы органических соединений // Аналитика и контроль. 2018. Т. 22. № 1. С. 6-19. DOI: [10.15826/analitika.2018.22.1.001](https://doi.org/10.15826/analitika.2018.22.1.001)
21. Кордэ Н.В. Биостратификация и типология русских сапропелей. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1969. 219 с.
22. Зарубина Е.Ю., Феттер Г.В. К гидролого-гидрохимической характеристике высокогорных озер бассейна реки Мульта (Горный Алтай) // Известия Алтайского отделения Русского географического общества. 2020. Т. 59. № 4. С. 74-82. DOI: [10.24411/2410-1192-2020-15908](https://doi.org/10.24411/2410-1192-2020-15908)
23. Феттер Г.В., Ермолаева Н.И. Влияние абиотических факторов на структуру зоопланктона малых озер юга Западной Сибири // Известия Алтайского отделения Русского географического общества. 2018. Т. 49. № 2. С. 95-103.
24. Downing J.A. Emerging global role of small lakes and ponds: Little things mean a lot // Limnetica. 2010. Vol. 29 (1). P. 9-24. DOI: [10.23818/limn.29.02](https://doi.org/10.23818/limn.29.02)
25. Иванов Д.В., Осмелкин Е.В., Зиганин И.И. Пространственные закономерности накопления углерода, азота и фосфора в донных отложениях озер Чувашской Республики // Труды Карельского научного центра РАН. 2021. № 4. С. 108-118. DOI: [10.17076/lim1402](https://doi.org/10.17076/lim1402)
26. Capelle D.W., Kuzyk Z.Z.A., Papakyriakou T. et al. Effect of terrestrial organic matter on ocean acidification and CO_2 flux in an Arctic shelf sea // Progress in Oceanography. 2020. Vol. 185. № 102319. DOI: [10.1016/j.pocan.2020.102319](https://doi.org/10.1016/j.pocan.2020.102319)
27. Jones J.R., Pope-Cole K., Obrecht D.V. et al. Carbon and nutrient sequestration in small impoundments: a regional study with global implications // Inland Waters. 2023. Vol. 13. Iss. 3. P. 374-387. DOI: [10.1080/20442041.2023.2265799](https://doi.org/10.1080/20442041.2023.2265799)
28. Yulai Ji, Jiacong Huang, Qing Zhu et al. Small Ponds as Carbon Emission and Burial Hotspots in Lowland Agricultural Landscape // Earth's Future. 2025. Vol. 13. Iss. 4. № e2024EF005441. DOI: [10.1029/2024EF005441](https://doi.org/10.1029/2024EF005441)
29. Munroe J., Brencher Q. Holocene Carbon Burial in Lakes of the Uinta Mountains, Utah, USA // Quaternary. 2019. Vol. 2. Iss. 1. № 13. DOI: [10.3390/quat2010013](https://doi.org/10.3390/quat2010013)
30. Skwierawski A. Carbon Sequestration Potential in the Restoration of Highly Eutrophic Shallow Lakes // International Journal of Environmental Research and Public Health. 2022. Vol. 19. Iss. 10. № 6308. DOI: [10.3390/ijerph19106308](https://doi.org/10.3390/ijerph19106308)
31. Jeffries M.J., Gilbert P.J., Taylor S. et al. Organic carbon in British lowland ponds: estimating sediment stocks, possible practical benefits and significant unknowns // Hydrobiologia. 2023. Vol. 850. Iss. 15. P. 3225-3239. DOI: [10.1007/s10750-022-04972-z](https://doi.org/10.1007/s10750-022-04972-z)
32. Таран О.П., Болтенков В.В., Ермолаева Н.И. и др. Взаимосвязь химического состава органического вещества озерных систем и генезиса сапропелей // Геохимия. 2018. № 3. С. 269-279. DOI: [10.7868/S001675251803007X](https://doi.org/10.7868/S001675251803007X)
33. Бабилов Б.В., Кобак К.И. Поглощение атмосферного углекислого газа болотными экосистемами территории России в голоцене. Проблемы заболачивания // Известия высших учебных заведений. Лесной журнал. 2016. № 1. С. 9-36. DOI: [10.17238/issn0536-1036.2016.1.9](https://doi.org/10.17238/issn0536-1036.2016.1.9)
34. Лапицина Е.Д. Растительность болот юго-востока Западной Сибири. Ханты-Мансийск: Югорский государственный университет, 2010. 184 с.

Авторы: Георгий Игоревич Малов, младший научный сотрудник (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-4150-4171>, Вера Дмитриевна Страховенко, д-р геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), <https://orcid.org/0000-0003-1350-2045>, Екатерина Андреевна Овдина, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-4920-8860>, Виктор Игоревич Малов, канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник (Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), malov@igm.nsc.ru, <https://orcid.org/0000-0002-2175-3971>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Исследование «колчеданского янтаря» с помощью ИК-спектроскопии

П.И.Алексеев✉, Е.А.Васильев

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Алексеев П.И., Васильев Е.А. Исследование «колчеданского янтаря» с помощью ИК-спектроскопии // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 16-26. [EDN JXBSZE](#)

Аннотация

Работа посвящена исследованию ископаемых смол из коллекции Горного музея с помощью инфракрасной (ИК) спектроскопии. Были изучены образцы янтаря р. Исеть Среднего Урала, собранные в начале XIX в. и известные под названием «колчеданский янтарь». Для сравнения изучены ископаемые смолы из других местонахождений Севера Евразии: р. Песчанка побережья Баренцева моря, р. Амдерма Югорского полуострова и р. Хатанга п-ова Таймыр. Полученные данные показали, что «колчеданский янтарь» относится к самостоятельному и широко распространенному в Северной Евразии виду ископаемых смол, находки которого приурочены к отложениям мелового возраста. Ранее этот вид смол определялся как «кранцит» для местонахождения на р. Исеть или как «ретинит» для местонахождений побережья Северного Ледовитого океана. В работе проведено сравнение с другими минеральными видами ископаемых смол. Анализ пиков поглощения ИК-спектра позволил предположить, что по классификации смол К.Андерсона «колчеданский янтарь» относится к классу I, который представлен смолами с преобладанием дитерпеноидов лабданового типа. Отличительным и наиболее характерным признаком ИК-спектра «колчеданского янтаря» является «ребенка» из трех примерно равных пиков поглощения со значениями 936; 909 и 888 см⁻¹. Анализ систематически значимых признаков ИК-спектра показал, что наиболее вероятным биологическим источником этого вида ископаемых смол были растения из семейства сосновых. Дополнительным аргументом в пользу такого биологического происхождения является сравнение диагностического участка ИК-спектра «колчеданского янтаря» со спектром янтаря о-ва Аксель-Хейберг канадской Арктики, образовавшегося из смолы лжелиственницы *Pseudolarix*.

Ключевые слова

Горный музей; ископаемые смолы; ИК-спектры; колчеданский янтарь; источник янтаря

Финансирование

Отсутствует.

Поступила: 19.09.2025

Принята: 28.04.2026

Онлайн: 17.06.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

За счет устойчивости к химической деструкции ископаемые смолы сохраняются в осадочных отложениях сотни миллионов лет, начиная с каменноугольного периода [1]. В настоящее время для их изучения наиболее востребованными методами являются инфракрасная спектроскопия (FTIR) и газовая хроматография (Py-MsCS), которые позволяют получить данные химического состава смолы, на котором базируются современные классификации ископаемых смол [2, 3]. Эти методы могут точно разделять разные виды смол, что позволяет изучать их географическое и стратиграфическое распространение и в перспективе использовать ископаемые смолы в качестве геологических и палеонтологических маркеров. После определения смолы можно предположить возраст и стратиграфическую приуроченность отложений, из которых она происходит, а если известен биологический источник происхождения смолы, можно получить данные о распространении конкретных растительных сообществ и палеоклиматической зональности, поскольку разные смолоносные растения произрастают в различных климатических условиях. Для палеоботанических исследований ископаемые смолы являются альтернативным источником информации, дополняющим данные анализа спорово-пыльцевых комплексов и изучения листовых флор.

В Горном музее Санкт-Петербургского горного университета императрицы Екатерины II хранятся обширные палеонтологические и минералогические коллекции [4, 5], которые служат базой для



современных научных исследований [6-8]. В фондах музея также хранятся образцы ископаемых смол, в том числе «колчеданский янтарь» – давно известный, но до сих пор слабо изученный минералогический объект. Проявления янтаря были найдены около с. Колчедан на р. Исеть Среднего Урала еще в конце XVIII в. В 1802 г. образец был исследован известным химиком, академиком Т.Е.Ловицем, который пришел к выводу, что эта смола не отличается от балтийского янтаря [9]. Специального минералогического наименования для нее не было предложено, и в дальнейшем в литературе она обозначается как «колчеданский янтарь» – по месту ее первых сборов. Отчет о геологическом разрезе его местонахождения был представлен горным инженером, управляющим Каменского завода капитаном Бароцци де Эльсом [9]. Образцы «колчеданского янтаря», собранные «из пластов песчаника Колчеданской волости в 18 верстах от Каменского завода», с 1835 г. хранятся в Горном музее.

В 1935 г. образцы Горного музея исследовались в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте Ленинграда – были проведены анализы на растворимость и вычислено относительное содержание химических элементов. По результатам исследований «колчеданский янтарь» был отнесен в «группу кранцита», совмещающую свойства «незрелых янтарей» с явными химическими преобразованиями материала [10].

В 1964 и 1966 годах образцы этого янтаря из Горного музея были взяты для исследований С.С.Савкевичем, который одним из первых в мире изучал ископаемые смолы с помощью инфракрасной спектроскопии. Об исследованиях свидетельствуют расписки о получении образцов, которые хранятся в фондах вместе с этикетками, однако результаты остались неизвестны, а позднее С.С.Савкевич относил янтарь Среднего Урала к геданиту [11, рис.1.3]. С 2020 г. «колчеданский янтарь» вновь попал в поле зрения ученых [12, 13]. Образцы из коллекции Горного музея не исследовались, но по описанным еще Бароцци де Эльсом [9] характерным физическим свойствам (эластичность, мягкость) была высказана версия об их принадлежности к кранциту – редкому виду ископаемых смол из палеогеновых отложений Европы [13]. В настоящее время данные о «колчеданском янтаре» противоречивы, а его ботаническое происхождение и химический состав неизвестны. Поэтому через 60 лет после исследований С.С.Савкевича образцы «колчеданского янтаря» из коллекции Горного музея были снова изучены с помощью инфракрасной спектроскопии и проведено сравнение янтаря с ископаемыми смолами из других местонахождений.

Материалы и методы

Все исследованные образцы ископаемых смол (40 образцов) хранятся в Горном музее (табл.1).

Таблица 1

Исследованные образцы ископаемых смол из коллекции Горного музея

Местонахождение	Возраст, геологическое происхождение	Номера образцов, коллекция МГС 930
р. Исеть, с. Колчедан, Средний Урал	Поздний мел (коньяк), камышовская свита, мелководные прибрежно-морские отложения	25/1, 25/2, 25/3, 25/4, 25/5, 25/6_2, 25/6_3, 25/6_4, 25/6_5, 25/6_6
р. Песчанка, Архангельская обл.	Поздний мел (?), шельф Северного Ледовитого океана	94/1, 94/2, 94/3, 94/4, 94/5, 94/6, 94/7, 94/8, 94/9
р. Амдерма, Югорский полуостров		41/1, 41/2, 41/3
р. Хатанга, п-ов Таймыр	Поздний мел (сантон), хеттская свита, прибрежно-морские отложения	95/1, 95/2, 95/3, 95/4, 95/5, 95/6, 95/7, 95/8, 95/9, 95/10, 95/11, 95/12, 95/13, 95/14, 95/15, 95/16, 95/17
пос. Янтарный, Калининградская обл.	Палеоген (эоцен), прусская свита, прибрежно-морские отложения	930/92/11

«Колчеданский янтарь» был собран в XIX в. на берегу р. Исеть в слоях глин и бурого угля, перекрытых красноватым песчаником [9] (рис.1). Современные авторы указывают, что возраст отложений, из которых он происходит, эоценовый [12], однако А.П.Карпинский указывал на распространение в районе с. Колчедан двух горизонтов меловых отложений – нижнего с остатками растений и верхнего с остатками морской меловой фауны [14]. По расположению местонахождения можно установить, что содержащие «колчеданский янтарь» слои относятся к мелководным

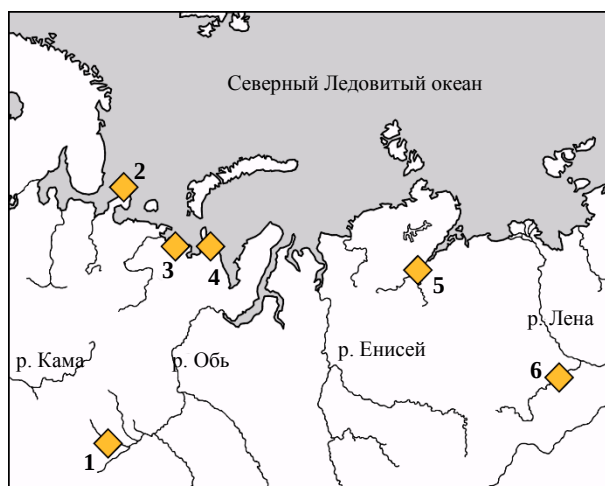


Рис.1. Местонахождения ископаемых смол с ИК-спектром «колчеданского янтаря»

1 – с. Колчедан, р. Исеть; 2 – п-ов Канин; 3 – р. Песчанка, Архангельская обл.; 4 – р. Амдерма, Югорский полуостров; 5 – р. Хатанга, п-ов Таймыр; 6 – р. Вилюй, пос. Хатырык-Хомо

щения в диапазоне $4000\text{--}600\text{ см}^{-1}$. Работа проводилась на спектрометре VERTEX 70 (Bruker, Германия) с микроскопом Nuregion 1000 в Центре коллективного пользования Горного университета. Прозрачные частицы образца, снятые со свежей поверхности, толщиной менее 50 мкм, были помещены на пластину КВг для снятия ИК-спектров. Данные в формате .dpt были конвертированы в графики с помощью библиотек Matplotlib, Pandas и NumPy в программной среде Python 3. Для визуализации спектральных данных использовался метод параллельных координат (parallel coordinates plot). Каждое из четырех спектральных отношений представлено отдельной осью, а образцы – тонкими линиями, соединяющими их значения по всем осям, что позволяет одновременно показать различия между разными видами ископаемых смол по всем параметрам.

Результаты и обсуждение

Физические свойства и ИК-спектр «колчеданского янтаря». Янтарь, собранный на р. Исеть, представляет собой грубо окатанные кусочки смолы размером до 3 см, покрытые непрозрачной коркой выветривания (рис.2). Цвет варьирует от светло-желтого до темно-оранжевого и красноватого, прозрачные участки смолы комбинируются



Рис.2. Ископаемая смола из с. Колчедан (р. Исеть) коллекции Горного музея (МГС 930/25)

морским отложениям камышловской свиты коньякского возраста и перекрываются более глубоко-водными отложениями фадюшкинской свиты кампанского яруса [15].

Местонахождение, обозначенное на этикетке как «река Песчанка, Архангельская область», предположительно находится на побережье Баренцева моря. Относительно недалеко, в районе р. Амдерма Югорского полуострова, находки ископаемых смол связаны с перемытыми шельфовыми отложениями Северного Ледовитого океана позднемелового возраста [16]. На п-ове Таймыр, р. Хета, приток Хатанги вскрывает несколько свит позднемелового возраста, наиболее богатое янтарем местонахождение Янтардах относится к хеттской свите сanton-кампанского яруса [17] (рис.1).

Образцы ископаемых смол были исследованы с помощью FTIR (Fourier-Transform Infrared Spectroscopy) для получения ИК-спектров погло-

щения с мутной фактурой «облачного янтаря» – непрозрачными белыми разводами. По аналогии с балтийским янтарем такие непрозрачные участки внутри смолы не связаны с ее химическим составом, а являются следствием попадания воды в еще не застывшую смолу. Для «колчеданского янтаря» характерна пластичность – материал режется скальпелем, а не крошится.

Результаты спектроскопии показывают, что все образцы Горного музея из р. Исеть, с побережья Баренцева моря, часть образцов п-ова Таймыр и Югорского полуострова имеют идентичный набор полос поглощения в ИК-спектре и относятся к одному виду ископаемых смол (рис.3). В зависимости от степени выветривания график ИК-спектра может быть более или менее сглаженным, а слабые полосы поглощения становятся трудноразличимыми, но это не влияет на значения волнового числа и относительную высоту пиков на графике.

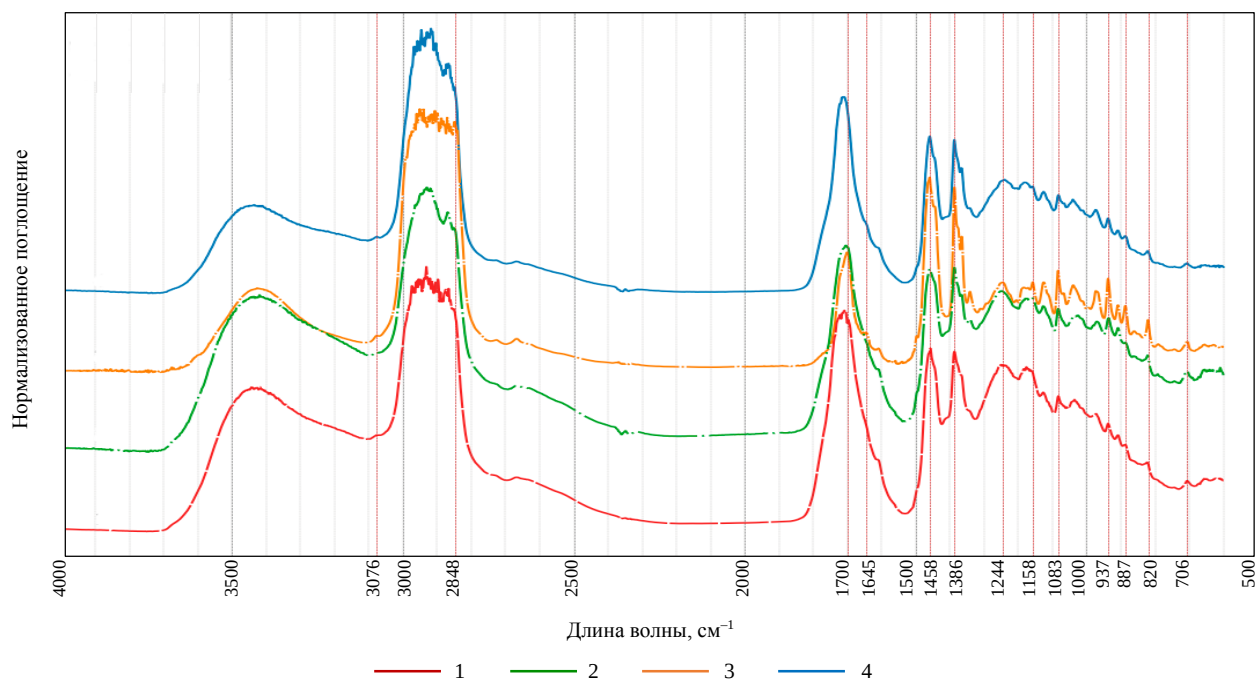


Рис.3. ИК-спектры образцов «колчеданского янтаря» из разных местонахождений в диапазоне 4000-600 см^{-1}

1 – обр. 930/25/4, с. Колчедан, Средний Урал; 2 – обр. 930/25/6/4, с. Колчедан, Средний Урал;
3 – обр. 930/41/1, р. Амдерма, Югорский полуостров; 4 – обр. 930/94/9, р. Песчанка, Баренцево море

Выявленные полосы поглощения ИК-спектра «колчеданского янтаря» показаны в табл.2, идентификация структурных групп в ИК-спектрах была проведена на основе литературных данных [2, 18, 19].

Таблица 2

Полосы поглощения ИК-спектра «колчеданского янтаря»

Значение, см^{-1}	Интенсивность	Функциональная группа
706	$\Delta\Delta$	Цис-конфигурация двойной связи $-\text{CH}=\text{CH}-$
743	Δ	Связи $\text{CH}=\text{CH}$. Замещение метила в α -положении
790	Δ	Полоса поглощения ненасыщенной связи $\text{R}_1\text{R}_2\text{C}=\text{CHR}_3$
820	$\Delta\Delta$	Цис-конфигурация группы $\text{CH}=\text{CH}-\text{COOR}$
861	Δ	Не идентифицировано
887	$\Delta\Delta$	Связь $\text{C}-\text{H}$ в экзоциклической метиленовой группе $=\text{CH}_2$
909	$\Delta\Delta$	Связи $\text{C}-\text{O}$ в первичных спиртах
937	$\Delta\Delta$	Связи $\text{C}-\text{O}$ в первичных спиртах
972	$\Delta\Delta$	Группа OH карбоновых кислот в твердом состоянии
1001	Δ	Группы $\text{C}-\text{O}$ в первичных спиртах или фенольных гидроксилах
1039	$\Delta\Delta$	Связь $\text{C}-\text{O}$ во вторичных и третичных спиртах
1067	Δ	Связь $\text{C}-\text{O}$ во вторичных и третичных спиртах
1083	$\Delta\Delta$	Связь $\text{C}-\text{O}$ во вторичных и третичных спиртах
1125	$\Delta\Delta$	Связь $\text{C}-\text{O}$ во вторичных и третичных спиртах
1158	$\Delta\Delta$	Связь $\text{C}-\text{O}$ эфиров
1245	$\Delta\Delta$	Связь $\text{C}-\text{O}$ карбоновых кислот
1293	Δ	Связи $\text{C}-\text{O}$
1310	Δ	Связи $\text{C}-\text{O}$
1365	$\Delta\Delta$	Связи $\text{C}-\text{H}$
1341	$\Delta\Delta$	Связи $\text{C}-\text{H}$



Окончание табл.2

Значение, см ⁻¹	Интенсивность	Функциональная группа
1386	ΔΔΔ	Связь С–Н в СН ₃ рядом с карбонильной группой (кислоты, эфиры)
1458	ΔΔΔ	Связь С–Н в СН ₂ рядом с карбонильной группой (кислоты, эфиры)
1496	Δ	Связь С–Н
1609	Δ	Связи между углеродом в ароматических соединениях
1645	Δ	Экзоциклическая метиленовая группа СН ₂
1701	ΔΔΔ	Связь С=О в ненасыщенных карбоновых кислотах
1720	ΔΔ	Связь С=О в насыщенных карбоновых кислотах и эфирах
2667	Δ	Связанная группа ОН карбоксила
2727	Δ	Связанная группа ОН карбоксила
2900	ΔΔΔ	Связь С–Н в алифатических группах СН ₂ и СН ₃
3076	Δ	Вторичная связь С–Н в экзоциклической группе =СН ₂
3426	ΔΔ	Связь О–Н воды и карбоновых кислот

Примечания: Δ – слабая, ΔΔ – средняя, ΔΔΔ – сильная интенсивность.

Полосы поглощения ИК-спектра «колчеданского янтаря» из Горного музея соответствуют спектрам типичных терпеноидных смол [20, 21]. Наиболее выраженные полосы поглощения связаны со следующими функциональными группами: ОН спиртов и карбоновых кислот (3400-3480 см⁻¹), алифатические группы СН₂ и СН₃ (2900 см⁻¹, 2840 см⁻¹), группы СН₂ и СН₃ органических кислот и эфиров (1370 см⁻¹, 1458 см⁻¹). По совместному присутствию полос поглощения 888, 1642 и 3076 см⁻¹ можно судить о присутствии соединения с экзоциклическими метиленовыми группами, вероятно бициклические дитерпеноиды лабданового типа. Это дает основание предполагать, что «колчеданский янтарь» относится к классу I по классификации Андерсона [3, 22] – самому распространенному среди ископаемых смол с оговоркой, что для окончательного вывода нужны исследования химического состава с помощью хроматографии. Отсутствие пиков поглощения 1735 см⁻¹ и 1160 см⁻¹ говорит об отсутствии полимерной матрицы сложных эфиров янтарной кислоты с лабдановыми компонентами [23]. По пику поглощения карбоксильных групп со значением 1720-1700 см⁻¹ можно определить, что материал относится к хрупким ископаемым смолам. Слабый пик около 1600 см⁻¹ показывает наличие в составе ароматических соединений, в ископаемых смолах их источником часто бывают производные абиетиновой кислоты (например, дегидроабиетиновая кислота).

Распространение «колчеданского янтаря». Изучение ИК-спектров образцов ископаемых смол из разных местонахождений показало, что этот вид часто встречается в субарктическом регионе Евразии, преимущественно в позднемерзлых отложениях. Идентичные ИК-спектры имеют все исследованные образцы из р. Песчанка (побережье Баренцева моря). Несмотря на небольшие индивидуальные различия спектров, набор пиков поглощения у этих образцов такой же, как и у «колчеданского янтаря», особенно для этих смол характерна «гребенка» из трех отчетливых и примерно равных по высоте пиков со значениями 936, 909 и 888 см⁻¹ (рис.4). Данный вид смол встречается также среди образцов п-ова Таймыр и Югорского полуострова.

У некоторых образцов из бассейна р. Хатанга сильно выражена полоса поглощения со значением 1030 см⁻¹. По мнению М.А.Богдасарова, это характерно для ретинитов: «...особенностью ИК-спектров ретинитов является сильное поглощение в области 980-1300 см⁻¹ с преобладанием пика 1030 см⁻¹» [24]. Однако поскольку остальная часть спектра «ретинитоподобных» образцов не отличается от типичного «колчеданского янтаря» и «нормальных» образцов из р. Хатанга, некорректно считать их другим видом ископаемых смол. Таким образом, «колчеданский янтарь» не является специфическим для Среднего Урала видом ископаемых смол. Идентичные ископаемые смолы широко распространены во многих местонахождениях бассейна Северного Ледовитого океана (рис.4), но обычно относятся к другим видам ископаемых смол, чаще всего к ретинитам.

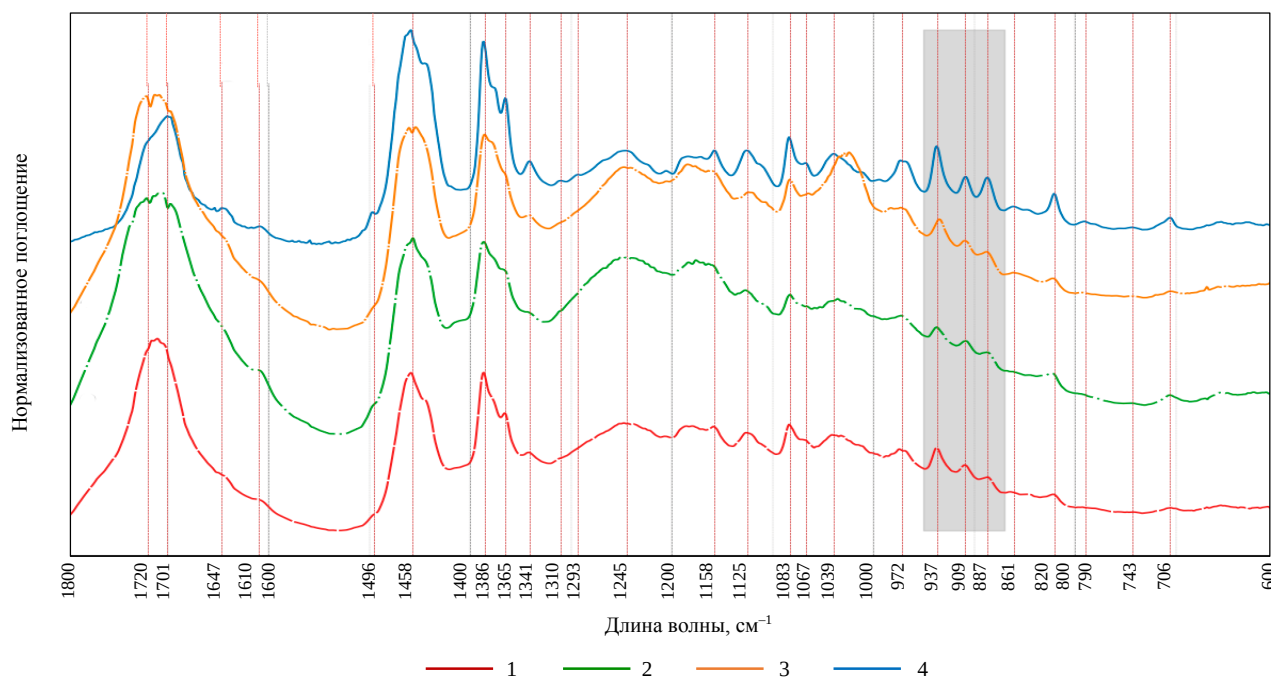


Рис. 4. ИК-спектры «колчеданского янтаря» из разных местонахождений в диапазоне 1800-600 см^{-1} .

Серым цветом выделен диагностический участок «гребенки»

1 – обр. 930/94/1, р. Песчанка, Югорский полуостров; 2 – обр. 930/25/4, с. Колчедан, Средний Урал;
3 – обр. 930/95/3, р. Хатанга, п-ов Таймыр; 4 – обр. 930/41/1, р. Амдерма, Югорский полуостров

Опубликованные в литературе ИК-спектры также подтверждают широкое распространение ископаемой смолы со спектром «колчеданского янтаря» в российской Субарктике. Он присутствует в сантонских отложениях хетской свиты горы Янтардах на п-ове Таймыр, в поздне меловых отложениях у пос. Хатырык-Хомо на р. Виллой в Якутии и на п-ове Канин [16, 25, 26]. При этом «колчеданский янтарь» не распознают как отдельный вид ископаемых смол, за исключением работы С.С.Савкевича [25], который отмечает, что этот вид смолы «не имеет известных аналогов по ИК-спектрам», и предлагает относить его к «семейству ретинитов». Вероятно этот же вид смолы имеет в виду О.В.Мартиросян [17], которая пишет, что «смолы из района р. Хатанги по спектральным характеристикам близки как к ретиниту, так и геданиту».

Химический состав ископаемой смолы из бассейна р. Хатанга был исследован с помощью пиролизической хроматографии [24, 27], однако из-за совместного распространения разных видов смол в этом регионе и отсутствия ИК-спектров для исследованных образцов мы не можем точно сказать, что опубликованные данные могут быть соотнесены именно с «колчеданским янтарем». По данным К.Андерсона, ископаемые смолы месторождения Янтардах (р. Хатанга) имеют нетипичный химический состав – они относятся к Ib-классу ископаемых смол и состоят из смеси дитерпеноидов лабданового типа (биформена) и производных коммунола с отсутствием свободных мономеров коммуниновой кислоты [27].

Определение места «колчеданского янтаря» в классификации ископаемых смол. Для янтаря, найденного на р. Исеть, предполагалась принадлежность к балтийскому янтарю (сукциниту) или кранциту [9, 13], однако ИК-спектр «колчеданского янтаря» (кривая 1, рис.5) сильно отличается от спектров обоих видов ископаемых смол. ИК-спектр европейского кранцита из местонахождений Германии [26, 28] характеризуется очень сильными полосами поглощения со значениями 700 см^{-1} и 750 см^{-1} (кривая 2, рис.5) и слабой полосой 921 см^{-1} , которые не наблюдаются у «колчеданского янтаря», но при этом у кранцита отсутствуют пики поглощения 909 и 937 см^{-1} . Таким образом, свойство пластичности, которое наблюдается у обоих видов ископаемых смол, не является диагностическим признаком, по которому можно было бы подтвердить их минеральный вид.

Некоторые ученые считают, что у кранцита есть отдельная окисленная форма – оксикранцит [28, 29] (Гейзельталь, Германия), ИК-спектр которого характеризуется слабым выражением полос поглощения

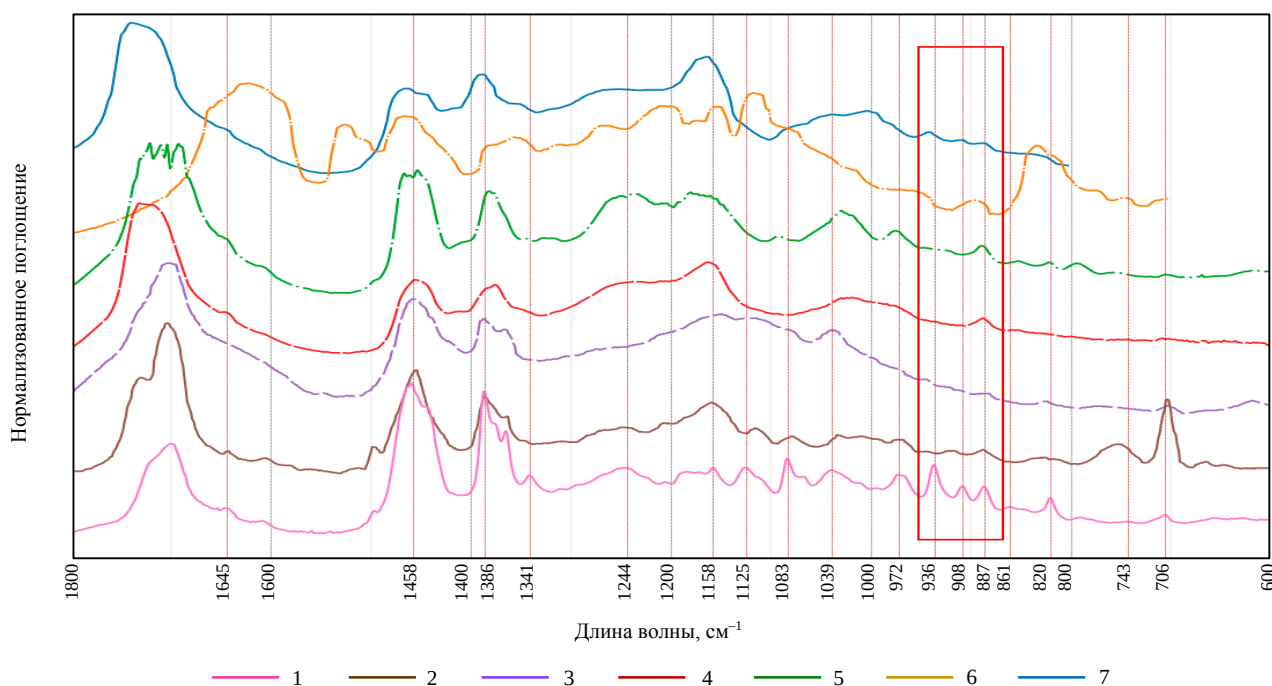


Рис.5. ИК-спектры «колчеданского янтаря» и других минеральных видов ископаемых смол в диапазоне 1800-600 см^{-1} . Красным прямоугольником выделен диагностический участок «гребенки», на котором у «колчеданского янтаря» наблюдается три характерных пика поглощения

1 – «колчеданский янтарь» (обр. 930/25/6); 2 – кранцит, Гейзельталь [28]; 3 – оксикранцит, Гейзельталь (ретинит) [28];
4 – сукцинит, балтийский янтарь (обр. 930/92/11); 5 – геданит, р. Хатанга (обр. 930/95/13); 6 – ретинит из Халле [29];
7 – янтарь о-ва Аксель-Хейберг (Арктическая Канада) из смолы лжелиственницы [30]

700 и 750 см^{-1} (кривая 3, рис.5). Однако ИК-спектр оксикранцита похож на кранцит по набору полос поглощения и показывает сильную сглаженность по всему диапазону, чего не наблюдается у «колчеданского янтаря», а диагностические полосы последнего, в том числе 909 и 937 см^{-1} , у оксикранцита отсутствуют.

Спектр сукцинита сильно отличается по многим признакам – имеет значение максимума полосы карбоксильных групп 1735 см^{-1} и ярко выраженный «балтийский зубец» с максимумом 1160 см^{-1} , кроме того у него отсутствуют характерные для «колчеданского янтаря» пики поглощения 907 и 937 см^{-1} (кривая 4, рис.5).

По данным С.С.Савкевича, О.В.Мартиросян и М.А.Богдасарова, на побережье Северного Ледовитого океана встречаются два минеральных вида ископаемых смол – геданит и ретинит [17, 24], и логично было предположить, что «колчеданский янтарь» может относиться к одному из них. В данной работе было проведено сравнение с геданитом, образец которого происходит из верхне-меловых отложений п-ова Таймыр, где он встречается совместно с «колчеданским янтарем». По ИК-спектру геданит резко отличается отсутствием полос поглощения 909, 936, 1125 см^{-1} и более сильными полосами поглощения 887 и 975 см^{-1} (кривая 5, рис.5).

В отличие от предыдущих минеральных видов ископаемых смол, ретинит часто является синонимом для «хрупкой ископаемой смолы», и это название может объединять разные виды ископаемых смол с разным химическим составом [10]. Например, ИК-спектр «ретинита», приведенный в монографии [29], резко отличается от спектров любых современных и ископаемых смол (кривая 7, рис.5). Другой вид ископаемой смолы – оксикранцит [28] – также исторически определялся как «ретинит» (кривая 3, рис.5). Некоторые ученые вообще отрицают существование ретинита как отдельного минерального вида ископаемых смол [31].

Ретинит в качестве вида ископаемой смолы и отличительные признаки его ИК-спектра рассматриваются в ряде публикаций российских ученых [2, 18, 32]. Согласно классификации О.В.Мартиросян и М.А.Богдасарова [2], ретинит имеет пимаровый скелет и состоит из трициклических лабдано-вых дитерпеноидов (пимаровая, изопимаровая, абиетиновая кислоты), которые не полимеризуются. Это соответствует классу V классификации смол Андерсона [3]. При этом единственной ископаемой



смолой, отнесенной к классу V по результатам данных газовой пиролитической хроматографии, является эоценовый лондонский копалит [3], для которого ИК-спектроскопия не была сделана. Широкое распространение ретинита в Евразии, по данным [2], нуждается в подтверждении, также необходимо определить «типичный» ретинит, на ИК-спектр которого можно опираться при диагностике видов ископаемых смол.

ИК-спектр «колчеданского янтаря» не соответствует признакам спектра ретинита [2, 18, 32] – его ИК-спектр имеет полосу поглощения 824 см^{-1} , характерную для незрелых смол и отсутствующую у ретинита, и полосу 1085 см^{-1} более интенсивную, чем у геданита. Важная для диагностики ретинита полоса 1030 см^{-1} очень интенсивна у некоторых образцов «колчеданского янтаря» с п-ова Таймыр, но слабо проявляется у образцов из других местонахождений. Отличительные полосы спектра «колчеданского янтаря» 936 и 909 см^{-1} не наблюдаются у ретинита. Таким образом, «колчеданский янтарь» не может быть отнесен к признанным минеральным видам ископаемых смол, установленным для Северной Евразии.

Биологическое происхождение «колчеданского янтаря». Важным вопросом при изучении ископаемых смол является не только формальное определение их минерального типа, но и определение растения-продуцента смолы. В этом случае определенный вид ископаемой смолы может стать индикатором возраста, климата и ареала, которые были характерны для данного смолоносного растения. Кроме того, смолы накапливаются в почвах лесных биоценозов [3], поэтому сами по себе показывают наличие лесных ландшафтов в прошлом и могут быть источником данных о лесообразующих растениях, росших на плакорах, остатки которых редко попадают в «стандартные» наборы листовых флор из аллювиальных отложений.

Возможность сохранения в ископаемой смоле признаков, по которым ее можно соотнести с современным растением, разными авторами оценивается по-разному. В российской литературе доминирует точка зрения о том, что ключевую роль для формирования химического состава ископаемой смолы имеют геохимические условия окружающей среды, а различия в составе исходной смолы растения второстепенны [24, 32, 33]. В зарубежной литературе, наоборот, часто высказывается точка зрения, что химический состав терпеноидных смол чрезвычайно устойчив к внешним воздействиям, а их ИК-спектры в определенном диапазоне сохраняют характерный набор полос поглощения десятки или сотни миллионов лет [30, 34, 35]. Это подтверждается сравнением ИК-спектров ископаемых смол с установленным биологическим происхождением и их «аналогов» из современных растений [19, 30, 36], в том числе для местонахождений Южного полушария [37].

В ИК-спектре терпеноидных смол есть вариабельный регион спектра в интервале $1550\text{--}650\text{ см}^{-1}$, так называемая «область отпечатков пальца» (fingerprint region) [34], имеющая уникальный набор полос поглощения для разных видов растений. Теоретически это дает возможность отличать одни виды растений от других по образцу смолы, но не позволяет классифицировать образец в рамках ботанической систематики, поскольку систематическое значение отдельных полос поглощения в ИК-спектре плохо изучено [38].

По данным Р.Тапперта [38], который исследовал смолы 60 видов современных хвойных, ИК-спектроскопия позволяет отнести смолу к одной из двух групп – смолам соснового типа или смолам кипарисового типа. Смолы первого типа продуцируют растения из семейств сосновых и тисовых, а второго – из кипарисовых, подокарповых, араукариевых и зонтичных сосен. Для определения типа смол Р.Тапперт предлагает использовать четыре соотношения значений полос поглощения: $832/791$, $1460/1448$, $1448/1385$ и $2858/2848$ [38]. Результаты исследования спектров «колчеданского янтаря», геданита и балтийского янтаря относительно базы данных современных смол* приведены на рис.6.

По результатам сравнения признаков ИК-спектров ископаемых смол с современными смолами можно сделать следующие выводы:

- «колчеданский янтарь» и геданит четко разделились на две отдельные группы, подтверждая, что это разные виды ископаемых смол, хотя часто встречаются вместе;
- образцы «колчеданского янтаря» ближе к смолам соснового типа, а геданит – к смолам кипарисового типа, что указывает на разные растительные источники происхождения этих смол;

* FTIR Spectral_ Database_Plant Exudates and Resins_Tappert et al 2011 IJPS. DOI: [10.13140/RG.2.1.3636.4645](https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3636.4645)

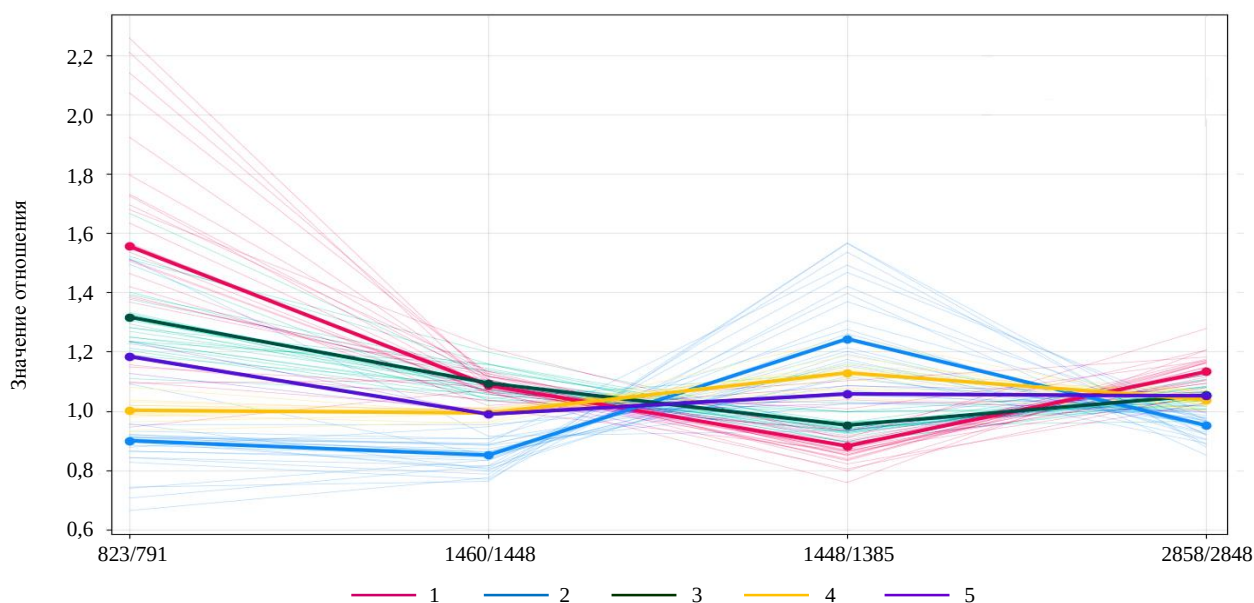


Рис.6. Диаграмма параллельных координат для визуализации различий ИК-спектров современных и ископаемых смол
1 – смола соснового типа; 2 – смола кипарисового типа; 3 – «колчеданский янтарь»; 4 – геданит; 5 – балтийский янтарь

- соотношение значений полос поглощения 2858/2848 в данной работе неинформативно, поскольку в этой части спектра сильные полосы связей C–H создают шум, на фоне которого маленький пик 2858 см^{-1} часто теряется;

- балтийский янтарь по данным признакам спектра невозможно отнести ни к смолам кипарисового типа, ни к смолам соснового типа.

Результаты данного сравнения также являются аргументом в пользу того, что источником «колчеданского янтаря» было какое-то растение из семейства сосновых, хотя ископаемые смолы соснового происхождения считаются более редкими [30].

При сравнении результатов ИК-спектроскопии «колчеданского янтаря» с другими ископаемыми смолами частичное сходство обнаружилось с янтарем о-ва Аксель-Хейберг Арктической Канады. Для него точно установлено материнское растение [39] – вымерший вид лжелиственницы *Pseudolarix wehrii* Gooch из семейства сосновых. ИК-спектры ископаемой смолы о-ва Аксель-Хейберг [39] так же, как и «колчеданский янтарь», имеют три характерных пика «гребенки» (936, 909 и 888 см^{-1}) в «области отпечатков пальца» (кривая 7, рис.5). Масс-спектроскопия канадских образцов показала [40], что их основу образуют мономеры лабданового типа не регулярной, а энантио-конфигурации (в основном озиновая кислота и энантио-биформены). Сходство ИК-спектров ископаемой смолы лжелиственницы и «колчеданского янтаря» является еще одним доводом в пользу его происхождения из смолы соснового типа. Однако в канадских образцах содержится большое количество связанной янтарной кислоты, и из-за этого их ИК-спектр отличается смещением пика карбоксильных групп к 1735 см^{-1} и наличием «балтийского зубца» в диапазоне 1250-1160 см^{-1} . В свежих смолах хвойных янтарной кислоты не содержится, поскольку она является продуктом распада других соединений [40]. В «колчеданском янтаре» янтарная кислота отсутствует или, по крайней мере, не образует поперечных связей между молекулами дитерпеноидов. Хотя лжелиственница была широко распространена в высоких и средних широтах Евразии и Северной Америки в позднем мелу и палеогене [36], в том числе в местах находок «колчеданского янтаря», без его находок в органической связи с остатками *Pseudolarix* нельзя утверждать, что это растение было его источником.

Заключение

Проведенные исследования ископаемых смол из фондов Горного музея показали, что «колчеданский янтарь» относится не к кранциту, а к отдельному и широко распространенному на севере Евразии виду ископаемых смол. Наиболее ценным для диагностики признаком его ИК-спектра является «гребенка» из трех примерно равных пиков поглощения со значениями 936; 909 и 888 см^{-1} . Присутствие «колчеданского янтаря» в разных местонахождениях российской Субарктики



подтверждается как исследованиями смол из коллекции Горного музея, так и литературными данными. Большая часть его находок связана с отложениями позднемелового возраста, в том числе исследованное горными инженерами местонахождение у с. Колчедан. В фондах музея хранятся также образцы ископаемых смол этого вида из местонахождений р. Песчанка (Архангельская обл.), р. Амдерма (Югорский полуостров) и р. Хатанга (п-ов Таймыр). Образцы ископаемых смол с аналогичными ИК-спектрами зафиксированы также на п-ове Канин (побережье Баренцева моря) и на р. Виллюй (Якутия).

ИК-спектры «колчеданского янтаря» позволяют предположить, что по химическому составу он относится к классу I классификации смол Андерсона, который представлен смолами с преобладанием дитерпеноидов лабданового типа. Это самый распространенный класс для ископаемых смол, который включает четыре подкласса. К сожалению, признаков ИК-спектра недостаточно, чтобы установить к какому именно подклассу относятся исследуемые образцы.

Определение формального минерального вида по системе, предложенной О.В.Мартirosян и М.А.Богдасаровым, также оказалось невозможным из-за отсутствия примеров типовых спектров для конкретных видов ископаемых смол в этой классификации и противоречивой трактовки термина «ретинит». Данные ИК-спектроскопии показывают, что «колчеданский янтарь» р. Исеть Среднего Урала и многочисленных местонахождений Российской Арктики относится к самостоятельному виду хрупких ископаемых смол, который пока не обнаружен в местонахождениях Европы и Северной Америки. Специфические полосы поглощения ИК-спектра указывают на то, что источником этого вида ископаемых смол были растения из семейства сосновых. Дополнительным аргументом в пользу такого происхождения «колчеданского янтаря» является сходство его диагностических участков ИК-спектра с участками ИК-спектра ископаемой смолы лжелиственницы с о-ва Аксель-Хейберг канадской Арктики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bray P.S., Anderson K.B. Identification of Carboniferous (320 Million Years Old) Class Ic Amber // Science. 2009. Vol. 326. № 5949. P. 132-134. DOI: [10.1126/science.1177539](https://doi.org/10.1126/science.1177539)
2. Мартirosян О.В., Богдасаров М.А. Ископаемые смолы: диагностика, классификация и структурные преобразования в условиях термального воздействия // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 4 (232). С. 10-15.
3. Seyfullah L.J., Beimforde C., Dal Corso J. et al. Production and preservation of resins – past and present // Biological Reviews. 2018. Vol. 93. Iss. 3. P. 1684-1714. DOI: [10.1111/brv.12414](https://doi.org/10.1111/brv.12414)
4. Боровкова Н.В., Пилипенко А.Р., Якимиха М.Н. Из Англии в Россию: флюоритовые вазы второй половины XVIII – начала XIX в. // Вестник Санкт-Петербургского университета. Искусствоведение. 2022. Т. 12. Вып. 2. С. 380-395. DOI: [10.21638/spbu15.2022.208](https://doi.org/10.21638/spbu15.2022.208)
5. Алексеев П.И., Васильев Е.А. Изучение румэнита и румэниноподобных смол из коллекций Горного музея с помощью ИК-спектроскопии // Записки Российского минералогического общества. 2025. Ч. 154. № 4. С. 113-124. DOI: [10.7868/S2658435225040084](https://doi.org/10.7868/S2658435225040084)
6. Бажин В.Ю., Сулов А.П., Горикова О.А. Исследование структуры и свойств серебряного рубля 1823 года // Цветные металлы. 2023. № 8. С. 85-92. DOI: [10.17580/tsm.2023.08.14](https://doi.org/10.17580/tsm.2023.08.14)
7. Сенников А.Г., Сенникова Е.А., Сабуров П.Г. Первые динозавры в Горном музее Санкт-Петербургского горного университета // Природа. 2024. № 5 (1305). С. 26-45. DOI: [10.7868/S0032874X24050037](https://doi.org/10.7868/S0032874X24050037)
8. Петров Д.А., Рыжкова С.О., Гембицкая И.М. Редкие минералы благородных металлов в коллекции Горного музея: новые данные // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 493-500. DOI: [10.31897/PMI.2022.42](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.42)
9. Мамышев Н.Р. О месторождении янтаря близ Каменского завода в Екатеринбургском округе // Горный журнал. 1836. Кн. 4. Ч. 2. С. 180-186.
10. Орлов Н.А., Успенский В.А. Минералогия каустобиолитов. М.; Л.: Изд-во Академии наук СССР, 1936. 198 с.
11. Савкевич С.С. Новое в минералогическом изучении янтаря и некоторых других ископаемых смол // Самоцветы: Материалы XI съезда ММА, 4-10 сентября 1978 г., Новосибирск, СССР. Л.: Наука, 1980. С. 17-28.
12. Мартirosян О.В. Есть ли янтарь на Среднем Урале? // Вестник геонаук. 2020. № 6 (306). С. 27-30. DOI: [10.19110/geov.2020.6.5](https://doi.org/10.19110/geov.2020.6.5)
13. Мартirosян О.В. «Незрелый янтарь» – кранцит – на Среднем Урале // Вестник геонаук. 2022. № 3 (327). С. 25-30. DOI: [10.19110/geov.2022.3.3](https://doi.org/10.19110/geov.2022.3.3)
14. Карпинский А.П. Собрание сочинений. В 4 томах. Т. 4. Геологические исследования на восточном склоне Урала. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1949. 464 с.
15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:100000 (третье поколение). Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
16. Крылов А.В., Васильев Е.А., Триколиди Ф.А. и др. Янтарь и гагат Российской Арктики: новые находки и перспективы практического использования // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2021. Вып. 8. С. 125-135. DOI: [10.24412/2687-1092-2021-8-125-135](https://doi.org/10.24412/2687-1092-2021-8-125-135)
17. Мартirosян О.В. Ископаемые смолы Российской Арктики: к истории изучения // Записки Российского минералогического общества. 2020. Ч. 149. № 1. С. 131-138. DOI: [10.31857/S0869605520010098](https://doi.org/10.31857/S0869605520010098)



18. Мартыросян О.В., Богдасаров М.А. Разновидности ископаемых смол Южного Сахалина и особенности их молекулярной структуры // Записки Российского минералогического общества. 2024. Т. 153. № 3. С. 97-112. DOI: [10.31857/S0869605524030061](https://doi.org/10.31857/S0869605524030061)
19. Wolfe A.P., Csank A.Z., Reyes A.V. et al. Pristine Early Eocene Wood Buried Deeply in Kimberlite from Northern Canada // PLOS ONE. 2012. Vol. 7(9). № e45537. DOI: [10.1371/journal.pone.0045537](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0045537)
20. Wolfe A.P., McKellar R.C., Tappert R. et al. Bitterfeld amber is not Baltic amber: Three geochemical tests and further constraints on the botanical affinities of succinite // Review of Palaeobotany and Palynology. 2016. Vol. 225. P. 21-32. DOI: [10.1016/j.revpalbo.2015.11.002](https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.11.002)
21. Seyfullah L.J., Szewdo J., Schmidt A.R., Prestianni C. Chemical and palaeontomological evidence of a relationship between early Eocene Belgian and Oise (France) ambers // Scientific Reports. 2024. Vol. 14. № 13705. DOI: [10.1038/s41598-024-64286-z](https://doi.org/10.1038/s41598-024-64286-z)
22. Anderson K.B., Winans R.E., Botto R.E. The nature and fate of natural resins in the geosphere—II. Identification, classification and nomenclature of resinites // Organic Geochemistry. 1992. Vol. 18. Iss. 6. P. 829-841. DOI: [10.1016/0146-6380\(92\)90051-X](https://doi.org/10.1016/0146-6380(92)90051-X)
23. Poulin J., Helwig K. Inside amber: New insights into the macromolecular structure of Class Ib resinite // Organic Geochemistry. 2015. Vol. 86. P. 94-106. DOI: [10.1016/j.orggeochem.2015.05.009](https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2015.05.009)
24. Богдасаров М.А. Мезозойские ископаемые смолы Северной Евразии // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 7. С. 3-11. DOI: [10.19110/2221-1381-2017-7-3-11](https://doi.org/10.19110/2221-1381-2017-7-3-11)
25. Савкевич С.С., Попкова Т.Н. Новые данные о «янтаре» правобережья рек Хеты и Хатанги // Доклады Академии наук СССР. 1973. Т. 208. № 2. С. 427-429.
26. Kosmowska-Ceranowicz B. Infrared spectra atlas of fossil resins, subfossil resins and selected imitations of amber // Infrared Spectra of the World's Resins. Holotype Characteristics. Atlas. Warszawa: Polska Akademia Nauk Muzeum Ziemi w Warszawie, 2015. P. 4-214.
27. Anderson K.B. The nature and fate of natural resins in the geosphere—IV. Middle and Upper Cretaceous amber from the Taimyr Peninsula, Siberia—evidence for a new form of polyabdanoid of resinite and revision of the classification of Class I resinites // Organic Geochemistry. 1994. Vol. 21. Iss. 2. P. 209-212. DOI: [10.1016/0146-6380\(94\)90155-4](https://doi.org/10.1016/0146-6380(94)90155-4)
28. Wimmer R., Galle H., Wagner-Wysiecka E. Retinit im mittleren Geiseltal und in Nordwestsachsen // Mauritiana (Altenburg). 2019. Band 37. S. 32-41 (in German).
29. Шакс И.А., Файзуллина Е.М. Инфракрасные спектры ископаемого органического вещества. Л.: Недра, 1974. 131 с.
30. Wolfe A.P., Tappert R., Muehlenbachs K. et al. A new proposal concerning the botanical origin of Baltic amber // Proceedings of Royal Society B. Biological Sciences. 2009. Vol. 276. Iss. 1672. P. 3403-3412. DOI: [10.1098/rspb.2009.0806](https://doi.org/10.1098/rspb.2009.0806)
31. Vavra N. Mineral names used for fossil resins, subfossil resins and similar materials // Infrared Spectra of the World's Resins. Holotype Characteristics. Atlas. Warszawa: Polska Akademia Nauk Muzeum Ziemi w Warszawie, 2015. P. 215-280.
32. Мартыросян О.В., Богдасаров М.А. Разновидности меловых ископаемых смол Закавказья и особенности их молекулярной структуры // Записки Российского минералогического общества. 2022. Ч. 151. № 1. С. 92-104. DOI: [10.31857/S0869605521060058](https://doi.org/10.31857/S0869605521060058)
33. Bogdasarov M.A., Rudko G.I. The Geological-Evolutional Concept of Resin Genesis // Journal of Geological Resource and Engineering. 2018. Vol. 6. Iss. 3. P. 112-123. DOI: [10.17265/2328-2193/2018.03.003](https://doi.org/10.17265/2328-2193/2018.03.003)
34. Beck C.W. Spectroscopic investigations of Amber // Applied Spectroscopy Reviews. 1986. Vol. 22. Iss. 1. P. 57-110. DOI: [10.1080/05704928608060438](https://doi.org/10.1080/05704928608060438)
35. Tappert R., McKellar R.C., Wolfe A.P. et al. Stable carbon isotopes of C3 plant resins and ambers record changes in atmospheric oxygen since the Triassic // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. Vol. 121. P. 240-262. DOI: [10.1016/j.gca.2013.07.011](https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.07.011)
36. Anderson K.B., LePage B.A. Analysis of Fossil Resins from Axel Heiberg Island, Canadian Arctic // Amber, Resinite, and Fossil Resins. American Chemical Society, 1995. P. 170-192. DOI: [10.1021/bk-1995-0617.ch009](https://doi.org/10.1021/bk-1995-0617.ch009)
37. Mays C., Coward A.J., O'Dell L.A., Tappert R. The botanical provenance and taphonomy of Late Cretaceous Chatham amber, Chatham Islands, New Zealand // Review of Palaeobotany and Palynology. 2019. Vol. 260. P. 16-26. DOI: [10.1016/j.revpalbo.2018.08.004](https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2018.08.004)
38. Tappert R., Wolfe A.P., McKellar R.C. et al. Characterizing Modern and Fossil Gymnosperm Exudates Using Micro-Fourier Transform Infrared Spectroscopy // International Journal of Plant Sciences. 2011. Vol. 172. № 1. P. 120-138. DOI: [10.1086/657277](https://doi.org/10.1086/657277)
39. Poulin J., Helwig K. Class Id resinite from Canada: A new sub-class containing succinic acid // Organic Geochemistry. 2012. Vol. 44. P. 37-44. DOI: [10.1016/j.orggeochem.2011.11.012](https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.11.012)
40. Poulin J., Helwig K. Inside Amber: The Structural Role of Succinic Acid in Class Ia and Class Id Resinite // Analytical Chemistry. 2014. Vol. 86. Iss. 15. P. 7428-7435. DOI: [10.1021/ac501073k](https://doi.org/10.1021/ac501073k)

Авторы: Павел Игоревич Алексеев, канд. биол. наук, старший научный сотрудник (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Alexeev_PI@spmi.pers.ru, <https://orcid.org/0000-0002-3741-355X>, Евгений Алексеевич Васильев, д-р геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0000-0003-2216-0956>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Совершенствование конструкции наддолотного калибрующе-эжекционного устройства для повышения эффективности разрушения горных пород в процессе строительства скважин

Д.А.Борейко¹✉, Н.Д.Цхадая¹, Д.Ю.Сериков², В.А.Хламов³

¹ Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

² РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М.Губкина, Москва, Россия

³ Ухтинский государственный технический университет, Ухта, Республика Коми, Россия

Как цитировать эту статью: Борейко Д.А., Цхадая Н.Д., Сериков Д.Ю., Хламов В.А. Совершенствование конструкции наддолотного калибрующе-эжекционного устройства для повышения эффективности разрушения горных пород в процессе строительства скважин // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 27-36. [EDN IPXGM](#)

Аннотация

В статье представлен анализ опыта эксплуатации эжекционных систем в составе буровых породоразрушающих агрегатов. Объектом исследования является наддолотное калибрующе-эжекционное устройство (КЭУ), которое устанавливается в компоновке низа бурильной колонны (КНБК) и служит для повышения эффективности промывки забоя скважины при бурении за счет работы встроенных эжекционных систем, обеспечивающих эффективный подхват струй промывочной жидкости из наддолотной области, обогащенной шламом и разрушенной горной породой. Предметом исследования является процесс истечения промывочной жидкости через эжекционные насадки (сопла) с различной геометрией поперечного сечения, от которой зависит гидродинамика потока жидкости. Конструкция наддолотного КЭУ объединяет в себе две системы – буровой калибратор и эжекционные устройства, что позволяет одновременно сэкономить место в КНБК, улучшить стабилизацию диаметра ствола и повысить качество промывки забоя скважины. В результате имитационного гидродинамического моделирования эжекционных насадок различной геометрии поперечного сечения (круг, треугольник, квадрат, пятиугольник, шестиугольник правильный и шестиугольник специально ориентированный) установлено, что увеличение скорости ядра потока жидкости, истекающей из модели сопла со специально ориентированным шестигранным сечением, составило около 4,5 % по сравнению с базовой конструкцией (круглое сечение) и около 5,5 % относительно остальных моделей. Выявлено, что конструкция насадки со специально ориентированным шестигранным сечением также позволяет направлять поток жидкости под углом к стенке скважины. Результаты дополнительного имитационного моделирования позволили установить зависимость между углом отклонения потока промывочной жидкости от вертикали и величиной управляющего угла специально ориентированного шестигранного сечения эжекционной насадки, которая открывает возможность целенаправленного управления траекторией движения промывочной жидкости путем изменения геометрии сопла. Эту возможность можно использовать для дополнительного кольматирования стенок скважины без существенного отклонения от проектного диаметра ствола.

Ключевые слова

калибрующе-эжекционное устройство; эжекционная система; гидродинамическое моделирование; эжекционное сопло; эффективность бурения; бурение скважины; геометрия сечения; промывка скважины; промывочная жидкость

Финансирование

Отсутствует.

Поступила: 26.02.2026

Принята: 28.04.2026

Онлайн: 22.06.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

Определяющей характеристикой повышения производительности и долговечности бурового инструмента является создание рациональных конструкций, схем и методов его усиления [1, 2]. Однако при бурении любым типом бурового инструмента независимо от характеристик применяемого бурового оборудования особую значимость имеет промывка забоя. Данный технологический процесс является ключевым фактором успешного проведения работ, поскольку выполняет ряд



важнейших функций, в том числе предотвращает возникающие при бурении осложнения (зашламление забоя, износ инструмента, повышение материальных затрат и средств и т.д.) [3-5]. При этом эффективность работы бурового инструмента во многом зависит от успешной работы промывочной системы, которая играет одну из ключевых ролей процесса бурения скважины [6, 7]. В современных условиях, когда наблюдается тенденция к увеличению глубины скважин и усложнению горно-геологических характеристик месторождений, грамотно спроектированная система промывки приобретает первостепенное значение. Она не только повышает эффективность буровых работ, но и существенно минимизирует вероятность возникновения технологических проблем, связанных с формированием застойных зон и ухудшением параметров пласта [8, 9]. Несовершенство конструкций промывочных узлов способствует его повышенному износу [10, 11], влияя тем самым на механическую скорость бурового инструмента, что также приводит к большим отклонениям от проектного диаметра ствола скважины и может негативно сказываться на напряженно-деформированном состоянии колонны буровых труб.

На процесс бурения влияет множество факторов, среди которых геологические условия (свойства породы и пласта), оборудование и инструмент (долота, промывка), технологические параметры (скорость вращения, расход промывочной жидкости и др.), физико-химические свойства бурового раствора, иные факторы (человеческий фактор, погодные условия и др.) [12, 13]. При невозможности влияния на геологические особенности пласта адаптивность и инновации в конструкциях инструмента для разрушения породы, а также технологиях очистки кольцевого пространства становятся ключевыми для увеличения эффективности бурения скважины [14]. В этом направлении более совершенные конструкции породоразрушающего инструмента и систем очистки призабойной зоны позволяют оптимизировать процессы бурения и очистки, поддерживая продуктивность скважины на высоком уровне.

Ключевым компонентом шарошечного бурового долота является система промывки, работоспособность и долговечность которой критически влияет на эффективность всего процесса разрушения породы при бурении скважины [15, 16]. Классические схемы промывки забоя скважины при бурении шарошечными долотами давно известны и подразделяются на три вида – боковую, центральную и комбинированную [17, 18]. Современные тенденции развития конструкций бурового инструмента направлены на усовершенствование этих систем, дополнительно подчеркивая их значимость для повышения производительности бурения [7, 19, 20]. Существует широкий спектр различных разработок специализированных конструкций для систем очистки шарошечных долот, направленных на увеличение их производительности и оптимизацию системы транспортирования выбуренного шлама в наддолотную область и далее – на устье скважины [21, 22]. Все эти инновации направлены на более эффективное распределение и использование кинетической энергии бурового раствора.

Существующие промывочные системы буровых шарошечных долот характеризуются рядом конструктивных недостатков, которые негативно сказываются на качестве очистки забоя и эффективности удаления бурового шлама из рабочей зоны, влияющей на повышенный износ инструмента. Основными недостатками являются следующие [13, 20, 23]:

- неподходящие конструкции систем промывки для заданных условий бурения и свойств скважины, например неправильное распределение, ориентация или форма сопел, не способствующие эффективному направлению потока бурового раствора;
- превышение рекомендуемой скорости движения промывочной жидкости внутри сопла, что способно привести к эрозионному повреждению промывочных каналов, а также элементов шарошечных долот;
- несовершенство процесса эффективного удаления шлама из области работы шарошек долота в наддолотное кольцевое пространство.

С учетом развития конструкций бурового инструмента и опыта внедрения различных инновационных решений указанные проблемы могут быть решены только за счет комплексного подхода, который включает как оптимизацию работы систем очистки, так и улучшение ее функциональности (например, использование асимметричной схемы промывки, применение принципа эжекции, установка на долотах вихревых камер, использование импульсной очистки и другие способы) [24, 25].



Для уменьшения негативного воздействия экранирующих эффектов, создаваемых высокоскоростными струями в процессе бурения, широко применяются методики, включающие модификации конструкции буровых долот [26, 27]. Эти модификации предусматривают создание отверстий в лапах долот для эффективного удаления бурового шлама из зоны контакта зубьев шарошек с забоем и стенкой скважины. В частности, лапы, расположенные прямо над опорами, оснащаются каналами, соединяющими пространство вблизи контакта долота с забоем и наддолотным кольцевым пространством. Тем не менее, согласно научным исследованиям, такой подход позволяет удалить через указанные отверстия лишь до 11 % шлама [17, 28], что свидетельствует об ограниченной эффективности и, предположительно, вовлечении неудаленного шлама во вторичное перемалывание буровым инструментом.

Таким образом, разработка и совершенствование оборудования для повышения эффективности промывки забоя является актуальной задачей, способствующей повышению эффективности разрушения горных пород в процессе строительства нефтяных и газовых скважин.

Проведенные ранее исследования показали потенциал и эффективность интегрирования эжекционного насоса в буровое калибрующее устройство для повышения эффективности разрушения породы и очистки ствола [29]. Калибрующе-эжекционное устройство (КЭУ) способно одновременно калибровать стенку скважины и создавать эффект эжектирования потоков бурового раствора с выбуренным шламом в наддолотную область. Устройство выполнено в теле стандартного лопастного калибратора модифицированной конструкции, позволяющей перераспределять потоки промывочной жидкости и направлять вверх по межколонному пространству [30] (рис.1).

Наддолотный КЭУ представляет собой полый цилиндрический корпус, оснащенный системой калибрующих лопастей различной длины. Все лопасти армированы твердосплавными элементами, а в коротких лопастях предусмотрены специальные отверстия двух конфигураций (горизонтальные и вертикальные), в которые вмонтированы специальные насадки. Система распределения давления работает благодаря подпорной насадке, которая находится в нижней части внутреннего промывочного канала. Важным параметром является соотношение площадей подпорной насадки и всех эжекционных насадок, что предотвращает недоохлаждение инструмента.

Работа устройства начинается при вращении буровой колонны с долотом 11. Во время работы вращающиеся шарошки взаимодействуют с забоем, их зубчатое вооружение 15 разрушает породу, а армированные вставки калибратора выравнивают стенки скважины. Процесс очистки забоя осуществляется посредством циркуляции промывочной жидкости через буровые трубы, внутренние каналы КЭУ 8 и бурового инструмента 10, обеспечивая удаление шлама из зоны разрушения забоя. Проходящая через внутренний канал 8 жидкость встречает сопротивление подпорной насадки 9, что создает необходимое давление внутри системы и направляет поток в эжекционные каналы. Основной механизм работы КЭУ базируется на эффекте Бернулли, когда увеличение скорости потока жидкости приводит к снижению статического давления в зоне смешения. Промывочная жидкость поступает через

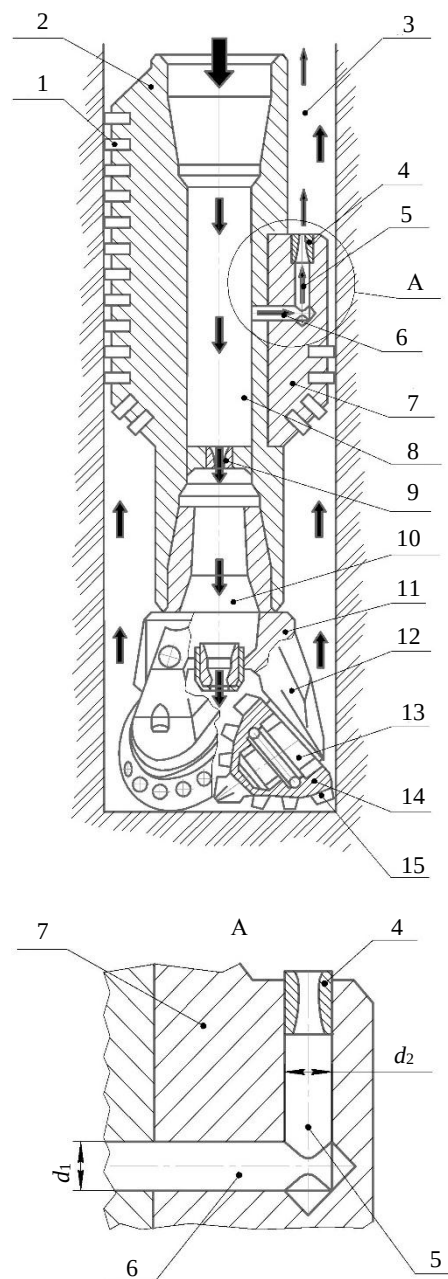


Рис.1. Конструкция и принцип действия бурового калибрующе-эжекционного устройства [30]

- 1 – армированные износостойкие вставки;
- 2 – корпус; 3 – эжекционная камера;
- 4 – эжекционная насадка; 5, 6 – каналы;
- 7 – эжекционная лопасть; 8 – центральный промывочный канал; 9 – подпорная насадка;
- 10 – породоразрушающий инструмент;
- 11 – буровое долото; 12 – лапы; 13 – цапфы;
- 14 – шарошки; 15 – зубья



эжекционную насадку 4 в специально образованную камеру, которая формируется стенками скважины, корпусом калибратора и двумя прилегающими длинными лопастями, являющимися частью корпуса КЭУ. В этой зоне высокоскоростные потоки жидкости из насадок 4 смешиваются с более медленными восходящими потоками, содержащими частицы разрушенной породы и поступающими от забоя через промежутки между лопастями в эжекционную камеру 3. Взаимодействие потоков приводит к образованию интегрированного эжектированного потока, который отличается заметно более высокими показателями скорости и подъемной силы в сравнении с исходным потоком. При этом в призабойной зоне формируется зона пониженного давления, что создает благоприятные условия для эффективного разрушения горной породы. Данный эффект достигается благодаря уменьшению дифференциального давления на забое, что существенно облегчает процесс вскрытия разбуриваемого массива. Эти процессы позволяют снизить вероятность вторичного перемалывания выбуренной породы и интенсивность износа бурового инструмента.

Известно, что увеличение площади контакта струи промывочной жидкости с боковой поверхностью сопла может улучшить процесс выноса шлама на поверхность и повысить производительность работы насадок породоразрушающего инструмента. Это связано с тем, что увеличение контактной площади может улучшить эффективность передачи энергии от струи на выбуриваемую породу за счет увеличения ее скорости. Анализ расчетных данных подтверждает очевидное преимущество сопла шестигранного профиля в процессе формирования промывочной струи. Конструктивная особенность данного типа сопла заключается в том, что оно создает поток жидкости с существенно увеличенной площадью соприкосновения с рабочей средой в призабойной зоне по сравнению с классическими насадками круглого сечения. Подобное решение обеспечивает более качественное взаимодействие между потоком промывочной жидкости и гидравлической средой забоя [9, 28].

Данное конструктивное решение обеспечивает более эффективное вовлечение в циркуляционный процесс значительных объемов забойной гидравлической среды со шламом. Следствием этого становится повышение качества промывки как бурового инструмента, так и всей призабойной зоны в целом. Таким образом, от правильного выбора типа насадок 4 и формы их геометрического сечения зависит плотность истекающей струи и скорость ее потока, определяющие эффективность работы КЭУ.

Методы

Для рационального и обоснованного выбора оптимальной конструкции эжекционных насадок КЭУ в работе предлагается исследование и сравнение сечений различной геометрии (круглое, треугольное, квадратное, пятиугольное, шестиугольное и шестиугольное специально ориентированное) методом имитационного компьютерного моделирования гидродинамики (CFD), который является наиболее точным и апробированным на достаточном количестве подобных прикладных задач [22, 31, 32]. С целью детального изучения этого вопроса были проанализированы конструктивные параметры эжекционных насадок с поперечными сечениями различной геометрической формы: круг, треугольник, квадрат, пятиугольник, правильный шестиугольник и специально ориентированный шестиугольник. Главным исходным условием моделирования является равенство площадей поперечного сечения насадок на входе и выходе, а также равенство высоты и наружного диаметра цилиндра.

Для проведения компьютерного моделирования гидродинамических процессов в CFD-комплексе были заданы следующие исходные параметры системы: рабочий объем $0,017 \text{ м}^3$; дистанция между выходным соплом и границей рабочей зоны $0,4 \text{ м}$; расход жидкости на входе в сопло $0,03 \text{ м}^3/\text{с}$; рабочая среда – жидкая фаза с плотностью 1200 кг/м^3 ; выходное давление моделирования $0,2 \text{ МПа}$.

Расчетная область для моделирования представлена на рис.2, а, геометрические формы моделируемых сечений – на рис.2, б. Размеры расчетной области соответствуют габаритным размерам эжекционной камеры, образованной стенкой скважины и соседними длинными лопастями корпуса КЭУ. Нижняя плоскость расчетной области совмещена с входным сечением сопла.

Моделировалась затопленная вертикальная струя жидкости плотностью 1200 кг/м^3 , истекающей из сопла. В качестве базы для анализа была принята эжекционная насадка с круглым поперечным

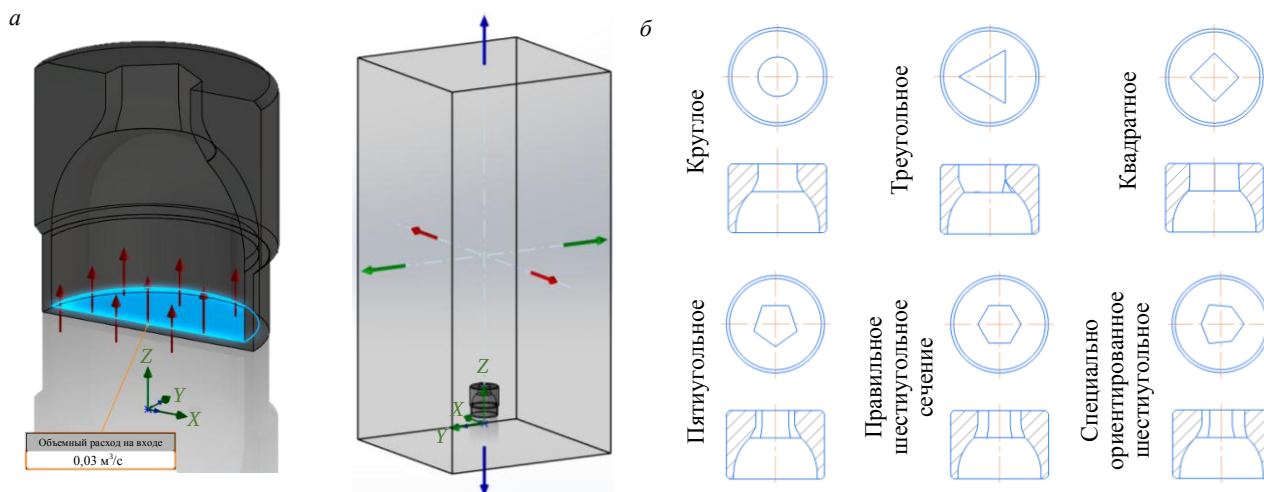


Рис.2. Исходные данные для моделирования течения жидкости через эжекционное сопло:
 а – расчетная модель и область моделирования; б – формы моделируемых поперечных сечений сопла

сечением, поскольку прототипом эжекционных насадок бурового КЭУ являются гидромониторные насадки бурового породоразрушающего инструмента, что предопределяет собой их дальнейшую взаимозаменяемость.

Важно отметить следующие ограничения модели:

- модель не учитывает эффекты вращения буровой колонны и связанные с этим динамические нагрузки;
- в модели приняты идеализированные граничные условия;
- не учтены динамические изменения реологических свойств промывочной жидкости в реальном процессе бурения;
- результаты получены для стационарных условий, тогда как реальное бурение характеризуется нестационарностью процесса.

Данные ограничения необходимо учитывать при интерпретации результатов и их практическом применении. Рекомендуется проведение дополнительных исследований для уточнения полученных зависимостей в реальных условиях бурения.

Геометрической особенностью специально ориентированного шестиугольного поперечного сечения является то, что оно выполнено с тремя углами одного размера ($\beta_1 = \beta_2 = \beta_3$) и тремя углами другого, меньшего, размера ($\alpha_1 = \alpha_2 = \alpha_3$) (рис.3). В конструкции бурового КЭУ эжекционная насадка с данным сечением зафиксирована относительно эжекционной лопасти от проворота. Одна из вершин углов меньшего размера ориентирована по направлению к оси КЭУ, а вторая направлена в сторону набегающей грани одной смежной длинной лопасти. Третья из вершин углов меньшего размера направлена в сторону сбегающей грани другой смежной длинной лопасти [30].

Обсуждение результатов

Основными показателями, характеризующими эффективность работы эжекционных насадок, являются скорость и высота ядра потока струи промывочной жидкости, истекающей из сопла. При этом наиболее важным показателем является скорость потока, поскольку именно она влияет на возникновение и интенсивность эффекта эжекции (высасывания) жидкости из области работы бурового инструмента в наддольную область и дальнейший ее «разгон» вверх по межтрубному пространству, способствуя повышению эффективности процесса промывки [15, 17]. Результаты моделирования потоков жидкости представлены на рис.4 в виде сравнительного анализа скорости и высоты ядра потока между соплами с рассматриваемыми поперечными сечениями.

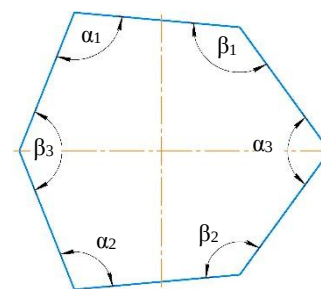


Рис.3. Геометрические параметры специально ориентированного шестиугольного сечения

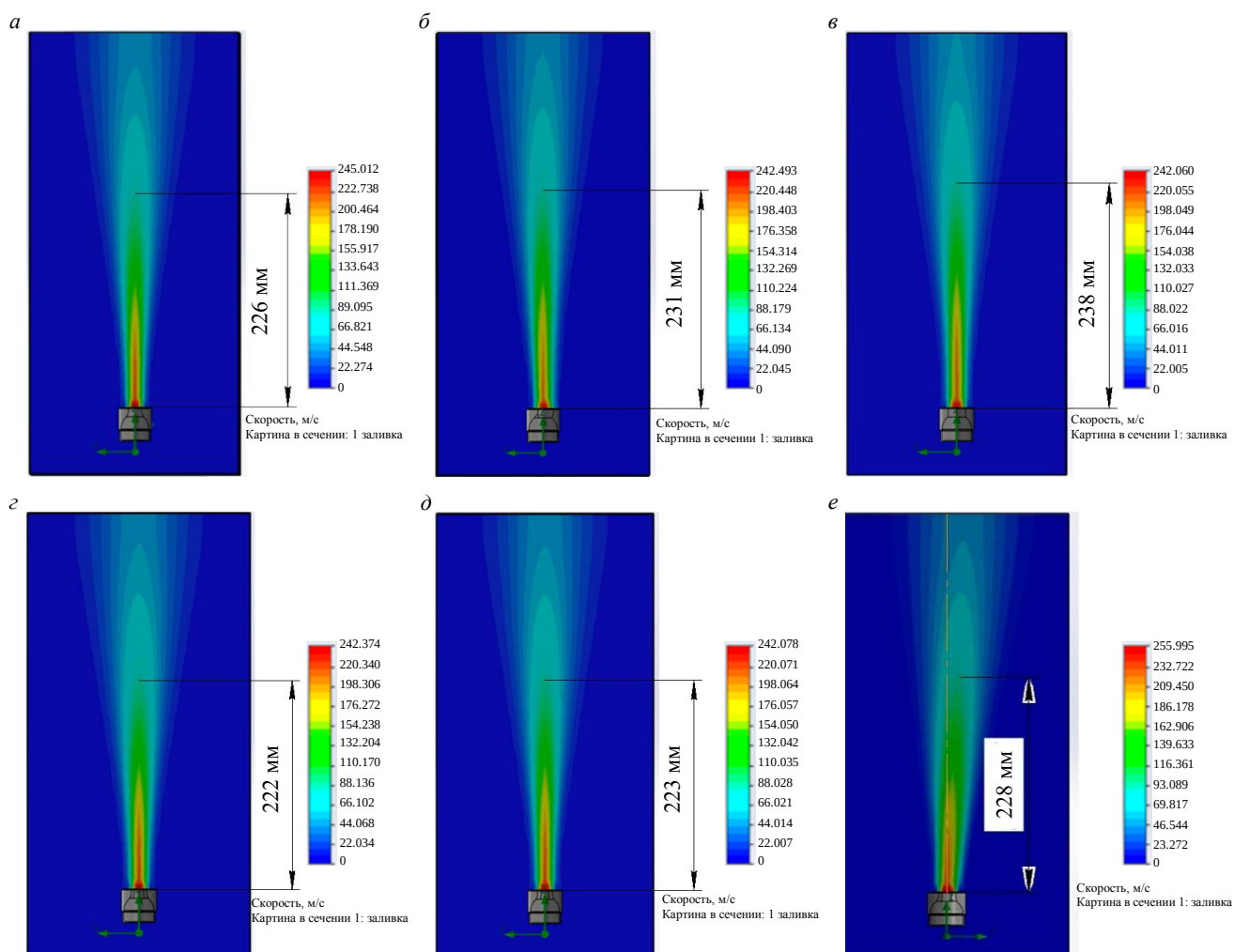


Рис.4. Результаты моделирования потока промывочной жидкости через эжекционные сопла различного поперечного сечения (скорость в конце ядра потока, м/с / максимальная высота основного потока, мм): а – круглое (111/226); б – треугольное (110/231); в – квадратное (110/238); г – пятиугольное (110/222); д – правильное шестиугольное (110/223); е – специально ориентированное шестиугольное (116/228)

Все насадки различного сечения, кроме специально ориентированного шестиугольного, имеют одинаковую скорость. Увеличение скорости ядра потока жидкости, истекающей из модели сопла со специально ориентированным шестиугольным сечением, составило около 4,5 % по сравнению с базовой конструкцией (круглое сечение) и около 5,5 % относительно остальных моделей. Это обстоятельство способствует повышению скорости интегрального смешанного потока и повышению эффективности удаления выбуренного шлама из зоны работы долота, что будет способствовать повышению его надежности за счет снижения вероятности вторичного перемалывания породы. Таким образом, можно сделать вывод о том, что буровое КЭУ, оснащенное эжекционными соплами со специально ориентированным шестиугольным сечением, будет работать более эффективно по сравнению с базовым круглым и другими.

В результате моделирования было установлено, что сопло со специально ориентированным шестиугольным сечением отклонило поток жидкости от вертикали на 2° (рис.4, е). При детальном рассмотрении установлено, что данное отклонение произошло в сторону одного из трех углов меньшего размера – α_3 , величина которого составила $105^\circ 50'$. Это побудило дополнительное исследование, для чего были смоделированы насадки с различными углами α_3 (85° , 95° , 115° , 125°) так, чтобы соблюдалось главное исходное условие моделирования – равенство площадей поперечного сечения насадок на входе и выходе. Угол отклонения струи от вертикали обозначен как β . Результаты моделирования потоков жидкости асимметричного шестиугольного сечения с различными углами сечения насадки α_3 представлены на рис.5.

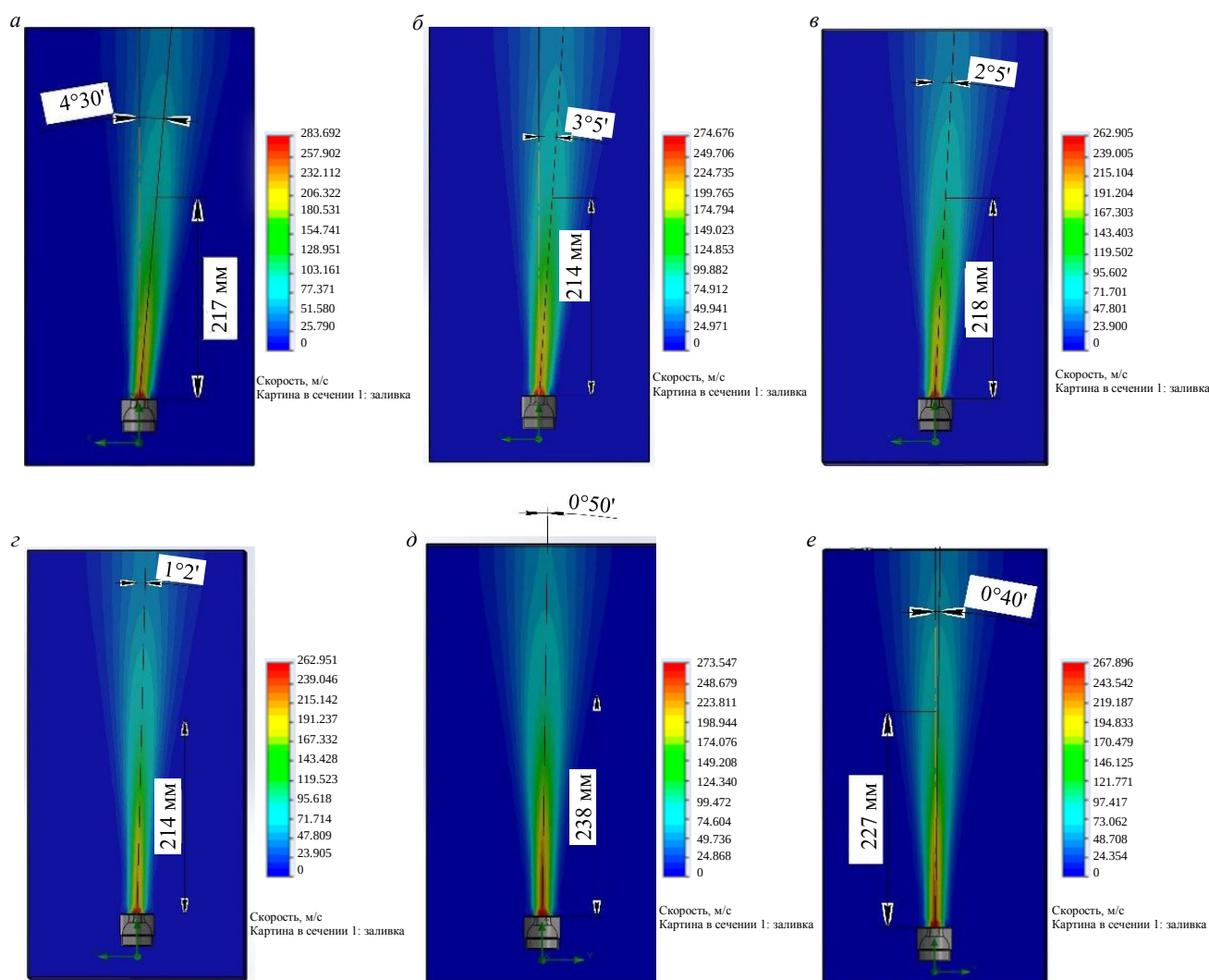


Рис.5. Результаты моделирования потока промывочной жидкости через эжекционное сопло со специально ориентированным шестиугольным сечением при различных углах α_3 :
 $a - 85^\circ$; $b - 95^\circ$; $b - 100^\circ$; $z - 110^\circ$; $d - 115^\circ$; $e - 125^\circ$

На основе полученных дополнительных данных построен график зависимости изменения величины угла отклонения от вертикали β потока промывочной жидкости через эжекционное сопло со специально ориентированным шестиугольным сечением от величины угла α_3 (рис.6). Установлена

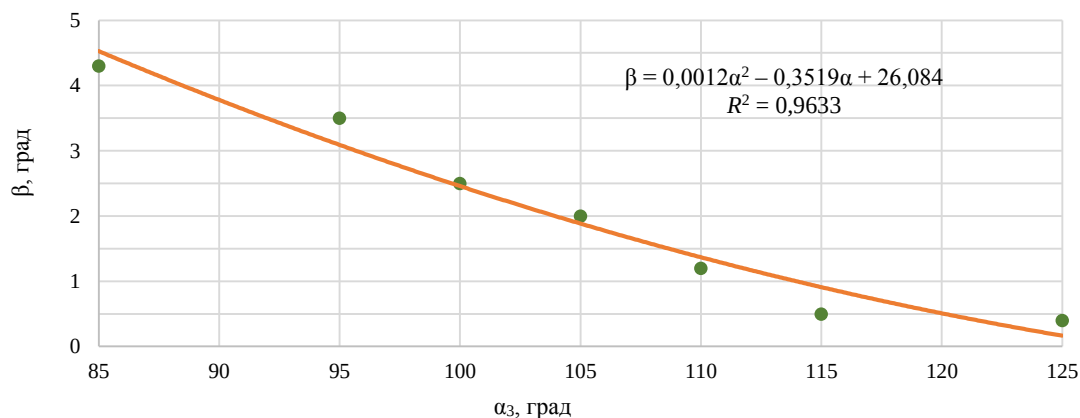


Рис.6. График зависимости изменения величины угла отклонения от вертикали β потока промывочной жидкости от величины управляющего угла α_3 специально ориентированного шестигранного сечения эжекционной насадки



зависимость между углом отклонения потока промывочной жидкости от вертикали β и величиной управляющего угла α_3 специально ориентированного шестигранного сечения эжекционной насадки: $\beta = 0,0012\alpha_3^2 - 0,3519\alpha_3 + 26,084$. Это свидетельствует о том, что с увеличением угла α_3 возрастает угол отклонения потока β , что подтверждает возможность целенаправленного управления направлением движения промывочной жидкости путем изменения геометрии сопла. Значение коэффициента детерминации $R^2 = 0,9633$ свидетельствует о высокой степени достоверности установленной зависимости. Полученный коэффициент детерминации находится в диапазоне, характерном для точных технических измерений, что говорит о высоком уровне достоверности установленной зависимости и возможности ее практического применения.

Физический смысл данного явления можно объяснить следующим образом. При изменении геометрии сопла (через изменение управляющего угла α_3) меняется характер течения жидкости. Это приводит к изменению распределения скоростей в потоке, а также перераспределению давления в системе и возникновению боковых сил, отклоняющих поток. Квадратичная зависимость показывает, что влияние управляющего угла на отклонение потока носит нелинейный характер: при малых значениях α_3 влияние на β относительно слабое, а с увеличением управляющего угла α_3 эффект отклонения усиливается нелинейно. Таким образом, для различных условий бурения можно выделять оптимальные диапазоны углов, где достигается максимальное отклонение потока.

Заключение

На основании проведенных исследований установлено, что увеличение скорости ядра потока промывочной жидкости, истекающей из модели сопла со специально ориентированным шестигранным сечением, составило около 4,5 % по сравнению с базовой конструкцией (круглое сечение) и около 5,5 % относительно остальных моделей. Дополнительно было выявлено, что конструкция насадки со специально ориентированным шестигранным сечением также позволяет направлять поток жидкости под углом к стенке скважины.

Результаты дополнительного имитационного моделирования позволили установить зависимость между углом отклонения потока промывочной жидкости от вертикали и величиной управляющего угла специально ориентированного шестигранного сечения эжекционной насадки: $\beta = 0,0012\alpha_3^2 - 0,3519\alpha_3 + 26,084$. Данная зависимость открывает возможность целенаправленного управления траекторией движения промывочной жидкости путем изменения геометрии сопла, что на практике можно использовать для дополнительного кольматирования стенок скважины без существенного отклонения от проектного диаметра ее ствола. Однако для повышения эффективности этого процесса необходимо дополнительно применять современные инновационные промывочные жидкости, например [33, 34].

В результате проведенного исследования установлены закономерности влияния геометрии эжекционных насадок на гидродинамические характеристики потока промывочной жидкости, а также на возможность определенным образом влиять на траекторию потока, что расширяет научные представления о процессах эжекции в буровом породоразрушающем инструменте.

Полученные результаты создают предпосылки для дальнейших исследований оптимизации конструктивных параметров эжекционных насадок (в том числе гидромониторных насадок буровых долот), изучения влияния новых геометрических параметров на эффективность работы промывочной системы в целом, а также для разработки методики подбора оптимальных параметров для конкретных условий бурения, что в перспективе может иметь существенное значение для развития технологий бурения скважин и использоваться при проектировании современного бурового инструмента для повышения эффективности процесса разрушения горных пород и качества очистки забоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиева Л., Жуков И.А. Повышение эффективности ударно-поворотного бурения горных пород высокой крепости совершенствованием структуры породоразрушающего безлезвийного инструмента // Устойчивое развитие горных территорий. 2024. Т. 16. № 4 (62). С. 1681-1694. DOI: [10.21177/1998-4502-2024-16-4-1681-1694](https://doi.org/10.21177/1998-4502-2024-16-4-1681-1694)
2. Afanasev A., Simisinov D., Zubov V. Modeling of gear production in loose-abrasive machining technique // Materials Today: Proceedings. 2019. Vol. 19. Part 5. P. 2358-2360. DOI: [10.1016/j.matpr.2019.07.693](https://doi.org/10.1016/j.matpr.2019.07.693)



3. Xiaohua Zhu, Keyu Shen, Bo Li. Investigation: Cutting Transport Mechanism in Inclined Well Section under Pulsed Drilling Fluid Action // *Energies*. 2021. Vol. 14. Iss. 8. № 2141. DOI: [10.3390/en14082141](https://doi.org/10.3390/en14082141)
4. Al-Rubaii M., Al-Shehri D. A Novel Automated Model for Evaluation of the Efficiency of Hole Cleaning Conditions during Drilling Operations // *Applied Sciences*. 2023. Vol. 13. Iss. 11. № 6464. DOI: [10.3390/app13116464](https://doi.org/10.3390/app13116464)
5. Rastvorova I.I., Dvoynikov V.M. Analysis of Mathematical Models for Developing a Methodology to Measure Energy and Spatial Characteristics of Axial Impact During Well Drilling // *WSEAS Transactions on Applied and Theoretical Mechanics*. 2025. Vol. 20. P. 130-137. DOI: [10.37394/232011.2025.20.15](https://doi.org/10.37394/232011.2025.20.15)
6. Xiaohua Zhu, Keyu Shen, Bo Li, Yanxin Lv. Cuttings Transport Using Pulsed Drilling Fluid in the Horizontal Section of the Slim-Hole: An Experimental and Numerical Simulation Study // *Energies*. 2019. Vol. 12. Iss. 20. № 3939. DOI: [10.3390/en12203939](https://doi.org/10.3390/en12203939)
7. Повалихин А.С., Близнюков В.Ю. Особенности технологии бурения и подготовки ствола вертикальной скважины к спуску обсадной колонны большого диаметра // *Инженер-нефтяник*. 2017. № 1. С. 5-12.
8. Xiaoming Li, Yuyue Fan, Jiahua Li et al. Research on the Influence of a Cuttings Bed on Drill String Friction Torque in Horizontal Well Sections // *Processes*. 2022. Vol. 10. Iss. 10. № 2061. DOI: [10.3390/pr10102061](https://doi.org/10.3390/pr10102061)
9. Kunshin A.A., Buslaev G.V., Reich M. et al. Numerical Simulation of Nonlinear Processes in the «Thruster–Downhole Motor–Bit» System While Extended Reach Well Drilling // *Energies*. 2023. Vol. 16. Iss. 9. № 3759. DOI: [10.3390/en16093759](https://doi.org/10.3390/en16093759)
10. Šporin J., Balaško T., Mrvar P. et al. Change of the Properties of Steel Material of the Roller Cone Bit Due to the Influence of the Drilling Operational Parameters and Rock Properties // *Energies*. 2020. Vol. 13. Iss. 22. № 5949. DOI: [10.3390/en13225949](https://doi.org/10.3390/en13225949)
11. Овчинников В.П., Рябуха А.В., Рожкова О.В., Листак М.В. Причины и виды аварий с породоразрушающим инструментом (на примере скважины № 307 Копанского месторождения) // *Вестник Ассоциации буровых подрядчиков*. 2022. № 3. С. 18-22.
12. Борейко Д.А., Лютноев А.А., Сериков Д.Ю. Теоретические исследования характера и условий взаимодействия с забоем тыльных и периферийных конусов шарошек бурового долота со смещенными осями вращения // *Горные науки и технологии*. 2022. Т. 7. № 3. С. 231-239. DOI: [10.17073/2500-0632-2022-3-231-239](https://doi.org/10.17073/2500-0632-2022-3-231-239)
13. Литвиненко В.С., Двойников М.В. Методика определения параметров режима бурения наклонно прямолинейных участков скважины винтовыми забойными двигателями // *Записки Горного института*. 2020. Т. 241. С. 105-112. DOI: [10.31897/PMI.2020.1.105](https://doi.org/10.31897/PMI.2020.1.105)
14. Третьяк А.Я., Попов В.В., Гроссу А.Н., Борисов К.А. Инновационные подходы к конструированию высокоэффективного породоразрушающего инструмента // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2017. № 8. С. 225-230. DOI: [10.25018/0236-1493-2017-8-0-225-230](https://doi.org/10.25018/0236-1493-2017-8-0-225-230)
15. Rawal R., Karmakar N.C., Sharma S.K. Optimization of Fluid Flushing Rate: A Study on Laboratory Drilling Setup // *Journal of The Institution of Engineers (India): Series C*. 2022. Vol. 103. Iss. 4. P. 985-990. DOI: [10.1007/s40032-022-00809-9](https://doi.org/10.1007/s40032-022-00809-9)
16. Тошниезов Л.Г., Тошов Ж.Б. Анализ теоретических и экспериментальных исследований в области процесса сальникообразования при бурении скважин // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2019. № 11. С. 139-151. DOI: [10.25018/0236-1493-2019-11-0-139-151](https://doi.org/10.25018/0236-1493-2019-11-0-139-151)
17. Богомолов Р.М., Панин Н.М. Совершенствование элементов систем промывки шарошечного бурового инструмента // *Сфера. Нефть и Газ*. 2021. № 3 (82). С. 52-57.
18. Сериков Д.Ю., Блинков О.Г., Панин Н.М., Шигин А.О. Совершенствование центральной промывки шарошечного бурового инструмента // *Оборудование и технологии для нефтегазового комплекса*. 2019. № 3 (111). С. 23-27. DOI: [10.33285/1999-6934-2019-3\(111\)-23-27](https://doi.org/10.33285/1999-6934-2019-3(111)-23-27)
19. Повалихин А.С., Близнюков В.Ю. Селективное управление бурильной колонной при проводке горизонтальной скважины // *Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море*. 2019. № 5. С. 5-10. DOI: [10.30713/0130-3872-2019-5-5-10](https://doi.org/10.30713/0130-3872-2019-5-5-10)
20. Шигин А.О., Гилев А.В., Шигина А.А. Напряжения и стойкость шарошечных долот при бурении сложноструктурных массивов горных пород // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2013. № 4. С. 325-333.
21. Тунгусов С.А. Пульсирующий поток и технические средства для его создания при промывке скважин // *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*. 2024. Т. 66. № 1. С. 109-115. DOI: [10.32454/0016-7762-2024-66-1-109-115](https://doi.org/10.32454/0016-7762-2024-66-1-109-115)
22. Kun Bo, Fangzhou Ji, Zhiqiang Zhao et al. Optimum Design of Large-Diameter Reverse Circulation Drill Bit for Drilling Rescue Wells Using Orthogonal Experimental Method and CFD Simulation // *Energies*. 2023. Vol. 16. Iss. 9. № 3913. DOI: [10.3390/en16093913](https://doi.org/10.3390/en16093913)
23. Leusheva E., Alikhanov N., Tabatabaee Moradi S.S. Experimental Evaluation of Influence of Physico-chemical Properties of Surfactants on Drilling Process in Pay-zones // *International Journal of Engineering, Transactions A: Basics*. 2025. Vol. 38. Iss. 4. P. 819-829. DOI: [10.5829/ije.2025.38.04a.13](https://doi.org/10.5829/ije.2025.38.04a.13)
24. Xinda Qi, Weishan Chen, Yingxiang Liu et al. A Novel Well Drill Assisted with High-Frequency Vibration Using the Bending Mode // *Sensors*. 2018. Vol. 18. Iss. 4. № 1167. DOI: [10.3390/s18041167](https://doi.org/10.3390/s18041167)
25. Jalakani R., Tabatabaee Moradi S.S., Morenov V. Reliability Analysis of a Drilling Bit Penetration Model in Oil and Gas Wells: A Case Study // *International Journal of Engineering, Transactions B: Applications*. 2024. Vol. 37. Iss. 11. P. 2213-2222. DOI: [10.5829/ije.2024.37.11b.08](https://doi.org/10.5829/ije.2024.37.11b.08)
26. Еловых П.Ф., Нескоромных В.В., Еловых В.Ф. Определение коэффициента боковой фрезерующей способности отклоняющей системы при бурении наклонно-направленного ствола скважины // *Инженер-нефтяник*. 2018. № 1. С. 11-14.
27. Джурраев Р.У., Меркулов М.В., Хатамова Д.Н., Асанов А.Т. Разработка технических решений по предотвращению образования шламового режима на забое скважины // *Горный информационно-аналитический бюллетень*. 2025. № 7. С. 102-114. DOI: [10.25018/0236_1493_2025_7_0_102](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2025_7_0_102)
28. Шигин А.О., Борейко Д.А., Цхадая Н.Д., Сериков Д.Ю. Сравнительный анализ эффективности работы шарошечных буровых долот // *SOCAR Proceedings*. 2021. № S2. 7 с. DOI: [10.5510/OGP2021SI200536](https://doi.org/10.5510/OGP2021SI200536)
29. Сериков Д.Ю., Мясков К.А., Васильев А.А. Совершенствование конструкции наддолотного прямолопастного калибратора-эжектора // *Строительство нефтяных и газовых скважин на суше и на море*. 2019. № 10. С. 21-26. DOI: [10.30713/0130-3872-2019-10-21-26](https://doi.org/10.30713/0130-3872-2019-10-21-26)
30. Сериков Д.Ю., Борейко Д.А., Мурадов А.В. Патент № 2799295 РФ. Калибратор скважинный. Оpubл. 04.07.2023. Бюл. № 19.
31. Buslaev G.V., Konoplyannikov A.V. Mathematical Modeling of a Hydro-mechanical System with a Positive Displacement Motor and Hydraulic Thruster to Optimize the Drilling Process for Extended-reach Drilling Wells // *International Journal of Engineering*. 2026. Vol. 39. Iss. 5. P. 1077-1087. DOI: [10.5829/ije.2026.39.05b.03](https://doi.org/10.5829/ije.2026.39.05b.03)



32. Ганиев Р.И., Дебоер Л., Аглиуллин А.Х., Исмаков Р.А. Самоактивируемый циркуляционный переводник CIRCUL+: моделирование, стендовая валидация и полевые испытания // Вестник Ассоциации буровых подрядчиков. 2025. № 4. С. 31-39.
33. Литвиненко В.С., Николаев Н.И. Технологические жидкости для повышения эффективности строительства и эксплуатации нефтяных и газовых скважин // Записки Горного института. 2011. Т. 194. С. 84-90.
34. Шишов А.М., Уляшева Н.М. О возможности регулирования формирования призабойной зоны пласта за счет управления составом бурового раствора // Инженер-нефтяник. 2023. № 4. С. 67-71.

Авторы: **Дмитрий Андреевич Борейко**, канд. техн. наук, доцент (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), Boreyko_DA@pers.spmi.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0248-4526>, **Николай Денисович Цхадая**, д-р техн. наук, специальный представитель ректора (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0000-0003-2332-1117>, **Дмитрий Юрьевич Сериков**, д-р техн. наук, профессор (РГУ нефти и газа (НИУ) им. И.М.Губкина, Москва, Россия), <https://orcid.org/0000-0003-3256-580X>, **Вячеслав Александрович Хламов**, ассистент (Ухтинский государственный технический университет, Ухта, Республика Коми, Россия), <https://orcid.org/0009-0003-1950-652X>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Исследование тампонажных растворов с применением хромосодержащего катализаторного шлама для крепления скважин в зоне многолетнемерзлых пород

В.Н.Кучин✉, Г.В.Буслаев, В.А.Сидоров, О.С.Зубкова

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Кучин В.Н., Буслаев Г.В., Сидоров В.А., Зубкова О.С. Исследование тампонажных растворов с применением хромосодержащего катализаторного шлама для крепления скважин в зоне многолетнемерзлых пород // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 37-46. [EDN NQAEHI](#)

Аннотация

В статье представлено экспериментальное исследование влияния добавки оксида хрома (III), восстановленного из хромосодержащего катализаторного шлама, на свойства тампонажных растворов для крепления скважин в зоне многолетнемерзлых пород. Обоснована необходимость модификации тампонажных растворов при повышении прочности цементного камня для интервалов в многолетнемерзлых породах. Разработан метод восстановления Cr(VI) в стабильную форму Cr(III) и получен Cr_2O_3 для использования в качестве активной минеральной добавки. Рассмотрены четыре состава тампонажной смеси: базовый, часто используемый на объектах, на основе ПЦТ с ускорителем схватывания; на основе ПЦТ; на основе ПЦТ с добавлением оксида хрома (III); на основе ПЦТ с хлоридом кальция и добавлением оксида хрома (III). Эксперименты включают испытания четырех составов при двух водотвердых отношениях ($\text{B/T} = 0,4$ и $0,5$) с оценкой растекаемости, прочности на сжатие и изгиб, микроструктуры (микротомография, SEM) и фазового состава (XRD) при нормальных и отрицательных температурах, включая циклическое изменение температуры. Полученные данные показывают, что при $\text{B/T} = 0,5$ добавка Cr_2O_3 повышает прочность цементного камня на сжатие и изгиб, наблюдается снижение содержания свободного Ca(OH)_2 , увеличивается доля гидросиликатов кальция (CSH), видна более однородная и плотная микроструктура. Модификация увеличивает растекаемость раствора, что способствует лучшему замещению бурового раствора. Очевидна целесообразность применения Cr_2O_3 для повышения долговечности и герметичности крепи в условиях криолитозоны.

Ключевые слова

многолетнемерзлая порода; крепление скважин; тампонажный раствор; прочность; хромосодержащий шлам; утилизация промышленных отходов

Финансирование

Отсутствует.

Поступила: 28.11.2025

Принята: 28.04.2026

Онлайн: 24.06.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

Современные условия разработки нефтяных и газовых месторождений все чаще связаны с освоением территорий, расположенных в сложных инженерно-геологических районах, включая зону многолетнемерзлых пород – криолитозону [1, 2]. Проведение строительных работ на скважине в таких условиях сопряжено с рядом серьезных вызовов: резкие температурные колебания, наличие талых вод и мерзлых пород, высокая вероятность образования трещин и потери герметичности цементного кольца. Одной из наиболее критичных проблем остается межколонный переток, вызванный нарушением целостности цементного камня или его слабой адгезией к обсадной колонне и стенке скважины [3-5].

Классические составы тампонажных растворов не обеспечивают требуемую стойкость в условиях мерзлоты и подвержены разрушению под действием замораживания, оттаивания и миграции агрессивных флюидов [6]. При испытании цементов для северных районов может быть использован температурный режим, основанный на температурных режимах проводки скважин [7].

В процессе проводки скважин в многолетнемерзлых породах с промывкой глинистым раствором на водной основе температура его искусственно поддерживается в пределах от 5 до 7 °С.



Следовательно, температура раствора, используемого в этих условиях, должна быть такой же. Это диктуется необходимостью нивелирования температуры цементного раствора, закачиваемого в скважину и выходящего на устье скважины, и температуры в скважине [8, 9]. После окончания процесса цементирования такая температура сохраняется еще некоторое время или незначительно снижается. Далее происходит охлаждение цементного раствора под влиянием холода массива мерзлых пород или разогрев вследствие экзотермии процесса гидратации [10, 11].

Цементирование обсадных колонн в интервале мерзлых пород (МП) предусматривает формирование цементного камня и его работу в диапазоне циклических знакопеременных температурных воздействий [12]. В результате изменяющегося пограничного агрегатного состояния остаточной жидкости (после полного протекания процесса гидратации в тампонажном растворе), оставшейся в закрытой пористости цементного камня, при температуре от +5 до –5 °С происходит циклическое объемное воздействие, обуславливающее нарушение целостности его структуры [13, 14].

Целью работы является экспериментальное обоснование эффективности применения катализаторного шлама с содержанием оксида алюминия и оксида хрома (III) в качестве активной минеральной добавки к тампонажному цементу для использования в условиях криолитозоны.

Идея работы заключается в повышении прочности цементного камня путем введения в состав тампонажного раствора рассматриваемой добавки, способствующего формированию более плотной и стабильной структуры цементного камня и являющегося антиоксидантом, которым в данном случае выступает оксид хрома III в количестве 10-14 % для среды применения.

Основные задачи исследования:

- анализ условий эксплуатации цементного камня в зоне вечной мерзлоты и выявление основных факторов разрушения;
- исследование влияния добавки оксида хрома (III) на прочностные характеристики цементного камня при различных водотвердых отношениях;
- оценка структуры и микропористости полученного цементного камня;
- обоснование оптимального содержания добавки для повышения устойчивости к внешним воздействиям.

В статье рассмотрено влияние температурного фактора на формирование кристаллов воды внутри цементного камня в циклах замораживания-оттаивания при гидратации. Предложен подход к утилизации отходов промышленности путем их повторного вовлечения в технологические процессы строительства скважин.

Практическая значимость работы состоит в разработке эффективной рецептуры модифицированного тампонажного состава, обеспечивающего повышенную герметичность и долговечность крепления скважин в районах вечной мерзлоты. Полученные результаты могут быть использованы при проектировании работ по строительству нефтегазовых скважин в арктических и субарктических регионах.

Обзор литературы и основы исследования

Особенности цементирования в зоне многолетнемерзлых пород. Многолетнемерзлые грунты представляют собой сложную систему, состоящую из минеральной матрицы, воды в различных фазовых состояниях и газов. Температура их залегания варьируется от 0 до –15 °С и ниже. При контакте с буровыми и цементными растворами, имеющими положительную температуру, происходит локальное оттаивание породы, сопровождающееся деформациями, образованием трещин и изменением фильтрационных свойств [15-17]. Основным требованием к тампонажным материалам для таких условий является сохранение герметичности цементного кольца и устойчивости к многократным циклам замораживания и оттаивания. При этом необходимо обеспечить минимальную теплопередачу к породе, чтобы не нарушить термический баланс мерзлого массива [18, 19].

При снижении температуры ниже 0 °С скорость гидратации цемента резко падает, что приводит к недобору прочности и формированию пористой структуры [20, 21]. При замерзании воды до начала схватывания образуются ледяные включения и микротрещины, которые впоследствии служат каналами фильтрации флюидов. Таким образом, даже незначительные колебания температуры способны привести к нарушению герметичности цементного камня [22, 23].

Проблемы традиционных тампонажных цементов. Чистые портландцементы, используемые при цементировании скважин, не рассчитаны на отрицательные температуры. Они характеризуются



повышенной контракцией, образованием свободного $\text{Ca}(\text{OH})_2$, низкой стойкостью к выщелачиванию и растрескиванию при замерзании [24, 25]. При замерзании водоцементной смеси происходит объемное расширение до 5 %, что вызывает внутренние напряжения и снижает прочность на изгиб до 10-15 % от нормативных значений [26, 27].

Для компенсации этих эффектов применяются различные добавки: хлорид кальция для ускорения гидратации, микрокремнезем и зола-унос для уплотнения структуры, а также полимерные и латексные модификаторы для повышения эластичности цементного камня [28]. Однако данные методы не всегда обеспечивают устойчивость при длительном воздействии отрицательных температур и агрессивных пластовых флюидов [29, 30].

Использование промышленных отходов как активных добавок. Традиционно в бурении широко используют вторичные продукты промышленности, которые обладают активной минеральной структурой и способны улучшать физико-механические свойства цементов [31-33]. К числу таких материалов относятся золы-уноса, шламы сернокислотного и нефтехимического производств, металлургические шлаки, красные шламы, катализаторные отходы [34, 35].

Хромосодержащие катализаторные шламы являются побочным продуктом химической промышленности, содержащим оксиды хрома, железа, алюминия и кремния [36, 37]. После восстановления шламов до стабильного состояния с содержанием Cr^{3+} они могут быть использованы как активные минеральные добавки [38, 39]. Их применение способствует не только повышению эксплуатационных свойств цементного камня, но и решает задачу экологически безопасной утилизации опасных отходов [40, 41].

Методы

Методика подготовки восстановленного оксида хрома (III). Хром является переходным металлом с выраженными восстановительно-окислительными свойствами и способен существовать в различных степенях окисления, наиболее устойчивыми из которых являются $\text{Cr}(\text{III})$ и $\text{Cr}(\text{VI})$. Соединения шестивалентного хрома характеризуются высокой токсичностью и подлежат обязательному обезвреживанию, тогда как трехвалентные формы химически стабильны и могут использоваться в качестве активных минеральных добавок. Согласно запатентованному способу (патент RU 2796659 C1), перевод $\text{Cr}(\text{VI})$ в безопасную форму $\text{Cr}(\text{III})$ осуществляется путем восстановления метабисульфитом натрия в суспензии катализаторного шлама при 70-85 °С и соотношении восстановителя к пульпе 0,005:1, что обеспечивает до 99 % эффективности процесса. Полученный осадок – гидроксид хрома (III) после фильтрации и сушки может быть использован как источник оксида хрома (III) в составе тампонажных растворов.

Соединения Cr_2O_3 улучшают структуру цементного камня, повышая его плотность, морозостойкость и стойкость к химическому воздействию, что делает их перспективными для применения при цементировании скважин в зоне многолетнемерзлых пород [42, 43].

Восстановление метабисульфитом натрия (табл.1) проходит по реакции:

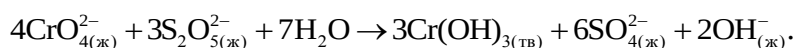


Таблица 1

Материальный баланс процесса восстановления [42]

Приход	Количество, кг	Расход	Количество, кг
Пульпа катализаторного шлама	359	Восстановленная пульпа катализаторного шлама	361,52
Жидкая фаза	180	Жидкая фаза	180
Твердая фаза	179	Твердая фаза	181,52
Метабисульфит натрия	2,52		
Итого	361,52	Итого	361,52

Методика проведения исследования. Рассматриваются четыре тампонажных состава: базовый, часто используемый при цементировании скважин в интервалах ММП, на основе ПЦТ с ускорителем схватывания (№ 1); на основе ПЦТ (№ 2); на основе ПЦТ с добавлением оксида хрома (III) (№ 3); на основе ПЦТ с хлоридом кальция и добавлением оксида хрома (III) (№ 4). Характеристики



базового состава необходимы в качестве начальных данных и для сравнения с характеристиками альтернативных составов.

Каждый состав затворен с двумя водотвердыми соотношениями (В/Т), равными 0,4 и 0,5, кроме состава № 4.2, так как в ходе исследования было выявлено, что Cr_2O_3 действует лучше при повышенном значении водотвердого отношения.

Рецептуры добавок тампонажных составов с основным вяжущим веществом ПЦТ-I-50: № 1 – базовый, 2 % CaCl_2 ; № 2 – чистый; № 3 – 4 % Cr_2O_3 ; № 4.1 – 4 % Cr_2O_3 и 2 % CaCl_2 ; № 4.2 – 2 % Cr_2O_3 и 2 % CaCl_2 . Назначение добавок: Cr_2O_3 – повышение прочностных характеристик, CaCl_2 – повышение скорости гидратации, понижение времени схватывания цементного раствора, ускорение набора прочности.

Требуемая масса пробы цемента для затворения раствора рассчитывается по формуле

$$m_{\text{см}} = \frac{m_{\text{в}}}{\text{В/Т}},$$

где $m_{\text{в}}$ – масса воды, кг.

Компоненты смеси взвешиваются на настольных лабораторных весах A&D DX-500 с погрешностью $\pm 0,02$ г. Для приготовления тампонажных растворов используется верхнеприводная мешалка ИКА Eurostar power control-visc 6000. Замешивание происходит путем добавления компонентов сухой тампонажной смеси в стакан смесителя с технической водой и перемешивания в течение 180 ± 5 с при скорости вращения 1500 ± 100 об/мин.

Для определения растекаемости цементного раствора используется конус растекаемости КР-1 (АзНИИ), для измерения прочностных характеристик образцов цемента на сжатие и изгиб – пресс испытательный CONTROLS Digimax 3.

Плотность тампонажного раствора определяется на весах рычажных FANN 140. Структура тампонажного камня исследуется на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3 с приставкой для элементного анализа.

Для изучения внутренней структуры цементного камня используется микротомограф SkyScan 1173. Помимо определения общей открытой пористости и формы порового пространства в объеме образца, прибор позволяет выявить физические и химические изменения, включая фильтрационные, возникающие при применении кислотных обработок, и оценить минеральный состав и распределение минеральных агрегатов.

Для выдержки образцов цементного камня при отрицательной температуре и для имитации циклического изменения использовался криостат с климатической камерой [43], для определения фазового состава цементного камня – рентгеновский порошковый дифрактометр XRD-7000 фирмы Shimadzu.

Обсуждение результатов

Цель экспериментов – доказать, что предложенный тампонажный состав с добавлением оксида хрома (III) имеет преимущество в прочности и морозостойкости по сравнению с базовым (№ 1).

Задачи экспериментов: подобрать состав и водотвердое соотношение тампонажного раствора, при которых будут достигнуты оптимальная прочность на сжатие и изгиб, а также морозостой-

кость; испытать на прочность тампонажные составы, затвердевшие в нормальных условиях (20°C) и при отрицательных температурах (-5°C); испытать на прочность тампонажные камни, подвергнутые циклическому изменению температуры в процессе затвердевания.

В табл.2 представлены результаты измерений прочности всех составов на сжатие и изгиб.

Как видно из табл.2, составы № 3, № 4.1 и № 4.2 с добавлением Cr_2O_3 обладают пониженным значением прочности на сжатие, однако имеют более высокое значение прочности на изгиб. Прочность на изгиб является более важным показателем нежели прочность на сжатие, поскольку в криолитозоне цементный камень испытывает внутренние

Таблица 2
Результаты измерений прочности на сжатие и изгиб составов, выдержанных при 20°C в течение 2 сут

Номер состава	В/Т	Прочность на сжатие, МПа	Прочность на изгиб, МПа
1	0,4	23,22	4,36
	0,5	17,16	3,61
2	0,4	21,77	7,69
	0,5	11,75	4,05
3	0,4	18,28	6,33
	0,5	12,45	5,25
4.1	0,4	18,14	4,71
	0,5	16,55	4,36
4.2	0,5	12,05	4,95



растягивающие напряжения вследствие замерзания воды. Камень с высокой прочностью на сжатие, но с низкой способностью к изгибу будет трескаться от таких напряжений.

Следующим этапом эксперимента является испытание на прочность цементных кубиков, выдержанных в течение 7 сут при температуре -5°C .

Размещение образцов в морозильную камеру производилось по ГОСТ 30744-2001. Влажность образцов в морозильной камере обеспечивалась без контакта с воздушной средой за счет герметичной упаковки на образцах, так как при твердении тампонажного камня в замкнутом пространстве они не подвергаются высыханию, а влияние влажности на прочность существенна.

Твердение тампонажных образцов в нормальных условиях при температуре жидкости 20°C проводилось в водяной бане.

В табл.3 представлены результаты испытания прочности на сжатие составов, находившихся в морозильной камере 7 сут при температуре -5°C (рис.1). Отметим, что добавление Cr_2O_3 снижает показатель прочности на сжатие при $\text{В/Т} = 0,4$, но повышает при $\text{В/Т} = 0,5$. После разрушения в образцах можно было заметить явные включения Cr_2O_3 .

На рис.1 видно, что образцы всех составов имеют трещины, доказывающие негативное воздействие низкой температуры на тампонажный камень.

Следующим этапом является исследование образцов на прочность после циклического изменения температуры. Образцы стояли в морозильной камере, в которой температура менялась согласно графику (рис.2). Измерение температуры цементного камня осуществлялось контактным способом с применением регистратора температуры Testo 905-T2, внесенного в ГосРеестр средств измерений и имеющего действующую поверку С-СП/28-11-2025/484519722.

В табл.4 показаны результаты испытания прочности на сжатие составов № 2 и № 3, которые были подвержены циклическому изменению температуры в течение 3 сут. Можно заметить, что добавление Cr_2O_3 незначительно снижает показатель прочности на сжатие при $\text{В/Т} = 0,4$, однако сильно повышает это значение при $\text{В/Т} = 0,5$.

Таблица 3

Прочность на сжатие составов, выдержанных в течение 7 сут при -5°C

Номер состава	В/Т	Прочность на сжатие, МПа
1	0,4	13,69
	0,5	12,82
2	0,4	7,67
	0,5	5,53
3	0,4	7,05
	0,5	5,98
4.1	0,4	19,94
	0,5	12,56
4.2	0,5	13,11

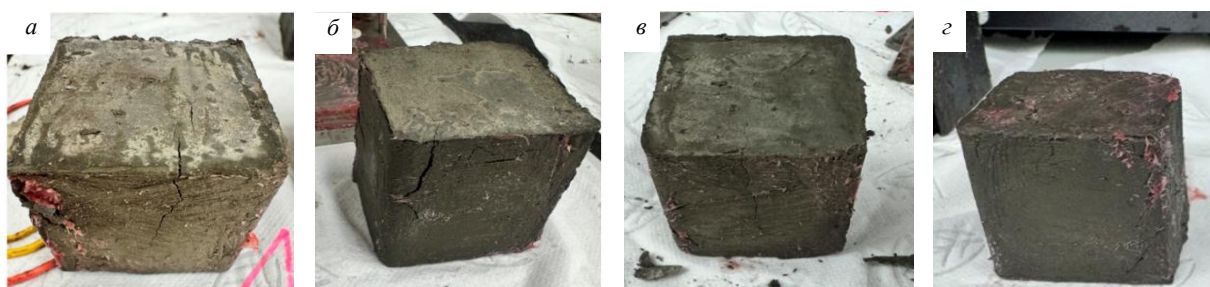


Рис.1. Цементные кубы, выдержанные при температуре -5°C в течение 7 сут:
а – состав № 1; б – состав № 2; в – состав № 3; з – состав № 4.1

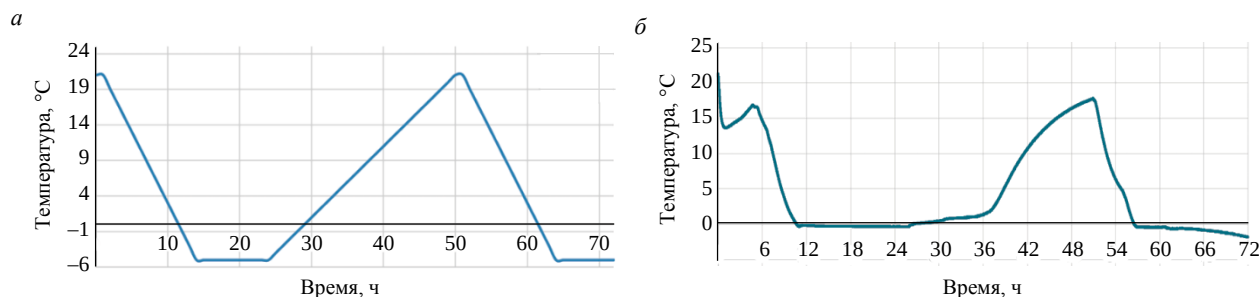


Рис.2. Изменение температуры в морозильной камере (а) и температуры цементного камня в морозильной камере (б)



Таблица 4

Прочность на сжатие составов № 2 и № 3, выдержанных в течение 3 сут

Номер состава	В/Т	Прочность на сжатие, МПа
2	0,4	13,460
	0,5	6,09
3	0,4	12,735
	0,5	10,395

Таблица 5

Прочность на сжатие составов, выдержанных в течение 2 сут при -5°C

Номер состава	В/Т	Прочность на сжатие, МПа
1	0,4	3,78
	0,5	0,72
2	0,5	0,1
	0,5	0,8
4.1	0,4	3,56
	0,5	2,15
4.2	0,5	2,14

В табл.5 представлены результаты испытания на прочность образцов, находившихся в морозильной камере 2 сут при температуре -5°C (рис.3). Добавление Cr_2O_3 снижает показатель прочности на сжатие при $\text{В/Т} = 0,4$, но повышает эти значения при $\text{В/Т} = 0,5$. Содержание 2 % Cr_2O_3 приводит к лучшим результатам в сравнении с содержанием 4 % в образцах с $\text{В/Т} 0,5$. Это связано с более благоприятными условиями диспергирования добавки и протекания гидратационных процессов. При $\text{В/Т} 0,4$ влияние добавки на прочность выражено незначительно.

На основании результатов исследований (табл.4, 5) можно сделать вывод, что добавление Cr_2O_3 целесообразно при $\text{В/Т} = 0,5$, такое значение водотвердого отношения указано в паспорте ПЦТ-I-50.

Можно заметить, что образец с добавлением хромового шлама и хлорида кальция не разрушился после испытания в камере (состав № 4.1).

Следующей стадией исследования являлось определение растекаемости тампонажного раствора: состав № 4.1 – 230 мм, состав № 1 – 170 мм. Низкие реологические характеристики позволяют увеличить скорость восходящего потока цементного раствора, так как он будет оказывать меньше напряжения на горные породы. При увеличении скорости восходящего потока цементного раствора повышается качество цементирования за счет лучшего замещения бурового раствора тампонажным.

Далее определялся фазовый состав цементного камня (рис.4).

Хром (III) и (VI) может замещать алюминий Al^{3+} в структуре цементных минералов, образуя новые стабильные соединения. Хромовые оксиды способны взаимодействовать с силикатами и алюминатами кальция, изменяя фазовый состав и плотность цементного камня. Такое взаимодействие способствует формированию более однородной структуры и повышает стойкость материала к воздействию внешней среды.

По данным рентгеноструктурного анализа добавки видно, что из кристаллических фаз в образце присутствуют смесь альфа- и дельта оксида алюминия, а также идентифицируются грубо-дисперсные кристаллиты твердого раствора $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$ (хромалюминиевый оксид). Из данных рентгеноструктурного анализа видно, что в нем присутствует высокая доля аморфной фазы. Химический состав твердой фазы катализаторного шлама до и после кипячения не изменяется. Основная масса твердой фазы катализаторного шлама представлена оксидом алюминия, оксидом кремния, хромосодержащими соединениями и примесными элементами (железо, калий, кальций, марганец и цирконий), общее количество которых в пересчете на оксиды не превышает 4,1 мас. %.

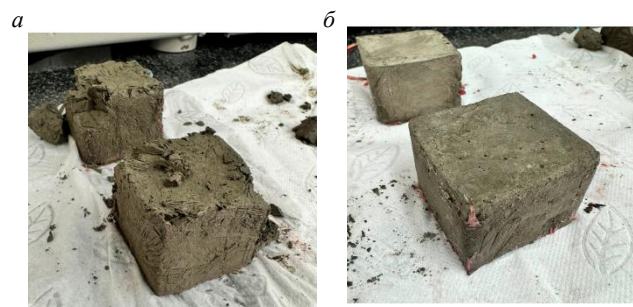


Рис.3. Образцы цементного камня, выдержанного в морозильной камере в течение 2 сут при -5°C :
а – состав № 2; б – состав № 4.1

При внедрении рассматриваемой добавки в цементную систему возможно образование хромосодержащих гидратов и комплексных силикатов, которые повышают прочность, морозостойкость и химическую стойкость цементного камня. Уменьшение содержания нестабильных

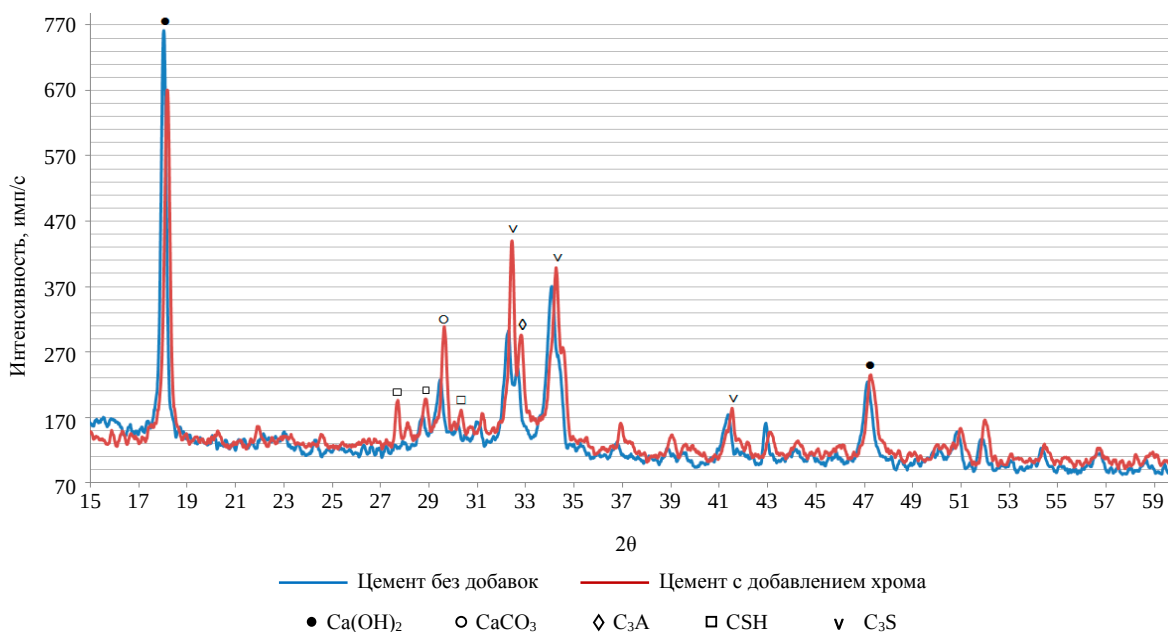


Рис.4. Результат рентгенофазового анализа составов № 2 и № 3

соединений, например, свободного оксида кальция, снижает вероятность образования трещин при циклических изменениях температуры, что особенно важно для эксплуатации в условиях многолетнемерзлых пород.

Рентгенофазовый анализ показал, что при добавлении хрома в цементный состав произошли изменения в фазовом составе цементного камня (рис.4):

- Интенсивность пиков, соответствующих $\text{Ca}(\text{OH})_2$, у состава с добавлением хрома ниже, чем у чистого цемента. Свободный портландит ($\text{Ca}(\text{OH})_2$) является слабой фазой, подверженной выщелачиванию и разрушению под действием агрессивных вод. Меньшее содержание $\text{Ca}(\text{OH})_2$ увеличивает долговечность и стойкость к агрессивным средам, что критично для условий вечной мерзлоты.

- На рис.4 видно усиление интенсивности пиков, относящихся к CSH при добавлении Cr_2O_3 ; CSH (гидросиликат кальция) – это основная связующая фаза цементного камня, обеспечивающая его прочность и плотность. Чем больше CSH-фазы, тем прочнее и стабильнее структура цементного камня. Добавление оксида хрома способствует образованию более плотной и прочной структуры, способной выдерживать механические нагрузки и термические перепады в зоне многолетнемерзлых пород.

После рентгенофазового анализа цементный камень был отсканирован на микротомографе SkyScan 1173, чтобы определить внутреннюю структуру. Результаты исследования составов № 2 и № 3, прошедших испытание в камере с циклическим изменением температуры, представлены на рис.5.

Состав № 3 имеет более плотную структуру с меньшим количеством каналов в сравнении с составом № 2 после опыта с циклическим изменением температуры в течение 3 сут. Это важный показатель, так как по образованным каналам может мигрировать флюид, что приводит к межколонным перетокам.

После проведения сканирования на микротомографе составы № 2 и № 3 были помещены в электронный микроскоп TESCAN VEGA3. Полученные изображения представлены на рис.6.

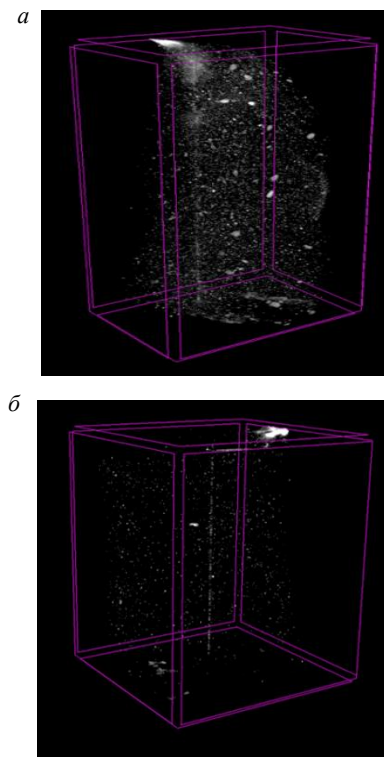


Рис.5. Внутренняя структура составов № 2 (а) и № 3 (б) с В/Т = 0,5 после испытания в морозильной камере

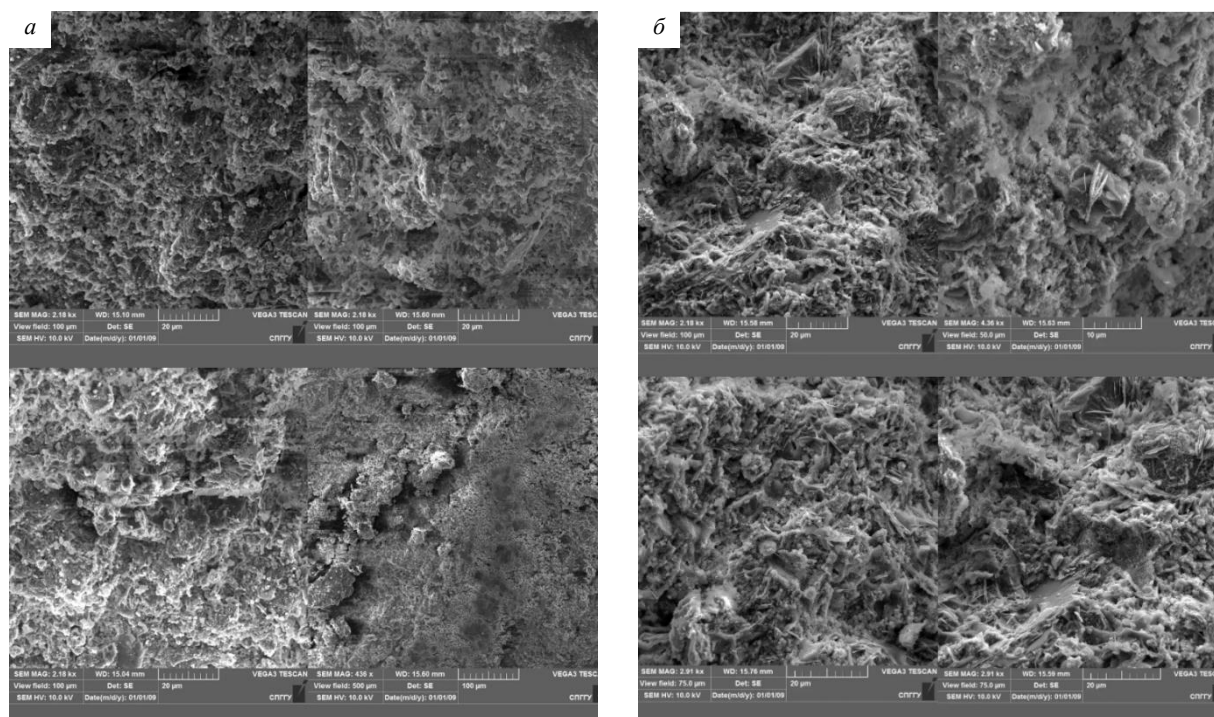


Рис.6. Результаты сканирования составов № 2 (а) и № 3 (б)

Плотная микроструктура снижает количество микропор, улучшая механическую прочность на сжатие и изгиб. Меньшее количество свободного $\text{Ca}(\text{OH})_2$ и наличие хромсодержащих фаз приводят к более плотному цементному камню, что снижает фильтрацию воды и предотвращает выщелачивание.

Заключение

Установлено, что применение оксида хрома (Cr_2O_3) в составе тампонажного раствора оказывает положительное влияние на его свойства при $\text{В/Т} = 0,5$. Данный состав обеспечивает формирование более прочного цементного камня, что особенно важно для условий криолитозоны, где наличие микротрещин и пор может привести к межколонным перетокам и снижению герметичности крепи.

Результаты микротомографического анализа показали, что структура цементного камня с добавлением хрома становится более однородной, с меньшим количеством внутренних каналов и пор. Несмотря на то, что общая плотность цементного камня не изменялась (в связи с эквивалентной заменой 24 г цементного порошка на 24 г оксида хрома), наблюдается улучшение внутренней структуры, что свидетельствует о снижении проницаемости и потенциальном повышении долговечности материала.

Наблюдаемое уменьшение количества внутренних каналов и более однородная структура образцов с добавкой оксида хрома (III) могут свидетельствовать о потенциальном снижении проницаемости цементного камня.

Рентгенофазовый анализ подтвердил, что в присутствии оксида хрома уменьшается содержание $\text{Ca}(\text{OH})_2$, что указывает на более полное протекание процессов гидратации. При этом наблюдается увеличение интенсивности пиков, соответствующих гидросиликатам кальция (CSH), а также алюминатным и силикатным фазам (C_3A и C_2S), что напрямую связано с ростом прочностных характеристик материала. Стабильные хромовые соединения замедляют процессы деградации цементного камня, продлевая срок эксплуатации скважины.

Использование оксида хрома способствует увеличению растекаемости раствора, значительно облегчает его закачку и улучшает качество заполнения затрубного пространства. Низкие реологические характеристики позволяют увеличить скорость восходящего потока цементного раствора, поскольку он оказывает меньшее давление на стенки скважины и окружающие горные породы. Увеличение скорости потока способствует более эффективному замещению бурового раствора тампонажным, что напрямую влияет на повышение качества цементирования.



Снижение водопоглощения и плотная структура цементного камня уменьшают риск разрушения при замерзании и оттаивании. Перспективным продолжением исследования могут быть оптимизация состава тампонажного раствора с хромовыми добавками в разных климатических условиях, изучение влияния добавки на реологию раствора при экстремально низких температурах, а также проведение полевых испытаний на реальных скважинах с многолетнемерзлыми породами.

Вопрос долговечности цементного камня особенно актуален для скважин, эксплуатируемых в условиях многолетнемерзлых пород. Основные потенциальные проблемы связаны с разрушением цементного камня при многократных циклах замораживания-оттаивания. Добавление хромового шлама позволяет минимизировать эту проблему за счет снижения содержания капиллярной влаги. Также хромсодержащие соединения способны повышать химическую стойкость цементного камня, предотвращая его разрушение под действием грунтовых вод (выщелачивание цемента).

Таким образом, добавка Cr_2O_3 позволяет улучшить внутреннюю структуру цементного камня, повысить его прочностные и технологические характеристики, сохранив при этом его плотность. Это делает добавку эффективным решением при цементировании скважин в зоне многолетнемерзлых пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блинов П.А., Садыков М.И., Гореликов В.Г., Никушин В.В. Разработка и исследование тампонажных составов с улучшенными упруго-прочностными свойствами для крепления нефтяных и газовых скважин // Записки Горного института. 2024. Т. 268. С. 588-598.
2. Dvoynikov M., Kutuzov P. Identification of Critical and Post-Critical States of a Drill String Under Dynamic Conditions During the Deepening of Directional Wells // Eng. 2025. Vol. 6. Iss. 11. № 306. DOI: [10.3390/eng6110306](https://doi.org/10.3390/eng6110306)
3. Yang Li, Yuanfang Cheng, Chuanliang Yan et al. Mechanical study on the wellbore stability of horizontal wells in natural gas hydrate reservoirs // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2020. Vol. 79. № 103359. DOI: [10.1016/j.jngse.2020.103359](https://doi.org/10.1016/j.jngse.2020.103359)
4. Litvinenko V. The Role of Hydrocarbons in the Global Energy Agenda: The Focus on Liquefied Natural Gas // Resources. 2020. Vol. 9. Iss. 5. № 59. DOI: [10.3390/resources9050059](https://doi.org/10.3390/resources9050059)
5. Зайцев В.И., Карников А.В. Анализ особенностей строительства эксплуатационных скважин в условиях многолетнемерзлых пород // Науки о Земле и недропользование. 2024. Т. 47. № 3. С. 302-315. DOI: [10.21285/2686-9993-2024-47-3-302-315](https://doi.org/10.21285/2686-9993-2024-47-3-302-315)
6. Xuerui Wang, Baojiang Sun, Zhiyuan Wang et al. Coupled heat and mass transfer model of gas migration during well cementing through a hydrate layer in deep-water regions // Applied Thermal Engineering. 2019. Vol. 163. № 114383. DOI: [10.1016/j.applthermaleng.2019.114383](https://doi.org/10.1016/j.applthermaleng.2019.114383)
7. Zhen-quan Lu, Chu-guo Wu, Neng-you Wu et al. Change trend of natural gas hydrates in permafrost on the Qinghai-Xizang Plateau (1960-2050) under the background of global warming and their impacts on carbon emissions // China Geology. 2022. Vol. 5. Iss. 3. P. 475-509. DOI: [10.31035/cg2022034](https://doi.org/10.31035/cg2022034)
8. Кучин В.Н., Сидоров В.А., Контева А.И. Крепление скважин и разобщение пластов в интервалах залегания многолетнемерзлых пород: научно-методические основы // Neftegaz.RU. 2025. № 7 (163). С. 37-41.
9. Gizatullin R., Dvoynikov M., Romanova N., Nikitin V. Drilling in Gas Hydrates: Managing Gas Appearance Risks // Energies. 2023. Vol. 16. Iss. 5. № 2387. DOI: [10.3390/en16052387](https://doi.org/10.3390/en16052387)
10. Xuerui Wang, Zhenhao Li, Baojiang Sun et al. Coupling mechanisms between cement hydration and permafrost during well construction in the Arctic region // Geoenergy Science and Engineering. 2023. Vol. 222. № 211429. DOI: [10.1016/j.geoen.2023.211429](https://doi.org/10.1016/j.geoen.2023.211429)
11. Yucheng Xue, Chengwen, Wang Jingping Liu et al. A cement hydration kinetics model and its application in designing cement formulation for natural gas hydrate well // Cement and Concrete Research. 2024. Vol. 179. № 107483. DOI: [10.1016/j.cemconres.2024.107483](https://doi.org/10.1016/j.cemconres.2024.107483)
12. Кузнецов В.Г., Щербич Н.Е., Герасимов Д.С. и др. Основные требования к свойствам тампонажного раствора и камня для низкотемпературных скважин // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. 2019. № 5 (137). С. 57-63. DOI: [10.31660/0445-0108-2019-5-57-63](https://doi.org/10.31660/0445-0108-2019-5-57-63)
13. Еришев К.Т., Ахметов Д.А., Айткулов Е.К. и др. Обобщение опыта применения гравитационного способа ликвидации межколонного давления // Вестник нефтегазовой отрасли Казахстана. 2021. Т. 3. № 3 (8). С. 43-51. DOI: [10.54859/kjogi88919](https://doi.org/10.54859/kjogi88919)
14. Rybakov D.A., Dorokhin E.G., Andreev K.V., Straupnik I.A. Flushing Fluid Dynamics in a Flowing Piston with Confusor Transition Modelling // International Journal of Engineering, Transactions A: Basics. 2025. Vol. 38. Iss. 4. P. 937-944. DOI: [10.5829/ije.2025.38.04a.21](https://doi.org/10.5829/ije.2025.38.04a.21)
15. Zhenyu Wu, Liang Xu, Bing Li et al. Hydrothermal coupling model between wellbore and permafrost for drilling in arctic cold regions // International Journal of Heat and Mass Transfer. 2024. Vol. 235. № 126236. DOI: [10.1016/j.jheatmasstransfer.2024.126236](https://doi.org/10.1016/j.jheatmasstransfer.2024.126236)
16. Ghosal Mainak, Chakraborty A.K. Engineering the properties of nanomaterials for its use in cement concrete // Materials Today: Proceedings. 2021. Vol. 46. Part 17. P. 7502-7506. DOI: [10.1016/j.matpr.2021.01.206](https://doi.org/10.1016/j.matpr.2021.01.206)
17. Sheng Wang, Liming Jian, Zhihong Shu et al. Preparation, properties and hydration process of low temperature nano-composite cement slurry // Construction and Building Materials. 2019. Vol. 205. P. 434-442. DOI: [10.1016/j.conbuildmat.2019.02.049](https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2019.02.049)
18. Fang Jin, Feng Huang, Guobiao Zhang et al. Feasibility assessment of enhancing permeability and stability in marine hydrate reservoirs with dual-enhanced stimulation: Slurry-sediment cementation characteristics // Applied Ocean Research. 2025. Vol. 158. № 104545. DOI: [10.1016/j.apor.2025.104545](https://doi.org/10.1016/j.apor.2025.104545)
19. Xuerui Wang, Baojiang Sun, Songyan Li et al. Numerical modeling of hydration performance for well cement exposed to a wide range of temperature and pressure // Construction and Building Materials. 2020. Vol. 261. № 119929. DOI: [10.1016/j.conbuildmat.2020.119929](https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2020.119929)



20. Xuerui Wang, Baojiang Sun, Yonghai Gao et al. Numerical simulation of the stability of hydrate layer during well cementing in deep-water region // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2019. Vol. 176. P. 893-905. DOI: [10.1016/j.petrol.2019.02.003](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2019.02.003)
21. Yuhuan Bu, Rui Ma, Huajie Liu et al. Low hydration exothermic well cement system: The application of energy storage microspheres prepared by high-strength hollow microspheres carrying phase change materials // Cement and Concrete Composites. 2021. Vol. 117. № 103907. DOI: [10.1016/j.cemconcomp.2020.103907](https://doi.org/10.1016/j.cemconcomp.2020.103907)
22. Николаев Н.И., Лю Тяньлэ. Современные технологии бурения и крепления скважин при разведке газовых гидратов // Записки Горного института. 2016. Т. 218. С. 206-214.
23. Yuhuan Bu, Zilong Lu, Chang Lu et al. Synthesis and performance evaluation of hydrate dissociation inhibitors suitable for cementing hydrate formations // Fuel. 2025. Vol. 386. № 134197. DOI: [10.1016/j.fuel.2024.134197](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2024.134197)
24. Changliang Fang, Mingming Zheng, Hongzhi Lu et al. A simplified method for predicting the penetration distance of cementing slurry in gas hydrate reservoirs around wellbore // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2018. Vol. 52. P. 348-355. DOI: [10.1016/j.jngse.2018.01.042](https://doi.org/10.1016/j.jngse.2018.01.042)
25. Иванов В.Н., Парфенова С.Н. Исследование адгезионной прочности цементных составов для крепления скважин в интервалах залегания многолетнемерзлых пород // Ашировские чтения: Сборник трудов Всероссийской научно-практической конференции, 21 ноября 2024, Чебоксары, Россия. В 2 томах. Самара: Самарский государственный технический университет, 2024. Т. 2. С. 98-102.
26. Буслаев Г.В., Лаврик А.Ю., Исламов Р.Р., Муслимов Б.Ш. Обзор современных исследований газовых гидратов и ингибиторов гидратообразования для применения при освоении скважин // Научный журнал Российского газового общества. 2024. № 2 (44). С. 16-25.
27. Самойлович А.В., Медведев Ю.В. Эффективное решение для крепления скважин в интервалах многолетнемерзлых пород (ММП) // Бурение и нефть. 2025. № 3. С. 40-41. DOI: [10.62994/2072-4799.2025.43.36.007](https://doi.org/10.62994/2072-4799.2025.43.36.007)
28. Mozaffari S., Rahmani O., Piroozian A. et al. Oil-well lightweight cement slurry for improving compressive strength and hydration rate in low-temperature conditions // Construction and Building Materials. 2022. Vol. 357. № 129301. DOI: [10.1016/j.conbuildmat.2022.129301](https://doi.org/10.1016/j.conbuildmat.2022.129301)
29. Xueyu Pang, Lijun Sun, Min Chen et al. Influence of curing temperature on the hydration and strength development of Class G Portland cement // Cement and Concrete Research. 2022. Vol. 156. № 106776. DOI: [10.1016/j.cemconres.2022.106776](https://doi.org/10.1016/j.cemconres.2022.106776)
30. Lijun Sun, Xueyu Pang, Haibing Yan. Hydration kinetics of oil well cement in the temperature range between 5 and 30 °C // Frontiers in Materials. 2022. Vol. 9. № 985332. DOI: [10.3389/fmats.2022.985332](https://doi.org/10.3389/fmats.2022.985332)
31. Nassan T.H., Kirch M., Freese C. et al. Experimental investigation of wellbore integrity during geological carbon sequestration: Thermal- and pressure-cycling experiments // Gas Science and Engineering. 2024. Vol. 124. № 205253. DOI: [10.1016/j.jgsce.2024.205253](https://doi.org/10.1016/j.jgsce.2024.205253)
32. Merzlyakov M.Y., Straupnik I.A., Serbin D.V. Study of water-containing ability of gas-liquid cement mixtures // Topical Issues of Rational Use of Natural Resources. In 2 volumes. CRC Press, 2019. Vol. 2. P. 851-859. DOI: [10.1201/9781003014638-48](https://doi.org/10.1201/9781003014638-48)
33. Ivanchev I. Investigation with Non-Destructive and Destructive Methods for Assessment of Concrete Compressive Strength // Applied Sciences. 2022. Vol. 12. Iss. 23. № 12172. DOI: [10.3390/app122312172](https://doi.org/10.3390/app122312172)
34. Чернышов С.Е., Галкин В.И., Ульянова З.В., Макдоналд Д.И.М. Разработка математических моделей управления технологическими параметрами тампонажных растворов // Записки Горного института. 2020. Т. 242. С. 179-190. DOI: [10.31897/PMI.2020.2.179](https://doi.org/10.31897/PMI.2020.2.179)
35. Adjei S., Elkhatatny S. Overview of the lightweight oil-well cement mechanical properties for shallow wells // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2021. Vol. 198. № 108201. DOI: [10.1016/j.petrol.2020.108201](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.108201)
36. Davoodi S., Al-Shargabi M., Wood D.A., Rukavishnikov V.S. Recent advances in polymers as additives for wellbore cementing applications: A review // Fuel. 2024. Vol. 357. Part A. № 129692. DOI: [10.1016/j.fuel.2023.129692](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2023.129692)
37. Leusheva E., Morenov V. Effect of Temperature Conditions in Arctic Offshore Oil Fields on the Rheological Properties of Various Based Drilling Muds // Energies. 2022. Vol. 15. Iss. 15. № 5750. DOI: [10.3390/en15155750](https://doi.org/10.3390/en15155750)
38. Buslaev G., Lavrik A. Comparative Study of Efficiency of Hydrate Inhibitors Based on Ammonium Salts and Polyvinylpyrrolidone // International Journal of Engineering: Transactions A: Basics. 2026. Vol. 39. Iss. 4. P. 898-905. DOI: [10.5829/ije.2026.39.04a.08](https://doi.org/10.5829/ije.2026.39.04a.08)
39. Sotoudeh S., Ndeh-Ngwa A., Akbari S. et al. Optimization of Primary Cementing for Heavy Oil Wells: A Simulation-Based Case Study // 44th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, 22-27 June 2025, Vancouver, British Columbia, Canada. ASME, 2025. № OMAE2025-155064. DOI: [10.1115/OMAE2025-155064](https://doi.org/10.1115/OMAE2025-155064)
40. Al Dhaif M., Al Qatari M., Toktabolat Z. Enhancing Well Integrity with Managed Pressure Drilling and Cementing in Challenging Zones with Significant Fluid Losses // Middle East Oil, Gas and Geosciences Show, 16-18 September 2025, Manama, Bahrain. OnePetro, 2025. № SPE-227083-MS. DOI: [10.2118/227083-MS](https://doi.org/10.2118/227083-MS)
41. Pyagay I., Zubkova O., Zubakina M., Sizyakov V. Method for Decontamination of Toxic Aluminochrome Catalyst Sludge by Reduction of Hexavalent Chromium // Inorganics. 2023. Vol. 11. Iss. 7. № 284. DOI: [10.3390/inorganics11070284](https://doi.org/10.3390/inorganics11070284)
42. Пягай И.Н., Зубкова О.С., Зубакина М.А. Патент № 2796659 РФ. Способ восстановления шестивалентного хрома из технологических отходов. Оpubл. 29.05.2023. Бюл. № 16.
43. Юртаев С.Л., Громов Д.А., Ожигин А.Ю., Контева А.И. Патент № 2828105 РФ. Климатическая камера для исследования процесса термоотверждения образцов цементного раствора при отрицательных температурах. Оpubл. 07.10.2024. Бюл. № 28.

Авторы: Вячеслав Николаевич Кучин, канд. техн. наук, заведующий лабораторией (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), kuchin_vn@pers.spmi.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3719-3873>, Георгий Викторович Буслаев, канд. техн. наук, научный руководитель лаборатории (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-4987-8645>, Владимир Андреевич Сидоров, аспирант (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0009-0002-2312-4746>, Ольга Сергеевна Зубкова, канд. техн. наук, старший научный сотрудник (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-5833-528X>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Литологические особенности осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово (Южный Урал, Россия)

А.Р.Юсупова✉, Н.Г.Нурғалиева

Казанский федеральный университет, Казань, Республика Татарстан, Россия

Как цитировать эту статью: Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г. Литологические особенности осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово (Южный Урал, Россия) // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 47-69. [EDN FPRHQS](#)

Аннотация

Климат – один из основных факторов, определяющих осадконакопление в озерных экосистемах. Комплексные исследования непрерывных кернов осадков озер, включающие радиоуглеродное датирование, определение гранулометрического, минерального и химического составов, а также изучение магнитных свойств позволяют реконструировать условия осадконакопления в позднечетвертичное время. Проведение подобных исследований актуально для озер Южного Урала, приуроченных к климаторазделу и характеризующихся разночтением в интерпретации эпизодов увеличения/уменьшения влажности климата на изучаемой территории. В настоящей работе представлены данные по возрасту, вещественному составу и генетическим особенностям донных отложений озер Большое Миассово и Малое Миассово. Установлено, что рассматриваемые озерные осадки по данным гранулометрии, минерального состава и неорганической геохимии демонстрируют общую для пресноводных озер закономерность преобладания литогенных частиц алевритовой размерности, что подтверждается структурой фактора терригенного сноса F1 по данным факторного анализа. Основным источником аллотигенного материала для исследуемых водоемов выступают четвертичные отложения, представленные фациями элювия, делювия, десерпция, аллювия. Показатель ICV, диаграмма A-CN-K позволили выявить, что осадки изучаемых озер формировались за счет вещества аллотигенных стабильных минералов первичного цикла седиментации преимущественно из четвертичных отложений и обнаженных дочетвертичных горных пород. Пути транспортировки аллотигенного материала связаны с направлениями склоновых потоков и русловых каналов, заметных на карте четвертичных отложений. Результаты комплексного анализа позволили выявить наиболее информативные показатели, сопоставленные с глобальными и региональными климатическими стадиями и событиями: потепление Бёллинга (~14700 к.л.н.), похолодание ~8200 к.л.н., аридизация на Южном Урале (~2000 к.л.н.), событие Бонда 1 (~1500 к.л.н.). Выделены события аридизации климата: ~11430, ~6100, ~4250, ~3537, ~1065 к.л.н.

Ключевые слова

осадки современных озер; радиоуглеродное датирование; гранулометрия; геохимия; минеральный состав; факторный анализ; палеоклимат; голоцен; поздний плейстоцен

Финансирование

Работа выполнена за счет субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения Государственного задания в сфере научной деятельности (проект № FZSM-2023-0023).

Поступила: 14.08.2025

Принята: 24.12.2025

Онлайн: 01.07.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

В настоящее время в связи с высокой вероятностью возникновения климатических угроз, необходимостью адаптации к происходящим климатическим изменениям актуальна проблема современных изменений окружающей среды и климата. Изучение причин изменений климата в прошлые эпохи – важная часть исследований эволюции климата, представляющая фундаментальный интерес [1-3]. Донные отложения современных озер представляют собой геохимические и минералогические архивы, изучение которых целесообразно для понимания региональных и глобальных изменений климата [1]. При этом геохимия озерных отложений может отражать сложность



процессов, происходящих внутри не только озера, но и его водосбора [4]. Климат влияет на распределение химических элементов в осадках современных озер, поскольку температура и влажность контролируют интенсивность процессов гипергенеза, мотогенеза и седиментогенеза в условиях тесного взаимодействия атмосферы, гидросферы, биосферы и литосферы [5]. Различные соотношения мобильных и иммобильных химических элементов отражают изменения в направленности и интенсивности указанных процессов [5]. Безусловно, химический состав осадков озер определяет их минеральный состав, отражающий участие обломочного, хемогенного и биогенного материалов в осадках в зависимости от климата, который задает терригенный снос, колебания уровня и продуктивность озер [6]. Аллотигенный материал, как правило, представлен зрелыми минералами и связан с составом пород питающей провинции и (или) водосборных площадей. Аутигенные минералы обычно представлены карбонатами, сульфатами, хлоридами и сульфидами [6].

Южный Урал благодаря своему географическому положению, сложному геологическому строению, а также чувствительности к климату вызывает все больший исследовательский интерес [6-8]. Одними из представительных озер Южного Урала с наличием мощных осадков являются озера Большое Миассово и Малое Миассово [7-9], которые к настоящему времени изучены в нескольких аспектах.

Увеличение минерализации озерной воды на Южном Урале за последние 100 лет связывается с потеплением климата на данной территории. Для керновых колонок озер Большое Миассово и Малое Миассово, охватывающих поздний плейстоцен – голоцен, представлены предварительные данные по химическому и минеральному составам [9]. Диатомовый анализ осадков оз. Большое Миассово [8] позволил охарактеризовать основные этапы эволюции водоема в позднечетвертичный период, а по данным спорово-пыльцевого анализа [7] проведена реконструкция растительного покрова на водосборе озера и климатической обстановки региона за 13400 к.л.н.

Цель настоящей работы – выявление строения и особенностей вещественного состава, формирующихся под действием климатических изменений в позднем плейстоцене и голоцене, по данным длинных керновых колонок озер Большое Миассово и Малое Миассово. Впервые для Южного Урала представлено сопоставление осадочных последовательностей двух близлежащих озер по совокупности вещественных показателей – гранулометрического, минерального и геохимического анализов, магнитных параметров, позволяющих развить представление об изменении климата в позднечетвертичное время.

Географическое положение и геологическая характеристика объекта исследований

Озера Большое Миассово (55°9'59,89" с.ш.; 60°20'51,82" в.д.) и Малое Миассово (55°10'04" с.ш.; 60°21'08" в.д.) расположены на Южном Урале и приурочены к зоне Уральского горного кряжа и к зоне контакта эрозионно-абразионной платформы (Зауральского пенеплена) с Западно-Сибирской низменностью [10].

Согласно геологической карте дочетвертичных горных пород, западное обрамление исследуемой группы озер в основном слагают породы еланчиковской толщи (PR_{1el}) – плагиогнейсы и мигматиты (рис.1, а). По составу выделяются плагиогнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-гранат-биотитовые. Для мигматитов характерно преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. По сравнению с породами ильменогорской толщи для кислых и основных пород еланчиковской толщи характерно несколько повышенное содержание глинозема с более низким содержанием Fe и более высоким содержанием Ca. Южное и юго-восточное обрамление озерной группы сложено породами увильдинско-кисегачского монцодиорит-граносиенит-гранитового комплекса, каганского комплекса метаморфизованных ультрамафитов и габброидов, а также породами кыштымской толщи. Северное обрамление сложено дочетвертичными породами комплексов – еланчиковской толщи, байкского комплекса метаморфизованных ультрамафитов и габброидов, верхнесаитовской и игишской свит, а также уразбаевского комплекса, которые представлены гнейсами биотитовыми, энстатит-оливиновыми породами, графитистыми кварцитами, амфиболитами гранатовыми и пироксеновыми, плагиогнейсами биотитовыми, ставролит-гранит-биотитовыми, слюдяными кварцитами, мрамором.

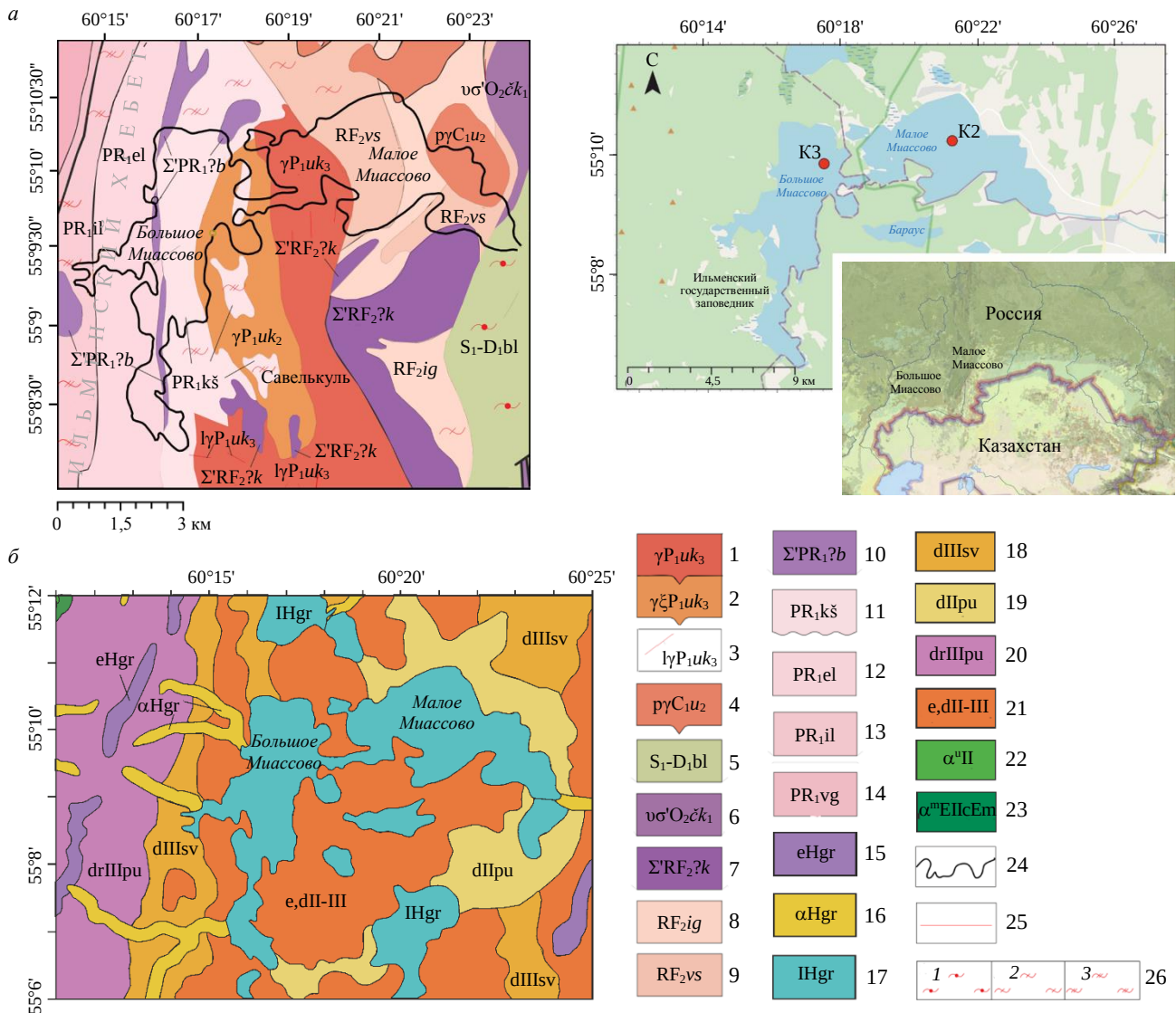


Рис.1. Схематичные геологические карты района озер Большое Миассовое и Малое Миассовое: а – дочетвертичных горных пород; б – четвертичных образований (по материалам Государственной геологической карты РФ, масштаб 1:200000, лист N-41-VII)

1 – увильдинско-кисегачский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый; 2, 3 – фазы (2 – вторая: граносиениты, порфириновые граниты, 3 – третья: граниты биотитовые, лейкограниты, дайки лейкогранитов, пегматитов); 4 – уразбаевский комплекс тоналит-плагиигранитовый (плагииграниты); 5 – булатовская толща (сланцы углисто-кремнистые, кварциты, metabазальты и метатифы (не менее 900 м); 6 – чебаркульско-казбаевский комплекс серпентинизованных дунитов, гацбургитов и габбро; первая фаза (серпентиниты аподунитовые, апогацбургитовые, реже аповерлитовые, антигоритовые, тальково-карбонатные породы); 7 – каганский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габброидов (антигоритовые серпентиниты, оливин-антигоритовые, оливин-тальковые, энстатит-тальк-антофиллитовые, тремоловые породы, редко клинопироксениты и габброиды, талькиты); 8, 9 – свиты: 8 – игишская (кварциты графитистые, фосфоритсодержащие, прослои гранат-биотитовые, ставролит-гранат-биотитовых плагииосланцев (400-500 м), 9 – верхнесаитовская (плагииосланцы амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые и гранат-биотитовые, прослои графитистых, фосфоритсодержащих кварцитов (560 м); 10-14 – ильменогорское поднятие: 10 – баикский комплекс метаморфизованных ультрамафитов и габброидов: энстатит-оливиновые породы и серпентиниты по ним, оливин- и амфибол-энстатитовые, антофиллитовые, тремолитовые, тремолит- и тальково-антофиллитовые и тальково-карбонатные породы, метагаббро;

11-14 – толщи: 11 – кыштымская: амфиболиты, в том числе с гранатом, гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные, сланцы слюдяно-кварцевые, кварциты, прослои мраморов (900 м), 12 – еланчиковская: гнейсы биотитовые, реже гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, амфиболовые, прослои графитистых кварцитов (1300 м), 13 – ильменогорская: амфиболиты, в том числе с биотитом, гранатом, пироксеном, плагиигнейсы биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые с силлиманитом, кварциты гранат-биотитовые, графитистые, пироксен-плагииоклазовые кристаллосланцы (600-1110 м), 14 – вишневогорская: плагиигнейсы биотитовые, гранат-биотитовые с графитом, силлиманитом, амфиболы, в том числе с гранатом, пироксеном, диопсид-плагииоклазовые кристаллосланцы, кальцифиты и мраморы (500-1800 м); 15-17 – голоцен: 15 – элювиальные образования: глыбово-щебнистые развалы коренных пород (до 1,5 м), ГУ зона, 16 – аллювиальные образования пойменных террас и русел: пески полимиктовые с гравием, глины илстые, торфянистые, галька, валуны (до 10 м), 17 – озерные образования: пески, алевроиты, глины иловатые (до 2 м);

18-23 – плейстоцен: 18-21 – неоплейстоцен, среднее – верхнее звенья (18 – североуральский надгоризонт: делювиальные образования, суглинки бурые с дресвой, щебнем и редким гравием местных пород (до 6 м), 19 – полярноуральский горизонт: делювиальные образования, глины с редким щебнем подстилающих пород и редким гравием (до 5 м), МУ зона, 20 – полярноуральский горизонт: десерпционные образования, глыбы, щебень, глины песчаные с щебнем (до 5 м), ГУ зона, 21 – элювиальные и делювиальные образования: выветрелый щебень подстилающих пород с суглинчатым заполнителем, дресва и редкая галька (до 2 м); 22, 23 – эоплейстоцен, верхнее звено: 22 – аллювиальные образования уфимской террасы:

суглинки, пески полимиктовые, прослойки гравия с галькой (до 20 м), ГУ зона, 23 – чумлякский горизонт: аллювиальные образования миасской террасы, пески полимиктовые с примесью гравия, суглинки с погребенными почвами, гравий, галька (до 20 м), ГУ зона; 24 – границы озер Большое Миассовое и Малое Миассовое; 25 – разломы; 26 – фации метаморфизма: 1 – зеленосланцевая, 2 – эпидит-амфиболитовая, 3 – амфиболитовая K2, K3 – точки отбора керна



Карта четвертичных отложений отображает распространение по берегам озер Большое Миассово и Малое Миассово элювиальных и делювиальных образований (e,dII-III), представленных щебнем и дресвой выветрелых пород с редкой галькой кварца, сцементированных бурыми глинами [11] (рис.1, б). На западном и северном берегах оз. Большое Миассово наблюдается присутствие делювиальных отложений североуральского надгоризонта неоплейстоцена (рис.1, б). На западном берегу оз. Большое Миассово наблюдается распространение голоценовых аллювиальных образований пойменных террас и русел, сложенных песками полимиктовыми с гравием, илистыми глинами, гальками и валунами (рис.1, б). Северный, восточный и юго-восточные берега оз. Малое Миассово слагают делювиальные отложения полярноуральского горизонта неоплейстоцена, представленные глинами с редким щебнем подстилающих пород и редким гравием [11] (рис.1, б). Толщина четвертичных отложений редко превышает 10 м, на западе отмечаются меньшие по сравнению с остальным обрамлением рассматриваемых озер толщины.

Материал и методы исследований

Материал был отобран в ходе научной экспедиции в 2018 г. Детальные исследования проведены для керновой колонки № 3 (55°09'51,1" с.ш.; 60°17'21,9" в.д.) оз. Большое Миассово (глубина отбора 24 м) и керновой колонки № 2 (55°10'13,6" с.ш.; 60°21'04,6" в.д.) оз. Малое Миассово (глубина отбора 7 м) (точки К3, К2, рис.1, а). Колонки были выбраны на основе результатов предварительных сейсмоакустических исследований, а также экспрессного измерения магнитной восприимчивости. Образцы были отобраны с шагом 2 см.

По данным первичного литологического описания, проведенного в полевых условиях, разрез донных отложений оз. Большое Миассово представлен илом темно-зеленым плотным с большим количеством растительных остатков (интервал 526-2 см, мощность 526 см). Верхняя часть керна донных отложений оз. Малое Миассово (интервал 422-2 см, мощность 422 см) представлена илом темно-зеленым плотным с большим количеством растительных остатков. Нижняя часть керновой колонки (интервал 512-422 см, мощность 92 см) представлена илом серым плотным глинистым. Упакованные в пластиковые пакеты образцы были направлены в лабораторию палеоклиматологии, палеоэкологии и палеомагнетизма Института геологии и нефтегазовых технологий КФУ для дальнейших комплексных лабораторных исследований.

Предварительно полученные данные по магнитным свойствам, а также первичное литологическое описание позволили выбрать образцы для радиоуглеродного датирования (по девять образцов для каждого объекта). Подготовленные образцы были направлены в лабораторию Национального Тайваньского университета NTUAMS Lab (Тайвань). Измерения проведены на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE. Калибровка возраста образцов производилась с использованием программного продукта OxCal 4.2.4 [12] и калибровочной кривой IntCal20. Детально методика подготовки образцов и измерений описана в работе [13]. Результаты радиоуглеродного датирования и возрастная модель для осадков оз. Большое Миассово представлены в работе [7].

Определение литологических разностей изучаемых отложений производилось методом лазерной гранулометрии. Первоначальная пробоподготовка образцов включала обработку 10 % HCl и 30 % H₂O₂ с целью удаления карбонатного и органического веществ. Измерения производились на анализаторе размера частиц LS 13 320 XR (Beckman Coulter, США), оснащенном универсальным жидкостным модулем. 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 результате были получены гистограммы, отображающие распределение содержаний фракций, а также был рассчитан медианный размер зерен (Md), отражающий энергию гидродинамической среды и озерную аккомодацию. Определение литологических разностей производилось с использованием классификации нелитифицированных осадков Н.В.Логвиненко.

Изменение соотношения аллотигенных и аутигенных минералов, как известно, информативно для реконструкции условий осадконакопления, в том числе климатических [6, 9]. Определение минерального состава производилось на рентгеновском дифрактометре D2 PHASER. Режимы



измерений и регистрации: напряжение рентгеновской трубки – 30 кВ, ток – 10 мА, шаг сканирования – $0,02^\circ$, скорость – $1^\circ/\text{мин}$, диапазон углов сканирования в геометрии Брегга – Брентано – $3-40^\circ 2\theta$. Расшифровка данных анализа проведена с использованием программного обеспечения DIFFRACplusEvaluationPackage – EVA, Search/Match (Bruker, Германия), с проведением качественного и количественного анализов. Точность составляла $\pm 0,02^\circ$ во всем диапазоне измерений. Полученные дифрактограммы по компьютерной базе данных сопоставлялись с эталонными дифрактограммами. Определялись основные межплоскостные расстояния и их принадлежность определенным минеральным фазам. В качестве базы данных была использована международная картотека порошковых рентгенографических стандартов PDF-2. Количественный анализ образцов выполнялся с использованием программного обеспечения Topas (Bruker, Германия) методом полнопрофильного анализа по методу Ритвельда. Для исследования морфологии и элементного состава минеральных частиц донных отложений озер, а также идентификации аллотигенных и аутигенных минералов образцы были изучены методом сканирующей электронной микроскопии. Исследования проведены на автоэмиссионном сканирующем электронном микроскопе Merlin (Carl Zeiss, Германия) в Междисциплинарном центре «Аналитическая микроскопия» КФУ. Микроскоп оснащен детектором элементного анализа Aztec X-MAX с разрешением 127 эВ. Точность измерения составляет 0,01-1 % и 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.

Содержание основных и примесных элементов было получено при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра Bruker S8 Tiger. Пробоподготовка образца включала измельчение образца до частиц размером 40-50 мкм и прессование с борной кислотой на прессе с усилием 20 т для получения таблетки с ровной поверхностью. Таблетка была помещена в прибор для анализа. Калибровка прибора проводилась с использованием стандартных образцов. Матрицей в стандартных образцах служит SiO_2 , что позволяет учитывать влияние матричных эффектов при анализе всех остальных элементов. Определение потерь при прокаливании (ППП) проводилось согласно следующей методике. Навески изучаемых проб ($\sim 0,5$ г) были помещены в керамические тигли и залиты 10 % HCl на 1 сутки. Данный подход позволил избавиться от углерода, содержащегося в осадке. Далее тигли прокаливались в муфельной печи SNOL1100 до температуры 900°C в течение 4 ч. После остывания осадок взвешивался и определялись ППП.

Статистическая обработка результатов проведена с использованием программного пакета Statistica. Для всей полученной геохимической выборки озер Большое Миассово и Малое Миассово выполнен корреляционный анализ с использованием непараметрического критерия Спирмена R при уровне значимости $p < 0,05$. Для более точного понимания генетических особенностей изучаемых объектов геохимические выборки были проверены на нормальность распределения, после чего был проведен факторный анализ методом главных компонент способом «Варимакс нормализованный». Также был рассчитан индекс изменчивости состава $\text{ICV} = [(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3]$, где значение $\text{ICV} < 1$ указывает на выветривание/зрелость и наоборот [14].

Для всех изучаемых образцов исследуемых керновых колонок озер Малое Миассово и Большое Миассово получены кривые нормального остаточного намагничивания при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1,5 Тл. Измерения проведены на коэрцитивном спектрометре J_meter [15]. 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 мТл. Пробоподготовка образцов к измерениям включала высушивание образца, измельчение в немагнитной агатовой ступке, упаковку в специализированные бумажные контейнеры. Перед измерением каждый образец взвешивался, так как вес образца учитывается при измерениях. В результате были получены полные петли гистерезиса одновременно по остаточной и индуктивной намагниченности. По кривым нормального намагничивания определен вклад в магнитную составляющую осадка различных компонент – ферромагнитной (k_{ferro}), диа-/парамагнитной (k_{para}) и суперпарамагнитной (k_{super}) согласно методике, описанной в исследовании [16]. 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) [16]. Для проведения корреляционного анализа магнитных параметров с полученными результатами факторного анализа полученная выборка была проверена на нормальность распределения.

Результаты

Радиоуглеродное датирование. В работе [7] установлено, что седиментация в оз. Большое Миассово началась не позднее ~13,4 тыс. лет назад. В табл.1 представлены результаты радиоуглеродного датирования осадков оз. Малое Миассово, согласно которым седиментация в озере началась не позднее ~20,1 тыс. лет назад. Средняя скорость осадконакопления составила ~0,32 мм/год (рис.2, а).

Таблица 1

Результаты радиоуглеродного датирования донных отложений оз. Малое Миассово*

Лабораторный номер образца	Номер образца	Глубина, см	Датированный материал	AMS ¹⁴ C возраст, ¹⁴ C л.н.	Калиброванный ¹⁴ C возраст, к.л.н.
NTUAMS-5023-1	116	30	Озерный осадок	123±78	80±80
NTUAMS-5024-1	147	92		1987±82	1920±205
NTUAMS-5025-1	193	184		3396±82	3650±200
NTUAMS-5026-1	236	270		4823±87	5585±150
NTUAMS-5027-1	265	328		6814±87	7700±140
NTUAMS-8498-1	287	374		8216±83	9175±165
NTUAMS-50281	306	410		9496±85	10840±275
NTUAMS-5029-1	323	444		11443±95	13330±165
NTUAMS-5031	355	508		16462±233	19915±545

* Радиоуглеродные даты приводятся в количестве лет до наших дней с указанием возможной статистической ошибки. За начало отсчета принят 1950 г.

Гранулометрический состав. Согласно полученным данным, в осадках обоих озер преобладающей фракцией является алевритовая (табл.2, рис.2, б). В меньшей степени в осадках представлены псаммитовая и пелитовая фракции (табл.2, рис.2, б). Установлено, что керн донных отложений оз. Большое Миассово представляет собой в основном переслаивание суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой (рис.2, б). Нижняя часть колонки представлена супесью (рис.2, б).

Таблица 2

Результаты анализа гранулометрического состава осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово, %

Озеро	Алевритовая фракция	Псаммитовая фракция	Пелитовая фракция	Md, мм
Большое Миассово	<u>43,33-79,07</u> 67,48	<u>10,00-49,10</u> 21,73	<u>7,29-16,93</u> 10,79	<u>0,01-0,05</u> 0,02
Малое Миассово	<u>47,23-74,12</u> 64,92	<u>13,22-40,67</u> 23,70	<u>5,58-19,60</u> 11,37	<u>0,02-0,04</u> 0,02

Примечание. В числителе указаны минимальное и максимальное значения, в знаменателе – среднее значение.

В позднем плейстоцене (интервал 522-502 см, ~13400-13220 к.л.н.) осадок представлен супесью, Md составляет ~0,046 мм. Далее вверх по разрезу (интервал 502-346 см, ~13220-7500 к.л.н.) значения Md резко снижаются, среднее значение ~0,021 мм (рис.2, б). Для данного интервала характерно чередование супеси алевритовой и суглинка легкого алевритового. Отмечается событие (глубина 322 см, ~6760 к.л.н.), сопровождающееся увеличением Md до ~0,033 мм, соответствующим термическому максимуму голоцена. Интервал 322-142 см (~6760-2600 к.л.н.) характеризуется чередованием суглинка легкого алевритового и супеси алевритовой, среднее значение Md составляет ~0,024 мм. В интервале 142-8 см (субатлантическая стадия, ~2600-790 к.л.н.) характерно преобладание алевритовой фракции (рис.2, б) и суглинка легкого алевритового. Значения Md минимальны, среднее значение ~0,017 мм.

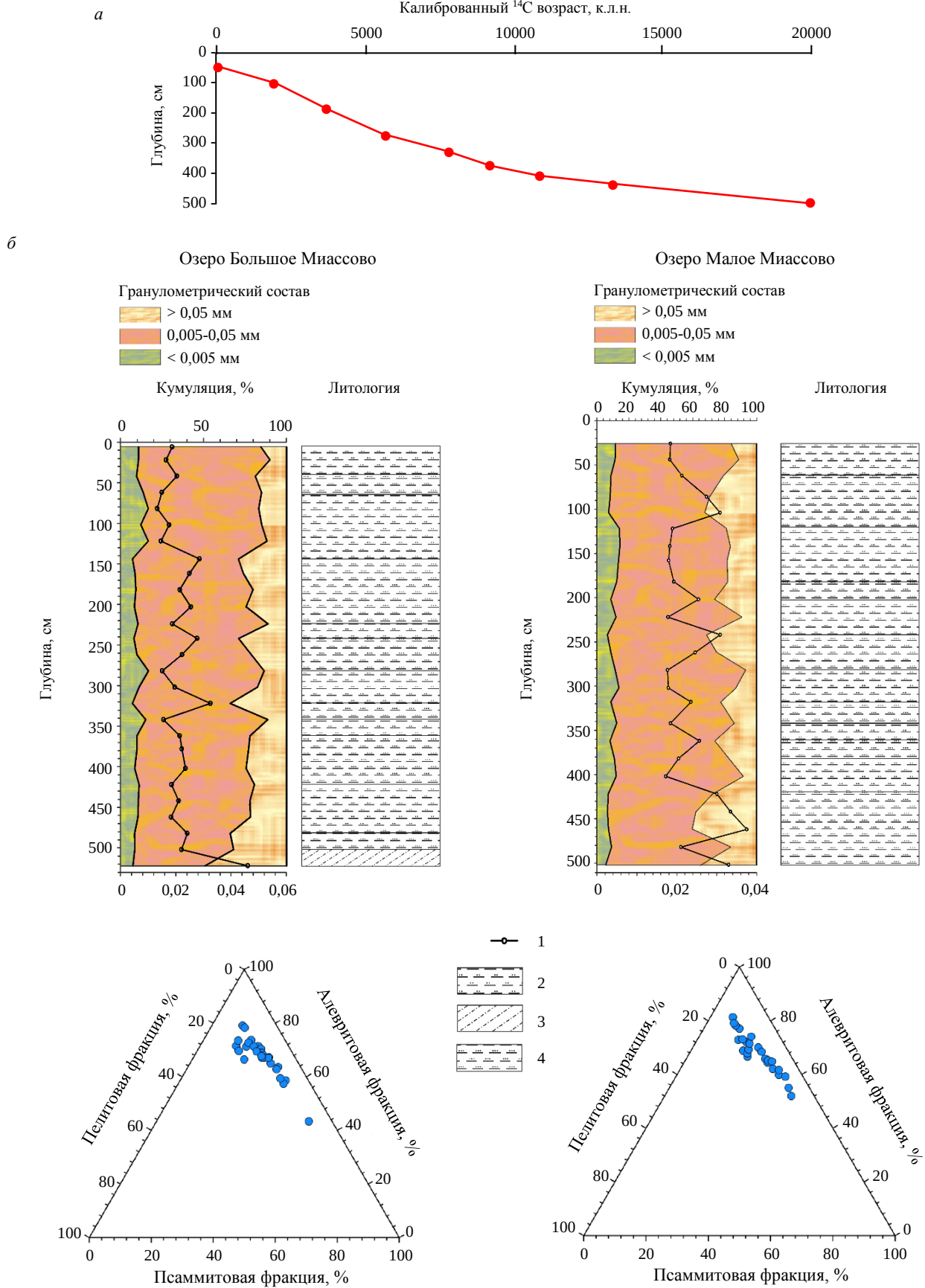


Рис.2. Возрастная модель осадков оз. Малое Миассово (а); результаты гранулометрического анализа осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово (б)

1 – Мд, мм; 2 – суглинок легкий алевритовый; 3 – супесь; 4 – супесь алевритовая



Разрез донных отложений оз. Малое Миассово представлен переслаиванием суглинка легкого алевроитового и супеси алевроитовой, распределение которых отображено на рис.2, б. Для плейстоценовой части керновой колонки оз. Малое Миассово (интервал 502-422 см) характерно существенное присутствие псаммитовой фракции (до 40,67 %). В литологическом отношении позднеплейстоценовые осадки представлены супесью алевроитовой. Среднее значение M_d в этот период составляет 0,03 мм. Интервал 422-402 см (начало голоцена, пребореальная стадия – начало бореальной стадии) характеризуется заметным увеличением содержания алевроитовой фракции, а также значительным уменьшением M_d до 0,015 мм. Осадки представлены суглинком легким алевроитовым. В интервале 402-382 см (конец бореальной стадии) характерно увеличение содержания псаммитовой фракции, а также увеличение M_d до 0,026 мм. Осадок представлен супесью алевроитовой. В интервале 382-282 см (атлантическая стадия) характерно переслаивание суглинка легкого алевроитового и супеси алевроитовой. Медианный диаметр зерна изменяется в диапазоне 0,018-0,024 мм. Наибольшее значение M_d отмечается для середины атлантической стадии (глубина 318 см, ~ 7200 к.л.н.), что соответствует термическому максимуму голоцена. Осадок в суббореальной стадии представлен переслаиванием суглинка легкого алевроитового и супеси алевроитовой. В интервале 262-142 см (суббореальная стадия) выразительным является увеличение M_d до 0,031 мм (глубина 242 см, ~ 4900 к.л.н.) Также небольшое увеличение M_d для суббореальной стадии характерно для отметки 202 см (~ 4000 к.л.н.). Для субатлантической стадии (122-26 см) характерно увеличение M_d до 0,031 мм на отметке 104 см (~ 2100 к.л.н.).

Минеральный состав. Проведенный рентгенодифракционный анализ позволил установить, что для осадков изучаемых озер характерно преобладание аллотигенных минералов (табл.3).

Таблица 3

Минеральный состав осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово, %

Озеро	Аллотигенные минералы	Опал + + кристобалит + + тридимит	Пирит	Гипс	Кальцит
Большое Миассово	<u>49-80</u> 63	<u>6-36</u> 24	<u>1-9</u> 4	<u>2-26</u> 7	<u>2-19</u> 9
Малое Миассово	<u>20-84</u> 71	<u>9-26</u> 15	<u>1-5</u> 2	<u>2-77</u> 14	<u>3-20</u> 7

Примечание. В числителе указаны минимальное и максимальные значения, в знаменателе – среднее значение.

В осадках оз. Большое Миассово аллотигенные минералы представлены кварцем, микроклином, альбитом, слюдой, хлоритом, амфиболами. В осадках оз. Малое Миассово, помимо перечисленных минералов, зафиксировано наличие талька и смешаннослойных глинистых минералов (рис.3, а). В осадках изучаемых озер зафиксировано наличие биогенного кремнезема (рис.4, снимок 3, рис.5, снимки 1, 6), оценка которого производилась по содержанию опал-кристобалита и тридимита (см. рис.3, а), ассоциированных с рентгеноаморфной компонентой биогенного происхождения, включающей материал от разнообразных панцирей диатомей и стоматоцист (см. рис.4, снимок 3) [17]. Сканирующая электронная микроскопия позволила установить, что стоматоцисты имеют сферическую форму, в основном гладкую поверхность и размеры 5-10 мкм (см. рис.4, снимок 3, рис.5, снимки 1, 6) [18]. Аутигенный пирит выявлен при помощи сканирующего электронного микроскопа (см. рис.4, снимок 10, рис.5, снимки 3, 11). В осадках изучаемых озер установлено присутствие карбонатных минералов – кальцита (см. рис.3, б, рис.4, снимки 1, 11, рис.5, снимок 9), арагонита (см. рис.4, снимки 4, 6, 7, 9, рис.5, снимок 4) и доломита (см. рис.4, снимок 5, рис.5, снимки 8, 10). Сульфаты в осадках озер Малое Миассово и Большое Миассово представлены гипсом (см. рис.3, рис.4, снимок 8, рис.5, снимки 2, 5, 7) и баритом (см. рис.4, снимок 2). Также в осадках оз. Большое Миассово зафиксировано наличие окислов железа (см. рис.4, снимок 12).

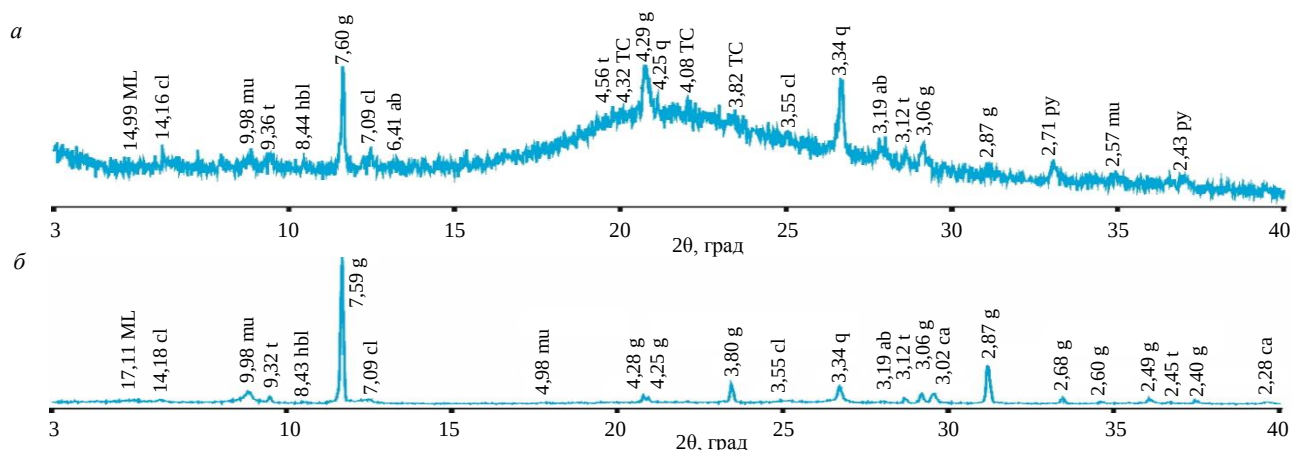


Рис.3. Дифрактограммы осадков оз. Малое Миассово с глубин 20 см (а) и 500 см (б)

ML – смешаннослойные глинистые минералы; TC – тридимиткristобалитовая фаза; cl – хлорит; mu – мусковит; t – тальк; hbl – роговая обманка; g – гипс; ab – альбит; q – кварц; ru – пирит; ca – кальцит

Химический состав осадков по данным рентгенофлуоресцентного анализа. В табл.4 представлены элементарные статистики по содержанию основных химических элементов в осадках озер Большое Миассово и Малое Миассово. Среди примесных элементов в осадках установлено наличие Cl, BaO, SrO, Br, V₂O₅, ZnO, NiO, Cr₂O₃, CuO, MoO₃, ZrO₂, Rb₂O, CoO, средние содержания, мас. %: 0,05; 0,0238; 0,019; 0,0135; 0,0126; 0,0095; 0,0078; 0,0075; 0,0058; 0,0041; 0,0040; 0,0033; 0,0012. Также по разрезу керновой колонки оз. Большое Миассово встречается UO₂ (в шести образцах, среднее содержание 0,0056 мас. %), Nb₂O₅ (в двух образцах, среднее содержание 0,0012 мас. %) и Y₂O₃ (в одном образце, среднее содержание 0,0012 мас. %). Среди примесных элементов в осадках оз. Малое Миассово зафиксировано наличие Cl, BaO, SrO, Br, NiO, Cr₂O₃, V₂O₅, ZnO, средние содержания, мас. %: 0,051; 0,025; 0,018; 0,010; 0,015; 0,015; 0,013; 0,01. Менее распространенные примесные элементы в осадках оз. Малое Миассово – CuO, PbO, ZrO₂, Y₂O₃, Rb₂O, Ga₂O₃, As₂O₃, CoO, средние содержания, мас. %: 0,007; 0,005; 0,005; 0,004; 0,003; 0,002; 0,002; 0,0015.

Таблица 4

Содержания оксидов основных элементов в осадках озер Большое Миассово и Малое Миассово, мас. %

Компонент	Минимум	Максимум	Среднее	Стандартное отклонение	Количество образцов
Оз. Большое Миассово					
SiO ₂	19,0	40,1	30,6	5,1	53
TiO ₂	0,1	0,7	0,2	0,1	53
Al ₂ O ₃	1,6	9,9	3,6	2,1	53
Fe ₂ O ₃	2,0	7,3	3,6	1,1	53
MnO	0,1	0,6	0,2	0,1	53
MgO	0,5	4,3	1,3	0,9	53
CaO	0,7	20,5	4,4	6,0	53
Na ₂ O	0,0	0,7	0,3	0,2	53
K ₂ O	0,3	2,3	0,7	0,5	53
P ₂ O ₅	0,3	0,7	0,5	0,1	53
SO ₃	3,01	18,7	6,2	3,5	53
ППП	22,6	58,6	48,2	10,2	53
Оз. Малое Миассово					
SiO ₂	8,0	47,9	18,5	6,5	52
TiO ₂	0,1	0,9	0,3	0,1	52
Al ₂ O ₃	2,1	17,6	5,2	2,7	52
Fe ₂ O ₃	1,0	8,1	3,5	1,4	52
MnO	0,0	0,5	0,1	0,1	52
MgO	1,0	4,5	2,1	0,8	52
CaO	1,2	29,5	5,5	7,8	52
Na ₂ O	0,2	0,7	0,3	0,1	49
K ₂ O	0,3	2,6	0,8	0,5	52
P ₂ O ₅	0,3	0,8	0,4	0,1	52
SO ₃	1,1	30,7	7,2	6,2	52
ППП	22,5	75,9	56,8	15,6	52

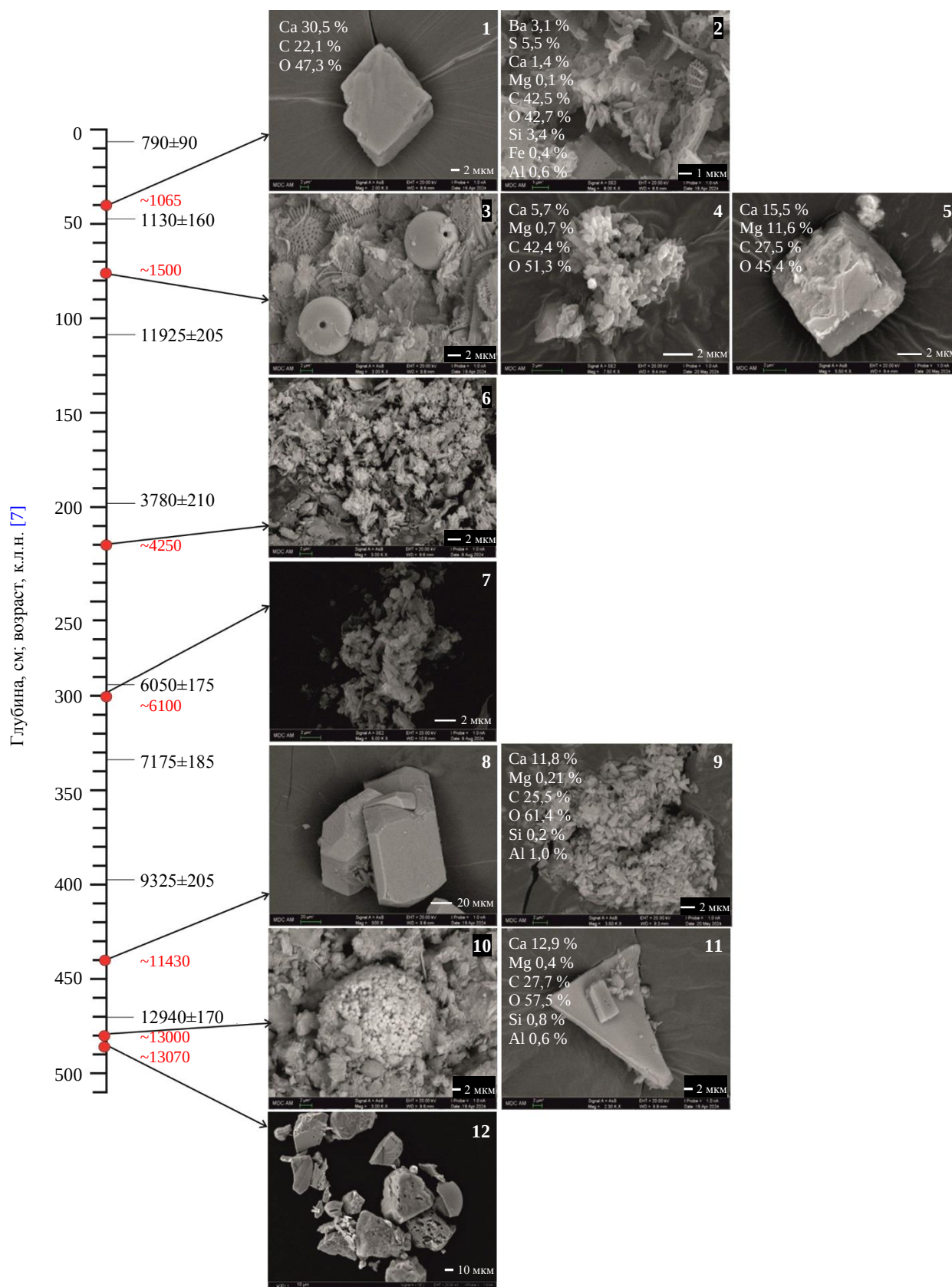


Рис.4. Электронно-микроскопические снимки изученных образцов
1, 11 – кальцит; 2 – барит; 3 – биогенный кремнезем; 4, 6, 7, 9 – арагонит; 5 – доломит; 8 – гипс;
10 – пирит; 12 – окислы железа

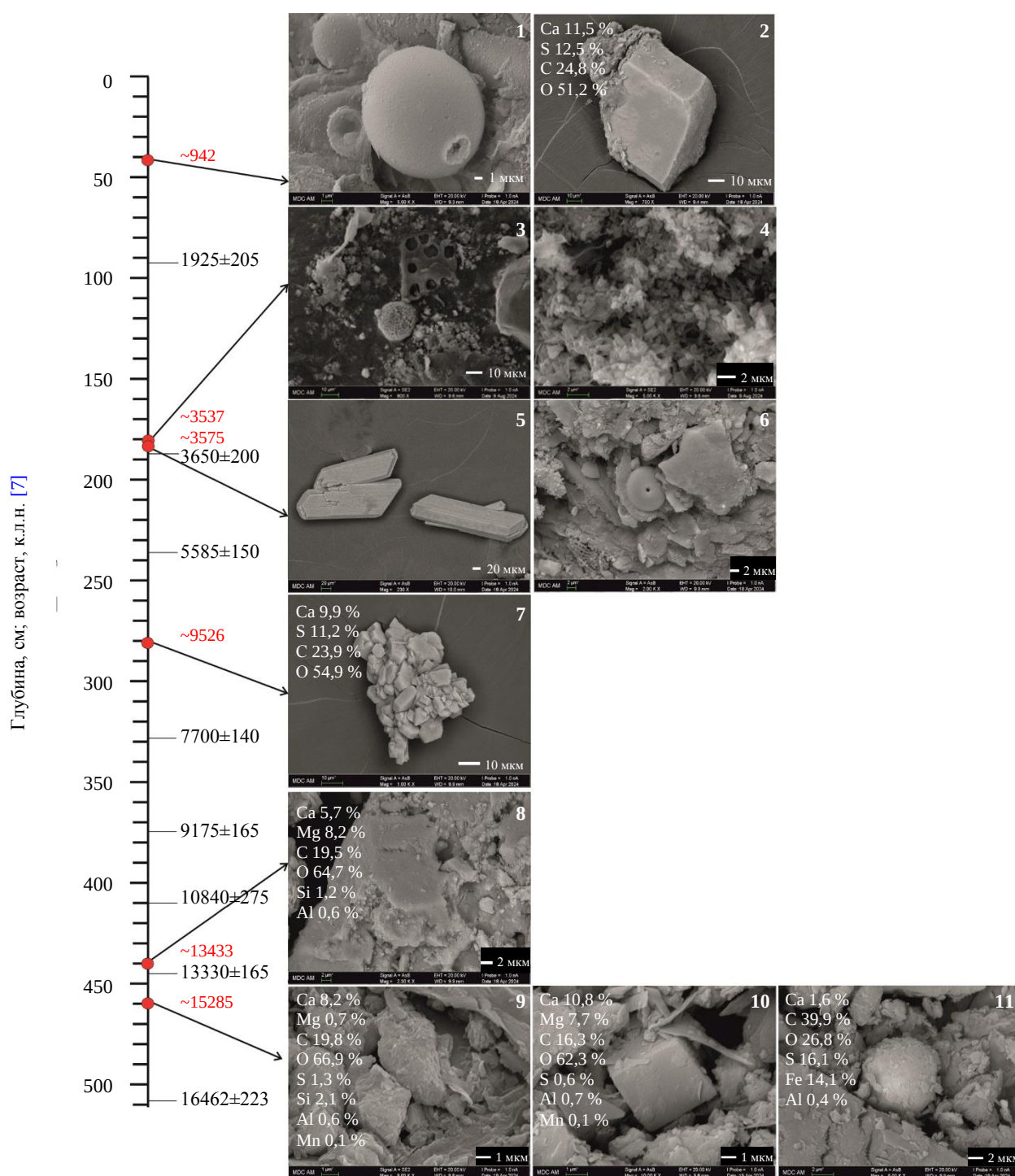


Рис.5. Электронно-микроскопические снимки изученных образцов

1, 6 – биогенный кремнезем; 2, 5, 7 – гипс; 3, 11 – пирит; 4 – арагонит; 8, 10 – доломит; 9 – кальцит

На рис.6 показаны химические составы исследуемых осадков в сравнении с составами других озер и пород, слагающих обрамление озер.

Определены значения индекса ICV, отражающего фактор рециклинга и сортировки осадочного материала. Для осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово характерны высокие значения ICV (> 1), что позволило сделать вывод о том, что изучаемые отложения являются продуктом первичного сноса [19, 20].

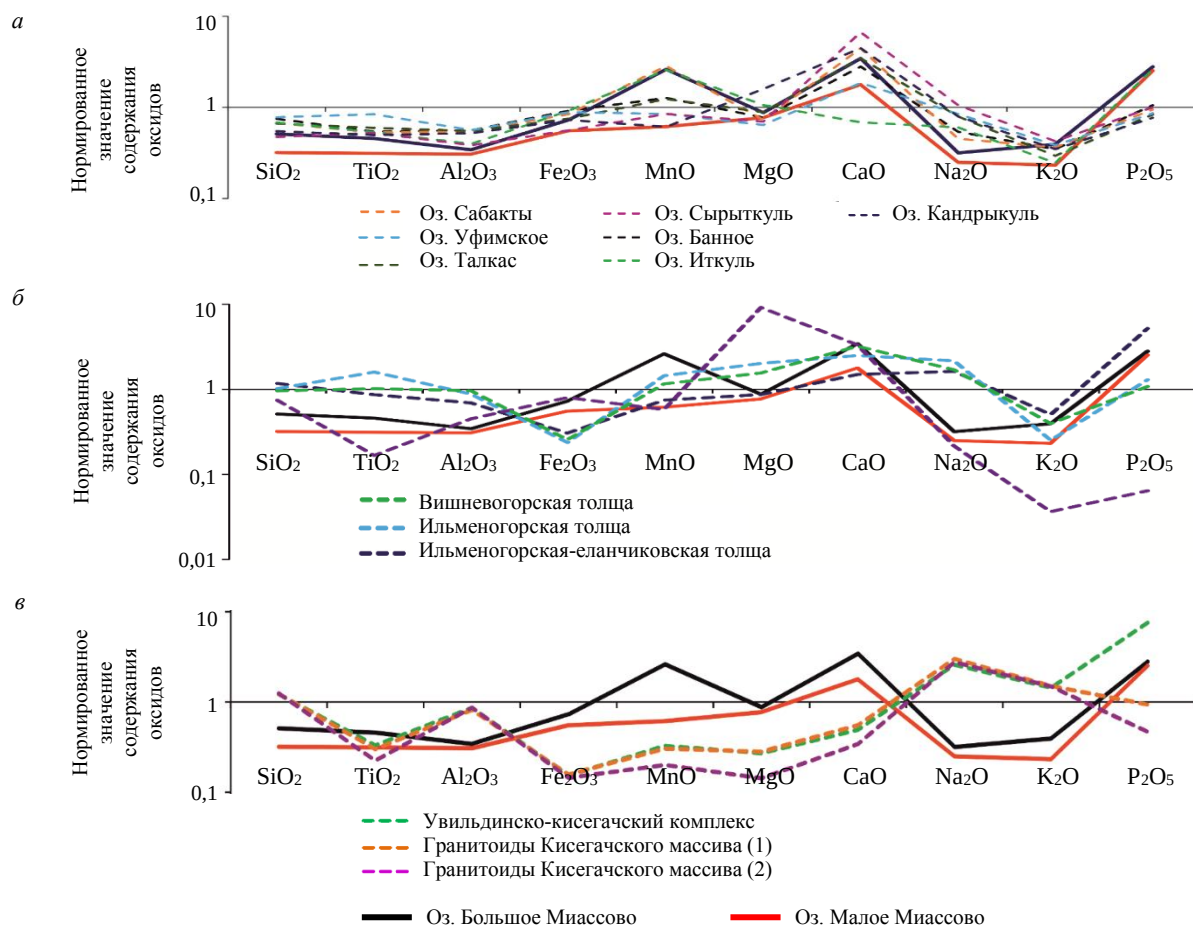


Рис.6. Сравнение составов основных элементов озера Большое Миассово и Малое Миассово с данными по [6, 17, 21, 22] (а), химическими составами пород вишневогорской, ильменогорской-еланчиковской толщ, байковского комплекса по [11], химическим составом пород ильменогорской толщи по [23] (б), химическими составами пород увильдинско-кисегачского комплекса по [11], гранитоидов Кисегачского массива (1) по [24], гранитоидов Кисегачского массива (2) по [23] (в). Нормирование проведено по [20]

Представлены результаты корреляционного анализа для всей выборки оз. Большое Миассово (табл.5) и оз. Малое Миассово (табл.6). Для анализа применены ранговые корреляции Спирмена, ПД попарно удалены, корреляции, выделенные красным, значимы на уровне $p < 0,05$ (табл.5, 6).

Таблица 5

Корреляционная матрица (оз. Большое Миассово)

	ППП	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	CuO	ZnO	Rb ₂ O	SrO	ZrO ₂
ППП	1,00																		
Na ₂ O	-0,46	1,00																	
MgO	-0,48	0,86	1,00																
Al ₂ O ₃	-0,34	0,66	0,82	1,00															
SiO ₂	-0,32	-0,38	-0,43	-0,55	1,00														
P ₂ O ₅	-0,17	0,44	0,53	0,30	0,03	1,00													
SO ₃	0,27	0,16	0,20	0,35	-0,77	-0,25	1,00												
Cl	0,27	-0,10	-0,13	-0,37	0,21	0,28	-0,06	1,00											
K ₂ O	-0,47	0,81	0,96	0,88	-0,41	0,49	0,19	-0,20	1,00										
CaO	-0,61	0,80	0,80	0,48	-0,18	0,43	-0,06	-0,01	0,73	1,00									
TiO ₂	-0,49	0,78	0,94	0,88	-0,40	0,47	0,19	-0,23	0,98	0,71	1,00								
MnO	-0,56	0,25	0,31	0,15	0,10	0,34	-0,13	0,04	0,22	0,45	0,25	1,00							
Fe ₂ O ₃	0,05	0,20	0,31	0,63	-0,62	0,08	0,47	-0,42	0,36	-0,11	0,38	0,13	1,00						
NiO	-0,42	0,70	0,84	0,85	-0,38	0,51	0,23	-0,23	0,87	0,52	0,89	0,30	0,53	1,00					
CuO	-0,35	0,53	0,69	0,80	-0,40	0,23	0,25	-0,54	0,75	0,36	0,76	0,12	0,58	0,75	1,00				
ZnO	-0,05	0,22	0,34	0,36	-0,03	0,56	-0,13	0,06	0,37	0,10	0,37	0,16	0,31	0,44	0,34	1,00			
Rb ₂ O	-0,48	0,68	0,80	0,74	-0,34	0,35	0,12	-0,22	0,81	0,70	0,83	0,32	0,34	0,75	0,66	0,26	1,00		
SrO	-0,65	0,81	0,83	0,52	-0,16	0,47	-0,05	0,00	0,77	0,98	0,75	0,47	-0,07	0,59	0,40	0,14	0,73	1,00	
ZrO ₂	-0,48	0,78	0,90	0,82	-0,40	0,50	0,22	-0,19	0,95	0,71	0,94	0,25	0,37	0,83	0,74	0,35	0,80	0,75	1,00



Таблица 6

Корреляционная матрица (оз. Малое Миассово)

	ППП	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	Fe ₂ O ₃	NiO	CuO	ZnO	Rb ₂ O	SrO	ZrO ₂
ППП	1,00																		
Na ₂ O	-0,66	1,00																	
MgO	-0,78	0,73	1,00																
Al ₂ O ₃	-0,85	0,68	0,93	1,00															
SiO ₂	-0,54	0,51	0,74	0,73	1,00														
P ₂ O ₅	-0,48	0,59	0,78	0,73	0,73	1,00													
SO ₃	-0,38	0,19	0,24	0,22	-0,25	0,02	1,00												
K ₂ O	-0,84	0,70	0,93	0,99	0,72	0,73	0,23	1,00											
CaO	-0,81	0,62	0,60	0,63	0,16	0,35	0,58	0,64	1,00										
TiO ₂	-0,75	0,69	0,95	0,97	0,82	0,81	0,10	0,97	0,51	1,00									
Cr ₂ O ₃	-0,57	0,56	0,84	0,76	0,78	0,85	0,03	0,73	0,32	0,83	1,00								
MnO	-0,91	0,67	0,75	0,82	0,34	0,50	0,53	0,82	0,93	0,70	0,49	1,00							
Fe ₂ O ₃	-0,58	0,65	0,88	0,84	0,80	0,88	0,02	0,83	0,34	0,92	0,84	0,54	1,00						
NiO	-0,59	0,64	0,91	0,84	0,82	0,90	0,04	0,83	0,37	0,92	0,90	0,56	0,94	1,00					
CuO	-0,69	0,60	0,81	0,86	0,70	0,75	0,10	0,87	0,47	0,88	0,75	0,67	0,82	0,84	1,00				
ZnO	-0,58	0,61	0,87	0,84	0,73	0,90	0,10	0,84	0,42	0,89	0,86	0,61	0,89	0,94	0,87	1,00			
Rb ₂ O	-0,78	0,73	0,89	0,87	0,70	0,74	0,21	0,85	0,61	0,87	0,78	0,74	0,83	0,83	0,77	0,85	1,00		
SrO	-0,86	0,60	0,66	0,71	0,22	0,34	0,59	0,71	0,95	0,58	0,37	0,93	0,40	0,43	0,52	0,49	0,71	1,00	
ZrO ₂	-0,77	0,70	0,92	0,94	0,66	0,71	0,27	0,95	0,66	0,93	0,71	0,79	0,83	0,82	0,80	0,85	0,90	0,75	1,00

Факторный анализ. В результате проведенного факторного анализа для разрешенных переменных геохимической выборки осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово установлено пять факторов (F1-F5) со значимыми нагрузками не менее 0,7 (табл.7).

Из табл.7 видно, что для оз. Большое Миассово на фактор F1 приходится наибольшая доля общей дисперсии (0,33) и он коррелирует с увеличением содержаний Ti, K, Mg, Ni, Zr. Биохемогенные частицы представлены биогенным кремнеземом, карбонатами, сульфатами и сульфидами (см. рис.4, 5). Их участие представлено в структуре факторов F2-F5 (табл.7). Для оз. Большое Миассово это факторы, указывающие на кристаллизацию пирита (F2), карбонатов (F3), накопление Br (F4), индикатор потепления в голоцене [25], и Cl (F5), источником которого могут быть горные породы, содержащие небольшие включения хлоридных солей в порах и трещинах (табл.7). На фактор F2 приходится 0,19 доли общей дисперсии. Данный фактор имеет биполярную структуру. Он отражает, с одной стороны, увеличение содержаний Fe и S, а с другой стороны – уменьшение содержания Si. На фактор F3 приходится 0,13 доли общей дисперсии, он коррелирует с увеличением содержаний Ca и Sr. Факторы F4 (доля общей дисперсии 0,09) и F5 (доля общей дисперсии 0,08) – это факторы брома и хлора соответственно.

Для осадков оз. Малое Миассово установлено, что наибольшая доля общей дисперсии (0,48) приходится на фактор F1 (табл.7). Фактор F1 имеет биполярную структуру – с одной стороны, коррелирует с увеличением содержаний терригенных элементов Si, Ti, Al, Cr, K, Ni, Mg, Cu, Zn, Fe, Rb, Zr, а с другой стороны, отражает уменьшение содержания органического вещества (ППП). Фактор F2 с долей общей дисперсии 0,21 отражает увеличение содержаний Ca, Sr, S. Фактор F3 (доля общей дисперсии 0,06) коррелирует с увеличением содержаний Cl. Фактор F4 связан с увеличением содержаний Br (доля общей дисперсии 0,06). Эти факторы аналогичны факторам F5 и F4 по оз. Большое Миассово. Фактор F5 (доля общей дисперсии 0,06) отражает увеличение содержаний фосфора.

Козрцитивная спектроскопия. Для оз. Большое Миассово значения общей магнитной восприимчивости k_{full} изменяются в интервале $(2,16-52,16) \cdot 10^{-5}$, значения k_{para} варьируются в диапазоне $(1,81-8,33) \cdot 10^{-5}$, k_{ferro} от $0,24 \cdot 10^{-5}$ до $42,61 \cdot 10^{-5}$ и k_{super} от $0,001 \cdot 10^{-5}$ до $1,35 \cdot 10^{-5}$. Значения k_{full} осадков оз. Малое Миассово изменяются в интервале $(1,31-22,31) \cdot 10^{-5}$, значения k_{para} изменяются в диапазоне $(0,29-8,78) \cdot 10^{-5}$, k_{ferro} от $0,03 \cdot 10^{-5}$ до $15,41 \cdot 10^{-5}$ и k_{super} от $0,001 \cdot 10^{-5}$ до $0,41 \cdot 10^{-5}$. Установлена сильная положительная связь k_{para} и F1 для обоих озер, значения коэффициента корреляции составляют 0,65 для осадков оз. Большое Миассово и 0,79 для осадков оз. Малое Миассово.

Позднеплейстоценовые осадки оз. Большое Миассово (интервал глубин 528-480 см, ~13400-13000 к.л.н.), представленные супесью и супесью алевроитовой, характеризуются пониженными значениями k_{para} . Конец позднего плейстоцена (интервал глубин 480-448 см, ~13000-11700 к.л.н.) характеризуется повышенными значениями k_{para} . Значения k_{para} в период ~11700-6200 к.л.н.



(интервал глубин 480-304 см) изменяются в диапазоне $(2,02-4,95) \cdot 10^{-5}$. В суббореальной стадии отмечается резкое уменьшение $k_{рага}$, фактора F1, а также увеличение Md на отметке 242 см (~4752 к.л.н.).

Таблица 7

Результаты факторного анализа осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово

Компонент	F1	F2	F3	F4	F5
Оз. Большое Миассово					
Mg	0,83	0,18	0,33	0,21	0,15
Si	-0,21	-0,5	-0,07	-0,11	-0,02
P	0,46	0,05	0,23	0,22	0,12
Cl	0,12	-0,05	0,26	0,09	0,95
K	0,91	0,17	0,21	0,18	0,10
Ti	0,94	0,19	0,13	0,13	0,05
Ni	0,79	0,31	0,02	0,01	0,00
Fe	0,20	0,83	-0,38	-0,16	-0,18
Br	0,32	0,07	0,30	0,87	0,11
Rb	0,59	0,07	0,28	0,08	0,14
Sr	0,40	-0,22	0,73	0,30	0,29
Zr	0,75	0,19	0,18	0,33	0,11
S	0,20	0,95	-0,11	0,11	0,02
Ca	0,29	-0,24	0,83	0,21	0,27
Общая дисперсия	4,64	2,67	1,89	1,20	1,17
Доля общей дисперсии	0,33	0,19	0,13	0,09	0,08
Оз. Малое Миассово					
ППП	-0,88	-0,36	-0,06	-0,09	-0,16
Na	0,32	0,31	0,05	0,15	0,13
Mg	0,82	0,46	0,14	0,16	0,11
Al	0,89	0,34	0,11	0,11	0,16
Si	0,85	-0,06	-0,11	0,13	0,08
P	0,45	0,16	0,22	0,07	0,83
Cl	0,11	0,36	0,91	0,02	0,17
K	0,87	0,38	0,11	0,11	0,17
Ca	0,26	0,87	0,16	0,01	0,24
Ti	0,90	0,32	0,05	0,14	0,17
Cr	0,85	0,20	0,13	0,09	0,25
Mn	0,64	0,65	0,16	-0,14	0,22
Fe	0,85	0,31	0,04	0,10	0,20
Ni	0,82	0,37	0,19	0,15	0,26
Zn	0,73	0,25	0,30	0,11	0,18
Br	0,25	0,00	0,02	0,96	0,05
Rb	0,75	0,49	0,10	0,24	0,01
Sr	0,47	0,80	0,21	0,19	-0,04
Zr	0,75	0,56	0,08	0,22	-0,01
S	0,25	0,82	0,28	-0,13	0,05
Cu	0,74	0,00	0,30	0,15	0,18
Общая дисперсия	9,98	4,33	1,36	1,30	1,21
Доля общей дисперсии	0,48	0,21	0,06	0,06	0,06

Позднеплейстоценовые осадки оз. Малое Миассово (интервал глубин 512-454 см, ~20100-14700 к.л.н.) характеризуются низкими значениями $k_{рага}$. Наступившая теплая стадия Бёллинга (интервал глубин 454-448 см, ~14700-14100 к.л.н.) сопровождается резким увеличением значений $k_{рага}$, изменяющихся в узком диапазоне от $5,59 \cdot 10^{-5}$ до $6,92 \cdot 10^{-5}$ до начала голоцена. Пребореальная и бореальная стадии (интервал глубин 422-398 см, ~11700-10200 к.л.н.) характеризуются трендом снижения $k_{рага}$, отображая снижение поступления аллотигенного материала, при этом увеличиваются значения показателя ППП, отображая увеличение органического вещества в осадке. Начало атлантической стадии (интервал глубин 354-346 см, ~8500-8200 к.л.н.) сопровождается резким увеличением показателя $k_{рага}$, фактора F1, а также резким снижением ППП. Помимо указанных событий, для субатлантической стадии характерны резкое уменьшение $k_{рага}$, фактора F1, резкое увеличение Md, содержание псаммитовой фракции на отметке 104 см (~2100 к.л.н.). Также для данной отметки характерно увеличение ППП и содержания биогенного кремнезема.



Обсуждение

Исследуемые озерные осадки по данным гранулометрии, минерального и химического составов демонстрируют общую для пресноводных озер закономерность преобладания литогенных частиц алевритовой размерности.

Сравнение геохимических составов осадков исследуемых озер и других озер Южного Урала демонстрирует их закономерное региональное сходство (рис.6, *а*). Отличительными особенностями являются более высокие содержания MnO , CaO в осадках оз. Большое Миассово, отражающие значительное присутствие аутигенных карбонатов и эвапоритов в осадке (см. рис.4). В осадках оз. Малое Миассово больше P_2O_5 , что увязывается с распространением фосфоритосодержащих пород в акватории озера (см. рис.1).

Рассмотрение геологических карт дочетвертичных горных пород и четвертичных отложений (см. рис.1) позволяет установить, что основным источником аллотигенного материала для исследуемых водоемов выступают четвертичные отложения, представленные фациями элювия, делювия, десерпция, аллювия. Эти отложения закономерно сложены обломками зрелых минеральных компонент – кварца, полевых шпатов, глинистых минералов, окислов железа. На западе толщина четвертичных отложений составляет первые метры по сравнению с остальным обрамлением озера, где она может достигать до 20 м. Поэтому при формировании глубоких русловых каналов с запада в водоем может поступать материал в результате размыва и дочетвертичных горных пород. На западе могут размываться, прежде всего, ильменогорская и еланчиковская толщи и байкский комплекс (см. рис.1). На рис.6, *б* проведено сравнение химического состава пород указанных толщ и озерных осадков.

На западном берегу оз. Большое Миассово обнажаются амфиболиты ильменогорской толщи, которые, по сравнению с залегающими восточнее амфиболитами кыштымской толщи, характеризуются более низким содержанием Na и несколько меньшим содержанием Ca и Fe . Вероятно, низкое содержание Na_2O в осадках изучаемых озер (рис.6, *б*) связано с выщелачиванием амфиболитов ильменогорской толщи, а также мафитов и ультрамафитов ильменогорского комплекса и магматических пород Ильменских гор [26].

Восточный берег оз. Большое Миассово слагают гранитоиды Кисегачского массива. Сравнительный график главных элементов озера Большое Миассово и Малое Миассово и химического состава пород Кисегачского массива представлен на рис.6, *в* [24]. Породы Кисегачского массива преимущественно представлены лейкогранитами, среди которых встречаются небольшие ксенолиты граносиенитов, гранодиоритов и адамеллитов. По сравнительным графикам (рис.6) видно, что химический состав осадков изучаемых озер менее схож с составами пород увильдинско-кисегачского комплекса, а также гранитоидов Кисегачского массива (рис.6, *в*). Это позволяет сделать вывод о том, что терригенный материал поступал не с увильдинско-кисегачского комплекса и Кисегачского массива, а с перекрывающих их четвертичных отложений, которые на восточном обрамлении озера более мощные, чем на западном (см. рис.1).

По значениям ICV и диаграммам $A-CN-K$ [19, 20] выявлено, что осадки изучаемых озер формировались за счет вещества аллотигенных стабильных минералов первичного цикла седиментации преимущественно из четвертичных отложений и обнаженных дочетвертичных горных пород. Пути транспортировки аллотигенного материала связаны с направлениями склоновых потоков и русловых каналов, заметных на карте четвертичных отложений (см. рис.1).

По корреляционной матрице для оз. Большое Миассово видно, что среди главных элементов Si характеризуется существенной отрицательной корреляцией с Al , Fe и S (см. табл.5). При этом нет корреляции с Ti , Mg , K , Na . Подобный характер связей указывает на то, что Si одной значительной частью относится к кварцевым зернам, а другой – к биогенному кремнезему, что в целом подтверждается результатами сканирующей электронной микроскопии (см. рис.4, снимок 3). Элемент Al положительно коррелирует с K , Ti , Fe , Ni , Cu , Rb , Sr , Zr , что позволяет предположить присутствие полевых шпатов, монтмориллонитов, рутила, анатаза, окислов железа, никелевых сульфидов, цирконов. Действительно, минералы группы алюмосиликатов, такие как полевые шпаты и монтмориллонитовые глины, демонстрируют положительную связь между Al и K , а также с другими катионами, например Ti [27]. В оксидах титана (рутил, анатаз) Ti может замещаться алюминием в кристаллической решетке. Гематит и магнетит – железосодержащие минералы, где



Fe может изоморфно замещаться Al [28]. В никелевых сульфидах наблюдается связь между Ni и Fe с Al за счет общего происхождения из магматических источников. В цирконах положительная корреляция между Zr и Al возможна за счет структурных замещений [29]. Элемент Rb входит в группу щелочных элементов и может замещать K в структурах минералов типа полевых шпатов или монтмориллонитов. Отмечается положительная корреляция Rb с Al в щелочных силикатных породах [30].

Предположение о минеральном составе по данным химического состава подтверждается данными рентгенодифрактометрии (РДА) (см. табл.3, рис.3), позволившей установить наличие полевых шпатов, смешаннослойных и других глинистых минералов со значительными содержаниями. Прочие минералы – гематит, магнетит, никелевые сульфиды, цирконы с содержаниями менее 2 % не фиксируются РДА и выступают аксессуариями. Положительная корреляция Na с Mg, K, Ca и Ti характерна для ряда групп минералов. Например, в минералах группы нефелин-содержащих силикатов, содержание Na тесно связано с наличием K, Ca и Mg [31]. В натрий-магниево-силикатах Na часто замещает K или Mg в структурных решетках [32]. В лейкоксенах или рутиле содержание Ti может коррелировать с Na [33]. В натрий-кальциевых карбонатах содержание Na связано с Ca за счет обменных процессов [34]. Положительные связи Mg с K, Ca, Ti и P могут свидетельствовать о присутствии магнезиальных карбонатов и фосфатов [35]. Например, гидрофосфат магния (магнезий-фосфат) содержит значительное количество Mg, связанное с фосфатной группой. В пегматитах, богатых титаном и калием, нередко обнаруживаются минералы с высоким содержанием Mg [36]. В оливинах содержание Mg связано с наличием Ca и иногда с K в случае структурных замещений [37]. В природных оливинах Mg часто коррелирует с Ti за счет включений или замещений в структуре [38]. Отмечается отрицательная корреляция ППП с Ca, Mn, Sr, что указывает на реверсивную связь карбонатного и органического веществ. Органическое вещество (ОВ) в осадочных отложениях разлагается при нагревании, вызывая значительные потери массы. Чем выше содержание ОВ, тем больше потерь при прокаливании. В глинистых осадочных образованиях содержание ОВ связано с наличием гумусовых веществ, органических остатков или гидратированных соединений. В карбонатных отложениях потери связаны с разложением CaCO_3 , при этом доля органики снижается [39]. Характер корреляционных связей для оз. Малое Миассово (см. табл.6) может быть обусловлен по группе (Si, Al, Ti, Zr, K, Mg, Fe) присутствием кремниевых минералов (кварц, опал, глинистые минералы); по группе (Al, Si, K, Mg, Fe) – глинистых минералов (каолинит, иллит, смектит); по группе (P, Ca) – фосфатных минералов (апатит); по группе (Fe, S, Cu) – сульфатов и сульфидов; по Fe – гематита и магнетита; по группе (Zr, Si) – цирконов; по группе (Mg, Ca) – магнезита и доломита [40, 41]. Отрицательная корреляция потерь при прокаливании со всеми элементами указывает на то, что ППП, как и в случае оз. Большое Миассово, связаны с гидратированными или органическими компонентами и легко разлагаются при нагревании.

По данным факторного анализа для оз. Большое Миассово (табл.7) видно, что на фактор F1 приходится наибольшая доля общей дисперсии и он коррелирует с увеличением содержаний Ti, K, Mg, Ni, Zr. Наиболее вероятными кандидатами на одновременное увеличение содержаний Ti, K, Mg, Ni и Zr в составе примесей или из-за изоморфизма являются калиевый полевой шпат (минералы из осадочных пород); гранаты и циркон (минералы магматического происхождения); титано-магнетит (магнитный минерал метасоматоза); роговая обманка, сульфиды гидротермальных руд [40]. Действие фактора F2 выражено в связи с тем, что в донных отложениях озер при снижении Eh в том числе из-за разложения органического вещества часто активируется бактериальное восстановление серы, происходит редукция Fe(III) до Fe(II), который легко осаждается в виде гидрогенных гидратов или сульфидов (например, пирита). Кремний в озерных отложениях представлен в значительной части диатомовыми остатками – кремнеземом, который активно осаждается при благоприятных условиях. В кислых или щелочных условиях диатомовые скелеты могут растворяться или разлагаться под действием бактерий. При снижении Eh растворение кремнезема усиливается за счет образования растворимых форм Si. Таким образом, увеличение содержаний Fe и S может быть связано с постседиментационным формированием гидрогенных сульфидов, а снижение содержания Si – с растворением диатомовых остатков под действием измененных условий среды [40, 41]. Фактор F3 коррелирует с увеличением содержаний Ca и Sr. Кальций и стронций имеют сходные химические свойства, поскольку оба элемента относятся к щелочноземельным металлам и образуют



аналогичные соединения, например карбонаты (CaCO_3 и SrCO_3). Стронций часто входит в состав минералов, содержащих кальций, таких как кальцит (CaCO_3), что способствует их совместному поступлению и накоплению в осадках. Поступление Ca и Sr из окружающих горных пород влияет на их содержание в озерной воде. Например, выветривание известняков или доломитов приводит к увеличению концентрации этих элементов в водоеме. В регионах, где распространены известняки и доломиты, наблюдается повышение уровней Ca и Sr в воде и, соответственно, в донных отложениях.

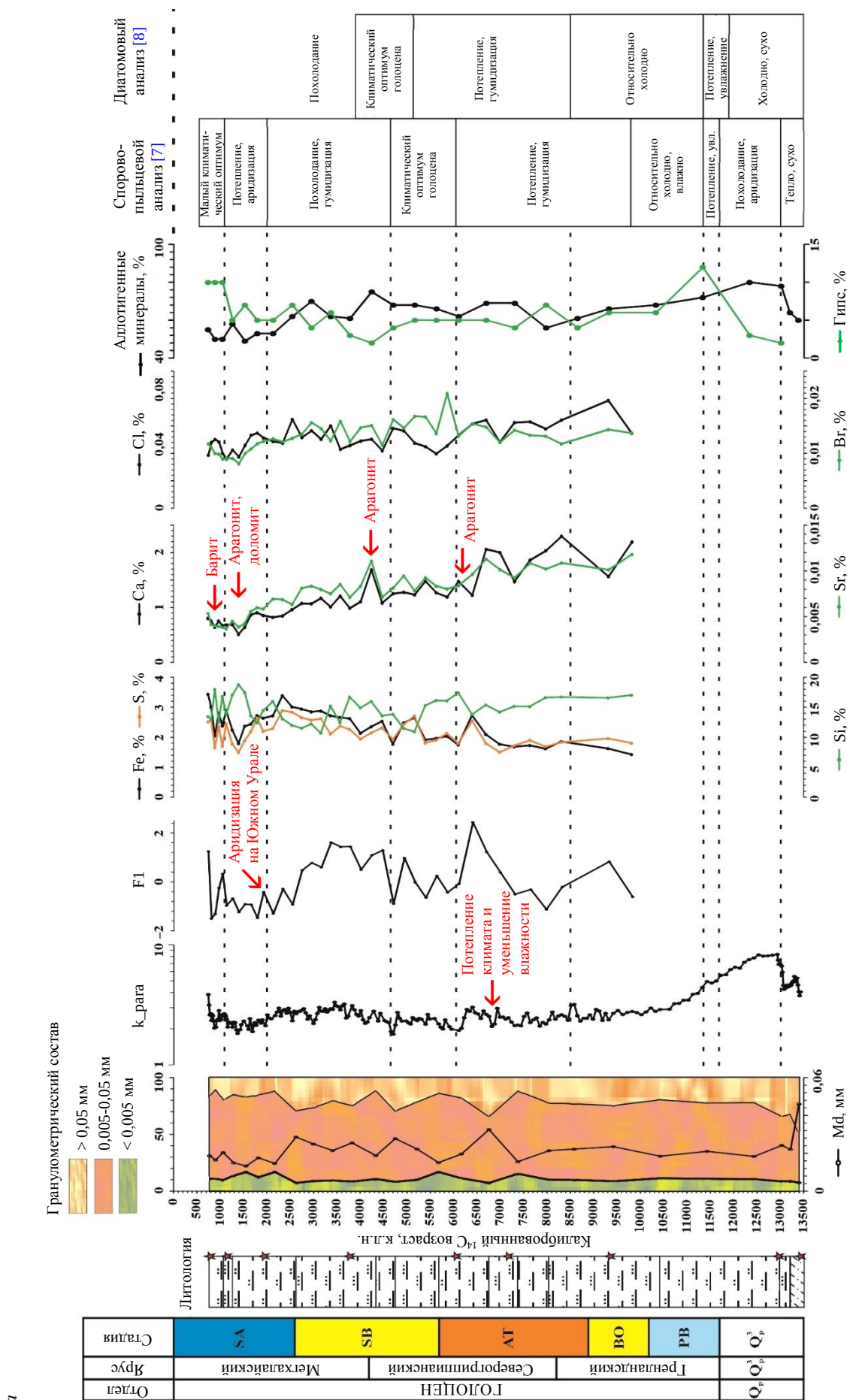
Изменения климата могут влиять на химический баланс озер – увеличение влажности способствует вымыванию элементов из почвы и горных пород, а изменение температуры влияет на биологическую активность и скорость осадкообразования. Это может привести к одновременному росту концентраций Ca и Sr [21]. Факторы F4 и F5 – это факторы брома и хлора. В пресноводных озерах обмен веществ с окружающей средой может приводить к накоплению Cl и Br за счет инфильтрации воды из окружающих почв и горных пород. Разложение органического вещества и биогеохимические циклы могут способствовать мобилизации и перераспределению Br и Cl внутри озера [42].

Для оз. Малое Миассово, по данным факторного анализа (табл.7), фактор F1 коррелирует с увеличением содержаний терригенных элементов Si, Ti, Al, Cr, K, Ni, Mg, Cu, Zn, Fe, Rb, Zr и с уменьшением содержания органического вещества (ППП). Это обусловлено ростом количества стабильных минералов (гематита, кварца, полевых шпатов, цирконов, каолинита, хлорита, роговой обманки) и уменьшением содержания гидратированных глин и органического вещества [40, 41]. Фактор F2 отражает увеличение содержаний Ca, Sr, S и сходен с фактором F3 по оз. Большое Миассово (одновременное увеличение Ca и Sr). Отличием для оз. Малое Миассово является дополнительный элемент S. Такую структуру фактора можно объяснить одновременным формированием карбонатных и сульфатных минералов в осадках оз. Малое Миассово. Факторы F3 и F4 аналогичны факторам F5 и F4 для оз. Большое Миассово. Фактор F5 отражает увеличение содержаний фосфора, которое может свидетельствовать об изменениях экологического состояния озера, усилении эвтрофикации или изменениях в источниках поступления.

Основной источник фосфора – органические и неорганические вещества, поступающие с водными массами через выветривание горных пород, сток рек, сельскохозяйственные и промышленные отходы и атмосферные осадки. В водной среде фосфор активно связывается с частицами взвеси и биомассой микроорганизмов, растений и животных. После их гибели и разложения фосфор входит в состав донных отложений. В условиях низкой концентрации растворенного кислорода происходит осаждение фосфатных минералов (например, апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$). Показатель pH среды влияет на растворимость фосфатов – при нейтральных и щелочных условиях происходит их осаждение. Концентрации Fe(III) и Al(III) также важны, при окислении они связывают фосфатные ионы, формируя нерастворимые соединения [43]. По характерной для обоих озер связи фактора F1 и k_{para} последний можно рассматривать как индикатор поставки аллотигенного материала в озерный бассейн, что также наблюдается и для других озер [17, 21].

Данные гранулометрии, минерального и химического составов приведены в вариациях основных показателей, сопоставленных с глобальными и региональными климатическими стадиями и событиями (рис.7).

Поздний плейстоцен. Максимум последнего оледенения – период максимального похолодания последнего оледенения (между ~27 и ~19 тыс. лет назад), когда глобальные ледяные покровы достигли своего наибольшего интегрированного объема [44, 45]. Этот эпизод представлен на рис.7, б единичными точками наблюдения, которые задают начало тренда симбатного уменьшения k_{para} и содержания аллотигенных минералов, наблюдаемого в раннем дриасе до ~16000 к.л.н., указывая на пониженное поступление аллотигенного материала в бассейн седиментации, вероятно, связанное с холодными и сухими условиями последнего оледенения. При этом отмечается высокое содержание гипса, видимо, существенно диагенетического. Потепление, сменившее последнее оледенение, произошло ~14,7 тыс. лет назад, что ознаменовало начало климатической стадии Бёллинга [43]. Потепление, а также увлажнение климата сопровождаются увеличением значений k_{para} , указывая на увеличение поступления аллотигенного материала в бассейн седиментации оз. Малое Миассово (рис.7, б). В период ~13000-11700 к.л.н. осадки озера Большое Миассово и Малое Миассово характеризуются увеличением значений k_{para} и содержания аллотигенных



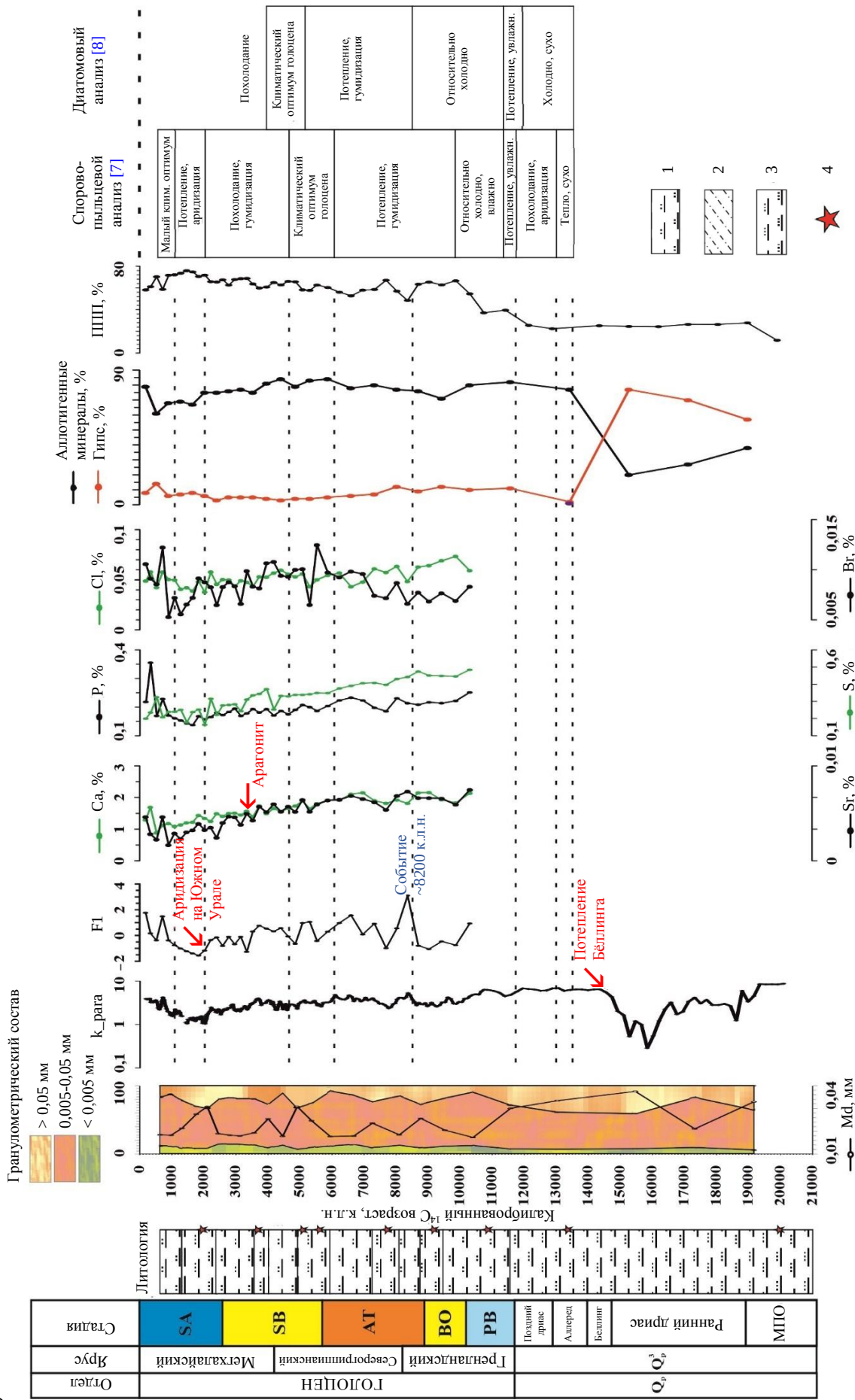


Рис. 7. Результаты комплексного анализа осадков озер Большое Миассово (а) и Малое Миассово (б)

1 – суглинок легкий алевритовый; 2 – супесь; 3 – супесь алевритовая; 4 – датированные образцы



минералов, отображая повышенный терригенный снос продуктов разрушения пород ильменогорской и еланчиковской толщ и байкского комплекса. Преобладание аллотигенной компоненты при пониженном содержании органического вещества (среднее значение ППП $\sim 23,85\%$, рис.7, б), согласно исследованию [46], свидетельствует о низкой продуктивности озерной экосистемы в холодных условиях климата. Действительно, в работе [7] установлено, что в позднеледниково́е (~ 13200 - 11700 к.л.н.) оз. Большое Миассово представляло собой глубокий водоем с постоянным уровнем воды и обширной зоной мелководий, заросшей макрофитами в условиях прохладного климата.

Голоцен. С наступлением голоцена (~ 11700 - 8500 к.л.н.) в осадке резко увеличивается содержание органического вещества, что, вероятно, связано с переходом от холодного климата плейстоцена к теплему климата голоцена, который характеризуется трендами увеличения содержаний Bg и Cl. На отметке ~ 11430 к.л.н. в осадке оз. Большое Миассово установлено наличие арагонита (см. рис.4, снимок 9). Вероятно, в данный период озеро было мелководным и минерализованным вследствие аридизации климата, включавшей и глобальное событие Бонда 8 (~ 11100 к.л.н.) [47]. Для оз. Малое Миассово также характерен тренд снижения значений $k_{\text{раг}}$, содержания аллотигенных минералов в осадке, а также увеличения значения ППП. Подобный тренд отмечается и для оз. Сабакты (Южный Урал) [46], для которого в начале голоцена накопление органического вещества и снижение аллотигенного привноса объясняется возрастанием продуктивности водоема и (или) формированием на водосборе почв, в связи с продолжающимся потеплением климата.

По данным диатомового анализа [8], в период ~ 8500 - 4600 к.л.н. оз. Большое Миассово было глубоководным, поскольку увеличение продолжительности и температуры вегетационного периода привело к полному стаиванию Уральских ледников. Результаты проведенных исследований показывают, что для ~ 8500 к.л.н. в записи керна осадков оз. Большое Миассово отмечается резкое изменение значений $k_{\text{раг}}$, фактора F1 и ППП, содержаний Ca и Sr, что, вероятно, связано с глобальным похолоданием, произошедшим ~ 8200 к.л.н. [46]. Это похолодание находит отражение в многочисленных палеолетописях озерных, морских отложений, пещерных спелеотем Северного и Южного полушарий [48, 49]. Снижение температур предположительно связано с поступлением больших объемов пресной воды в Северную Атлантику в результате распада и таяния ледников. В оз. Малое Миассово данное событие сопровождается резким увеличением значений $k_{\text{раг}}$, фактора F1 и резким уменьшением ППП. В работе [46] отмечается резкое снижение электропроводности в осадках оз. Сабакты ~ 8200 - 7700 к.л.н., также коррелирующее с событием, произошедшим ~ 8200 к.л.н.

Далее, до ~ 7000 к.л.н., отмечается снижение значений $k_{\text{раг}}$, фактора F1, Md и увеличение значений ППП. Вероятно, в данный период происходило погружение пелагиали озера в связи с неотектоническими процессами. Для оз. Малое Миассово в данный период также характерно снижение показателей $k_{\text{раг}}$, фактора F1, содержаний Ca, Sr, P, S Cl. Выделяются события резких изменений значений $k_{\text{раг}}$ – первое (~ 6760 к.л.н.) сопровождается увеличением Md до $\sim 0,033$ мм, а также содержаний Ca и Sr в осадке; во втором (~ 6100 к.л.н.) отмечается увеличение содержаний Ca и Sr в осадке, а также зафиксировано наличие арагонита (см. рис.4). Указанные события, скорее всего, связаны с потеплением климата, а также уменьшением влажности. Так, например, накопление слоистого сапропеля в оз. Сабакты в период ~ 7900 - 6000 к.л.н. с высоким содержанием органического вещества, карбонатов и низкой концентрацией элементов терригенного сноса свидетельствует о повышении продуктивности озера, вероятно, в ответ на потепление климата [46]. Для осадков оз. Большое Миассово в период ~ 7000 - 6000 к.л.н. характерно резкое увеличение значений фактора F1, Cl, Fe и Md, что указывает на увеличение привноса аллотигенного вещества в бассейн седиментации. При этом резко снижаются содержания Ca, Sr, Si и ППП. В этот период для оз. Малое Миассово также характерно увеличение значений индикаторов аллотигенного привноса, отображающих увеличение привноса аллотигенного вещества в бассейн седиментации. Примечательно, что на отметке ~ 6100 к.л.н. в осадках оз. Большое Миассово резко увеличиваются содержания Ca, Sr и уменьшаются значения индикаторов аллотигенного привноса (рис.7, а), что, вероятно, связано с аридизацией климата, подтверждающееся находкой арагонита в осадке озера (см. рис.4, 5).



Повышенные значения ППП и Вг характерны для интервала ~6000-4700 к.л.н. для осадков оз. Большое Миассово, что, скорее всего, связано с теплыми условиями климата, коррелирующими с климатическим оптимумом голоцена, выделенным в работе [7]. Осадки оз. Малое Миассово характеризуются повышенными содержаниями Са, Sr и Вг.

Период ~4700-2000 к.л.н. характеризуется увеличением значений $k_{рага}$, фактора F1, объясняющимся увеличением влажности климата, что не противоречит данным [7]. Согласно этой же работе [7], в данный период произошло похолодание климата, что подтверждается трендом снижения содержаний Са и Sr в осадке. Однако по данным сканирующей электронной микроскопии в осадке оз. Большое Миассово установлено присутствие арагонита на отметке ~4250 к.л.н. (см. рис.4, снимок 6), в осадках оз. Банное (Южный Урал) отмечено увеличение $\delta^{18}O$ [17]. Кроме того, в осадках оз. Малое Миассово установлено присутствие арагонита на отметке ~3540 к.л.н., согласующееся с данными по озерам Сабакты и Талкас [6, 21]. Таким образом, рассмотренный период требует дополнительных исследований.

По данным работы [7], с ~2500 по ~800 к.л.н. на фоне понижения температуры оз. Большое Миассово окончательно сформировалось в глубоководный водоем с маломинерализованной водой, а также наличием заболоченных мелководий с процессами закисления. По установленным данным, на отметке ~2000 к.л.н. для осадков оз. Большое Миассово характерно резкое снижение значений $k_{рага}$, фактора F1, содержаний Fe, Cl, аллотигенных минералов, скорее всего, связанное с произошедшей аридизацией климата и фиксирующееся в ряде исследований осадков озер Южного Урала [6, 7, 21]. Помимо этого, в образце из оз. Большое Миассово в осадке на отметке ~1500 к.л.н. установлено наличие арагонита, доломита (см. рис.4, снимки 4, 5), связанное с глобальным климатическим событием Бонда 1 и проявившееся в аридизации климата Южного Урала. Для осадков оз. Малое Миассово также характерно резкое уменьшение значений индикаторов аллотигенного привноса, содержаний Cl, P, что указывает на уменьшение привноса аллотигенного материала в бассейн седиментации.

Заключение

На основе радиоуглеродного датирования, гранулометрического, минерального и геохимического анализов донных отложений озер Большое Миассово и Малое Миассово выявлены особенности вещественного состава изучаемых озер, а также проведена реконструкция условий озерного седиментогенеза в позднечетвертичное время.

Установлено, что керн донных отложений оз. Большое Миассово представляет собой в основном переслаивание суглинка легкого алевроитового и супеси алевроитовой. Нижняя часть колонки представлена супесью. Разрез донных отложений оз. Малое Миассово представлен переслаиванием суглинка легкого алевроитового и супеси алевроитовой.

Проведенный рентгенодифракционный анализ позволил установить, что для осадков изучаемых озер характерно преобладание аллотигенных минералов. Биохеомогенные частицы представлены биогенным кремнеземом, карбонатами, сульфатами и сульфидами.

Получены данные по содержаниям главных и рассеянных элементов в донных отложениях изучаемых озер. По сравнительным графикам содержаний главных химических элементов в донных отложениях озер Южного Урала выявлено, что осадочные отложения оз. Большое Миассово характеризуются более высокими содержаниями MnO , CaO , что объясняется значительным присутствием аутигенных карбонатов и эвапоритов в осадке. В осадках оз. Малое Миассово больше P_2O_5 , что увязывается с распространением фосфоритосодержащих пород в акватории озера.

Вариации наиболее информативных показателей, выделенных по данным гранулометрии, минерального состава и геохимическим данным (факторного анализа), сопоставлены с глобальными и региональными климатическими стадиями и событиями. Так, по данным изучения осадков озер Большое Миассово и Малое Миассово выделены потепление Бёллинга, событие ~8200 к.л.н. (похолодание), аридизация на Южном Урале (~2000 к.л.н.), а также событие Бонда 1 (~1500 к.л.н.). Помимо этого, на отметках ~11430, ~6100, ~4250, ~3537 к.л.н. зафиксировано наличие арагонита, который является индикатором уменьшения влажности климата. Обнаруженный на отметке ~1065 к.л.н. барит также позволяет сделать вывод об аридизации климата.



ЛИТЕРАТУРА

1. Ekoa Bessa A.Z., Richards K., Egbe A.M., Ambo F.B. A geochemical and palynological study of lake sediments at Mboandong, Cameroon: Chemical weathering and vegetation linked to Holocene palaeoclimate // Journal of African Earth Sciences. 2025. Vol. 223. № 105512. DOI: [10.1016/j.jafrearsci.2024.105512](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2024.105512)
2. Subetto D.A., Rybalko A.E., Naumenko M.A. et al. The Geology, Geomorphology, and History of Lake Ladoga: A Review // Doklady Earth Sciences. 2024. Vol. 519. Suppl. 1. P. S91-S109. DOI: [10.1134/S1028334X24604735](https://doi.org/10.1134/S1028334X24604735)
3. Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Старовойтов А.В. и др. Основные этапы изучения геологии четвертичных отложений Белого моря и дискуссионные проблемы его палеогеографии в позднем неоплейстоцене–голоцене // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2022. Т. 86. № 6. С. 848-869. DOI: [10.31857/S2587556622060152](https://doi.org/10.31857/S2587556622060152)
4. Hongpan Xue, Xin Zhou, Luyao Tu et al. Climate-vegetation-erosion interactions revealed by the sediments of Huguangyan Maar Lake, southern China // Catena. 2023. Vol. 231. № 107276. DOI: [10.1016/j.catena.2023.107276](https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107276)
5. Shuguang Lu, Li Wu, Chunmei Ma et al. Shifting sediment sources track environmental changes since the last glacial period: Evidence from sediment records in Chaohu Lake, eastern China // Quaternary Science Reviews. 2025. Vol. 365. № 109472. DOI: [10.1016/j.quascirev.2025.109472](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2025.109472)
6. Масленникова А.В., Удачин В.Н., Дерягин В.В. Палеоэкология и геохимия озерной седиментации голоцена Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2014. 136 с.
7. Нигаматзянова Г.Р., Фролова Л.А., Нигматуллин Н.М. и др. Реконструкция растительности и климатических изменений позднеледниковья – голоцена Южного Урала на основе спорово-пыльцевого анализа донных отложений озера Большое Миассово // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 179-194. DOI: [10.31857/S2949178923040060](https://doi.org/10.31857/S2949178923040060)
8. Валиева Э.А., Фролова Л.А., Палагушкина О.В. и др. Реконструкция истории развития озера Большое Миассово (Южный Урал) в период позднеледниковья и голоцена на основе диатомового анализа донных отложений // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 195-206. DOI: [10.31857/S2949178923040151](https://doi.org/10.31857/S2949178923040151)
9. Юсупова А.Р., Кузина Д.М., Косарева Л.Р. и др. Геохимия и минералогия осадков озер Южного Урала // Минералы: строение, свойства, методы исследования: Материалы X Всероссийской молодежной научной конференции, 27-31 мая 2019, Екатеринбург, Россия. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2019. С. 292-293.
10. Сигов А.П., Шуб В.С. Геоморфологическое районирование Урала // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: Академия наук СССР, Башкирский филиал, Институт геологии, 1972. № 3. С. 44-51.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание 2-е. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VII. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2015.
12. Bronk Ramsey C., Lee S. Recent and Planned Developments of the Program OxCal // Radiocarbon. 2013. Vol. 55. Iss. 2: Proceedings of the 21st International Radiocarbon Conference (Part 1 of 2). P. 720-730. DOI: [10.1017/S0033822200057878](https://doi.org/10.1017/S0033822200057878)
13. Кузина Д.М., Щербakov В.П., Сальная Н.В. и др. Относительная палеонапряженность геомагнитного поля за последние 9000 лет по донным осадкам озера Шира, Северная Хакасия, определенная по методу псевдо-Телье // Физика Земли. 2024. № 4. С. 161-181. DOI: [10.31857/S0002333724040111](https://doi.org/10.31857/S0002333724040111)
14. Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. Vol. 59. Iss. 14. P. 2919-2940. DOI: [10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9)
15. Нурғалиев Д.К., Ясонов П.Г. Патент № 81805 РФ. Коэрцитивный спектрометр. Опубл. 27.03.2009. Бюл. № 7.
16. Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M. et al. Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral Sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction // ARPN Journal of Earth Sciences. 2015. Vol. 4. № 1. P. 1-6.
17. Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г., Кузина Д.М. и др. Литологические особенности донных отложений озера Банное (Южный Урал) как индикатор изменений природной среды и климата голоцена // Литосфера. 2024. Т. 24. № 1. С. 173-194. DOI: [10.24930/1681-9004-2024-24-1-173-194](https://doi.org/10.24930/1681-9004-2024-24-1-173-194)
18. Леусова Н.Ю. Устойчивость и сохранность биогенных форм кремнезема в углях // Успехи современного естествознания. 2020. № 12. С. 117-123. DOI: [10.17513/use.37547](https://doi.org/10.17513/use.37547)
19. Xiugen Fu, Jian Wang, Chunyan Song 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 // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2019. Vol. 522. P. 40-51. DOI: [10.1016/j.palaeo.2019.03.012](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.03.012)
20. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2003. Vol. 3. P. 1-64. DOI: [10.1016/B0-08-043751-6/03016-4](https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4)
21. Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г., Кузина Д.М. и др. Особенности вещественного состава донных отложений озера Сабакты (Южный Урал) // Успехи современного естествознания. 2023. № 7. С. 72-81. DOI: [10.17513/use.38074](https://doi.org/10.17513/use.38074)
22. Юсупова А.Р., Нурғалиева Н.Г., Кузина Д.М., Х.-Ч. Ли. Состав донных отложений озера Кандрыкуль (Республика Башкортостан) по минералогическим и геохимическим данным и климатические изменения в голоцене // Георесурсы. 2025. Т. 27. № 2. С. 281-296. DOI: [10.18599/grs.2025.2.21](https://doi.org/10.18599/grs.2025.2.21)
23. Экология озера Большое Миассово / Под ред. А.Г.Рогозина, В.А.Ткачева. Миасс: Ильменский государственный заповедник им. В.И.Ленина УрО РАН, 2000. 318 с.
24. Сначев В.И., Сначев А.В., Рыкус М.В. Физико-химические условия образования и формационная принадлежность гранитоидов Кисегачского массива (Южный Урал) // Нефтегазовое дело. 2020. Т. 18. № 5. С. 6-14. DOI: [10.17122/ngdelo-2020-5-6-14](https://doi.org/10.17122/ngdelo-2020-5-6-14)
25. Kalugin I., Daryin A., Smolyaninova L. et al. 800-yr-long records of annual air temperature and precipitation over southern Siberia inferred from Teletskoye Lake sediments // Quaternary Research. 2007. Vol. 67. Iss. 3. P. 400-410. DOI: [10.1016/j.yqres.2007.01.007](https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.01.007)
26. Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Результаты геолого-петрографических исследований Ильменского комплекса (Южный Урал) за последние 20 лет (1998-2018 гг.) // Минералогия. 2020. Т. 6. № 2. С. 67-99. DOI: [10.35597/2313-545X-2020-6-2-6](https://doi.org/10.35597/2313-545X-2020-6-2-6)



27. Smith J.V., Brown W.L. Feldspar Minerals. Vol. 1. Crystal Structures, Physical, Chemical, and Microtextural Properties. Springer-Verlag, 1988. 846 p. DOI: [10.1007/978-3-642-72594-4](https://doi.org/10.1007/978-3-642-72594-4)
28. Popov N., Marijan S., Pavić L. et al. Influence of Al³⁺ ions on the direct hydrothermal formation and properties of hematite (α-Fe₂O₃) nanorods // Journal of Alloys and Compounds. 2025. Vol. 1018. № 179223. DOI: [10.1016/j.jallcom.2025.179223](https://doi.org/10.1016/j.jallcom.2025.179223)
29. Cherniak D.J. Aluminum diffusion in zircon // Chemical Geology. 2021. Vol. 584. № 120510. DOI: [10.1016/j.chemgeo.2021.120510](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120510)
30. Lange I.M., Reynolds R.C., Lyons J.B. K/Rb ratios in coexisting K-feldspars and biotites from some New England granites and metasediments // Chemical Geology. 1966. Vol. 1. P. 317-322. DOI: [10.1016/0009-2541\(66\)90027-1](https://doi.org/10.1016/0009-2541(66)90027-1)
31. Igneous Rocks: A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks / Ed. by R.W. Le Maitre. Cambridge University Press, 2002. 252 p. DOI: [10.1017/CBO9780511535581](https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581)
32. Rhodes J.M. On the chemistry of potassium feldspars in granitic rocks // Chemical Geology. 1969. Vol. 4. Iss. 3-4. P. 373-392. DOI: [10.1016/0009-2541\(69\)90004-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(69)90004-7)
33. Usui H., Domi Y., Sakaguchi H. Rutile TiO₂ Creates Advanced Na-Storage Materials // ACS Applied Energy Materials. 2023. Vol. 6. Iss. 8. P. 4089-4102. DOI: [10.1021/acsam.3c00266](https://doi.org/10.1021/acsam.3c00266)
34. Rashchenko S., Shatskiy A., Litasov K. High-Pressure Na-Ca Carbonates in the Deep Carbon Cycle // Carbon in Earth's Interior. Wiley, 2020. P. 127-136. DOI: [10.1002/9781119508229.ch13](https://doi.org/10.1002/9781119508229.ch13)
35. Bernard E., Yio M., Rentsch D. et al. Insights on the effects of carbonates and phosphates on the hydration of magnesia (alumino-)silicate cements // Applied Geochemistry. 2024. Vol. 167. № 106001. DOI: [10.1016/j.apgeochem.2024.106001](https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2024.106001)
36. Baijot M., Hatert F., Philippo S. Mineralogy and geochemistry of phosphates and silicates in the Sapucaia pegmatite, Minas Gerais, Brazil: genetic implications // The Canadian Mineralogist. 2012. Vol. 50. № 6. P. 1531-1554. DOI: [10.3749/canmin.50.6.1531](https://doi.org/10.3749/canmin.50.6.1531)
37. Zaccarini F., Garuti G., Moser R. et al. Mineral Chemistry of Olivine, Oxy-Spinel, and Clinopyroxene in Lavas and Xenoliths from the Canary, Azores, and Cape Verde Islands (Macaronesia, North Atlantic Ocean): New Data and Comparisons with the Literature // Minerals. 2024. Vol. 14. Iss. 2. № 161. DOI: [10.3390/min14020161](https://doi.org/10.3390/min14020161)
38. Hermann J., O'Neill H.S.C., Berry A.J. Titanium solubility in olivine in the system TiO₂-MgO-SiO₂: no evidence for an ultra-deep origin of Ti-bearing olivine // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. Vol. 148. Iss. 6. P. 746-760. DOI: [10.1007/s00410-004-0637-4](https://doi.org/10.1007/s00410-004-0637-4)
39. Santisteban J.I., Mediavilla R., López-Pamo E. et al. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? // Journal of Paleolimnology. 2004. Vol. 32. Iss. 3. P. 287-299. DOI: [10.1023/B:JOPL.0000042999.30131.5b](https://doi.org/10.1023/B:JOPL.0000042999.30131.5b)
40. Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
41. Юдович Я.Э., Кемпис М.П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 564 с.
42. Qing Sun, Daryin A., Jiayu Zhao et al. High-Resolution Elemental Record From the Holocene Sediments of an Alpine Lake in the Central Altai Mountains: Implications for Arctic Sea-Ice Variations // Earth and Space Science. 2021. Vol. 8. Iss. 8. № e2021EA001810. DOI: [10.1029/2021EA001810](https://doi.org/10.1029/2021EA001810)
43. Ziwei Long, Zehua Ji, Yuansheng Pei. Characteristics and distribution of phosphorus in surface sediments of a shallow lake // Journal of Environmental Sciences. 2023. Vol. 124. P. 50-60. DOI: [10.1016/j.jes.2021.10.012](https://doi.org/10.1016/j.jes.2021.10.012)
44. Doğan M., Ünlü Y., Gürboğa Ş. et al. Climate variability in West Anatolia from Last Glacial Maximum to present based on the µXRF data from Buldan Yayla Lake (Denizli) // Journal of Quaternary Science. 2025. Vol. 40. Iss. 1. P. 86-105. DOI: [10.1002/jqs.3658](https://doi.org/10.1002/jqs.3658)
45. López-Sáez J.A., Carrasco R.M., Turu V. et al. Late Glacial-early holocene vegetation and environmental changes in the western Iberian Central System inferred from a key site: The Navamundo record, Béjar range (Spain) // Quaternary Science Reviews. 2020. Vol. 230. № 106167. DOI: [10.1016/j.quascirev.2020.106167](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106167)
46. Масленникова А.В., Артемьев Д.А., Зазовская Э.П. и др. Геохимическая летопись озера Сабакты: количественная оценка электропроводности вод и реконструкция обстановок осадконакопления позднеледниковья и голоцена степной зоны Южного Урала // Литосфера. 2023. Т. 23. № 3. С. 410-429. DOI: [10.24930/1681-9004-2023-23-3-410-429](https://doi.org/10.24930/1681-9004-2023-23-3-410-429)
47. Qimei Guo, Baohua Li, Yue Cai. Intermediate water circulation in the mid-latitude Northeast Atlantic over the past 13,000 years: Multi-proxy evidence from IODP Site U1391 // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2024. Vol. 654. № 112428. DOI: [10.1016/j.palaeo.2024.112428](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112428)
48. Walker M., Head M.J., Berkelhammer 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 // Episodes. 2018. Vol. 41. № 4. P. 213-223. DOI: [10.18814/epiugs/2018/018016](https://doi.org/10.18814/epiugs/2018/018016)
49. Walker M.J.C., Berkelhammer M., Björck S. 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 Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy) // Journal of Quaternary Science. 2012. Vol. 27. Iss. 7. P. 649-659. DOI: [10.1002/jqs.2565](https://doi.org/10.1002/jqs.2565)

Авторы: Анастасия Рафаиловна Юсупова, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Казанский федеральный университет, Казань, Республика Татарстан, Россия), [i@ajusupova.ru](mailto:ajusupova.ru), <https://orcid.org/0000-0001-8732-3053>,
 Нурия Гавазовна Нургалеева, д-р геол.-минерал. наук, профессор (Казанский федеральный университет, Казань, Республика Татарстан, Россия), <https://orcid.org/0000-0003-4372-9777>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Изоморфная емкость мелилитовых твердых растворов при параметрах пирогенного метаморфизма

Э.В.Сокол, А.С.Половых✉, С.Н.Кох, И.С.Карпутин, О.А.Козьменко

Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

Как цитировать эту статью: Сокол Э.В., Половых А.С., Кох С.Н., Карпутин И.С., Козьменко О.А. Изоморфная емкость мелилитовых твердых растворов при параметрах пирогенного метаморфизма // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 70-84. [EDN FXJCLX](#)

Аннотация

В работе на материале крупнозернистых пирогенных плавящихся пород (паралав) формации Хатрурим впервые установлен характер фракционирования микроэлементов между минералами, кристаллизовавшимися из богатых кальцием Si-недосыщенных расплавов. Методом ЛА-ИСП-МС определены содержания микроэлементов (включая REE) и рассчитаны коэффициенты их распределения в волластоните, ранкините, куспидине, Ti-андрадите, мелилитовых твердых растворах, кальсилите и фторапатите. Главные концентраторы REE – фторапатит (ΣREE до 900 ppm), гранат (до 600 ppm) и куспидин (до 300 ppm); в прочих фазах $\Sigma\text{REE} < 100$ ppm. Накопление Sr выявлено во всех минералах, кроме граната, ppm: мелилит до 7500, фторапатит до 5500, ранкинит до 4500, волластонит до 2150, куспидин до 2000, кальсилит до 800. Высокозарядные элементы накапливают куспидин (U до 2100, Zr до 1600, Ti до 1300, Nb до 200 ppm) и гранат (Zr до 3000, Y до 600, HREE и Sc до 350, Nb до 130 ppm). Мелилит выступает главным аккумулятором Zn (до 17000 ppm), Ni (до 2100), Cu (до 1200), Mn (до 750), Co (до 100) и Ga (до 65). Мелилит также аккумулирует Ba (до 5500 ppm), а кальсилит – Ba (до 8500) и Rb (до 1350). Рассчитаны коэффициенты распределения микроэлементов для всех перечисленных минералов. Установлено, что изоморфизм в мелилите контролируется тремя структурными позициями: в позиции Ca аккумулируются Na, Sr, Ba; в позиции T1 – Zn, Co, Ni, Cu; в позиции T2 – Fe^{3+} и Ga. Мелилиты, кристаллизовавшиеся из пирогенных расплавов, не аккумулируют значимых количеств REE и высокозарядных элементов. Коэффициенты распределения для пирогенных мелилитов согласуются с данными, полученными для минералов из щелочных комплексов, что позволяет использовать их для реконструкции фракционирования редких элементов в богатых кальцием Si-недосыщенных расплавах. Главными факторами, контролировавшими фракционирование микроэлементов в процессе кристаллизации пирогенных расплавов, признаны кристаллохимические особенности минералов.

Ключевые слова

мелилит; гранат; куспидин; кальсилит; ЛА-ИСП-МС; микроэлементы; коэффициенты распределения; паралавы; формация Хатрурим

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-00014, <https://www.rscf.ru/project/24-77-00014/>.

Поступила: 23.12.2025

Принята: 28.04.2026

Онлайн: 21.07.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

В последние десятилетия, благодаря повышению доступности методов локального микроанализа минералов (масс-спектрометрия вторичных ионов (ВИМС) и масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией (ЛА-ИСП-МС)), особенности распределения редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах стали систематически использоваться как геохимические маркеры при решении проблем петрогенезиса метеоритов [1, 2], изверженных [3-5] и метаморфических пород [6].

Минералы группы мелилита постоянно находятся в фокусе внимания специалистов в области магматических пород и метеоритов. Стабильный интерес к соединениям этого структурного типа обусловлен их широким P - T полем устойчивости, а также пластичностью и высокой кристаллохимической емкостью структуры, вследствие которой минералы этой группы способны адаптироваться к изменению параметров среды путем изменения химического состава. В структурный тип



мелилита (пространственная группа $P4_2\bar{1}m$; общая структурная формула $XT_1((T_2)_2O_7)$, где X – Ca, Na, Sr, Ba, Pb, Y, PЗЭ; T_1 – Mg, Al, Mn, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Zn, Co, Cu, Cd; T_2 – Si, Al, Fe^{3+} , Ti, B, Be, Ga, Ge) в заметных количествах способны входить более 20 химических элементов. На его базе синтезированы соединения с участием Be, B, Ga, Ge, Co, Ni, Cd, Zn, Sr, Ba, PЗЭ, обладающие полезными технологическими свойствами ферромагнетиков, сегнетоэлектриков и сегнетоэластиков. Данная структура обладает резкой анизотропией (вплоть до разнонаправленных искажений ячейки вдоль направлений a и c), чем обеспечиваются малые коэффициенты термического расширения керамик и композитов на основе мелилита и его замещенных производных [7].

Петрологические исследования главным образом посвящены мелилитам из комплексов щелочных ультраосновных пород (нефелиниты [4, 5, 8], мелилититы [8-10], карбонатиты [11-13]) и примитивных хондритов [14-16]. Многие авторы отмечают, что петрогенетические реконструкции в данном случае существенно затрудняются из-за сложности составов магматогенных мелилитов (твердые растворы $Ca_2MgSi_2O_7$ – $NaCaAlSi_2O_7$ с переменным количеством миналов $Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$ и $Ca_2Al_2SiO_7$) и их участия в серии перитектических реакций. Фракционированию микроэлементов в ходе кристаллизации мелилитсодержащих магматических пород посвящены только отдельные работы. Выявлены существенные различия в распределении элементов-примесей между сосуществующими силикатами, а также между мелилитом и расплавом в случае ранней кристаллизации фаз-концентраторов Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, PЗЭ – перовскита, апатита, титанита, лопарита и др. [3, 17, 18]. Минералогические исследования мелилитов главным образом выполнены для высокотемпературных скарнов [19, 20], пород контактового [21-23] и пирогенного метаморфизма (пирогенные породы формации Хатрурим [24-26]; бухиты комплекса Баффало (Вайоминг) [27]; паралавы Центральных Апеннин (Италия) [28]; паралавы комплекса Хамарин-Хурал-Хид (Монголия) [29]). Установлен генеральный тренд изменения составов мелилитовых твердых растворов по мере снижения температуры – это обогащение натрием и железом на фоне снижения концентраций Al и/или Mg [3, 17, 23].

Наряду с ограниченной доступностью локальных методов микроанализа, определение микроэлементного состава мелилитов объективно затрудняют малые размеры индивидов, обилие в них включений и низкие концентрации редких и рассеянных элементов, особенно в ассоциациях с перовскитом, апатитом, титанитом, лопаритом и др. В свою очередь, недостаток информации по геохимии мелилитов не позволяет пока выявить четкие тренды фракционирования редких элементов в богатых Ca щелочных расплавах. Продолжает сохраняться острый дефицит информации об оценке величин коэффициентов распределения (K_D) редких и примесных элементов между расплавом и мелилитовыми твердыми растворами [5, 17, 30].

Цель работы – на материале Si-недосыщенных, богатых Ca и K ультравысокотемпературных пирогенных пород (паралав) выявить направленность геохимической эволюции мелилитовых твердых растворов в процессе кристаллизации соответствующих расплавов. Продукты кристаллизации, кальсилит-ранкинит-волластонит-мелилитовые паралавы, содержат крупные минеральные индивиды, в том числе зональные кристаллы мелилита. Важным преимуществом выбранных природных систем является длительность процессов кристаллизации расплавов, существенно превышающая параметры, достижимые в экспериментах, что позволяет рассматривать эти ассоциации как квазиравновесные.

Аналитические методы

Для исследования выбраны два образца свежих паралав (h-07-Gr-1 и h-07-51-3). Для каждого образца впервые охарактеризованы составы семи сосуществующих минералов методами рентгено-спектрального микроанализа и ЛА-ИСП-МС, на основе чего рассчитаны соответствующие коэффициенты распределения элементов по формуле $K_{D\text{Эл}} = [\text{Эл}_{\text{минерал}}]/[\text{Эл}_{\text{порода}}]$. Для расчета величин K_D использовались средние содержания элементов в минерале и породе. Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН (Новосибирск).

Диагностика минералов, характеристика их морфологии и определение химического состава осуществлены с использованием сканирующего электронного микроскопа Tescan MIRA 3 LMU с энергодисперсионной системой химического микроанализа AZtec Energy XMax-50+ (Oxford Instruments NanoAnalysis Ltd.). Ускоряющее напряжение составляло 20 кВ, ток пучка 1 нА, диаметр



пучка 3-10 мкм, время набора спектра 20 с. Для определения составов мелилита и граната также использовался микроанализатор JXA-8230 (Jeol Ltd.). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кэВ, ток поглощенных электронов 20 нА, время счета 10 с на каждой аналитической линии, диаметр зонда 2 мкм при глубине вакуума в камере $\leq 0,001$ Па. Эталоны: волластонит (Ca), гранат «O-145» (Si, Al, Fe, Mg), гранат «IGEM» (Mn), ортоклаз «O-359-1» (K), альбит (Na), стекло «Gl-10» (Sr), BaTiSi₃O₉ (Ba, Ti), NiFe₂O₄ (Ni), Cu₂O (Cu), ZnFe₂O₄ (Zn). Пределы обнаружения по критерию 3σ , мас. %: K₂O – 0,01; CaO, MnO, TiO₂ – 0,02; FeO – 0,03; Al₂O₃, NiO, CuO – 0,04; SrO, ZnO – 0,05; Na₂O, SiO₂, BaO – 0,06; MgO – 0,10.

Определение содержаний редких элементов в минералах проводилось методом ЛА-ИСП-МС с использованием квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой iCAP Qc (Thermo Scientific) с устройством лазерного пробоотбора NewWaveResearch 213 (Elemental Scientific) (лазер Nd:YAG, длина волны – 213 нм, частота импульсов – 10 Гц, плотность энергии ~ 5 Дж/см², диаметр лазерного пучка – 50 мкм). В качестве внешнего стандарта использовался образец стекла NIST 612, в качестве внутреннего стандарта – концентрации CaO в апатите, ранкините, волластоните, куспидине, мелилите и гранате, а также SiO₂ в кальсилите. Дрейф чувствительности прибора контролировался съемкой стандарта NIST 610 в качестве неизвестного образца. Время анализа составляло 90 с на каждой точке, включая 30 с для определения фоновых значений. Исследования выполнены в толстых плоскополированных шлифах и на индивидуальных зернах, извлеченных из минеральных монофракций. Определение микроэлементного состава пород выполнено методом ЛА-ИСП-МС из малых навесок (10-20 мг). В статье использованы сокращения минералов по [31]: Aak – алюмоакерманит (NaCaAlSi₂O₇), Ak – акерманит (Ca₂MgSi₂O₇), Ap – апатит, Brt – барит, Csp – куспидин, CSH – гидросиликаты Ca, Fe²⁺-Ak – ферроакерманит (Ca₂Fe²⁺Si₂O₇), Fe³⁺-Gh – ферригеленит (Ca₂Fe³⁺₂SiO₇), Gh – геленит (Ca₂Al₂SiO₇), Grt – гранат, Hdy – гардистонит (Ca₂ZnSi₂O₇), Kls – кальсилит, Mag – магнетит, Mll – мелилит, Rnk – ранкинит, Wo – волластонит.

Гранат-мелилит-волластонитовые паралавы из комплексов формирования Хатрурим

Бассейн Хатрурим (Израиль) – крупнейший комплекс пирогенных пород на западном берегу Мертвого моря, образовавшийся в результате «метаморфизма горения», затронувшего осадочную толщу маастрихтских мергелисто-карбонатных биопродуктивных шельфовых осадков формации Гарреб в период максимальной активизации в зоне трансформного разлома Мертвого моря (от 7 до 0,5 млн лет). В пирогенных комплексах формации Хатрурим, наряду с высокотемпературными мраморами и роговиками, присутствует уникальная группа высококальциевых плавленых пород – гранатовых паралав или гранатитов [24, 32, 33].

На юго-западном фланге антиклинали Гурим, находящейся в пределах бассейна Хатрурим, среди высокотемпературных роговиков изредка присутствуют жильные тела крупнозернистых паралав, богатых Ti-гранатом и мелилитом. Мощность жил обычно составляет 1-3 см, редко достигая 5-10 см (h-07-51-3). Жилы выходят на поверхность и имеют резкие границы с мелкозернистыми вмещающими роговиками, проникая вглубь не более, чем на 2-3 см. Наличие приконтактных зон закалки в паралавах указывает на быстрое охлаждение расплавов при внедрении в более холодные породы.

Изученные породы относятся к категории Si-недосыщенных, богаты CaO; количества Fe₂O₃ и Al₂O₃ умеренные и сопоставимые, калий доминирует над натрием. Повышенное содержание фосфора и фтора определило присутствие в их протолите фосфоритов. Выбранные для исследования образцы крупнозернистых паралав (рис.1, а, б) происходят из центральных частей разобленных прожилков, однако имеют близкий состав, мас. %: SiO₂ – 33,95-35,18; TiO₂ – 1,41-1,66; Al₂O₃ – 7,63-8,26; Fe₂O₃ – 7,61-8,82; MgO – 0,54-0,60; CaO – 40,76-41,41; Na₂O – 0,35-0,40; K₂O – 0,41-1,12; P₂O₅ – 1,78-1,81; SO₃ – 0,09-0,18; F – 0,42-0,48. Образцы разнятся только по степени вторичной карбонатизации (CO₂ 0,89-1,42 мас. %), гидратации (H₂O 1,54-3,08 мас. %) и количеству ретроградных минералов (CSH, цеолиты, гипс, таумасит, кальцит).

Протолит пирогенных пород формации Хатрурим изначально был беден Mg, Mn, Rb, Pb, будучи при этом обогащенным элементами, типичными для биопродуктивных карбонатных осадков, формировавшихся в обстановке аноксии, – это P, S, Fe, а также V, Cr, Ni, Zn, Cu, Mo, Cd и U [33]. Паралавы, являясь производными этих осадков, наследуют их геохимические особенности (табл.1).

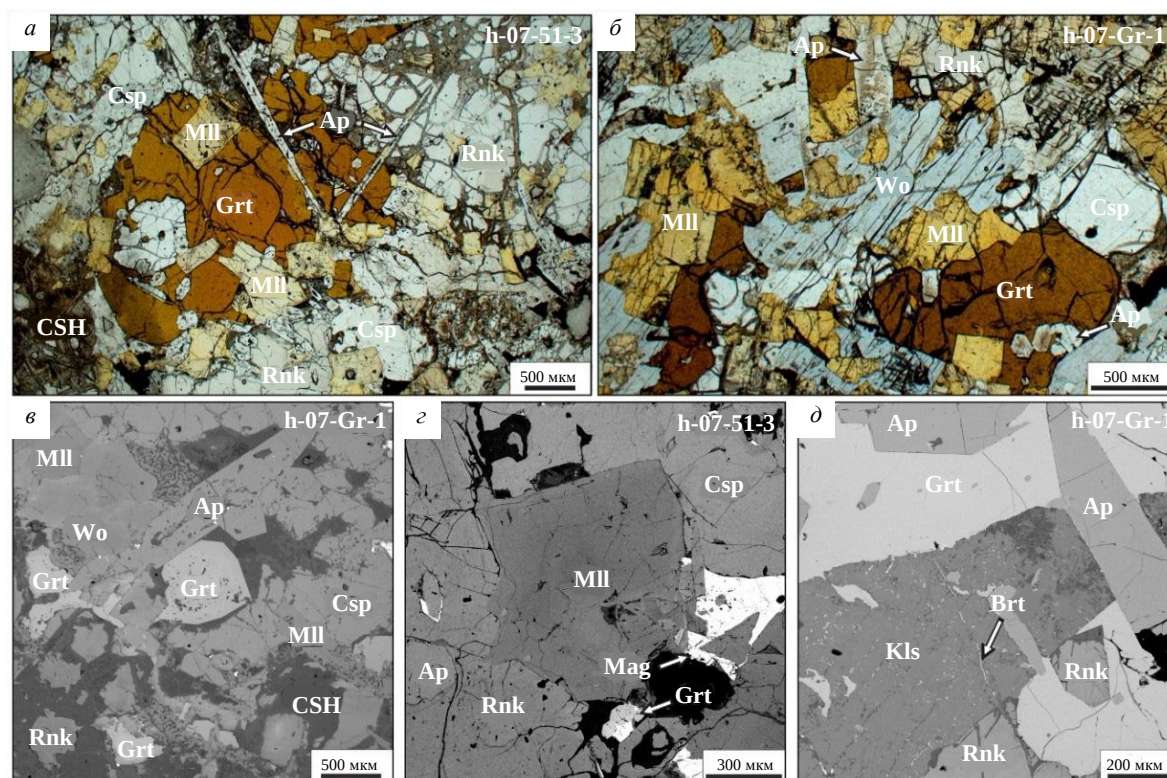


Рис.1. Морфология и взаимоотношения породообразующих и акцессорных минералов из высококальциевых паралав формации Хатрурим: *а-в* – общий вид образцов гранатовых паралав (ксеноморфные зерна волластонита, ранкинита и куспидина, составляющие до 2/3 объема породы, и крупные пойкилокристаллы фторапатита, зерна и кристаллы Ti-граната и мелилита); *г* – крупный зональный кристалл мелилита в ассоциации с ранкинитом, куспидином, гранатом и фторапатитом; *д* – крупное ксеноморфное зерно кальсилита с закономерными вростками барита; *а, б* – оптические фотографии, *в-д* – фото в обратнорассеянных электронах (BSE)

Содержания V, Cr, Ni, Cu, Zn составляют сотни ppm, Mo и U – десятки. Высокие концентрации Sr (1500-2400 ppm) и Ba (400-3200 ppm) в паралавах также отражают специфику карбонатных осадков, где может присутствовать аутигенный барит. Микроэлементный состав представительных образцов паралав, ранее детально охарактеризованный [34], позволяет заключить, что они обладают сходными характеристиками.

Таблица 1

Средний микроэлементный состав высококальциевых паралав формации Хатрурим по данным ЛА-ИСП-МС анализа, ppm

Элемент	Образец							
	h-07-51-3				h-07-Gr-1			
	Среднее, n = 5	SD	Мин	Макс	Среднее, n = 5	SD	Мин	Макс
Sc	31,5	1,16	30,2	32,9	32,6	1,35	31,0	34,7
V	281	17,6	264	305	493	25,9	459	531
Cr	628	61,5	580	697	454	84,0	309	528
Mn	142	6,38	136	151	243	27,4	214	286
Co	13,9	0,51	13,1	14,5	22,0	1,05	20,7	23,3
Ni	504	37,9	452	539	802	53,5	726	868
Cu	297	46,7	241	360	705	265	487	1133
Zn	1369	108	1247	1544	2763	205	2613	3116
Ga	10,3	0,69	9,30	11,0	27,6	1,21	26,5	29,6
Rb	12,3	1,45	9,94	13,9	52,8	2,67	49,4	55,3
Sr	1655	118	1515	1802	2766	88,2	2639	2868



Окончание табл. 1

Элемент	Образец							
	h-07-51-3				h-07-Gr-1			
	Среднее, n = 5	SD	Мин	Макс	Среднее, n = 5	SD	Мин	Макс
Y	72,2	3,87	67,7	76,7	90,3	3,38	87,4	95,2
Zr	200	11,3	185	213	272	16,3	250	292
Nb	20,9	0,83	19,9	21,9	42,0	2,27	38,8	45,1
Cd	7,59	2,57	5,13	10,3	25,3	10,4	13,0	40,1
Cs	0,11	0,02	0,09	0,15	0,42	0,05	0,38	0,50
Ba	466	14,0	451	483	3640	189	3435	3934
La	36,1	1,49	33,7	37,7	60,0	3,40	57,4	65,7
Ce	51,3	2,21	48,1	54,1	78,3	5,38	72,4	84,0
Pr	6,88	0,25	6,48	7,11	11,1	0,39	10,5	11,5
Nd	28,0	1,67	25,3	29,4	38,4	1,55	37,0	41,0
Sm	5,46	0,73	4,89	6,38	7,60	0,46	7,05	8,12
Eu	1,51	0,15	1,37	1,75	2,00	0,12	1,89	2,20
Gd	6,68	0,44	6,04	7,26	8,67	0,33	8,24	9,00
Tb	1,09	0,09	1,00	1,23	1,43	0,05	1,37	1,51
Dy	7,00	0,27	6,64	7,26	8,88	0,26	8,47	9,07
Ho	1,60	0,06	1,52	1,68	2,06	0,12	1,92	2,22
Er	5,11	0,17	4,95	5,35	6,42	0,32	6,06	6,79
Tm	0,73	0,04	0,68	0,78	0,85	0,05	0,78	0,92
Yb	5,32	0,37	5,00	5,95	6,07	0,29	5,72	6,42
Lu	0,79	0,04	0,72	0,82	0,95	0,07	0,87	1,06
Hf	5,45	0,20	5,14	5,64	6,29	0,21	5,96	6,51
Ta	1,40	0,09	1,33	1,56	2,37	0,10	2,22	2,49
Pb	8,55	0,32	8,05	8,92	24,0	1,49	22,3	25,7
Th	6,24	0,33	5,78	6,70	9,45	0,53	8,88	10,2
U	65,3	4,85	58,4	71,8	119	7,05	113	131

Примечание. n – число анализов; SD – стандартное отклонение; Мин – минимальное содержание; Макс – максимальное содержание.

Гранатовые паралавы состоят из волластонита, ранкинита, мелилитовых твердых растворов, Ti-андрадит, фторапатита, кальсилита, куспидина ($\pm$ флеймит) и аксессуарных фаз-концентраторов Ba, V, Fe, Ni, Cu. В изученных образцах первыми кристаллизуются пойкилокристаллы фторапатита, в которых присутствуют микроиндивиды сульфидов K-Fe-Ni-Cu, фаз серии твердых растворов задовит-арадит $\text{BaCa}_6((\text{SiO}_4)(\text{PO}_4))(\text{PO}_4)_2\text{F}$ - $\text{BaCa}_6((\text{SiO}_4)(\text{VO}_4))(\text{VO}_4)_2\text{F}$, гуримита $\text{Ba}_3(\text{VO}_4)_2$ и барита (рис.1, а, в, рис.2). Следом кристаллизуются силикаты Ca – волластонит

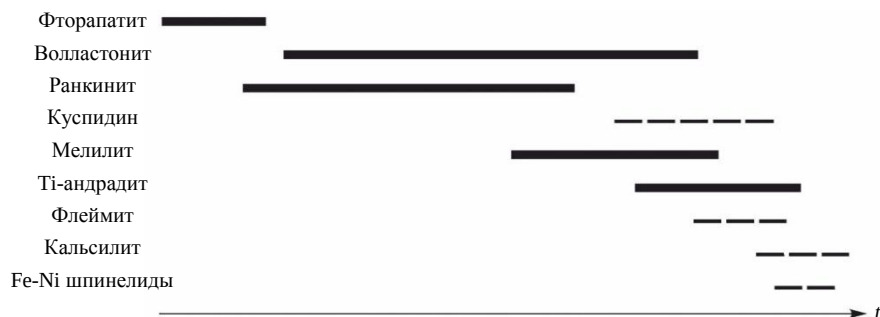


Рис.2. Схема последовательности кристаллизации минералов в изученных высококальциевых паралавах формации Хатрурим. Сплошная линия – установленная последовательность кристаллизации, пунктирная линия – предполагаемая последовательность

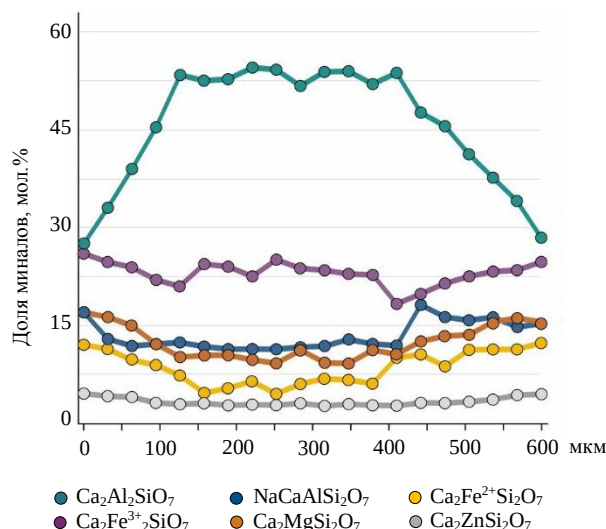
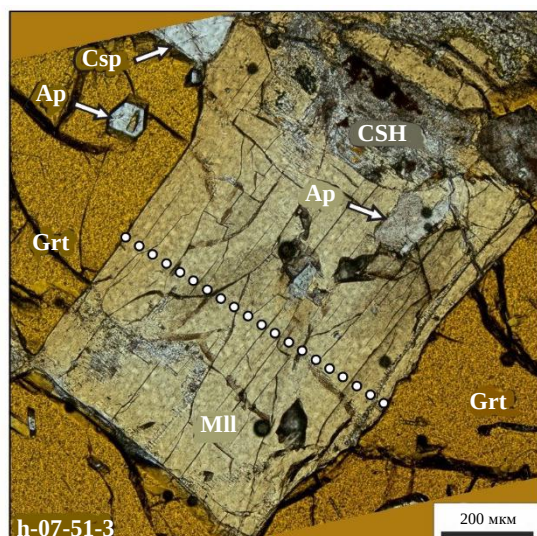


Рис.3. Профиль зонального зерна мелилита из ассоциации с гранатом, куспидином и фторапатитом (оптическое фото) из высококальциевых паралав формации Хатрурим. Профиль построен по данным рентгеноспектрального микроанализа

и ранкинит, а также фторсиликат Ca – куспидин. Волластонит свежий, образует крупные частично ограненные зерна (до 2 мм), содержит включения фторапатита (до 200-400 мкм). Ранкинит образует крупные ксеноморфные зерна (до 2 мм), часто трещиноватые и частично замещенные гидросиликатами Ca (см. рис.1, а-в). Зерна ранкинита в основном лишены минеральных включений (за исключением фторапатита), но содержат обильные расплавные включения. Куспидин образует как крупные ксеноморфные зерна (до 1 мм), так и их сегрегации (300-400 мкм), содержит многочисленные включения фторапатита (см. рис.1, а-з).

Мелилит, кристаллизующийся вслед за силикатами Ca и отчасти совместно с ними, образует крупные (до 1-2 мм) зональные кристаллы и зерна с единичными включениями более ранних фаз (фторапатит и флеймит) (см. рис.1, а, б, з, рис.3). Минерал слабо подвержен замещению. Эти особенности обеспечили возможность определения микроэлементного состава мелилита и его зональности методом ЛА-ИСП-МС. Тi-андрадит – одна из поздних фаз в паралавах – образует крупные зональные и секториальные кристаллы с включениями фторапатита, волластонита, глиноземистого мелилита и закономерными вростками флеймита (см. рис.1, а-в), а также не подвержен замещению. Кальсилит завершает процесс кристаллизации пирогенных расплавов. Он образует крупные ксеноморфные зерна до 1-2 мм, часто заполняет интерстиции и содержит многочисленные микровключения, чаще всего барита, иногда частично изменен (см. рис.1, д). Микровкрапленность Fe-Ni шпинелидов присутствует спорадически. Отсутствие стекол в интерстициях и редкость расплавных включений указывает на то, что богатые CaO Si-недосыщенные маловязкие расплавы при быстром охлаждении кристаллизовались целиком, подобно шлакам. Термобарометрия расплавных включений, анализ диаграммы системы CaO–SiO₂–Al₂O₃ и эксперименты по плавлению пород позволили реконструировать их кристаллизационные тренды в интервале температур от 1500 до 1100 °C [32].

Результаты

Макрокомпонентный и микроэлементный состав минералов паралав. Фторапатит постоянно содержит, мас.%, среднее: SiO₂ 5,0; SO₃ 3,9; SrO до 1,4 и V₂O₃ до 0,7; эпизодически – FeO до 1,1. Усредненная кристаллохимическая формула минерала (Ca_{4,9}Sr_{0,1})Σ_{5,0}(P_{2,4}Si_{0,4}So_{0,2}V_{0,1})Σ_{3,0}O_{12,0}F_{0,9}(OH)_{0,1} (n = 21). Фторапатит концентрирует легкие редкоземельные элементы (ΣLREE = 390-770 ppm; ΣREE = 400-900 ppm), Th (до 85,0 ppm) и U (до 144 ppm). Во фторапатите из h-07-51-3 обнаружен Pb (среднее 24,6 ppm) (табл.2, 3, приложения 1, 2).

Средний состав волластонита Ca_{1,0}Si_{1,0}O_{3,0} (n = 22), спорадические примеси – FeO (до 0,5 мас.%) и TiO₂ (до 0,4 мас.%). Микроэлементный состав выдержанный и достаточно бедный. Постоянно присутствует Sr (650-1200 ppm). Содержания Ba на порядок ниже (9,00-90,0 ppm). Суммарное содержание REE = 30,0-80,0 ppm; Ti до 800 ppm (табл.3, приложение 1).



Таблица 2

Средние содержания REE и Y в породообразующих и второстепенных минералах из высококальциевых паралав формации Хатхурим по данным ЛА-ИСП-МС анализа, ppm

Элемент	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Фторапатит, h-07-51-3 (n = 3)															
Среднее	65,4	207	277	27,6	80,0	12,0	2,85	12,4	1,44	7,88	1,60	4,84	0,59	3,46	0,46
SD	12,3	46,6	101	3,35	3,48	2,09	0,93	4,32	0,55	2,69	0,54	2,48	0,32	2,09	0,25
Мин	57,2	163	214	24,7	76,1	10,4	2,28	9,44	1,06	6,19	1,21	3,12	0,39	2,25	0,32
Макс	79,6	255	394	31,3	82,8	14,3	3,93	17,3	2,07	11,0	2,21	7,68	0,96	5,87	0,75
K _p	0,91	5,74	5,14	4,00	2,86	2,19	1,88	1,85	1,31	1,12	1,00	0,95	0,81	0,65	0,59
Волластонит, h-07-51-3 (n = 4)															
Среднее	21,3	16,6	20,6	3,97	14,5	3,35	1,17	3,84	0,78	3,15	0,96	1,91	0,48	1,43	0,47
SD	12,9	6,07	12,6	2,02	7,33	2,39	1,20	2,91	0,85	2,49	1,00	1,51	0,68	1,30	0,71
Мин	4,26	10,9	9,66	1,85	5,56	0,91	0,20	0,55	0,10	0,48	0,10	0,29	0,05	0,24	0,06
Макс	31,4	24,9	38,5	6,67	22,8	6,47	2,90	7,46	2,02	6,28	2,39	3,76	1,50	3,12	1,53
K _p	0,30	0,46	0,40	0,58	0,52	0,61	0,77	0,58	0,72	0,45	0,60	0,37	0,66	0,27	0,60
Ранкинит, h-07-51-3 (n = 3)															
Среднее	36,6	20,0	20,8	4,14	14,7	2,69	0,74	3,51	0,54	3,52	0,80	2,32	0,33	2,01	0,33
SD	11,1	15,4	21,3	2,12	6,75	0,40	0,03	0,35	0,14	1,17	0,26	0,72	0,09	0,38	0,08
Мин	23,9	10,4	812	2,85	9,43	2,25	0,71	3,17	0,38	2,21	0,49	1,49	0,22	1,59	0,24
Макс	44,3	37,7	45,4	6,59	22,3	3,02	0,77	3,88	0,63	4,43	0,97	2,76	0,39	2,32	0,40
K _p	0,51	0,55	0,41	0,60	0,53	0,49	0,49	0,52	0,50	0,50	0,50	0,45	0,45	0,38	0,42
Куспидин, h-07-Gr-1 (n = 10)															
Среднее	100	28,0	97,7	6,90	26,4	6,13	1,67	7,59	1,35	9,74	2,57	8,70	1,36	10,7	1,65
SD	18,5	5,99	10,5	0,82	2,58	0,75	0,25	1,18	0,22	1,54	0,48	1,71	0,26	2,65	0,31
Мин	75,5	20,8	79,1	5,67	24,3	5,31	1,29	5,89	0,96	7,34	1,85	6,08	1,01	7,48	1,28
Макс	139	39,8	111	8,12	32,0	7,69	2,18	9,67	1,76	13,1	3,49	11,7	1,96	16,8	2,42
K _p	1,11	0,47	1,25	0,62	0,69	0,81	0,84	0,88	0,94	1,10	1,25	1,35	1,59	1,76	1,73
Гранат – низко-Ti центральные зоны, h-07-51-3 (n = 2)															
Среднее	103	20,1	76,0	12,5	55,8	12,7	3,44	13,0	1,88	12,0	2,48	8,32	1,21	8,79	1,51
SD	8,01	4,00	2,52	2,21	7,46	1,80	0,21	1,11	0,15	0,22	0,32	0,78	0,01	0,40	0,09
Мин	97,2	17,3	74,3	10,9	50,5	11,4	3,29	12,2	1,77	11,8	2,26	7,76	1,20	8,50	1,45
Макс	109	23,0	77,8	14,0	61,0	13,9	3,59	13,8	1,99	12,1	2,71	8,87	1,22	9,07	1,58
K _p	1,42	0,56	1,48	1,81	1,99	2,32	2,27	1,94	1,72	1,71	1,55	1,63	1,66	1,65	1,93
Гранат – высоко-Ti краевые зоны, h-07-51-3 (n = 6)															
Среднее	401	13,0	79,5	9,54	59,3	19,9	6,32	31,2	5,34	40,0	9,65	32,2	4,81	36,0	5,98
SD	88,5	3,87	28,0	2,71	14,3	4,57	1,40	6,36	1,36	10,1	2,73	9,27	1,36	10,1	1,48
Мин	326	8,50	43,0	5,96	42,2	14,2	4,51	25,7	3,97	32,0	7,88	26,6	3,79	29,2	4,69
Макс	573	17,2	112	12,6	76,8	24,4	8,22	42,3	7,81	59,2	15,0	50,5	7,43	56,0	8,77
K _p	5,55	0,36	1,55	1,39	2,12	3,65	4,17	4,66	4,88	5,72	6,03	6,30	6,62	6,78	7,61
Мелилит – низко-Fe центральные зоны, h-07-51-3 (n = 5)															
Среднее	1,53	1,85	1,94	0,41	1,59	0,31	0,09	0,32	0,04	0,21	0,04	0,11	0,01	0,07	0,01
SD	0,16	0,10	0,16	0,03	0,18	0,06	0,01	0,04	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
Мин	1,32	1,71	1,76	0,37	1,39	0,23	0,08	0,25	0,03	0,17	0,03	0,08	0,01	0,04	0,01
Макс	1,71	1,95	2,18	0,44	1,83	0,37	0,09	0,36	0,05	0,25	0,04	0,14	0,02	0,10	0,01
K _p	0,02	0,05	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Мелилит – высоко-Fe краевые зоны, h-07-51-3 (n = 11)															
Среднее	0,67	4,67	4,86	0,74	2,44	0,28	0,09	0,23	0,02	0,11	0,02	0,05	0,01	0,04	0,01
SD	0,35	1,17	1,17	0,11	0,54	0,12	0,03	0,12	0,02	0,08	0,02	0,04	0,01	0,05	0,01
Мин	0,10	3,05	2,78	0,58	1,43	0,11	0,04	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Макс	1,29	6,88	6,78	0,89	3,60	0,54	0,14	0,51	0,06	0,33	0,07	0,14	0,02	0,16	0,02
K _p	0,01	0,13	0,09	0,11	0,09	0,05	0,06	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Кальсилит, h-07-Gr-1 (n = 21)															
Среднее	1,55	3,97	5,57	0,59	1,80	0,31	0,12	0,25	0,04	0,21	0,04	0,14	0,02	0,15	0,03
SD	0,72	2,20	2,62	0,32	0,87	0,15	0,07	0,12	0,02	0,09	0,02	0,08	0,01	0,06	0,04
Мин	0,66	1,43	2,25	0,21	0,61	0,12	0,03	0,08	0,01	0,07	0,01	0,05	0,00	0,06	0,00
Макс	2,94	9,18	9,86	1,15	3,30	0,60	0,27	0,51	0,08	0,37	0,09	0,32	0,05	0,25	0,19
K _p	0,02	0,07	0,07	0,05	0,05	0,04	0,06	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03



Таблица 3

Средний микроэлементный состав породобразующих и второстепенных минералов из высококальциевых паралав формации Хатрурим по данным ЛА-ИСП-МС анализа, ppm

Элемент	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Zr	Nb	Ba	Hf	Ta	Th	U
Фторопатит, h-07-51-3 (n = 3)																			
Среднее	2,38	578	1662	61,3	137	8,82	103	572	723	7,39	4,60	3296	10,9	1,39	1128	0,15	0,02	25,1	37,8
SD	0,35	370	1129	76,1	153	14,0	114	204	1035	4,38	5,72	1427	8,87	1,14	873	0,15	0,004	3,46	14,5
Мин	1,99	215	531	13,9	19,1	0,55	6,11	427	69,9	2,76	0,56	1665	5,20	0,59	127	0,05	0,02	22,3	21,1
Макс	2,67	954	2788	149	310	25,0	229	716	1916	11,5	8,65	4312	21,1	2,70	1729	0,32	0,03	29,0	47,2
K _p	0,08	0,07	5,91	0,10	0,96	0,63	0,20	1,92	0,53	0,72	0,38	1,99	0,05	0,31	2,42	0,03	0,02	4,03	0,58
Волластонит, h-07-51-3 (n = 4)																			
Среднее	7,24	485	19,3	3,41	26,1	0,94	7,38	0,25	7,02	0,49	0,75	836	2,43	0,36	12,6	0,28	0,37	0,67	0,37
SD	0,88	152	6,79	0,48	11,8	0,56	1,70	0,001	3,36	0,23	0,18	147	3,28	0,64	4,57	0,51	0,51	0,76	0,11
Мин	6,05	247	13,0	3,07	17,7	0,57	6,18	0,25	4,65	0,32	0,63	662	0,17	0,01	9,00	0,01	0,01	0,14	0,24
Макс	8,10	680	26,5	3,75	34,4	1,58	8,58	0,25	9,40	0,65	0,88	1011	7,13	1,31	17,7	1,05	0,73	1,54	0,46
K _p	0,23	0,06	0,07	0,01	0,18	0,07	0,01	0,01	0,01	0,05	0,06	0,50	0,01	0,02	0,03	0,05	0,26	0,11	0,01
Ранкинит, h-07-51-3 (n = 3)																			
Среднее	6,00	139	16,8	11,7	25,5	0,91	4,78	100	35,9	0,21	нпо	793	0,14	0,02	10,0	нпо	нпо	0,12	0,07
SD	0,34	10,4	13,5	10,3	1,25	0,28	0,12	88,8	5,72	0,12	—	7,48	0,07	0,01	1,03	—	—	0,09	0,04
Мин	5,73	130	8,85	0,09	24,7	0,62	4,70	1,24	29,6	0,12	нпо	787	0,07	0,01	9,31	нпо	нпо	0,07	0,03
Макс	6,39	150	32,4	19,8	26,4	1,18	4,87	173	40,7	0,34	нпо	798	0,20	0,03	10,8	нпо	нпо	0,22	0,11
K _p	0,19	0,02	0,06	0,02	0,18	0,07	0,01	0,34	0,03	0,02	—	0,48	0,01	0,01	0,02	—	—	0,02	0,01
Куспидин, h-07-Gr-1 (n = 10)																			
Среднее	15,8	909	31,4	21,2	33,4	0,37	1,79	3,25	6,70	0,59	1,82	1434	1112	164	53,4	21,5	9,90	24,3	1347
SD	2,40	160	12,3	19,2	6,14	0,12	0,99	2,60	3,74	0,35	1,51	264	262	32,2	30,0	5,52	3,20	4,63	492
Мин	12,8	702	17,1	7,61	26,2	0,19	0,85	0,12	1,75	0,16	0,14	984	637	86,9	23,1	12,9	2,42	17,4	547
Макс	21,7	1257	54,9	34,7	42,4	0,61	3,38	8,47	10,8	1,38	4,30	1971	1590	197	95,0	34,0	14,0	33,1	2059
K _p	0,48	0,07	0,06	0,05	0,14	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03	0,52	4,08	3,92	0,01	3,41	4,18	2,57	11,35
Гранат – низко-Ti центральные зоны, h-07-51-3 (n = 2)																			
Среднее	27,1	28498	882	29,3	37,6	1,93	71,2	1,31	20,9	5,39	0,82	51,4	231	80,4	0,28	3,98	6,97	20,8	113
SD	3,09	6576	6,56	5,14	11,8	0,62	16,1	0,09	3,00	0,78	0,01	4,65	22,7	6,08	0,17	0,37	0,77	3,44	17,6
Мин	24,9	23848	817	25,7	29,3	1,49	59,8	1,25	18,8	4,84	0,81	48,1	215	76,1	0,15	3,72	6,42	18,4	101
Макс	29,3	33148	827	32,9	45,9	2,37	82,6	1,38	23,0	5,94	0,83	54,7	247	84,8	0,40	4,24	7,51	23,3	126
K _p	0,86	3,38	2,92	0,05	0,26	0,14	0,14	0,01	0,02	0,52	0,07	0,03	1,16	3,85	0,01	0,73	4,98	3,34	1,73
Гранат – высоко-Ti краевые зоны, h-07-51-3 (n = 6)																			
Среднее	202	63013	245	4581	48,9	1,37	82,8	306	213	5,60	нпо	35,7	2190	38,4	0,30	51,9	7,29	16,6	24,1
SD	66,3	9036	95,4	3536	14,2	0,40	23,7	648	366	1,15	—	8,94	516	11,9	0,33	15,6	1,45	5,41	7,86
Мин	159	54631	141	1584	31,5	0,85	50,8	4,22	37,8	3,91	нпо	23,9	1669	24,3	0,03	38,5	5,73	11,8	16,6
Макс	336	79402	339	10609	61,6	1,86	104	1621	959	6,97	нпо	43,7	2873	51,2	0,73	82,0	9,67	24,0	33,6
K _p	6,43	7,47	0,87	7,30	0,34	0,10	0,16	1,03	0,16	0,54	—	0,02	10,95	1,84	0,01	9,51	5,21	2,65	0,37
Меллит – низко-Fe центральные зоны, h-07-51-3 (n = 5)																			
Среднее	4,38	122	1,35	5,21	30,2	20,0	297	281	1655	25,5	2,40	1387	1,29	0,03	26,3	нпо	нпо	0,02	0,02
SD	0,52	11,0	0,83	1,12	4,47	2,90	29,8	327	121	1,27	1,89	245	2,72	0,03	8,56	—	—	0,02	0,02
Мин	3,46	109	0,52	4,09	23,4	16,9	227	92,5	1475	24,3	0,79	1014	0,07	0,01	17,3	нпо	нпо	0,01	0,01
Макс	4,72	133	2,53	6,39	35,8	22,8	301	857	1798	27,5	4,97	1636	6,16	0,09	36,4	нпо	нпо	0,05	0,05
K _p	0,14	0,01	0,01	0,01	0,21	1,43	0,55	0,94	1,21	2,47	0,20	0,84	0,01	0,01	0,06	—	—	0,01	0,01
Меллит – высоко-Fe краевые зоны, h-07-51-3 (n = 11)																			
Среднее	5,65	184	18,0	10,9	283	46,6	790	515	7547	25,8	0,73	4021	0,11	0,07	806	нпо	нпо	0,07	0,23
SD	0,49	30,3	22,3	13,4	199	13,7	219	377	1980	2,38	0,56	1809	0,13	0,12	996	—	—	0,09	0,10
Мин	4,97	130	0,60	1,85	54,2	31,3	459	76,3	2574	21,2	0,01	2047	0,01	0,01	39,7	нпо	нпо	0,01	0,11
Макс	6,49	231	59,3	45,3	729	69,3	1154	1136	10355	29,7	1,73	6469	0,48	0,38	3019	нпо	нпо	0,28	0,37
K _p	0,18	0,02	0,06	0,02	1,99	3,34	1,57	1,73	5,51	2,50	0,06	2,43	0,01	0,01	1,73	—	—	0,01	0,01
Кальсилит, h-07-Gr-1 (n = 21)																			
Среднее	9,17	216	51,1	55,4	27,5	0,56	2,82	62,6	68,7	14,8	348	317	55,8	8,72	2032	1,26	0,26	0,56	1,87
SD	3,88	96,5	86,5	75,6	12,1	0,38	2,65	73,4	77,0	12,0	314	149	25,1	3,65	2528	0,61	0,12	0,25	1,04
Мин	4,22	86,2	2,47	2,46	11,2	0,11	0,68	2,30	1,71	3,19	33,9	103	25,0	4,04	273	0,52	0,10	0,25	0,46
Макс	14,7	347	389	281	48,9	1,67	13,5	230	310	42,5	1351	806	96,2	14,9	8563	2,36	0,43	0,98	4,12
K _p	0,28	0,02	0,10	0,12	0,11	0,03	0,01	0,09	0,02	0,53	6,59	0,11	0,20	0,21	0,56	0,20	0,11	0,06	0,02

Примечания: нпо – ниже предела обнаружения; Cd (среднее) – фторопатит (2,31 ppm, K_p = 0,31); гранат – высоко-Ti краевые зоны (1,75 ppm, K_p = 0,23); меллит – высоко-Fe краевые зоны (1,97 ppm, K_p = 0,26). Cs (среднее) – кальсилит (2,68 ppm, K_p = 6,32); Pb (среднее) – фторопатит (24,6 ppm, K_p = 2,87); куспидин (1,59 ppm, K_p = 0,07); кальсилит (8,45 ppm, K_p = 0,35).



Средний состав ранкинита $\text{Ca}_{3,0}\text{Si}_{2,0}\text{O}_{7,0}$ ($n = 17$), из примесей обнаружены только железо ($\text{FeO} \leq 0,7$ мас.%) и Sr (750-1300 ppm). Суммарное содержание REE = 40,0-130 ppm; $\text{Ti} \leq 250$ ppm (табл.3, приложение 1).

Состав куспидина отвечает теоретическому $\text{Ca}_{4,0}\text{Si}_{2,0}\text{O}_{7,0}\text{F}_{2,0}$ ($n = 12$). Содержание Sr умеренное (950-2000 ppm), Ba – низкое (23-95 ppm). Концентрации высокозарядных элементов Ti (700-1300 ppm), Zr (630-1600), Nb (86,0-200) высокие, а содержание U достигает 2100 ppm. При этом суммарное содержание REE ≤ 260 ; $\text{Th} \leq 35,0$; $\text{Hf} \leq 34,0$; $\text{Ta} \leq 14,0$ ppm (см. табл.2, 3, приложения 1, 2).

По мере кристаллизации расплава макрокомпонентный состав мелилита существенным образом менялся (рис.3, 4), что наглядно иллюстрирует профиль зонального кристалла и данные (табл.4, приложение 3). Приведенный ниже средний состав ядер определен по 80 индивидуальным анализам кристаллов, кайм – по 65 анализам из двух образцов паралав. Ядра мелилитов богаты Al_2O_3 (в среднем 23,7 мас.%) при умеренном содержании FeO (6,7) и MgO (1,9), а также низких Na_2O (0,7) и K_2O (0,4). Каймы существенно беднее Al_2O_3 (10,8), но богаче FeO (8,9) и MgO (5,0). Натрий, который в породе является примесным элементом (0,4 мас.%), становится макрокомпонентом в мелилите на заключительном этапе роста ($\text{Na}_2\text{O} = 1,9$ мас.%, среднее). Симптоматично, что количества петрогенного калия (K_2O 0,4-1,1 мас.% в породе) и примесного Zn (1250-3120 ppm в породе) в составе поздних мелилитов становятся сопоставимыми ($\text{K}_2\text{O} = 0,8$ мас.%; $\text{ZnO} = 1,2$ мас.%, среднее).

В гранатовых паралавах мелилиты всех составов выступают главными аккумуляторами Zn (до 7000 ppm в ядрах и до 17000 ppm в каймах), Co (до 90 ppm), Ga (до 63 ppm), а также обогащены Sr (1000-7500 ppm). Содержания этих элементов систематически выше в каймах, где также зафиксировано накопление, ppm: Cu (до 4016), Ni (до 2060), Mn (до 729) (см. табл.3, приложение 1).

Кристаллохимические формулы, соответствующие средним составам ядер и кайм мелилитовых кристаллов из гранатовых паралав – $\text{Gh}_{53}\text{Fe}^{3+}\text{-Gh}_{22}\text{Ak}_{15}\text{Fe}^{2+}\text{-Ak}_6\text{Hdy}_2\text{Aak}_2$ и $\text{Gh}_2\text{Fe}^{3+}\text{-Gh}_{34}\text{Ak}_{36}\text{Fe}^{2+}\text{-Ak}_1\text{Hdy}_6\text{Aak}_{21}$ соответственно. В ядрах преобладают геленитовый и ферригеленитовый миналы $\text{Gh}_{53}\text{Fe}^{3+}\text{-Gh}_{22}$. Суммарная доля миналов акерманита и ферроакерманита – 21 мол.% ($\text{Ak}_{15}\text{Fe}^{2+}\text{-Ak}_6$), вклады Na- и Zn-миналов низкие (Hdy_2Aak_2). Каймы содержат близкие количества акерманитового (Ak_{36}) и ферригеленитового ($\text{Gh}_2\text{Fe}^{3+}\text{-Gh}_{34}$) миналов, доля Na-содержащего алюмоакерманита возрастает до 21 мол.% (Aak_{21}), а Zn-содержащего достигает 6 мол.% (Hdy_6). Суммарное содержание REE в мелилите не превышает 20 ppm.

Гранат, одна из поздних фаз, образует в паралавах зональные кристаллы (до 2-3 мм) с включениями фторпатита, волластонита, мелилита и вростками флеймита (см. рис.1, а-в). Ядра гранатов

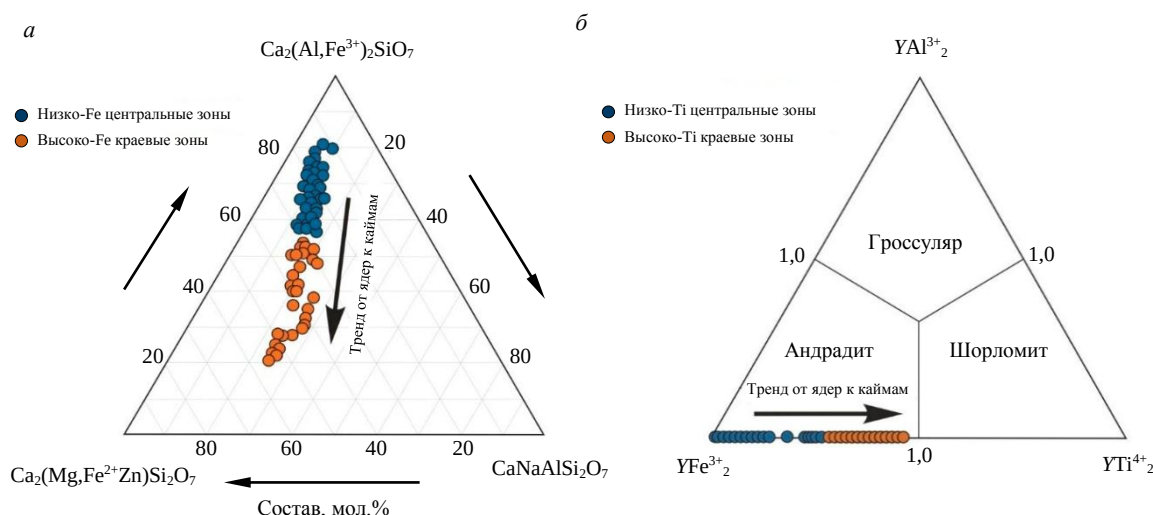


Рис.4. Треугольные диаграммы составов для мелилитов (а) и гранатов (б) из высококальциевых паралав формации Хатрурим: а – составы мелилитов в координатах $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Zn})\text{Si}_2\text{O}_7\text{-Ca}_2(\text{Al,Fe}^{3+})_2\text{SiO}_7\text{-CaNaAlSi}_2\text{O}_7$, мол.%; б – составы гранатов в координатах $\text{YFe}^{3+}_2\text{-YAl}^{3+}_2\text{-YTl}^{4+}_2$ (формульные коэффициенты, рассчитаны на 8 катионов). Диаграмма построена для катионов, занимающих структурную позицию Y, исходя из общей формулы минералов группы граната – $\text{X}_3\text{Y}_2\text{Z}_3\text{O}_{12}$, согласно номенклатуре [35]



по составу близки к андрадиту и в среднем содержат 5,3 мас.% TiO_2 и 820-3350 ppm V ($n = 15$) – $(\text{Ca}_{3,0}(\text{Fe}^{3+}_{1,6}\text{Ti}_{0,3}\text{V}_{\leq 0,01})_{\Sigma 2,0}(\text{Si}_{1,67}\text{Al}_{0,2}\text{Fe}^{3+}_{0,2})_{\Sigma 3,0}\text{O}_{12,0})$. Каймы обогащены $\text{TiO}_{2\text{cp}} = 11,3$ мас.%, а также, ppm: Cr 1000-10000, Zr 150-2990, Y 80,0-600, Sc 15,0-340, Nb 24,0-125, Hf до 82,0 и Ta до 11. Их средний состав – $\text{Ca}_{3,0}(\text{Fe}^{3+}_{1,2}\text{Ti}_{0,7}\text{Cr}_{0,04}\text{Sc}_{\leq 0,01}\text{Fe}^{2+}_{\leq 0,01})_{\Sigma 2,0}(\text{Si}_{2,3}\text{Fe}^{3+}_{0,5}\text{Al}_{0,3})_{\Sigma 3,0}\text{O}_{12,0}$ ($n = 60$) (приложение 4). Гранаты аккумулируют Th (до 30 ppm) и U (до 130 ppm) при содержании REE, достигающем 570 ppm (см. табл.2, 3, приложения 1, 2).

Таблица 4

Представительные анализы мелилитов из высококальциевых паралав формации Хатрурим по данным электронно-зондового анализа, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	25,31	26,29	27,04	27,19	27,85	28,75	29,14	30,27	31,41	31,71	32,73	34,32
Al_2O_3	24,17	23,62	22,94	22,79	20,94	19,23	18,33	17,31	16,53	14,59	12,89	11,94
FeO*	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,53	0,86	0,45	0,00	0,00	0,33	0,00
Fe_2O_3^*	7,29	7,73	7,40	7,93	7,82	7,95	8,68	9,94	8,35	9,29	10,31	10,07
MgO	1,84	2,06	2,16	1,86	2,27	2,54	2,62	2,77	3,05	3,10	3,63	3,88
CaO	39,49	39,23	39,44	38,07	38,41	37,89	37,48	37,55	37,16	36,23	36,55	36,21
Na_2O	0,40	0,47	0,49	0,80	0,63	0,77	1,02	0,92	1,23	1,67	1,54	1,71
K_2O	0,17	0,25	0,30	0,42	0,42	0,53	0,43	0,60	0,67	0,54	0,63	0,80
ZnO	0,46	0,70	0,41	0,49	0,68	0,83	0,92	1,13	0,85	1,47	1,61	1,02
Сумма	99,13	100,35	100,18	99,70	99,02	99,02	99,48	100,94	99,25	99,01	100,22	99,95
Формульные коэффициенты, рассчитанные на 7 атомов O												
Si^{4+}	1,227	1,267	1,311	1,325	1,193	1,317	1,438	1,543	1,314	1,384	1,502	1,505
Al^{3+}	1,301	1,267	1,214	1,170	1,343	1,167	0,951	0,757	1,141	1,024	0,815	0,788
Fe^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,021	0,034	0,018	0,000	0,000	0,013	0,000
Fe^{3+}	0,257	0,271	0,260	0,283	0,278	0,283	0,310	0,358	0,299	0,331	0,367	0,363
Mg^{2+}	0,143	0,151	0,155	0,176	0,129	0,160	0,208	0,238	0,186	0,181	0,219	0,232
Ca^{2+}	1,963	1,981	1,939	1,946	1,995	1,946	1,892	1,825	1,955	1,903	1,839	1,888
Na^+	0,057	0,045	0,061	0,071	0,037	0,058	0,107	0,161	0,054	0,104	0,153	0,120
K^+	0,018	0,018	0,024	0,020	0,010	0,025	0,031	0,040	0,018	0,032	0,033	0,044
Zn^{2+}	0,019	0,014	0,020	0,027	0,016	0,024	0,030	0,039	0,032	0,041	0,051	0,051
Миналы, мол. %												
$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$	49,69	47,58	45,32	41,99	51,29	41,61	26,47	11,83	39,71	29,12	14,48	14,89
$\text{Ca}_2\text{Fe}^{3+}_2\text{SiO}_7$	26,88	28,20	27,08	29,15	28,99	29,12	31,93	37,57	30,76	34,44	37,95	38,25
$\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$	15,79	14,88	16,88	16,99	13,45	16,46	21,42	24,97	19,14	18,83	22,65	24,45
$\text{NaCaAlSi}_2\text{O}_7$	6,16	7,36	8,53	8,68	4,60	8,18	13,60	19,65	7,10	13,34	18,30	15,98
$\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	2,16	3,50	1,89	0,00	0,00	1,34	0,00
$\text{Ca}_2\text{ZnSi}_2\text{O}_7$	1,46	1,98	2,19	2,57	1,67	2,47	3,09	4,09	3,29	4,27	5,27	6,43

* Содержания FeO и Fe_2O_3 рассчитаны по стехиометрии.

Средний состав кальсилита $(\text{K}_{0,9}\text{Na}_{0,1})_{\Sigma 1,0}(\text{Al}_{0,9}\text{Fe}_{0,1})_{\Sigma 1,0}\text{Si}_{1,0}\text{O}_{4,0}$ ($n = 11$), постоянные примеси – FeO (3,0-3,9 мас.%) и Na_2O (0,3-1,0 мас.%). Кальсилит выступает главным концентратором Ba (до 8500 ppm) и единственным – Rb (до 1350 ppm), накапливая умеренные количества Sr (100-800 ppm). Суммарное содержание REE крайне низкое – 5-26 ppm (см. табл.3, приложение 1).

Обсуждение результатов

Последовательность кристаллизации минералов паралав и особенности накопления ими микроэлементов. Кристаллизация Si-недосыщенных пирогенных расплавов, изначально богатых Ca и обогащенных Fe и K, осуществлялась по схеме роста из расплава серии силикатов, в которых последовательно снижается Ca/Si отношение [32, 34]. Этот тренд не включает перитектических реакций, которые являются неотъемлемой особенностью фазовых диаграмм, описывающих кристаллизацию высококальциевых недосыщенных кремнеземом магм, и резко осложняют анализ фракционирования микроэлементов мелилитовыми твердыми растворами [17, 36, 37]. Эта особенность паралав обеспечила возможность определения K_D редких и рассеянных элементов в мелилитовых твердых растворах, сопутствующих им силикатам и фторопатите.

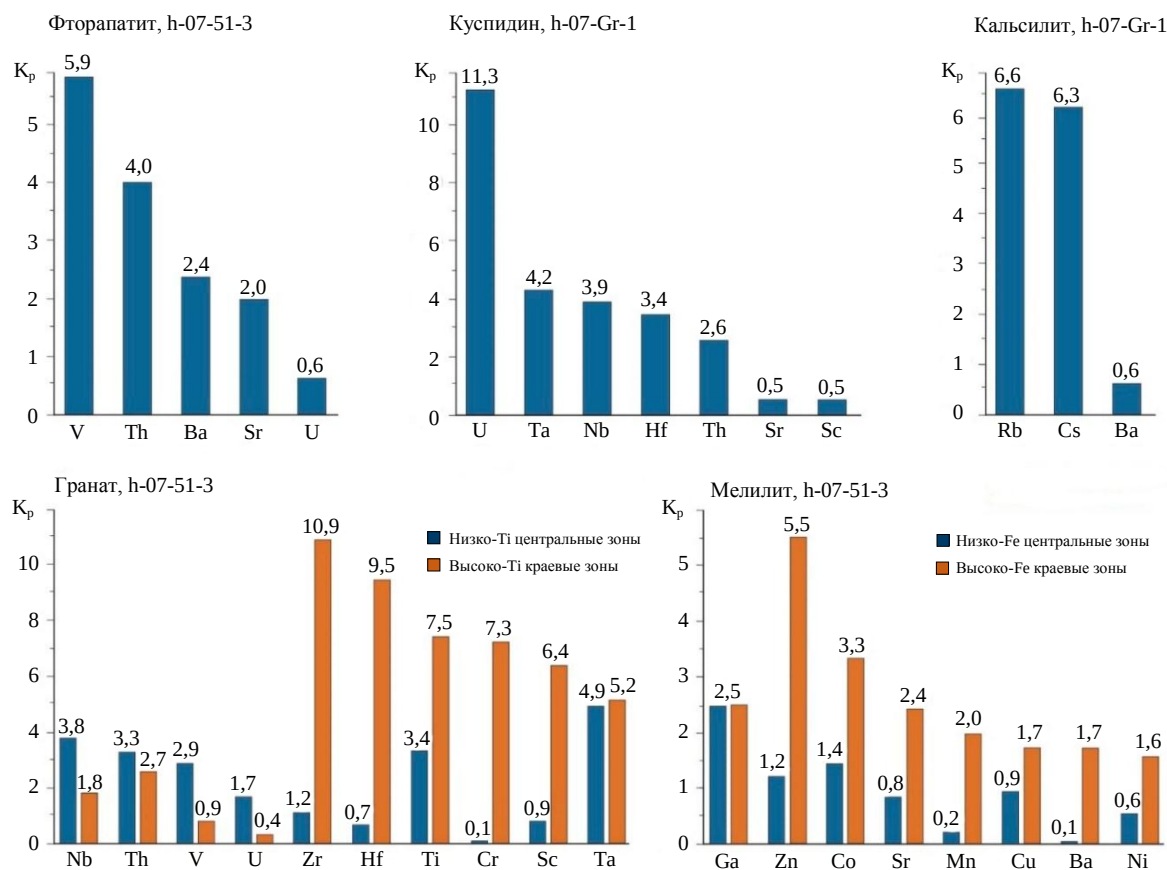


Рис.5. Коэффициенты распределения типоморфных микроэлементов в породообразующих минералах высококальциевых паралав формации Хатрурим

Фторапатит начинает кристаллизацию пирогенных расплавов и является главным депо V ($K_p = 2,7-5,9$), LREE и MREE ($K_p = 1,1-5,7$) и Th ($K_p = 4,0-5,2$). Он также неизменно обогащен Sr ($K_p = 1,3-2,0$) и аккумулирует заметные количества урана (до 144 ppm; $K_p = 0,4-0,6$) (см. табл.2, 3, приложения 1, 2, рис.5, 6). Постоянное присутствие в составе фторапатита SiO_2 и крайне низкие содержания в нем Na_2O ($< 0,2$ мас.%) указывают на реализацию изоморфной схемы $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+} \rightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$.

Кристаллизация вслед за фторапатитом силикатов Ca – волластонита и ранкинита, в совокупности слагающих до 2/3 объема породы, имеющих при этом постоянный и бедный микроэлементный состав, влечет за собой резкий рост концентрации большинства примесей в остаточном расплаве. На этом этапе только Ba, V и LREE уже оказываются частично связанными во фторапатите и Ba-V аксессуарных фазах. В заметных количествах волластонит и ранкинит аккумулируют только Sr ($K_p \leq 0,5$) (см. табл.3, приложение 1). Тренд кристаллизации пирогенных расплавов принципиальным образом влияет на макроэлементный состав мелилитовых твердых растворов, микропримесный состав куспидина, а на заключительной стадии охлаждения приводит к появлению Ti-андрадита, богатого HFSE и REE элементами, и кальсилита – гипераккумулятора Rb.

Мелилиты, кристаллизующиеся следом за силикатами Ca, эволюционируют от раннего высокотемпературного состава, богатого Al, к поздним, обогащенным Mg, Fe, Na и Zn (см. рис.4). В крупных зональных индивидах удалось отдельно проанализировать ядра и каймы, а также выявить отчетливую зависимость величин коэффициентов распределения от состава твердых растворов (см. табл.3, приложение 1, рис.5). Из числа названных элементов только Fe является макрокомпонентом в породе/расплаве (7,6-8,8 мас.% Fe_2O_3). Тогда как прочие элементы, включая петрогенные Mg и Na, следует квалифицировать как примесные. На всех этапах роста мелилитовые твердые растворы аккумулируют халькофильные Zn, Co, Ni, а также геохимический аналог Al – Ga. Соответствующие коэффициенты распределения увеличиваются по мере роста минерала и эволюции его состава от богатого Al к обогащенному Na, Fe^{3+} , Mg и Zn. Заметные содержания меди фиксируются только в поздних мелилитах. Максимумы содержаний Sr, Ba и Mn также зафиксированы



в каймах мелилита, бедных геленитовым и богатым алюмоакерманитовым (Aak₁₁₋₂₈) и акерманитовым (+ферриакерманитовым) (Ak+Fe²⁺-Ak₂₁₋₄₂) миналами. Величины K_p Co, Zn, Ni варьируются от 0,5 до 2,5 в ядрах кристаллов и достигают 5,5 в каймах (см. рис.5). Для Ga наблюдается обратная картина – его содержание пропорционально доле геленитового минала. Накопление Zn и Ga ($K_p > 1$) ранее также отмечено и для магматогенных мелилитов, что указывает на преимущественно кристаллохимический контроль вхождения этих элементов в структуру минерала-хозяина по схемам (Mg, Fe²⁺) → Zn²⁺ и Al³⁺ → Ga³⁺. В целом генеральный тренд изменения состава пирогенного мелилита обусловлен преимущественным связыванием Al в составе ранних генераций (ядра кристаллов) и накоплением в остаточном расплаве петрогенных Mg, Fe, Na, примесных элементов группы железа (Co, Ni, Mn), Zn, Cu, а также Ga, Sr, Ba и Mn.

Кристаллохимическое родство структурного типа мелилита к халькофильным элементам хорошо известно в технологиях направленного синтеза и используется при производстве соответствующих композитов [7]. В случае паралав Хатрурим отчетливое накопление соответствующих элементов мелилитом оказалось обусловлено не только геохимией метаосадочного протолита [33], но и необычными окислительными условиями кристаллизации пирогенных расплавов в зоне свободного доступа кислорода вблизи земной поверхности [34]. В этих редокс-условиях обычно преобладающие оксидные и/или сульфидные минеральные депо Fe, Co, Ni, Mn и Zn уступили место Fe³⁺-содержащим силикатам – Ti-андрадиту и мелилиту.

Из числа крупнозарядных литофильных элементов мелилиты из паралав Хатрурим постоянно аккумулируют только Sr ($K_p = 0,8-2,4$). Барий накапливается в каймах кристаллов ($K_p = 0,3-1,7$), тогда как ядра им бедны ($K_p < 0,1$). Вхождение Sr в состав мелилита характерно и для щелочных магматических серий. Барий в таких породах преимущественно связан с полевыми шпатами, хотя в единичных анализах величины K_p Ba превышают 1 (рис.7). В целом структура мелилита благоприятна для совместного накопления Ba в крупной катионной позиции X, а Fe, Co, Cu и Mn в позиции T1, в настоящее время синтезированы многочисленные Ba-аналоги акерманита (BaMe²⁺Si₂O₇, где Me²⁺ = Mg, Co, Cu, Mn) [7]. Отмечается, что именно в породах формации Хатрурим недавно был открыт Ba-аналог мелилита (бенешерит Ba₂Fe²⁺Si₂O₇) [26].

Величины K_p REE, полученные для мелилитовых твердых растворов из паралав ниже 0,1, укладываются в диапазоны, характеризующие мелилиты из щелочных магматических пород (рис.7). Величины K_p MREE и HREE монотонно понижаются вплоть до уровня 0,01. Коэффициенты распределения Y, HREE, а также Zr и Hf в мелилитах из паралав также находятся в интервале значений, установленных ранее для минералов из магматических серий (0,001-0,01) (рис.7).

Гранаты в паралавах выступают главными минеральными депо Ti, V, Cr, Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y и Th. Ядра андрадитового состава богаче V, Nb, Th в сравнении с высоко-Ti каймами, где преимущественно сосредоточены HREE и Y, прочие высокозарядные элементы (Sc, Zr, Hf, Ta) и Cr.

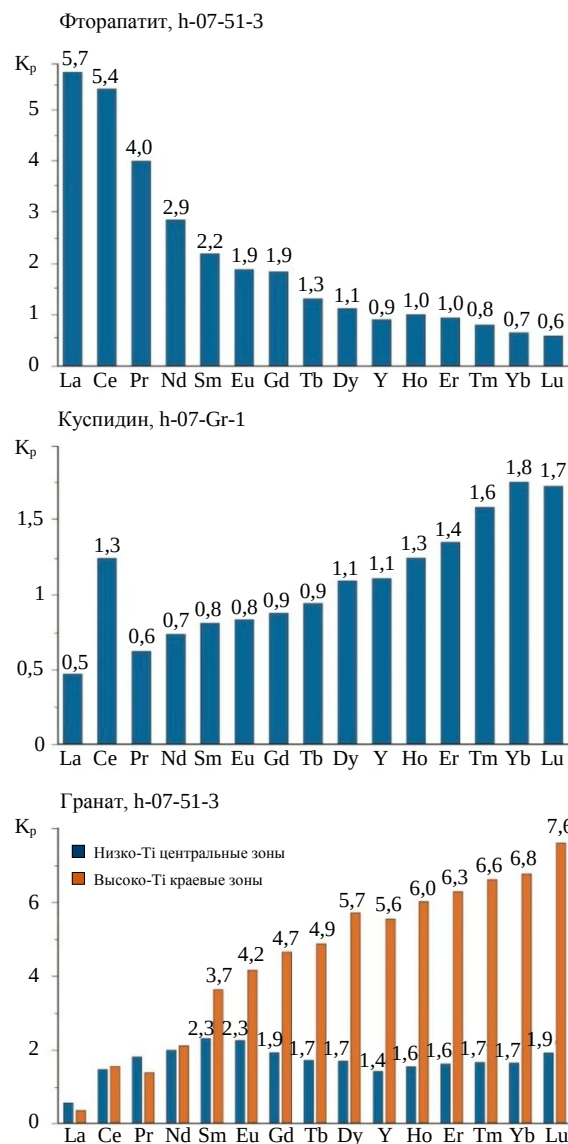


Рис.6. Коэффициенты распределения редкоземельных элементов и Y во фторапатите, куспидине и гранате из высококальциевых паралав формации Хатрурим

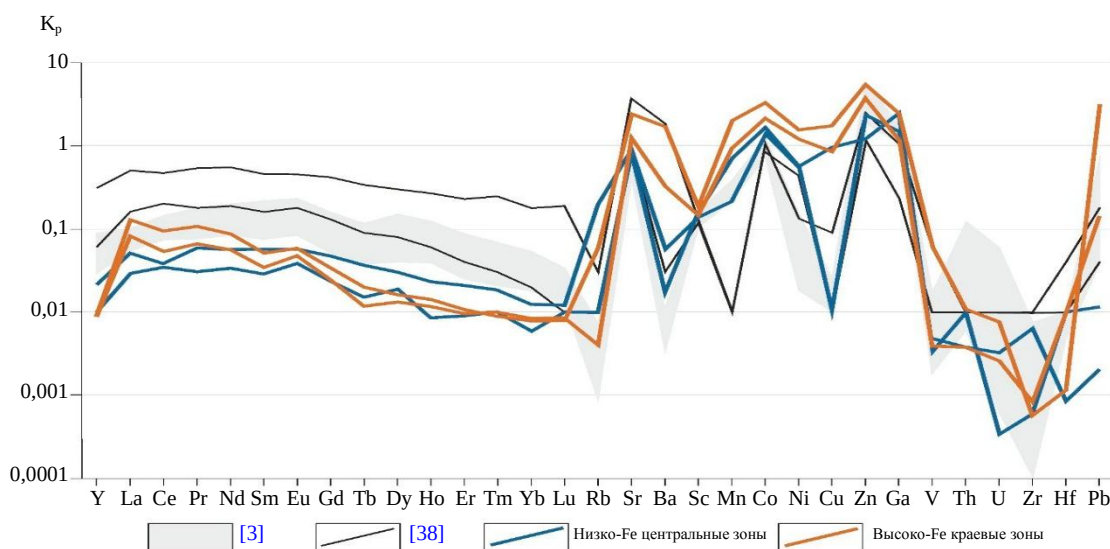


Рис.7. Коэффициенты распределения микроэлементов (включая REE и Y) в мелилитах из высококальциевых паралав формации Хатрурим в сравнении с литературными данными [3, 38].
Линии на графике соответствуют величинам K_p индивидуальных изученных образцов

Коэффициенты накопления достигают почти 7 для Sr и Hf; около 6 – для Zr; 5 – для Ti и Lu; около 4 – для прочих HREE, Sc, Ta и Y. При этом коэффициенты накопления U гранатом низки (0,1-0,35) (см. табл.2, 3, приложения 1, 2).

Высокие содержания урана в паралавах (58,4-131 ppm) побудили к поиску собственных фаз-концентраторов. Уранаты Ca, достаточно обычные в иных пирогенных породах формации Хатрурим [33], в данном случае обнаружены не были. Однако ураганные концентрации урана (до 2000 ppm; $K_p = 11,4$) присутствуют в крупных чистых зернах куспидина ($\text{Ca}_4\text{Si}_2\text{O}_7\text{F}_2$). Этот же минерал выступает конкурентом граната и в процессах аккумуляции прочих высокзарядных элементов (коэффициенты накопления от 2,5 до 4,0), а также HREE (K_p до 1,8) (см. табл.2, 3, приложения 1, 2, рис.5, 6). Наиболее вероятной причиной обогащения куспидина высокзарядными элементами является высокая склонность к образованию фторокомплексов [39]. Информации о микроэлементном составе куспидина из магматических пород чрезвычайно мало, тем не менее ранее была доказана его кристаллохимическая предрасположенность к инкорпорации Zr, Ce, La, Y и Sr [40].

Заключение

Данные о распределении микроэлементов в главных минералах щелочно-ультраосновной серии указывают на тренд накопления REE, Sr, Y, Zr, Hf, Nb, Ta в конечных дериватах расплавов, поскольку величины K_p названных элементов в первых кристаллизующихся фазах значительно меньше единицы. Примером такого распределения являются щелочные ультрамафиты Хибин, в которых все дифференциаты характеризуются стабильно высокими содержаниями Nb, Ta, REE, Sr и Y [5]. Аналогичный тренд фракционирования выявлен для Si-недосыщенных, богатых Ca и обогащенных K пирогенных расплавов. Главные породообразующие минералы – волластонит, ранкинит и мелилитовые твердые растворы, кристаллизующиеся на ранних стадиях остывания расплава, бедные названными элементами ($K_p \leq 0,02$), за исключением Sr и Ba, которые частично аккумулируются мелилитом.

Как следствие, в отсутствии традиционных минералов-концентраторов некогерентных элементов (кроме акцессорного фторапатита) в поздних дериватах пирогенных Si-недосыщенных Ca-K расплавов происходит многократное накопление K, Rb, Cs, Cr, V, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, REE и F. Составы поздних дериватов благоприятны для кристаллизации трех редких минералов, выступающих гипераккумуляторами перечисленных элементов. Кальсилит аккумулирует K ($K_p = 24,5$), Rb ($K_p = 6,6$) и Ba ($K_p = 0,6$); куспидин – F ($K_p = 20,8-23,8$), Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th, HREE. Титановый андрадит – Ti, V, Cr, Zr, Hf, Nb, Ta, REE, Y и Th.

Мелилиты из паралав отличаются широким изоморфизмом во всех структурных позициях. Наиболее ярко склонность к образованию сложных твердых растворов демонстрирует поздняя



генерация. Мелилиты аккумулируют Na ($K_p = 6,6-7,3$), Sr и частично Ba в структурной позиции Ca; Zn, Co, Ni и Cu – в позиции T1, а Fe^{3+} и Ga – в позиции T2 (соотнесение выполнено по аналогии с синтетическими соединениями). Несмотря на возможность синтеза REE-содержащих соединений с мелилитовым типом структуры, в ходе кристаллизации природных пирогенных расплавов REE и иные некогерентные элементы не проявили склонности к вхождению в состав этой фазы. Количественные оценки величин K_p редких и рассеянных элементов в мелилитах из паралав формации Хатрурим показали хорошую сходимость с результатами определений, выполненных ранее для минералов из щелочных комплексов (рис.7). Информация может быть использована для целей количественной реконструкции трендов фракционирования редких и рассеянных элементов в щелочных, богатых кальцием, расплавах.

В ходе *in situ* кристаллизации небольших порций маловязких пирогенных расплавов фракционирование микроэлементов между фазами главным образом контролировалось кристаллохимическими особенностями Ca силикатов, алюмосиликатов и фосфатов. Рассмотренный пример дает представление о процессах фракционирования широкого спектра микроэлементов при кристаллизации Si-недосыщенных расплавов и отсутствии традиционных для магматических щелочных пород фаз-концентраторов некогерентных элементов.

Доступ к данным

Дополнительные материалы доступны по ссылкам:

Приложение 1, <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16876/16670>.

Приложение 2, <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16876/16671>.

Приложение 3, <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16876/16672>.

Приложение 4, <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16876/16673>.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам ЦКП ИГМ СО РАН канд. геол.-минерал. наук А.Л.Рагозину, канд. геол.-минерал. наук Н.С.Карманову, канд. геол.-минерал. наук Е.Н.Нигматулиной, В.А.Даниловской и М.В.Хлестову за помощь в аналитическом сопровождении исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Суханова К.Г. Редкие элементы в силикатных минералах метеорита Бородино (Н5) // Записки Горного института. 2024. Т. 265. С. 16-33.
2. Суханова К.Г., Галанкина О.Л. Редкоэлементный состав силикатных минералов метеорита Кунашак (L6) // Записки Горного института. 2024. Т. 270. С. 877-892.
3. Stoppa F., Jones A.P., Sharygin V. Nyerereite from carbonatite rocks at Vulture volcano: implications for mantle metasomatism and petrogenesis of alkali carbonate melts Research Article // Central European Journal of Geosciences. 2009. Vol. 1. Iss. 2. P. 131-151. DOI: [10.2478/v10085-009-0012-9](https://doi.org/10.2478/v10085-009-0012-9)
4. Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб: Наука, 2009. 383 с.
5. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 277-308. DOI: [10.7868/S0869590313020027](https://doi.org/10.7868/S0869590313020027)
6. Гусев Н.И., Романова Л.Ю. Палеопротерозойский Салтахский плутон (Анабарский щит): вещественный состав, возраст, геодинамическая обстановка формирования // Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39.
7. Brooks K. Minerals explained 61: Melilites // Geology Today. 2021. Vol. 38. Iss. 1. P. 32-36. DOI: [10.1111/gto.12380](https://doi.org/10.1111/gto.12380)
8. Fedorenko V., Czamanske G., Zenko T. et al. Field and Geochemical Studies of the Melilite-Bearing Arydzhangsky Suite, and an Overall Perspective on the Siberian Alkaline-Ultramafic Flood-Volcanic Rocks // International Geology Review. 2000. Vol. 42. Iss. 9. P. 769-804. DOI: [10.1080/00206810009465111](https://doi.org/10.1080/00206810009465111)
9. Wilkinson J.F.G., Stolz A.J. Low-pressure fractionation of strongly undersaturated alkaline ultrabasic magma: the olivine-melilite-nephelinite at Moiliili, Oahu, Hawaii // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1983. Vol. 83. Iss. 3-4. P. 363-374. DOI: [10.1007/BF00371205](https://doi.org/10.1007/BF00371205)
10. Cundari A., Ferguson A.K. Petrogenetic relationships between melilite and lamproite. In the Roman Comagmatic Region: the lavas of S. Venanzo and Cupaello // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1991. Vol. 107. Iss. 3. P. 343-357. DOI: [10.1007/BF00325103](https://doi.org/10.1007/BF00325103)
11. Wiedenmann D., Keller J., Zaitsev A.N. Melilite-group minerals at Oldoinyo Lengai, Tanzania // Lithos. 2010. Vol. 118. Iss. 1-2. P. 112-118. DOI: [10.1016/j.lithos.2010.04.002](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.04.002)
12. Melluso L., Srivastava R.K., Guarino V. et al. Mineral compositions and petrogenetic evolution of the ultramafic-alkaline – carbonatitic complex of Sung Valley, northeastern India // The Canadian Mineralogist. 2010. Vol. 48. № 1. P. 205-229. DOI: [10.3749/canmin.48.1.205](https://doi.org/10.3749/canmin.48.1.205)
13. Ogorodova L.P., Gritsenko Y.D., Vigasina M.F. et al. Thermodynamic properties of natural melilites // American Mineralogist. 2018. Vol. 103. № 12. P. 1945-1952. DOI: [10.2138/am-2018-6475](https://doi.org/10.2138/am-2018-6475)



14. MacPherson G.J. Calcium–Aluminum-rich Inclusions in Chondritic Meteorites // Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2005. Vol. 1. Meteorites, Comets, and Planets. P. 201–246. DOI: [10.1016/B0-08-043751-6/01065-3](https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/01065-3)
15. Иванова М.А. Са,АI-включения в углистых хондритах – самые древние образования Солнечной системы // Геохимия. 2016. № 5. С. 409–426. DOI: [10.7868/S0016752516050034](https://doi.org/10.7868/S0016752516050034)
16. Rubin A.E., Chi Ma. Meteoritic minerals and their origins // Geochemistry. 2017. Vol. 77. Iss. 3. P. 325–385. DOI: [10.1016/j.chemer.2017.01.005](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.01.005)
17. Асавин А.М. Коэффициенты распределения в системе расплав–оливин–кальциевый пироксен и фракционирование редких элементов в щелочных расплавах по экспериментальным и природным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. 18 с.
18. Molendijk S.M., Namur O., Mason P.R.D. et al. Trace element partitioning in silica-undersaturated alkaline magmatic systems // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2023. Vol. 346. P. 29–53. DOI: [10.1016/j.gca.2023.01.025](https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.01.025)
19. Pascal M.-L., Fonteilles M., Verkaeren J. et al. The melilite-bearing high-temperature skarns of the Apuseni Mountains, Carpathians, Romania // The Canadian Mineralogist. 2001. Vol. 39. № 5. P. 1405–1434. DOI: [10.2113/gscanmin.39.5.1405](https://doi.org/10.2113/gscanmin.39.5.1405)
20. Marincea Ș., Dumitraș D.-G., Ghineț C. et al. Gehlenite from three occurrences of high-temperature skarns, Romania: new mineralogical data // The Canadian Mineralogist. 2011. Vol. 49. № 4. P. 1001–1014. DOI: [10.3749/canmin.49.4.1001](https://doi.org/10.3749/canmin.49.4.1001)
21. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
22. Reverdatto V.V., Pertsev N.N., Korolyuk V.N. P_{CO2}-T-Evolution and origin of zoning in melilite during the regressive stage of contact metamorphism in carbonate-bearing rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. Vol. 70. Iss. 2. P. 203–208. DOI: [10.1007/BF00374449](https://doi.org/10.1007/BF00374449)
23. Сокол Э.В., Кох С.Н., Половых А.С. и др. Анакитский контактовый ореол: спуррит-мервинитовый метаморфизм и ретроградные процессы // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 11. С. 1487–1509. DOI: [10.15372/GiG2025150](https://doi.org/10.15372/GiG2025150)
24. Gross S. The Mineralogy of the Hatrurim Formation, Israel. Geological Survey of Israel, 1977. Bulletin 70. 80 p.
25. Grapes R. Pyrometamorphism. Springer, 2011. 376 p. DOI: [10.1007/978-3-642-15588-8](https://doi.org/10.1007/978-3-642-15588-8)
26. Krz̧tala A., Krüger B., Galuska I. et al. Bennesherite, Ba₂Fe²⁺Si₂O₇: A new melilite group mineral from the Hatrurim Basin, Negev Desert, Israel // American Mineralogist. 2022. Vol. 107. № 1. P. 138–146. DOI: [10.2138/am-2021-7747](https://doi.org/10.2138/am-2021-7747)
27. Foit F.F., Hooper R.L., Rosenberg P.E. An unusual pyroxene, melilite, and iron oxide mineral assemblage in a coal-fire buchite from Buffalo, Wyoming // American Mineralogist. 1987. Vol. 72. № 1–2. P. 137–147.
28. Melluso L., Conticelli S., D'Antonio M. et al. Petrology and mineralogy of wollastonite- and melilite-bearing parafas from the Central Apennines, Italy // American Mineralogist. 2003. Vol. 88. № 8–9. P. 1287–1299. DOI: [10.2138/am-2003-8-911](https://doi.org/10.2138/am-2003-8-911)
29. Peretyazhko I.S., Savina E.A. Melting Processes of Pelitic Rocks in Combustion Metamorphic Complexes of Mongolia: Mineral Chemistry, Raman Spectroscopy, Formation Conditions of Mullite, Silicate Spinel, Silica Polymorphs, and Cordierite-Group Minerals // Geosciences. 2023. Vol. 13. Iss. 12. № 377. DOI: [10.3390/geosciences13120377](https://doi.org/10.3390/geosciences13120377)
30. Beckett J.R., Stolper E. The partitioning of Na between melilite and liquid: part I. the role of crystal chemistry and liquid composition // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2000. Vol. 64. Iss. 14. P. 2509–2517. DOI: [10.1016/S0016-7037\(00\)00360-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00360-4)
31. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. Vol. 85. Iss. 3. P. 291–320. DOI: [10.1180/mgm.2021.43](https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43)
32. Seryotkin Yu.V., Sokol E.V., Kokh S.N. Natural pseudowollastonite: Crystal structure, associated minerals, and geological context // Lithos. 2012. Vol. 134–135. P. 75–90. DOI: [10.1016/j.lithos.2011.12.010](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.12.010)
33. Sokol E.V., Kokh S.N., Sharygin V.V. et al. Mineralogical Diversity of Ca₂SiO₄-Bearing Combustion Metamorphic Rocks in the Hatrurim Basin: Implications for Storage and Partitioning of Elements in Oil Shale Clinkering // Minerals. 2019. Vol. 9. Iss. 8. № 465. DOI: [10.3390/min9080465](https://doi.org/10.3390/min9080465)
34. Sokol E., Novikov I., Zateeva S. et al. Combustion metamorphism in the Nabi Musa dome: new implications for a mud volcanic origin of the Mottled Zone, Dead Sea area // Basin Research. 2010. Vol. 22. Iss. 4. P. 414–438. DOI: [10.1111/j.1365-2117.2010.00462.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00462.x)
35. Grew E.S., Locock A.J., Mills S.J. et al. Nomenclature of the garnet supergroup // American Mineralogist. 2013. Vol. 98. № 4. P. 785–811. DOI: [10.2138/am.2013.4201](https://doi.org/10.2138/am.2013.4201)
36. Gee L.L., Sack R.O. Experimental Petrology of Melilite Nephelinites // Journal of Petrology. 1988. Vol. 29. Iss. 6. P. 1233–1255. DOI: [10.1093/petrology/29.6.1233](https://doi.org/10.1093/petrology/29.6.1233)
37. Эволюция изверженных пород. Развитие идей за 50 лет / Под ред. Х.Йодера. М.: Мир, 1983. 528 с.
38. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беа Ф., Монтеро П. Элементы-примеси в минералах как индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных дайковых серий: LA-ICP-MS данные по магматическим провинциям северо-восточной Фенноскандии и Германии // Петрология. 2009. Т. 17. № 1. С. 51–78.
39. Gramaccioli C.M., Diella V., Demartin F. The formation of scandium minerals as an example of the role of complexes in the geochemistry of rare earths and HFS elements // European Journal of Mineralogy. 2000. Vol. 12. № 4. P. 795–808. DOI: [10.1127/ejm/12/4/0795](https://doi.org/10.1127/ejm/12/4/0795)
40. Bellezza M., Merlino S., Perchiazzi N. Chemical and structural study of the Zr, Ti-disilicates in the venanzite from Pian di Celle, Umbria, Italy // European Journal of Mineralogy. 2004. Vol. 16. № 6. P. 957–969. DOI: [10.1127/0935-1221/2004/0016-0957](https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0957)

Авторы: Эллина Владимировна Сокол, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник (Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-1130-6609>, Анна Сергеевна Половых, канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник (Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), devyatyarova@igm.nsc.ru, <https://orcid.org/0000-0003-0298-9185>, Светлана Николаевна Кох, д-р геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-0264-7639>, Иван Сергеевич Карпунтин, аспирант, инженер-исследователь (Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), <https://orcid.org/0009-0006-4651-1166>, Ольга Алексеевна Козьменко, ведущий инженер (Институт геологии и минералогии имени В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия), <https://orcid.org/0000-0003-4365-6483>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Минералого-геохимические особенности углей Мугунского месторождения и источники сноса в период их формирования

Д.Б.Бембеев¹✉, С.И.Меренкова^{2,3}, А.А.Самсонов¹, Р.Р.Габдуллин^{1,4}

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

² Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия

³ Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

⁴ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия

Как цитировать эту статью: Бембеев Д.Б., Меренкова С.И., Самсонов А.А., Габдуллин Р.Р. Минералого-геохимические особенности углей Мугунского месторождения и источники сноса в период их формирования // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 85-103. [EDN WFFMWT](#)

Аннотация

Статья посвящена комплексному минералого-геохимическому исследованию бурых углей Мугунского месторождения, расположенного в пределах Иркутского угольного бассейна. Актуальность исследования обусловлена необходимостью рационального использования угольного сырья в условиях растущего интереса к извлечению ценных и потенциально ценных элементов-примесей (в том числе Ge, Ga, Sc, PЗЭ, U и др.) из угля и золошлаков. Целью исследования является выявление закономерностей распределения элементов-примесей в углях и вмещающих породах, установление форм их нахождения, а также реконструкция источников сноса осадочного материала, сформировавшего угленосную толщу. В работе применен комплекс методов, включающий аналитические (рентгеноспектральный и масс-спектрометрический анализы, сканирующая электронная микроскопия) и статистические (корреляционный анализ, анализ главных компонент) методы обработки данных. Установлено, что обогащение углей элементами-примесями обусловлено действием кластогенных, био-генных, диагенетических и эпигенетических процессов. Основные фазы-носители элементов-примесей включают глинистые минералы, в частности каолинит, сульфиды, фосфаты и органическое вещество. Проведен дискриминационный анализ состава терригенных породных прослоев (алевролитов и аргиллитов), залегающих между угольными пластами, по результатам которого реконструированы источники сноса – гранитоиды, кислые и субщелочные вулканы, распространенные в пределах предгорья Восточного Саяна. Полученные данные позволяют предложить весьма вероятную модель условий углеобразования и прогнозировать распределение элементов-примесей в углях и вмещающих породах.

Ключевые слова

Мугунское месторождение; бурые угли; геохимия; элементы-примеси; зольность; минералогия; РСА-анализ; источники сноса

Финансирование

Исследование выполнено в рамках Государственного задания МГУ имени М.В.Ломоносова, частичное финансирование за счет Государственного задания ИО РАН (FMWE-2024-0020), Государственного задания ГЕОХИ РАН и ИФЗ РАН.

Поступила: 06.10.2025

Принята: 28.04.2026

Онлайн: 24.07.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

Актуальность исследования геохимии бурых углей обусловлена несколькими факторами. В последние годы возрастает значение комплексной переработки угольного сырья, предполагающей использование не только энергетического потенциала самого угля, но и извлечение из него и из золошлаковых техногенных отходов критически важных элементов (Ge, Ga, PЗЭ и др.). На месторождениях Кузбасса отмечены аномальные концентрации ряда ценных редких и цветных металлов (Ti, Zr, V, W, Y, Co, Ga, Ge, Nb, Be), которые чаще всего приурочены к участкам тектонических нарушений пластов, особенно если эти пласты расположены вблизи интрузивных массивов [1, 2]. Успешное извлечение PЗЭ из золы позволяет повысить рентабельность тепловой промышленности за счет создания дополнительных источников дохода [3, 4]. Особое значение имеет техногенный

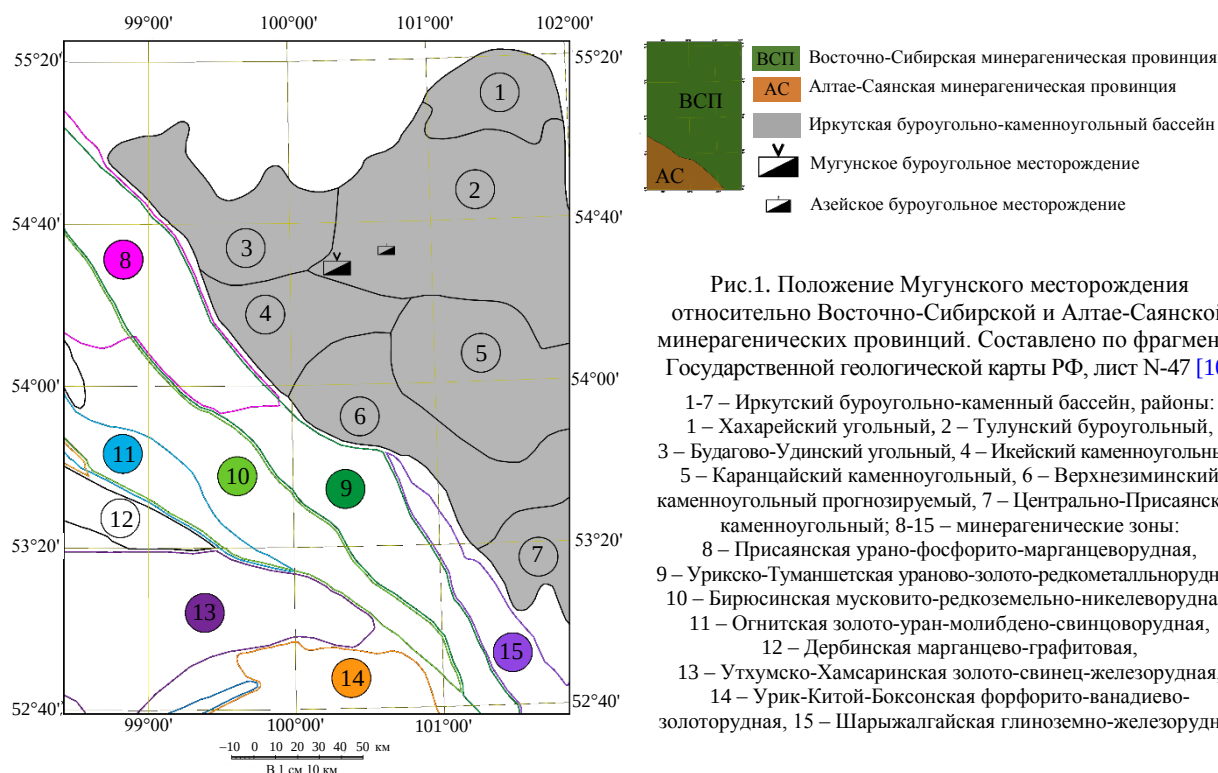


аспект: высокие объемы добычи и сжигания углей приводят к накоплению золошлаков, которые без надлежащей утилизации могут становиться источником поступления в биосферу пылевых выбросов. На основании этих факторов исследования, направленные на изучение минерального и элементного состава углей, а также зол и шлаков, имеют первостепенное значение для разработки путей снижения техногенной нагрузки и повышения эффективности угледобычи. Изучение закономерностей накопления элементов-примесей в углях кроме практического значения имеет и фундаментальный научный интерес с точки зрения реконструкции условий угленакопления и углеобразования в рассматриваемом регионе [5].

Мугунское бурогоульное месторождение входит в состав Иркутского угольного бассейна – крупной угленосной территории, которая уже в течение многих десятилетий служит одним из источников топливно-энергетического сырья Восточной Сибири. За последние десятилетия значительно расширилось понимание геохимических и минералогических особенностей углей Мугунского месторождения. Исследования [6-8] показали, что помимо энергетического потенциала местные бурые угли содержат редкие минеральные включения и углефильные элементы, а золошлаковые отходы после сжигания обогащены некоторыми стратегически важными металлами. Однако до сих пор недостаточно полно изучены основные концентраторы и формы нахождения ценных элементов, отсутствует комплексная оценка эффективности их извлечения. Решение этих вопросов направлено на возможное повышение рентабельности освоения Мугунского месторождения и более полное использование ресурсного потенциала региона.

Краткая геологическая характеристика и материалы исследования

Мугунское бурогоульное месторождение расположено на территории Тулунского района Иркутской обл., в 40 км юго-западнее города Тулун, на пологом водоразделе рек Курзанка и Манут, притоков крупной р. Ия (рис.1). Область расположения месторождения относится к южной части Сибирской платформы и характеризуется весьма простым геологическим строением. Здесь развиты отложения нижнего палеозоя с почти горизонтальным или слабоволнистым залеганием, прорванные интрузиями типа линзовидных пластовых залежей. На размытой поверхности этого фундамента залегают почти горизонтально рыхлые пресноводные осадочные породы юры. Последующий размыв глубоко эродировал осадочные накопления, особенно юрские. Последние сохранились либо на водоразделах, либо во впадинах поверхности палеозойского фундамента с весьма извилистыми контурами границ. В зависимости от глубины размыва на дневную поверхность оказались выведенными те или другие стратиграфические единицы [9].





В структурном отношении описываемый район может быть подразделен на две зоны: собственно платформенную и зону предгорного прогиба. Платформенная зона охватывает северо-восточную часть района. Эта зона характеризуется незначительной мощностью угленосных юрских отложений, которые сохранились от размыва во впадинах сравнительно устойчивого ложа палеозойских пород. Мощность юрских отложений здесь достигает 150 м. Условно южную границу платформенной зоны можно провести по южной границе Мугунского месторождения [11]. Платформенная зона постепенно переходит к юго-западу в зону предгорного прогиба, которая с юга окаймляется складчатой областью Восточного Саяна. Непосредственная близость складчатой зоны способствовала мобильности доюрского ложа в стадию осадконакопления юрских отложений. В связи с этим мощность угленосных отложений увеличивается в центральной части зоны и составляет в некоторых частях предгорного прогиба 200-300 м. В разрезе района и самого месторождения выделяются осадочные толщи палеозойского и мезозойского возраста, перекрытые четвертичными отложениями [11]:

- палеозойский комплекс (в основном ордовикские песчаники, алевролиты, аргиллиты и трапповые интрузии) образует нерегулярно расчлененный доюрский фундамент;
- мезозойский комплекс представлен осадками средней юры (заларинская, черемховская и присаянская свиты) с угленосными пластами, залегающими в эрозионно-тектонических впадинах; продуктивная, или черемховская, свита содержит до нескольких основных рабочих пластов бурого угля;
- четвертичные отложения (аллювиальные и элювиально-делювиальные) сплошь покрывают осадочный чехол небольшой мощностью на водоразделах и характеризуются увеличенной мощностью в долинах.

Юрские отложения Мугунского месторождения залегают в эрозионно-тектонической впадине палеозойского фундамента и включают три свиты – заларинскую (J_{1zl}), черемховскую (J_{1-2cr}) и присаянскую (J_{2ps}). Безугольная заларинская свита (мощность 0-53 м) сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами, реже конгломератами и не содержит промышленно значимых пластов угля. Присаянская свита (0-20 м) также не имеет рабочих угольных пластов, хотя может включать отдельные линзы угля малой мощности.

Согласно П.П.Тимофееву [12], формирование черемховской угленосной свиты происходило в условиях континентального пресноводного бассейна с преобладанием болотистых равнин, чередующихся с озерно-аллювиальными системами. Такие условия способствовали формированию мощных угольных пластов с чередованием терригенных отложений, представленных преимущественно алевролитами и аргиллитами. В отдельных случаях возможны переходные разности терригенных пород, близких по составу к глинистым породам. В дальнейшем они условно обозначены как терригенные прослои.

Главное значение для промышленной угленосности имеет черемховская свита (60-85 м), делящаяся на три горизонта:

- нижний (непромышленный) – полимиктовые песчаники с редкими тонкими линзами угля;
- горизонт рабочих пластов – песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли промышленной мощности;
- верхний (непромышленный) – преобладают песчаники с эпизодическими линзами углистых пород.

Таким образом, вся промышленная угленосность Мугунского месторождения сосредоточена лишь в «горизонте рабочих пластов» черемховской свиты (пласты I и II). Опробование углей выполнено в пределах Мугунского месторождения, где на момент проведения работ осуществлялась отработка Южного, Западного и Центрального блоков, а также оконтуривающей траншеи Центрального блока. Разрабатывались угольные пласты – пласт I, пласт II и пласт IIa. Выбор мест отбора проб осуществлялся с учетом текущих горно-технических условий. В период проведения опробования значительная часть разреза была недоступна вследствие обводнения дренажных канав и наличия участков с повышенной опасностью обрушения пород. Для навигации использовались встроенные GPS-модули смартфонов и программное обеспечение SpotLens и GPS Камера; координаты фиксировались в системе UTM WGS84.

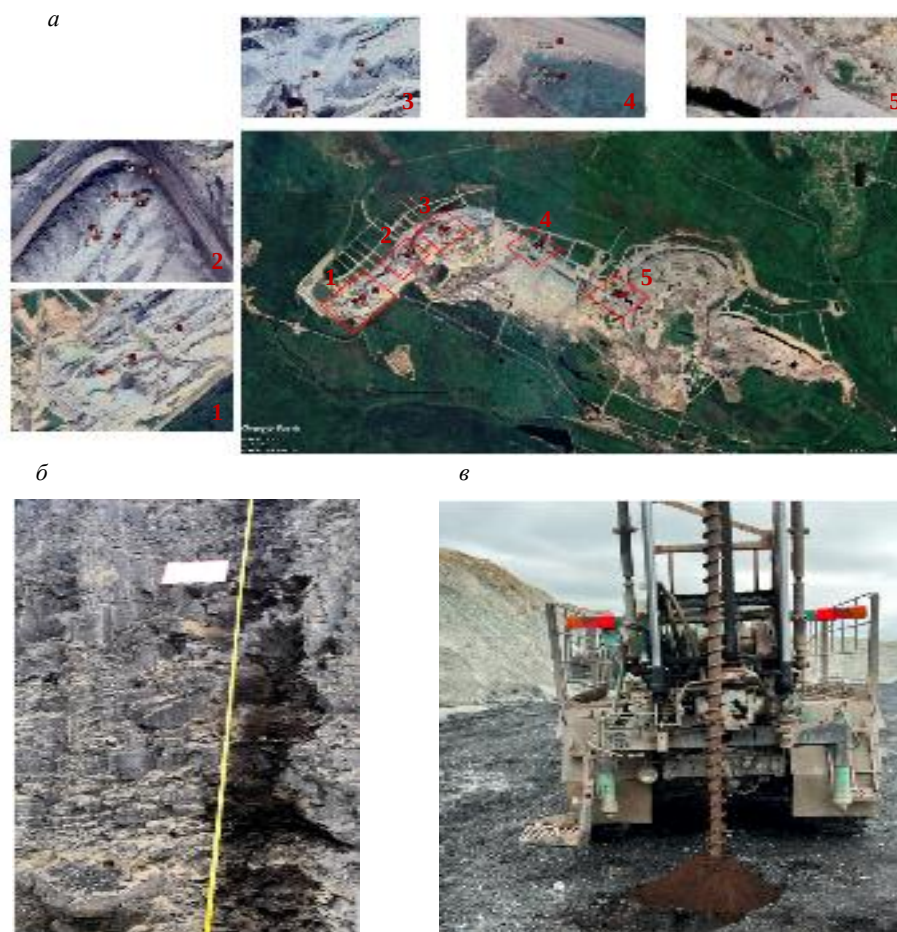


Рис.2. Карта расположения участков опробования (а) и способы отбора проб на Мугунском месторождении: б – ручной; в – буровой

Опробование проводилось на пяти участках (1-5) (рис.2, а), расположенных в пределах Южного, Западного и Центрального блоков Мугунского месторождения. Участки 1 и 2 приурочены к Южному блоку: участок 1 расположен в южной части блока и включал три точки опробования, участок 2 – в северной части блока и включал восемь точек. Участки 3-5 расположены в пределах Западного и Центрального блоков: участок 3 находится в западной части Западного блока на границе с Южным блоком (три точки), участок 4 – в центральной части Западного блока (четыре точки), участок 5 – в западной части Центрального блока на границе с Западным блоком (шесть точек).

Пробоотбор производился по фронту действующих горных работ с учетом текущих горно-технических условий. В каждый акт отбора вносились данные о мощности пласта, характеристиках отдельных пачек, литологическом составе отбираемой породы и типе пробы (дифференциальная или промышленная). Дифференциальные пробы предназначались для последующего изучения распределения элементов в пределах отдельных пачек. В некоторых случаях отбирались также пробы из кровли, подошвы пласта и мощных межпластий для сравнительного анализа с основным угольным телом.

Отбор проб проводился как ручным, так и буровым способами. При ручном отборе применялся метод бороздного отбора, при котором геометрические параметры борозды (ширина и глубина порядка 10 см) использовались как ориентир для равномерного охвата интервала опробования (рис.2, б). Материал собирался на брезент, подстеленный под точкой отбора, после чего упаковывался в мешки с вложенными идентификационными листами. Далее пробы доставлялись в отдел технического контроля, где дробились до фракции менее 3 мм, сокращались и фасовались в герметичные пакеты с замком (гриппер). При бурении применялся шнековый метод, пробы



также сокращались на месте и упаковывались в аналогичные пакеты (рис.2, в). Средняя масса лабораторной пробы после дробления и сокращения составляла около 600 г.

В каждой точке отбора выполнялась фотодокументация места фактического пробоотбора (рис.2, б, в). На рис.2, б показана поперечная борозда длиной около 3,7 м, шириной 10 см и глубиной 10 см, из которой производился ручной отбор пробы методом бороздового отбора. На рис.2, в изображен процесс бурового отбора: шнековый бур погружается в пласт угля на глубину до 4,5 м, осуществляется извлечение керна, из которого затем формируется проба аналогичной массы.

Всего в пределах Мугунского месторождения отобрано 89 проб из 24 точек опробования (рис.2, а). На Южном блоке отобрана 41 проба из 11 точек, в том числе из пласта I – девять проб ручным способом на двух точках и из пласта II – пять проб ручным способом на одной точке, а также 27 проб буровым способом на восьми точках.

В пределах Западного блока отобрано 29 проб из семи точек, в том числе из пласта I – 25 проб буровым способом на шести точках и из пласта II – четыре пробы ручным способом на одной точке.

На Центральном блоке отобрано 19 проб из шести точек, в том числе из пласта I – девять проб ручным способом на трех точках и 10 проб буровым способом на трех точках. Опробование в пределах оконтуривающей траншеи Центрального блока не проводилось в связи с отсутствием доступных вскрытых участков. Номера точек и проб приведены в табл.1.

Таблица 1

Точки отбора проб и номера образцов Мугунского месторождения

Точка отбора	Образец	Точка отбора	Образец	Точка отбора	Образец	Точка отбора	Образец
Мю1	Мю-D-1-1-1	Б3	Мю-D-Б3-2-1	М3	М-D-3-1-1	Б12	М-D-Б12-1-1
	Мю-D-1-1-2		Мю-D-Б3-2-2		М-D-3-1-2		М-D-Б12-1-2
	Мю-D-1-1-3		Мю-D-Б3-2-3		М-D-3-1-3		М-D-Б12-1-3
	Мю-D-1-1-4	Б4	Мю-D-Б4-2-1	М4	М-D-4-1-1		М-D-Б12-1-4
	Мю-D-1-1-5		Мю-D-Б4-2-2		М-D-4-1-2	Б13	М-D-Б13-1-1
Мю2	Мю-D-2-1-1	Б5	Мю-D-Б4-2-3	М5	М-D-4-1-3		М-D-Б13-1-2
	Мю-D-2-1-2		Мю-D-Б5-2-1		М-D-5-2-1		М-D-Б13-1-3
	Мю-D-2-1-3		Мю-D-Б5-2-2		М-D-5-2-2		М-D-Б13-1-4
	Мю-D-2-1-4		Мю-D-Б5-2-3		М-D-5-2-3	Б14	М-D-Б14-1-1
Мю3	Мю-D-3-2-1	Б6	Мю-D-Б6-2-1	Б9	М-D-5-2-4		М-D-Б14-1-2
	Мю-D-3-2-2		Мю-D-Б6-2-2		М-D-Б9-1-1		М-D-Б14-1-3
	Мю-D-3-2-3		Мю-D-Б6-2-3		М-D-Б9-1-2		М-D-Б14-1-4
	Мю-D-3-2-4	Б7	Мю-D-Б7-2-1	Б10	М-D-Б9-1-3	Б15	М-D-Б15-1-1
	Мю-D-3-2-5		Мю-D-Б7-2-2		М-D-Б9-1-4		М-D-Б15-1-2
Б1	Мю-D-Б1-2-1	Б8	Мю-D-Б7-2-3		М-D-Б9-1-5	Б16	М-D-Б15-1-3
	Мю-D-Б1-2-2		Мю-D-Б7-2-4	Б1	М-D-Б10-1-1		М-D-Б16-1-1
	Мю-D-Б1-2-3		Мю-D-Б8-2-1		М-D-Б10-1-2		М-D-Б16-1-2
Б2	Мю-D-Б1-2-4	М2	Мю-D-Б8-2-2		М-D-Б10-1-3		М-D-Б16-1-3
	Мю-D-Б2-2-1		Мю-D-Б8-2-3		М-D-Б10-1-4		М-D-Б16-1-4
	Мю-D-Б2-2-2		Мю-D-Б8-2-4	Б1	М-D-Б11-1-1	Б17	М-D-Б17-1-1
	Мю-D-Б2-2-3		М-D-2-1-1		М-D-Б11-1-2		М-D-Б17-1-2
			М-D-2-1-2		М-D-Б11-1-3		М-D-Б17-1-3
			М-D-2-1-3		М-D-Б11-1-4		



Методы исследования

Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ (РФА/XRF) выполнен на волновом спектрометре Axios mAX производства компании PANalytical в режиме вакуумирования. Сущность метода заключается в возбуждении атомов анализируемого образца рентгеновскими лучами и измерении характеристического флуоресцентного излучения, испускаемого атомами элементов, присутствующих в образце. Технические характеристики спектрометра: рентгеновская трубка мощностью 4 кВт с Rh-анодом, максимальное напряжение 60 кВ, максимальный анодный ток 160 мА. Анализ осуществлен по методикам, утвержденным Федеральным научно-методическим центром лабораторных исследований и сертификации минерального сырья «ВИМС». Результаты соответствуют III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-04.

Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) после кислотного разложения проведена на квадрупольном масс-спектрометре Agilent MS7900. Сущность метода заключается в разложении проб смесью азотной и соляной кислот (царская водка) с последующим высокочувствительным анализом элементов в полученном растворе с помощью метода ICP-MS.

Микрофотографии и рентгеноспектральный микроанализ выполнены на базе центра коллективного пользования ИФЗ РАН на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ/SEM) TESCAN MIRA LMS, оснащенный энергодисперсионным (EDX) спектрометром Ultim Max 65 с интегрированным программным обеспечением AZtecLive Automated (Oxford Instruments). Исследования проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ и рабочем расстоянии 15 мм.

На основе данных о содержании элементов-примесей проведен анализ главных компонент (Principal Component Analysis – PCA), позволивший выявить корреляционные связи между элементами. Метод главных компонент – это широко используемый статистический инструмент, преобразующий взаимосвязанные переменные в набор независимых (ортогональных) компонент. В применении к геохимическим данным PCA упрощает анализ многомерных выборок, позволяя выделить скрытые закономерности в распределении элементов и интерпретировать факторы, влияющие на их накопление.

Зольность проб угля определялась методом медленного озоления (арбитражный метод) в соответствии с ГОСТ Р 55661-2013. Метод основан на сжигании навески топлива при свободном доступе воздуха с последующим прокаливанием зольного остатка до постоянной массы при температуре 815 ± 10 °С. Анализ проводился на воздушно-сухих пробах. Зольность аналитической пробы рассчитывали по стандартной формуле и выражали в процентах; результат принимался как среднеарифметическое значение двух параллельных определений.

Результаты

Результаты XRF- и ICP-MS-анализов были обобщены с использованием основных показателей описательной статистики, что позволило охарактеризовать вариацию содержаний элементов и выявить особенности их распределения в Мугунском месторождении. Обобщенные статистические характеристики приведены в табл.2-4. В табл.2 проанализировано 89 образцов, в табл.3 – 74, в табл.4 – 15. По результатам химического анализа углей определены концентрации элементов-примесей. Для оценки степени их концентрации выполнено сравнение полученных значений с угольными кларками (К) [13], представляющими собой средние содержания элементов в углях. Исключение составляет сера, угольный кларк которой не может быть получен эмпирическим путем.

Таблица 2

Статистические характеристики содержаний элементов-примесей в пробах углей и вмещающих пород

Элемент	Min	Max	Среднее	Медиана	σ^*	CV**
Зольность, %	3,8	86,9	22,4	13,9	20,0	89,0
Li, ppm	2,4	153,4	37,4	24,4	33,1	89,0
Be, ppm	0,6	3,9	1,7	1,4	0,8	48,0
B, ppm	40,4	243,6	147,2	148,7	40,4	27,0
Sc, ppm	0,9	47,4	8,4	4,5	9,5	113,0



Окончание табл. 2

Элемент	Min	Max	Среднее	Медиана	σ^*	CV**
Ti, %	0,005	0,6	0,1	0,1	0,1	126,0
V, ppm	14,5	315,9	70,0	54,2	51,5	74,0
Cr, ppm	3,6	118,3	32,5	21,8	27,8	85,0
Mn, ppm	29,3	366,3	107,9	89,4	64,1	59,0
Fe, %	0,2	4,0	0,9	0,6	0,7	79,0
Ni, ppm	6,5	81,2	18,1	13,5	12,6	69,0
Cu, ppm	8,8	499,5	50,1	30,4	70,7	141,0
Zn, ppm	1,2	158,6	37,7	21,2	39,2	104,0
Ga, ppm	1,0	24,4	7,7	5,3	6,0	78,0
Ge, ppm	0,3	35,2	3,1	1,0	6,2	199,0
As, ppm	0,2	87,1	5,3	2,8	10,3	193,0
Rb, ppm	0,1	99,4	13,6	2,5	23,3	171,0
Sr, ppm	3,6	283,7	87,4	91,4	48,4	55,0
Y, ppm	1,3	50,1	18,2	16,7	10,0	55,0
Zr, ppm	3,9	192,8	52,3	36,7	43,1	83,0
Nb, ppm	0,1	19,9	4,4	2,9	4,4	99,0
Mo, ppm	0,4	5,2	1,3	1,0	0,9	68,0
Ag, ppm	0,015	0,297	0,075	0,047	0,08	101,0
Cd, ppm	0,015	1,644	0,295	0,221	0,28	94,0
Sn, ppm	0,015	3,839	1,241	0,969	0,97	78,0
Sb, ppm	0,015	1,697	0,332	0,288	0,25	75,0
Cs, ppm	0,015	6,238	0,899	0,199	1,49	165,0
Ba, ppm	18,7	648,0	82,8	45,6	110,6	134,0
Hf, ppm	0,039	5,703	1,595	1,248	1,20	75,0
Ta, ppm	0,015	1,460	0,351	0,248	0,33	93,0
Pb, ppm	0,5	24,6	7,2	5,9	5,2	72,0
Th, ppm	0,4	16,4	4,8	3,4	3,9	80,0
U, ppm	0,2	7,9	2,3	2,0	1,4	62,0
W, ppm	2,8	169,9	19,5	11,7	24,4	125,0
P, %	0,001	0,093	0,01	0,005	0,01	133,0
S, %	0,2	5,4	1,7	0,9	1,4	83,0
Cl, %	0,004	0,009	0,005	0,005	0,002	30,0
F, %	0,005	0,064	0,016	0,01	0,02	96,0

* σ – стандартное отклонение.

** CV – коэффициент вариации, %.

Таблица 3

Статистические характеристики содержаний элементов-примесей в пробах углей

Элемент	Min	Max	Среднее	Медиана	σ	CV
Зольность, %	3,8	37,8	14,1	12,2	6,6	47,0
Li, ppm	2,4	72,7	25,3	21,5	14,2	56,2
Be, ppm	0,6	3,9	1,5	1,3	0,6	44,2
B, ppm	93,1	243,6	158,9	155,4	30,7	19,3
Sc, ppm	0,9	36,9	5,7	3,7	6,6	115,4
Ti, %	0,005	0,199	0,057	0,035	0,048	84,5



Окончание табл. 3

Элемент	Min	Max	Среднее	Медиана	σ	CV
V, ppm	14,5	216,2	58,0	49,0	41,0	71,0
Cr, ppm	3,6	64,2	21,8	18,4	14,0	64,3
Mn, ppm	29,3	366,3	99,9	87,5	63,6	63,6
Fe, %	0,2	4,0	0,7	0,6	0,5	67,9
Ni, ppm	6,5	81,2	14,7	12,2	9,9	67,5
Cu, ppm	8,8	499,5	48,6	26,3	75,4	155,1
Zn, ppm	1,2	158,6	28,8	18,5	33,3	115,6
Ga, ppm	1,0	14,7	5,5	4,7	3,0	55,5
Ge, ppm	0,3	33,1	2,2	0,8	4,8	223,1
As, ppm	0,2	87,1	4,4	2,1	10,8	245,3
Rb, ppm	0,1	32,2	4,5	2,1	6,0	134,4
Sr, ppm	3,6	283,7	90,9	94,1	49,6	54,6
Y, ppm	1,3	50,1	16,2	14,0	9,0	55,4
Zr, ppm	3,9	90,2	36,7	33,3	19,6	53,4
Nb, ppm	0,1	7,8	2,8	2,5	1,6	57,2
Mo, ppm	0,6	4,3	1,2	1,0	0,7	57,9
Ag, ppm	0,015	0,162	0,047	0,015	0,042	89,6
Cd, ppm	0,015	1,644	0,282	0,201	0,295	104,8
Sn, ppm	0,015	3,839	0,974	0,772	0,762	78,2
Sb, ppm	0,015	1,270	0,286	0,227	0,194	67,8
Cs, ppm	0,015	3,549	0,349	0,129	0,580	166,3
Ba, ppm	18,7	109,3	43,3	42,9	16,9	38,9
Hf, ppm	0,039	2,806	1,180	1,091	0,607	51,4
Ta, ppm	0,015	0,731	0,241	0,206	0,162	67,4
Pb, ppm	0,5	14,2	5,6	5,2	3,1	55,8
Th, ppm	0,4	14,1	3,7	2,9	2,9	77,5
U, ppm	0,2	7,9	2,0	1,8	1,3	64,9
W, ppm	2,8	69,6	14,6	11,1	13,3	91,3
P, %	0,001	0,046	0,007	0,005	0,008	117,3
S, %	0,6	5,4	1,7	0,9	1,4	82,6
Cl, %	0,004	0,008	0,005	0,005	0,001	17,1
F, %	0,005	0,033	0,010	0,005	0,008	74,0

Таблица 4

Статистические характеристики содержаний элементов-примесей в пробах вмещающих пород

Элемент	Min	Max	Среднее	Медиана	σ	CV
Зольность, %	39,5	86,9	63,1	61,3	12,2	19,3
Li, ppm	25,9	153,4	97,3	102,6	35,1	36,1
Be, ppm	0,9	3,9	2,6	2,7	0,8	31,1
B, ppm	40,4	148,7	89,4	88,1	32,4	36,2
Sc, ppm	11,0	47,4	21,5	19,7	10,7	49,4
Ti, %	0,194	0,587	0,395	0,379	0,125	31,7
V, ppm	73,6	315,9	129,5	113,7	57,2	44,2
Cr, ppm	65,4	118,3	84,9	84,5	16,5	19,4
Mn, ppm	55,0	239,0	147,3	138,5	52,5	35,7
Fe, %	0,6	3,9	1,9	1,9	0,8	42,3



Окончание табл. 4

Элемент	Min	Max	Среднее	Медиана	σ	CV
Ni, ppm	14,9	54,5	35,2	35,9	10,3	29,1
Cu, ppm	9,3	188,4	57,5	48,9	41,3	71,8
Zn, ppm	18,9	141,2	81,8	86,5	37,5	45,8
Ga, ppm	8,9	24,4	18,6	19,9	4,8	26,0
Ge, ppm	1,3	35,2	7,8	3,6	9,6	122,8
As, ppm	1,4	21,2	10,0	9,8	5,6	55,6
Rb, ppm	11,2	99,4	58,8	58,7	24,6	41,8
Sr, ppm	16,7	136,0	70,3	76,6	38,3	54,4
Y, ppm	14,0	45,8	28,2	28,8	8,9	31,6
Zr, ppm	57,5	192,8	129,3	140,6	45,4	35,1
Nb, ppm	2,8	19,9	12,4	12,3	5,0	40,7
Mo, ppm	0,4	5,2	2,0	1,6	1,4	71,1
Ag, ppm	0,115	0,297	0,211	0,214	0,048	22,5
Cd, ppm	0,104	0,794	0,363	0,306	0,164	45,3
Sn, ppm	0,833	3,610	2,561	2,758	0,829	32,4
Sb, ppm	0,180	1,697	0,558	0,510	0,352	63,2
Cs, ppm	0,574	6,238	3,613	3,846	1,618	44,8
Ba, ppm	72,6	648,0	277,8	239,5	162,6	58,5
Hf, ppm	1,452	5,703	3,643	4,015	1,290	35,4
Ta, ppm	0,204	1,460	0,896	0,917	0,383	42,7
Pb, ppm	5,3	24,6	15,2	15,2	5,8	38,5
Th, ppm	4,5	16,4	10,3	9,3	3,6	34,9
U, ppm	1,1	4,8	3,7	4,1	1,1	29,3
W, ppm	4,6	169,9	43,8	26,2	45,3	103,5
P, %	0,012	0,093	0,029	0,021	0,021	73,5
S, %	0,2	4,0	1,6	0,7	1,4	86,0
Cl, %	0,007	0,009	0,008	0,008	0,001	7,4
F, %	0,012	0,064	0,043	0,045	0,014	32,7

На основе сопоставления аналитических данных с кларковыми значениями рассчитаны кларки концентрации (Кк), характеризующие степень обогащения или обеднения углей относительно глобального фона. Средний Кк определялся как отношение среднего арифметического содержания элемента по совокупности исследованных проб к его угольному кларку и использовался для оценки общего уровня накопления элемента в углях месторождения.

По рассчитанным значениям кларков концентрации построен геохимический спектр углей (рис.3) Мугунского месторождения. Для интерпретации полученных данных элементы были сгруппированы в зависимости от величины Кк. Геохимический спектр показал, что средние содержания Li, B, V, Cr, Cu, Eг превышают угольный кларк в 2,5-3,2 раза, W – в 12,2 раз. Полученные данные позволяют рассматривать такие элементы как представляющие потенциальный интерес с точки зрения дальнейшего изучения их форм нахождения и распределения.

Особенности минерального состава. По результатам СЭМ-исследований идентифицированы следующие минеральные включения в углях Мугунского месторождения. Наиболее распространенными являются каолинит (рис.4, а), вероятно развивающийся по полевым шпатам (о чем свидетельствует унаследованная от исходных зерен форма), пирит и кварц (рис.4, б). Среди аллотигенных компонентов присутствуют, помимо кварца, циркон (с примесью Hf) и рутил (рис.4, в, е). В трещинах развиваются магнетит с примесью Zn, Al (рис.4, з), окисленный галенит (англезит?)

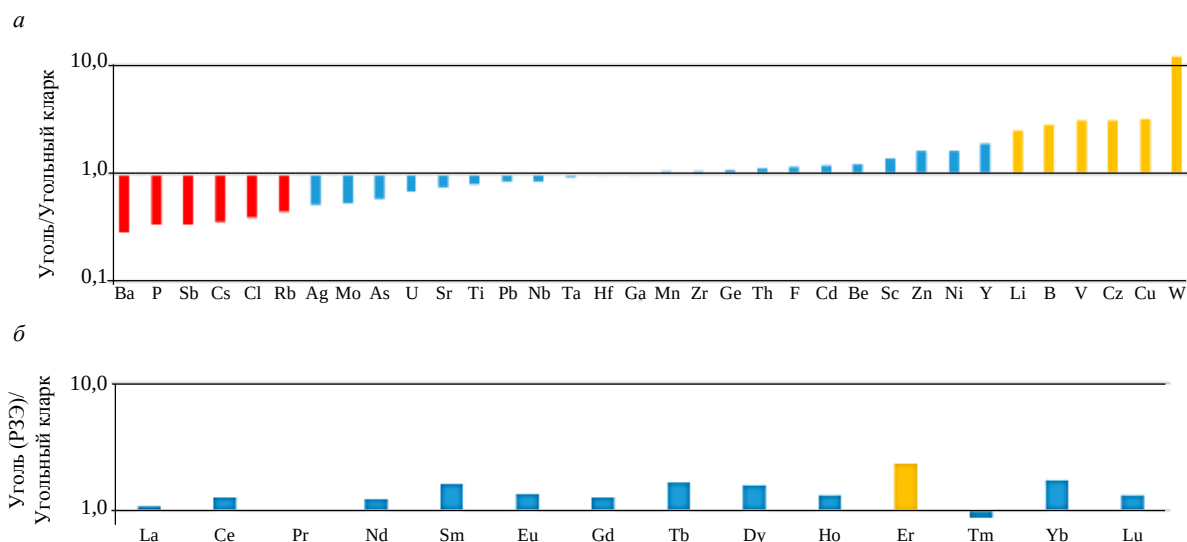


Рис.3. Нормализованные на угольный кларк [13] содержания элементов в углях Мугунского месторождения: а – микроэлементы (расположены по степени обогащения); б – редкоземельные элементы. Цветом выделены группы элементов по величине Кк: красный – пониженные ($Kk < 0,5$), синий – сопоставимые ($0,5 \leq Kk \leq 2$), желтый – повышенные ($Kk > 2$) содержания относительно угольного кларка

с включениями халькопирита (рис.4, д), кальцит (рис.4, ж), апатит с примесью F до 7 % и Sr около 2 % (рис.4, з), сфалерит с примесью Fe (рис.4, и), галенит с включениями халькопирита (рис.4, л), агрегаты барита с примесью Sr и Ca и пирита (рис.4, к).

При СЭМ-исследованиях [8] в углях Мугунского месторождения установлены относительно крупные частицы каолинита, зерна кварца, единичные индивиды циркона, барита, сфалерита, фрамбоиды пирита, ильменит состава $(\text{Fe}_{0,98}(\text{Mg}, \text{Co})_{0,04})_{1,02}\text{TiO}_3$ [14], а также монацит [7]. В золах углей обнаружены плагиоклаз, слюды, гематит [8].

РСА-анализ. Для выявления основных факторов, влияющих на распределение элементов-примесей в углях и вмещающих породах, проведен анализ методом РСА. Этот статистический метод позволяет сократить размерность многомерных данных и выявить основные тренды в их вариациях. Анализ проводился в два этапа: на первом этапе рассматривались как угли, так и терригенные прослои (74 и 15 шт. соответственно, рис.5, а, б), на втором – только угли с расширенным набором определений, включая РЗЭ (11 шт., рис.5, в). На диаграмме нагрузок для первой и второй главных компонент (PC) с весом 55,62 и 9,03 % соответственно по первой главной компоненте с положительными нагрузками обособляются элементы, коррелирующие с общей зольностью А. Вектор общей зольности и связанных с ней элементов тяготеет к области терригенных породных прослоев (рис.5, б), так как их содержание в таковых нарастает. Наибольший коэффициент корреляции (при $p\text{-value} < 0,0001$) с общей зольностью имеют Ti 0,95; Cl 0,95; Rb 0,94; Cr 0,93; Nb 0,91; Ga 0,90; Ag 0,90; Cs 0,90; Zr 0,90; Hf 0,89; Li 0,87; Ba 0,85; Ta 0,85; Pb 0,82; F 0,88. Это позволяет предположить, с одной стороны, их кластогенное происхождение, с другой – вероятную общность эпигенетических преобразований углей и терригенных породных прослоев.

Коэффициент корреляции более 0,56 (при $p\text{-value} < 0,0001$) с общей зольностью имеют Be, P, Sc, V, Fe, Ni, Zn, Y, Sn, Th, U. Выраженной отрицательной нагрузкой по первой главной компоненте обладает B, слабой отрицательной или положительной – Sr и S. Векторы этих элементов, напротив, тяготеют к области составов углей с минимальной зольностью и, вероятно, связаны с органической частью. Высокую положительную нагрузку по второй главной компоненте имеют Cu и Cd, выраженную отрицательную – S и B. Нагрузка элементов, обладающих высокой корреляцией с общей зольностью, по второй главной компоненте близка к нулю. Отметим, что B имеет явную отрицательную нагрузку по обоим рассматриваемым главным компонентам.

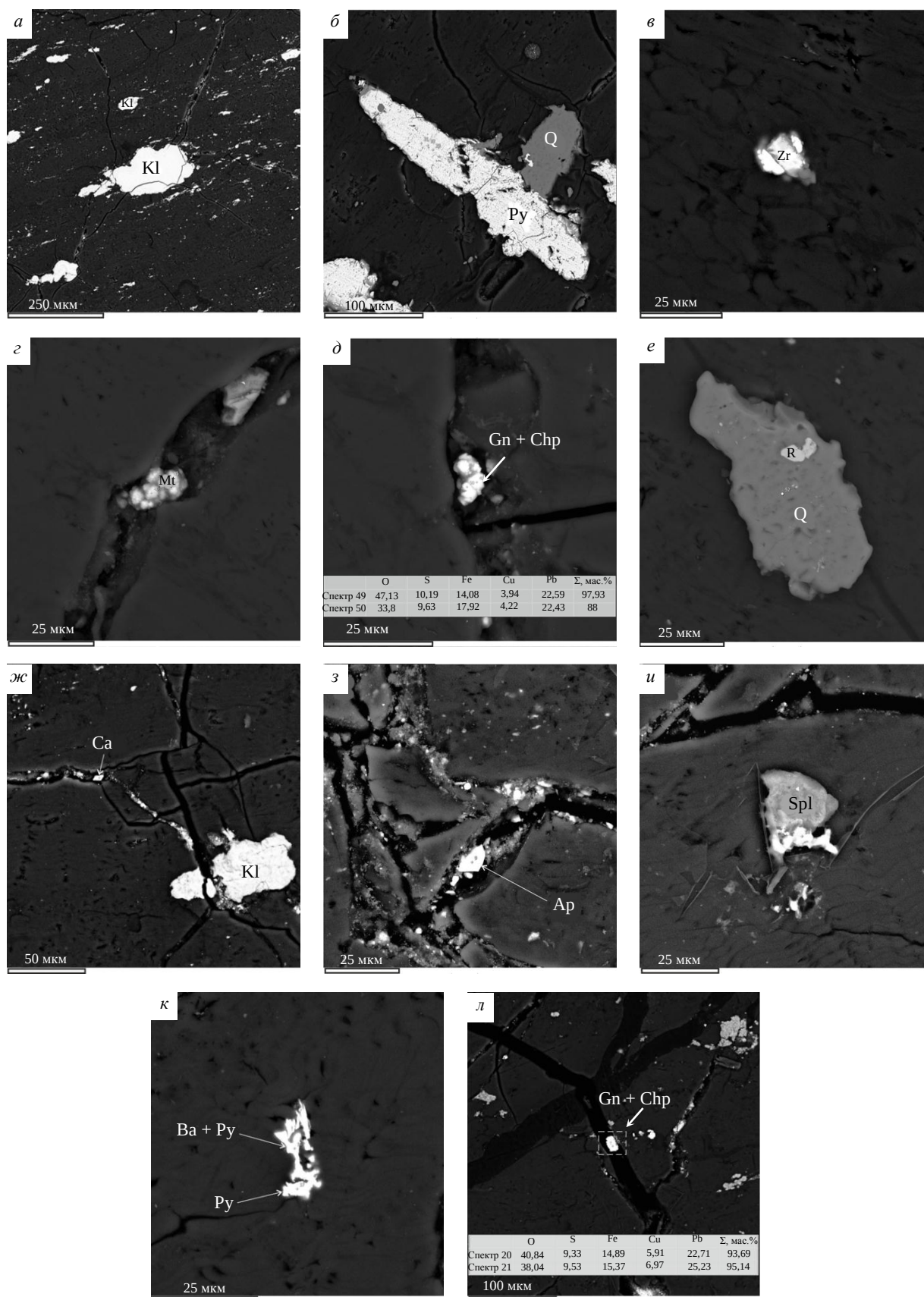


Рис.4. Аллотигенные и аутигенные минералы в углях Мугунского месторождения: а – каолинит; б – кварц, пирит; в – циркон; г – магнетит; д – окисленный галенит (англезит?) с включениями халькопирита; е – кварц с включениями рутила; ж – кальцит и каолинит; з – апатит; и – сфалерит; к – агрегат барита и пирита; л – галенит с включениями халькопирита; а, ж-л – Мю-D-Б5-2-2 (пласт I); б – Мю-D-Б2-2-2 (пласт II); в-е – Мю-D-Б3-2-1 (пласт II)

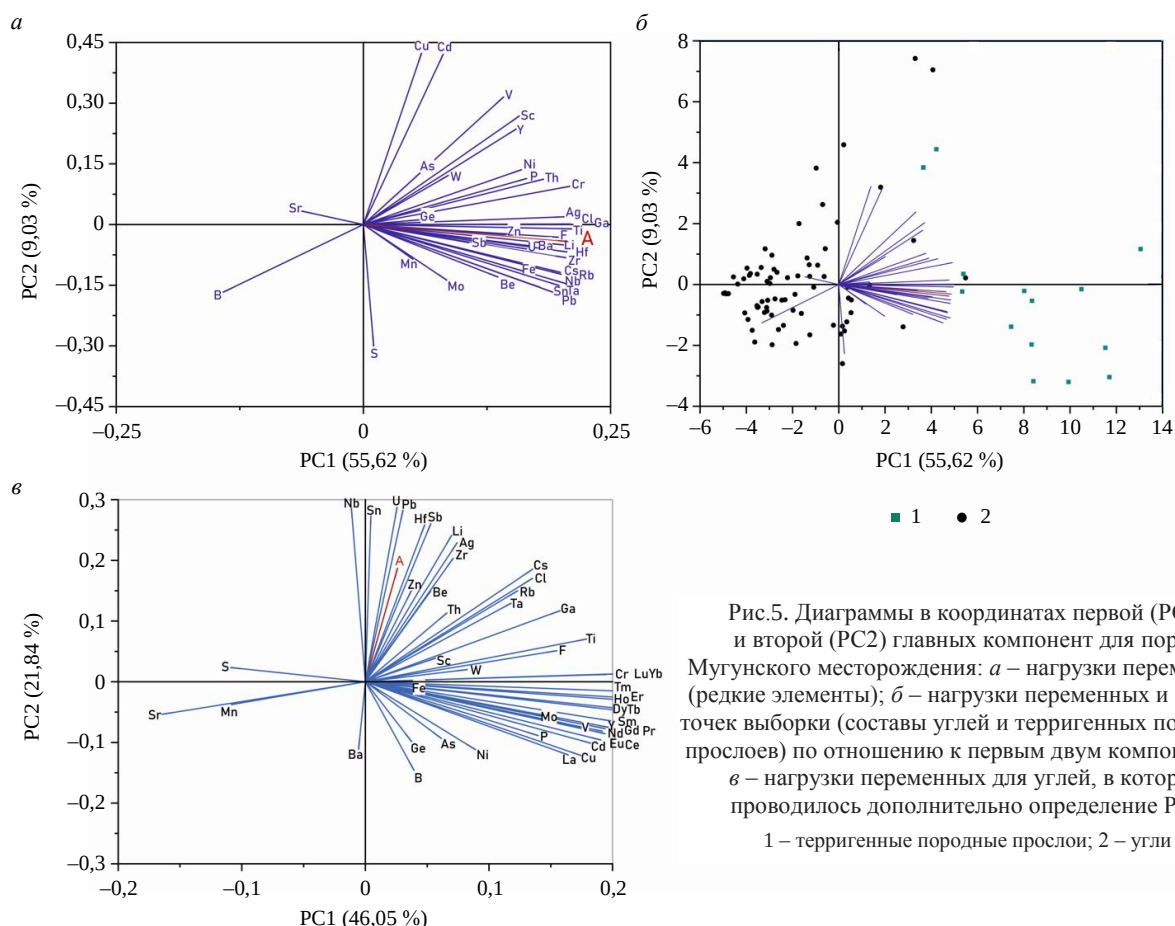


Рис.5. Диаграммы в координатах первой (PC1) и второй (PC2) главных компонент для пород Мугунского месторождения: а – нагрузки переменных (редкие элементы); б – нагрузки переменных и оценки точек выборки (составы углей и терригенных породных прослоев) по отношению к первым двум компонентам; в – нагрузки переменных для углей, в которых проводилось дополнительно определение РЗЭ
1 – терригенные породные прослои; 2 – угли

Рассмотрим диаграмму PCA только для углей (рис.5, в), добавив выборку содержания РЗЭ. Элементы, имеющие высокую корреляцию с общей зольностью, имеют низкую нагрузку по первой главной компоненте, вклад которой составляет 46,05 %. Наиболее высокой нагрузкой обладают РЗЭ, а также P, Cu, Cd, Mo, V, Cr, Cs, Cl, Rb, Ta, Ga, Ti, F. Явную отрицательную нагрузку по первой главной компоненте имеют Sr, Mn, S. По второй главной компоненте (21,84 %) максимальную положительную нагрузку дают Li, Be, Zn, Zr, Nb, Ag, Sn, Sb, Hf, Pb, U. Отрицательную нагрузку имеют B, P, Ni, Cu, Ge, As, Cd, Ba и легкие РЗЭ.

Обсуждение

Формы нахождения химических элементов. В случае совместного анализа углей и терригенных породных прослоев (рис.5, а, б) по первой главной компоненте наблюдается явное противопоставление элементов, связанных с параметром общей зольности и тяготеющих к составам вмещающих пород и В с другой стороны. При этом по второй главной компоненте В также имеет сильную отрицательную нагрузку, в отличие от других рассматриваемых переменных, наряду с S, для которой есть слабая положительная нагрузка по первой компоненте. Высокая положительная нагрузка по второй главной компоненте отмечена для Cu и Cd.

Углефильные элементы углей образуют прочные химические соединения с органическим веществом. Обогащение углей элементами-примесями обобщенно можно представить в виде следующих теоретических вариантов: модель обогащения за счет терригенного обломочного материала, модель обогащения за счет пирокластики, модель обогащения, связанная с инфильтрационными и грунтовыми водами, и модель флюидного обогащения (exudation enrichment), обусловленная подъемом флюидов различного происхождения [15]. При рассмотрении элементов, связанных с общей зольностью, следует более детально рассмотреть состав золы. Основными носителями углефильных элементов в углях являются сорбционная зола (Be, Ge, Ba, Sr, Mo), кластогенная зола (Mn, Ga, V, Cr, Ti, Zr), в биогенной золе преобладает B, могут присутствовать Cu, Mn, Zn, Co, Mo, диагенетическая и эпигенетические же золы отличаются непостоянством примесей [16]. Имеющиеся



в литературе эмпирические модели распределения редких элементов в золе [16] позволяют предположить, что при положительной нагрузке по первой главной компоненте мы имеем дело с группировкой элементов с доминирующим кластогенным носителем и некоторым вкладом зол-разбавителей. Золы-разбавители также могут содержать указанные элементы, но в существенно меньшем количестве. По-видимому, к величине общей зольности здесь тяготеют и кластогенные, и диагенетические, и эпигенетические золы (например, аутигенные минералы, развивающиеся в трещинах пород). Сера же содержится как в самом углеродном веществе, так и в аутигенных минералах, поэтому имеет близкую к нулю нагрузку. Трактовка положительной нагрузки по второй главной компоненте является менее ясной, при этом вклад этой компоненты составляет менее 10 %.

Обратимся непосредственно к статистическому анализу углей (рис.5, в). Корреляция с Р и выраженная положительная нагрузка по первой главной компоненте свидетельствует, что носителями легких РЗЭ являются фосфаты. Как в наших, так и в более ранних исследованиях обнаружен апатит, отмечается наличие монацита. Лабораторные модельные эксперименты показали, что торф, бурый уголь и составляющие его органоминеральные компоненты характеризуются высоким потенциалом извлечения всех лантаноидов из водных растворов, а процессы сорбции РЗЭ компонентами органического вещества протекают по механизмам физической сорбции, ионообменных реакций с участием карбоксильных и гидроксильных групп, комплексообразования [17]. Можно предположить, что часть РЗЭ в углях Мугунского месторождения связана с органическим веществом.

Рассмотрим другие элементы с выраженной положительной нагрузкой по первой главной компоненте и их вероятных носителей: Cs – глинистые минералы, полевые шпаты, слюды, Cl – апатит, соединения с органическим веществом, Rb – глинистые минералы, слюды, Ta – оксиды, Ga – глинистые минералы, соединения с органическим веществом, сульфиды, Ti – оксиды (рутил), глинистые минералы, соединения с органическим веществом, F – апатит, глинистые минералы, слюды, соединения с органическим веществом, Cr – глинистые минералы, магнетит, рутил, V – глинистые минералы, магнетит, рутил, сульфиды, Mo – сульфиды, соединения с органическим веществом. Таким образом, можно предположить, что сильную положительную нагрузку по первой главной компоненте обеспечивают сразу несколько факторов: фосфаты, глинистые минералы (в данном случае – каолинит) и частично соединения с органическим веществом, о чем косвенно свидетельствует невысокая, но положительная нагрузка по первой главной компоненте для В. Предположительно часть необходимых элементов-примесей (например, Cu) в углях Мугунского месторождения обеспечивается преимущественно углеродным веществом [18].

Отрицательная нагрузка по первой главной компоненте наблюдается для S, Sr, Mn. При этом S имеет достаточно высокий коэффициент корреляции с Sr 0,65 и Mn 0,5. Можно предположить, что за отрицательную нагрузку отвечает нахождение этих элементов в составе сульфатов (Ba имеет слабую, но также отрицательную нагрузку) или Sr и Mn находятся в органическом веществе, как биофильные элементы. Поступление сульфатов из вод ангидритсодержащих подстилающих пород мотской свиты в торфяник ранее рассматривалось для изучаемых отложений в работе [7]. Согласно данным исследованиям, в углях Мугунского месторождения преобладает сульфидная сера (пирит, марказит, редко сфалерит, галенит, халькопирит в виде включений), сульфаты представлены ангидритом, реже баритом, а органическая сера в среднем составляет 0,84 %. По нашим данным, в образце Мю-D-B5-2-2 (пласт I) с помощью СЭМ получено содержание серы в углеродном веществе 1,74-5,3 %, в образце Мю-D-B3-2-1 (пласт II) – 0,93 % (рис.6), что позволяет предполагать значительную роль органической серы в отдельных образцах (пластах I и II). Однако, полученные методом SEM-EDX локальные содержания серы в углеродном веществе до 5,3 % требуют осторожной интерпретации. Они, вероятно, отражают не только органически связанную серу, но и наличие субмикронных сульфидных включений, неразличимых в СЭМ.

По второй главной компоненте максимальную нагрузку (больше, чем у общей зольности) имеют типичные кластофильные элементы (могут находиться, например, в цирконе, как Nb, Sn, Hf, Be, U, Zr) и присущие сульфидам (сфалерит, галенит). Сера обладает слабой положительной нагрузкой ввиду присутствия в самом углеродном веществе и сульфатах. Выраженную отрицательную нагрузку по второй главной компоненты имеют рассмотренные В, Р, Ni, Cu, Ge, As, Cd, Ba и некоторые легкие РЗЭ, в связи с чем можно предположить для них несколько фаз-носителей с доминированием концентрации в углеродном веществе.

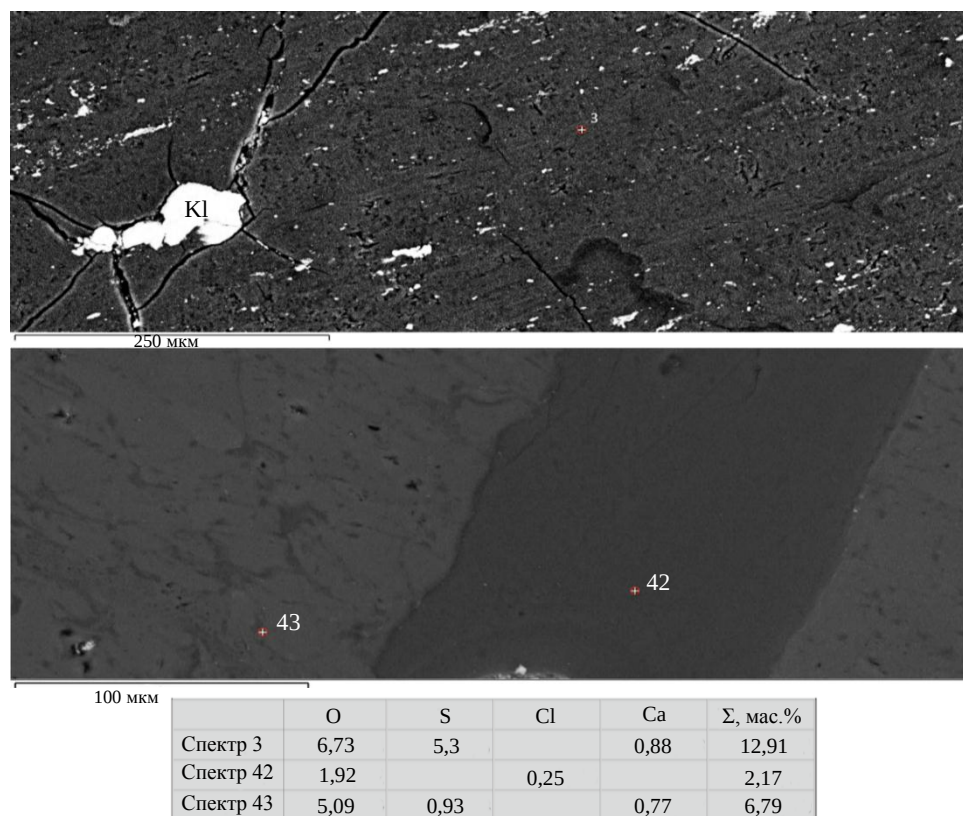


Рис. 6. Углефильные элементы-примеси в углеродном веществе.
Фото получены с помощью детектора LE-BSE

Источники сноса по геохимическим данным. На основе обобщения литературных данных выделяются основные факторы, контролирующие привнос и накопление элементов-примесей в угленосных толщах [19].

Состав петрофонда (питающей провинции). Геохимическая специализация углей в значительной степени отражает состав коренных пород области сноса – при преобладании кислых магматических и метаморфических комплексов возрастает роль элементов, типичных для этих пород, тогда как при доминировании карбонатного или базитового источника формируются иные ассоциации. В пределах одного бассейна возможна геохимическая зональность, обусловленная сменой источников сноса по площади и во времени [20, 21].

Коры выветривания. Степень зрелости терригенного материала и интенсивность выветривания пород-источников определяют химический состав поступающего в торфяник детрита – зрелый кварц-каолиновый материал, как правило, обеднен многими элементами-примесями, тогда как коры выветривания по породам с аномальным геохимическим фоном могут выступать самостоятельным источником повышенных концентраций отдельных элементов [16, 22, 23].

Вулканическая пеплоподача. Взрывной вулканизм и эпизоды пеплопадов в торфяник являются важным источником туфофильных элементов (Zr, Hf, REE, Nb, Ta и др.), а при многократной пеплоподаче могут формироваться металлоносные угли, обогащенные редкими и высокозарядными литофильными элементами; состав тонштейнов позволяет идентифицировать тип вулканического источника [24].

Ореольные (минерализованные) воды. Подземные и поверхностные воды, дренирующие минерализованные области, способны привносить растворенные компоненты (прежде всего U, W и др.) и формировать локальные аномалии в условиях торфяников; роль водного питания наиболее заметна в зонах разгрузки и понижения рельефа [19].

Палеогеографическая удаленность и фациальные условия торфонакопления. Расстояние до области сноса, гидрологический режим и тип торфяника контролируют как общий терригенный поток, так и степень геохимической дифференциации – в краевых частях бассейна обычно возрастает вклад терригенного материала и повышаются содержания ряда элементов, тогда как при



удалении от источников сноса материал становится более «зрелым» и химически обедненным; фациальные изменения могут проявляться как по площади, так и по разрезу [19].

В целом исследования углей разных регионов подтверждают ключевую роль терригенного (в том числе вулканогенного) материала в обогащении пластов редкими и рассеянными элементами [11, 25-27], при этом характер ассоциаций и уровни содержаний определяются типом источника (состав петрофонда и пеплоподачи) [28-30], интенсивностью выветривания, величиной терригенного потока и (в отдельных случаях) воздействием внешних растворов [31, 32].

Отечественные исследования также демонстрируют значимость состава области сноса. В Азейском месторождении Иркутского угольного бассейна аномальные концентрации ряда элементов-примесей в пластах угля объясняются главным образом составом пород области сноса. По данным статей [33, 34], возможными источниками обломочного материала для азейских углей могли быть рифейские и карельские гранитоиды (протерозойская основа) и развитые по ним коры выветривания. Предполагается, что именно эти древние выветрелые породы послужили источником РЗЭ Y, U, Th, Ta и Sn в углях указанного района. Кроме того, значительную роль сыграли траппы триасового возраста (габбродиабазы и диабазы) и их коры выветривания, распространенные как на территории Ангара-Ленского плато, так и вблизи Азейского месторождения. Именно эти базальтовые породы, по мнению исследователей, могли быть основным источником скандия в азейских углях. В разрезе Азейского месторождения также обнаружены прослои измененной вулканогенной пирокластики – тонштейны [35], причем изотопно-геохимические данные указывают, что исходным материалом тонштейнов были кислые туфы [36], подвергшиеся преобразованиям в агрессивной среде торфяного болота [37]. Этот пример подтверждает, что даже в пределах одного региона состав терригенного материала может существенно различаться (от гранитов до базальтов и вулканического пепла), определяя геохимическую специализацию углей.

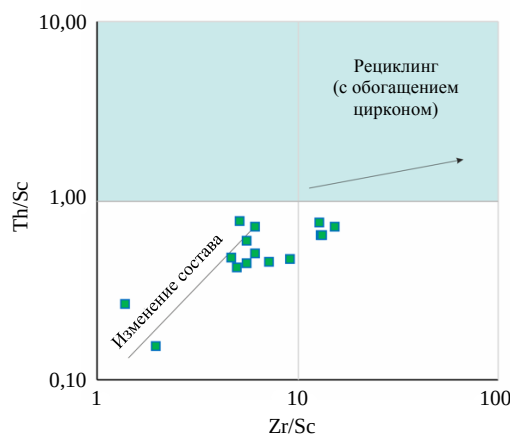
Приведенные общемировые закономерности позволяют выделить ключевые индикаторы для диагностики источников сноса. Применительно к данным по Мугунскому месторождению основное внимание уделено анализу соотношений элементов-индикаторов того или иного петрофонда. Для определения предполагаемых источников сноса при формировании угленосной толщи Мугунского месторождения (Иркутский бассейн) изучены геохимические характеристики терригенных породных прослоев (алевролитов и аргиллитов), которые залегают между угольными пластами. Поскольку в самих углях Мугунского месторождения РЗЭ сосредоточены преимущественно в фосфатных минералах (апатит), использование REE-спектров и аномалий для диагностики питающих провинций затруднено. Вместо этого для анализа выбраны относительно малоподвижные в земной коре литофильные элементы (HFSE), связанные с обломочным материалом: Zr, Ti, Nb, Sc, Th, Y. Концентрации и соотношения этих элементов в кластогенных прослоях позволяют реконструировать состав и тип пород источника сноса.

На диаграмме Zr/Sc – Th/Sc (рис.7, а) точки, соответствующие составам терригенных прослоев Мугунского разреза, располагаются за пределами области многократного переотложения осадков (области рециклинга). Иными словами, отношения Th/Sc и Zr/Sc не указывают на значительное влияние переработанных осадочных пород. Напротив, полученные значения согласуются с первым циклом осадконакопления (тип first cycle), когда обломочный материал поступал непосредственно с коренных пород без длительной предшествующей истории осадочного перераспределения. Это позволяет считать, что приведенные геохимические данные отражают непосредственное разрушение и снос магматических и метаморфических пород в бассейн осадконакопления, а не переработку ранее накопленных толщ.

На диаграмме Nb/Y – Zr/TiO₂ (рис.7, б), используемой для оценки петрогенетического типа источников, большинство точек, характеризующих состав породных прослоев, попадает в поле пород среднего состава – андезитов/диоритов. Это означает, что основным типом питающих пород были, вероятно, вулканические или плутонические породы андезитового состава. В то же время некоторые выборки смещены в область кислых пород (риодациты, дациты, гранодиориты) – в частности точки, соответствующие алевролитам из кровли пласта I (образец М-D-2-1-1) и из подошвы пласта I в центральной части месторождения (углистый алевролит М-D-Б16-1-4). Это указывает на эпизодический вклад более кислого (фельзического) материала. Еще несколько проб



а



б

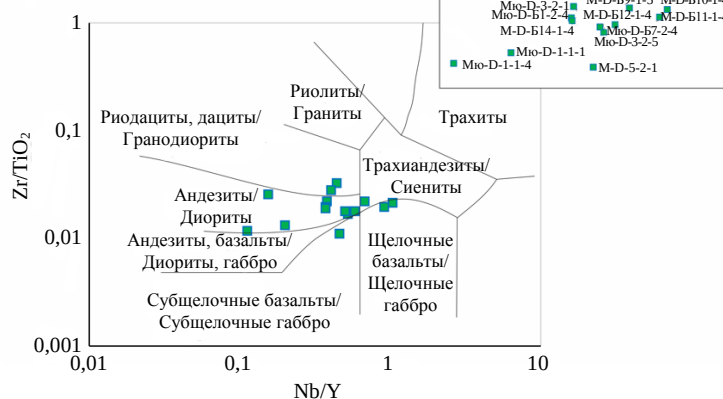


Рис. 7. Положение составов вмещающих пород Мугунского месторождения: а – на диаграмме $Zr/Sc - Th/Sc$ [15]; б – на диаграмме $Nb/Y - Zr/TiO_2$ [38]; в – врезка с номерами точек на рис. б

демонстрируют повышенные отношения Nb/Y и пониженные Zr/TiO_2 , помещаясь в поле щелочных и субщелочных базальтов (и соответствующих им габбро). К ним относятся алевролиты из кровли пласта II (М-D-5-2-1) и из подошвы пласта I (М-D-B10-1-4, М-D-B11-1-4). Отмечено, что часть этих точек тяготеет к области трахидацитов/трахиандезитов и сиенитов (например, М-D-B10-1-4, М-D-B11-1-4, М-D-B9-1-5 расположены на границе полей базальтов и трахидных пород). Таким образом, геохимическая диаграмма свидетельствует о смешанном составе источников сноса – преобладают породы среднего (андезитового) состава, присутствуют примеси материала кислого состава, а также вклад базальтоидов, в том числе щелочного ряда.

Отметим, что алевролитовые пробы, обозначенные как «кровля» и «подошва» угольных пластов (М-D-2-1-1, М-D-5-2-1 и др.), представляют собой самостоятельные литологические разности вмещающей толщи, примыкающие к угольным пачкам, но не входящие в их состав в строгом стратиграфическом смысле. В связи с этим данные образцы в дальнейшем рассматриваются как вмещающие алевролиты, отражающие условия осадконакопления, отличные от условий формирования собственно углей.

Выявленные по геохимическим данным типы возможных источников обломочного материала хорошо коррелируют с геологическим строением прилегающих к Мугунскому месторождению территорий. Известно, что в пределах предгорья Восточного Саяна (Южное Прибайкалье), окружающего бассейн, широко развиты магматические комплексы, охватывающие диапазон от палеозоя до мезозоя. В юго-западной части Иркутской области и соседних районов зафиксированы позднепалеозойско-триасовые вулканоплутонические пояса, представленные в том числе андезитами и диоритами орогенного типа. Кроме того, в регионе известны более эволюционировавшие плутоны кислого состава – гранитоиды, риодациты, дациты, гранодиориты, часто ассоциированные с локальными купольными структурами (например, Саянский гранитоидный массив и др.). Эти породы соответствуют «кислому» компоненту питающей провинции. С другой стороны, на прилегающей территории присутствуют покровы и интрузии траппового комплекса позднепермско-триасового возраста, состоящие из субщелочных базальтов и габбродолеритов. Они приурочены к рифтовым структурам и плато (Ангаро-Ленское плато и др.) и соответствуют геохимически выявленному базальтовому компоненту источников сноса. Отмечаются редкие проявления трахит-трахиандезит-сиенитовых интрузивных комплексов позднего палеозоя – мезозоя, включая нефелиновые сиениты и другие щелочные разновидности, известные внутри различных блоков предгорья Восточного Саяна. Их существование согласуется с присутствием трахидного (щелочного) компонента в составе обломочного материала Мугунского месторождения. Таким образом, весь спектр пород, указанный на диаграмме $Nb/Y - Zr/TiO_2$, находит соответствия среди магматических комплексов региона, что подтверждает достоверность геохимической реконструкции.



Выводы

Сложную многомерную систему, характеризующую фазы-носители редких элементов в углях, затруднительно описать методом целенаправленного проецирования облака точек в пространство малой размерности (с двумя осями координат). По этой причине вклад в ту или иную главную компоненту при анализе составов обеспечивают несколько факторов. Величина зольности – сумма разнородных слагаемых. Элементы, связанные с органической частью углей, обогащают золу сильнее всего, в то время как элементы исключительно неорганической части не обогащают золу по сравнению с вмещающими породами или даже находятся в дефиците [17]. Золошлаки Мугунского месторождения, как было установлено ранее [6], более всего обогащаются относительно углей Cu (до 40 раз), Fe (6-40 раз), Ba (12-48 раз), а также Nb (3-8 раз), Sr (4-12 раз), As (до 4 раз), Pb (2-16 раз), Zn (4-21 раз), Cr (3-9 раз), V (до 6 раз), Ti (4-10 раз), U (до 9 раз), Th (до 13 раз).

На основе рассмотренных фактов можно выдвинуть следующие предположения:

- Li, Be, Zn, Zr, Nb, Ag, Sn, Sb, Hf, Pb, U содержатся в обломочной части и сульфидах;
- F, Cl, Ti, Ga, Rb, Cs, Ta, Th – глинистые минералы, соединения с органическим веществом, сульфиды;
- P, V, Cr, Cu, Mo, Cd, PЗЭ – фосфаты, соединения с органическим веществом;
- B, S, Mn, Ni, Ge, As, Sr, Ba – сульфаты, соединения с органическим веществом, возможен небольшой вклад сульфидов.

На диаграмме Nb/Y – Zr/TiO₂ (рис.7, б) алевритовые разности вмещающей толщи, примыкающие к угольным пластам Мугунского месторождения, демонстрируют более широкий диапазон составов по сравнению с углями. Часть образцов смещается в область пород среднего состава (андезитов/диоритов), тогда как некоторые образцы тяготеют к кислым риодацитам-дацитам или, наоборот, к более щелочным (субщелочным) базальтовым разновидностям. Это дает основания предполагать дифференциацию источников обломочного материала для разных участков или слоев разреза:

• Пробы М-D-2-1-1 (алевролит вмещающей толщи, примыкающий к кровле пласта I) и М-D-Б16-1-4 (углистый алевролит, подошва пласта I) смещаются в поле риодацитов-дацитов, близких к гранитоидным породам. Вероятный источник сноса – эрозия гранитоидных (гранодиоритовых, дацитовых) массивов предгорья Восточного Саяна, сформировавшихся в ходе орогенических стадий палеозойско-мезозойского возраста. Учитывая положение месторождения, наиболее вероятно влияние гранитоидов саянского комплекса, выходы которых отмечены в центральной и юго-западной части региона.

• Пробы М-D-5-2-1 (алевролит вмещающей толщи, примыкающий к кровле пласта II), М-D-Б10-1-4, М-D-Б11-1-4 (алевролиты, подошва пласта I) расположены в поле щелочных и субщелочных базальтов/габбро (у проб М-D-Б10-1-4 и М-D-Б11-1-4 – переход к трахиандезитам/сиенитам). Такие геохимические характеристики могут указывать на вклад пород субщелочного базальтового и сиенитового магматизма. В регионе этот тип магматических образований связывают, в частности, с позднепалеозойскими и мезозойскими фазами магматизма, а также с локальными щелочными массивами (например, Зиминского и Огнитского комплексов). Подобный материал мог поступать за счет разрушения габброидных интрузий и/или эффузивных покровов, развитых на периферии Восточного Саяна.

• Образец М-D-Б9-1-5 аналогичным образом смещается к полю трахиандезитов и сиенитов, что также свидетельствует о щелочной или субщелочной природе питающей провинции.

Таким образом, можно заключить, что вмещающие породы рабочих пластов Мугунского месторождения имеют многокомпонентный состав обломочного материала и в совокупности свидетельствуют о полигенном источнике песчано-алевритового материала, поступавшего с запада-юго-запада из гранитоидных куполов и батолитов Саянского орогенного пояса (гранодиорит-дацитовая ассоциация) и с востока-северо-востока из локальных щелочных и субщелочных массивов предгорья Восточного Саяна (в том числе Зиминского и Огнитского комплексов) на основании следующих выводов:

• Минералого-геохимическая специфика углей Мугунского месторождения определяется сочетанием аллотигенных и аутигенных фаз, включая каолинит, циркон, рутил, пирит, сфалерит, апатит, барит и другие минералы, обнаруженные методами сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионного анализа.



- Элементы-примеси в углях характеризуются различными типами носителей: кластогенными, фосфатными, сульфидными и органогенными. Наиболее значимые фазы-носители включают глинистые минералы (каолинит), фосфаты (апатит, монацит), сульфиды (пирит, галенит, сфалерит) и органическое вещество.
- На основе метода главных компонент (РСА) выявлены статистически значимые группы элементов, коррелирующих с общей зольностью, что позволило разделить элементы по происхождению и условиям накопления: кластогенные элементы тяготеют к терригенным породам, тогда как органофильные – к малозольным углям.
- Проведенный дискриминационный геохимический анализ (по диаграммам Nb/Y – Zr/TiO₂ и Zr/Sc – Th/Sc) показал, что источники сноса осадочного материала угленосной свиты черемховского горизонта имели полигенный характер и включали гранитоиды, кислые и субщелочные вулканы предгорья Восточного Саяна.

Авторы благодарят сотрудников компании ООО «ЭН+ УГОЛЬ» за содействие в отборе фактического материала и поддержку исследования и выражают благодарность и признательность Я.Э.Юдовичу за ценные советы и консультации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Краснов О.С., Салихов В.А. Перспективы производства дефицитных цветных и редких металлов из угольных отходов в Кузбассе // Цветные металлы. 2007. № 8. С. 8-11.
2. Арбузов С.И., Еришов В.В., Поцелуев А.А., Рыхванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. Кемерово: Кемеровский полиграфкомбинат, 2000. 248 с.
3. Краснов О.С., Салихов В.А. Экономическая оценка попутных полезных компонентов угольных месторождений // Записки Горного института. 2013. Т. 201. С. 196-200.
4. Jaiswal H., Singh A.K. Coal as a non-conventional resource of rare earth elements (REEs) and trace elements: Benefits and impacts on environment and human health – A review // Results in Earth Sciences. 2025. Vol. 3. № 100064. DOI: [10.1016/j.rines.2025.100064](https://doi.org/10.1016/j.rines.2025.100064)
5. Погребницкий Е.О. О некоторых закономерностях распределения германия в углях Донецкого бассейна // Записки Горного института. 1959. Т. 35. Вып. 2. С. 87-103.
6. Бембеев Д.Б., Самсонов А.А. Геохимическая характеристика золотшляков из углей Мугунского месторождения (Иркутская область) // Недрапользование XXI век. 2024. № 2 (103). С. 28-35.
7. Джумаян Н.Р. Условия формирования и качественный состав бурых углей Мугунского месторождения (Иркутский угольный бассейн): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ростов-на-Дону: Южный федеральный университет, 2022. 26 с.
8. Джумаян Н.Р., Шумилова Т.Г., Светов С.А. Элементы-примеси в углях Мугунского месторождения (Иркутский угольный бассейн) // Химия твердого топлива. 2021. № 6. С. 59-66. DOI: [10.31857/S0023117721060049](https://doi.org/10.31857/S0023117721060049)
9. Угольная база России. В 6 томах. Т. III. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири. Южная часть (Красноярский край, Канско-Ачинский бассейн; Республика Хакасия, Минусинский бассейн; Республика Тыва, Улугхемский бассейн и др. месторождения; Иркутская область, Иркутский бассейн и угольные месторождения Предбайкалья) / Гл. ред. В.Ф.Череповский. М.: Геоинформцентр, 2002. 488 с.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-47 – Нижнеудинск. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 652 с.
11. Ziyi Ye, Baoqing Li, Jialiang Cao. Enrichment characteristics and genesis mechanism of critical elements (Nb-Ta-Zr-Hf-REE-Y) in coals: a case study of Late Permian coalfield in Northeastern Guizhou, China // Frontiers in Earth Science. 2024. Vol. 12. № 1520502. DOI: [10.3389/feart.2024.1520502](https://doi.org/10.3389/feart.2024.1520502)
12. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 207 с.
13. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 538 с.
14. Dzhumayan N.R., Nastavkin A.V. Scanning Electron Microscopy of Pyrite from Brown Coal (Mugun Coal Deposit, Irkutsk Basin) // Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation. Springer, 2020. P. 29-34. DOI: [10.1007/978-3-030-00925-0_5](https://doi.org/10.1007/978-3-030-00925-0_5)
15. McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1990. Vol. 54. Iss. 7. P. 2015-2050. DOI: [10.1016/0016-7037\(90\)90269-Q](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90269-Q)
16. Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 1978. 262 с.
17. Павлова Л.М., Шумилова Л.П., Радомская В.И. и др. Сорбция редкоземельных элементов органическим веществом из водных растворов по экспериментальным данным // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 2. С. 199-206. DOI: [10.31857/S2686739723600923](https://doi.org/10.31857/S2686739723600923)
18. Джумаян Н.Р., Силаев В.И., Васильев Е.А. и др. Минералого-геохимические свойства углей Мугунского месторождения (Иркутский угольный бассейн) // Вестник геонаук. 2022. № 2 (326). С. 19-36. DOI: [10.19110/geov.2022.2.3](https://doi.org/10.19110/geov.2022.2.3)
19. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 424 с.
20. Foscolos A.E., Goodarzi F., Koukoulas C.N., Hatziyannis G. Reconnaissance study of mineral matter and trace elements in Greek lignites // Chemical Geology. 1989. Vol. 76. Iss. 1-2. P. 107-130. DOI: [10.1016/0009-2541\(89\)90131-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90131-9)
21. van der Flier-Keller E., Goodarzi F. Geological controls on major and trace element characteristics. Cretaceous coals of Vancouver Island, Canada // Bulletin de la Société Géologique de France. 1991. Vol. 162. № 2. P. 255-265.



22. Арбузов С.И., Левицкий В.М. Сравнительная радиогеохимическая характеристика гранитоидов Саянского и Таракского комплексов юго-западного обрамления Сибирской платформы // Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека: Материалы международной конференции, посвященной столетию со дня открытия явления радиоактивности и столетию Томского политехнического университета, 22-24 мая 1996, Томск, Россия. Томск: Национальный исследовательский Томский политехнический университет, 1996. С. 86-89.
23. Лихачев В.В. Редкометальность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, 1993. 224 с.
24. Seredin V.V., Finkelman R.B. Metalliferous coals: A review of the main genetic and geochemical types // International Journal of Coal Geology. 2008. Vol. 76. Iss. 4. P. 253-289. DOI: [10.1016/j.coal.2008.07.016](https://doi.org/10.1016/j.coal.2008.07.016)
25. Biswas S., Moroeng O.M., Wagner N.J. Mineralogy and geochemical controls on the distribution of REY-Ga-Se-Nb enrichment in the No. 6 Coal Seam, Soutpansberg Coalfield, South Africa // Ore Geology Reviews. 2024. Vol. 174. № 106310. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2024.106310](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106310)
26. Zhanming Guo, Beilei Sun, Chao Liu et al. Geochemistry of tonsteins and its implications for Li-Zr (Hf)-Nb (Ta) enrichments in Cisuralian coal seams, Shanxi Province, North China // International Journal of Coal Geology. 2025. Vol. 300. № 104697. DOI: [10.1016/j.coal.2025.104697](https://doi.org/10.1016/j.coal.2025.104697)
27. Qiuchan Han, Jingjing Liu, Niande Shang et al. Mineralogy and geochemistry of the Middle Jurassic coal in the southern Ordos Basin, China: Responses of element geochemical behavior to climatic changes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2024. Vol. 648. № 112284. DOI: [10.1016/j.palaeo.2024.112284](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2024.112284)
28. Bo Jiu, Wenhui Huang, Nana Mu. Mineralogy and elemental geochemistry of Permo-Carboniferous Li-enriched coal in the southern Ordos Basin, China: Implications for modes of occurrence, controlling factors and sources of Li in coal // Ore Geology Reviews. 2022. Vol. 141. № 104686. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2021.104686](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104686)
29. Yang Lin, Jing Li, Xuanphu Nguyen et al. Enrichment of rubidium and cesium in upper Triassic coals from the Cam Pha coalfield, NE Vietnam: Implications on sediment source and hydrothermal influence // Ore Geology Reviews. 2025. Vol. 178. № 106484. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2025.106484](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2025.106484)
30. Jidun Sha, Jian Chen, Bofei Zhang et al. Geochemistry of source rock-controlled Late Triassic coal: An example from the Dabaoding Coal Mine in Panzhihua, Sichuan Province, southwestern China // International Journal of Coal Geology. 2020. Vol. 221. № 103431. DOI: [10.1016/j.coal.2020.103431](https://doi.org/10.1016/j.coal.2020.103431)
31. Niande Shang, Jingjing Liu, Qiuchan Han et al. Mineralogy and geochemistry of the Middle Jurassic coal from the Hexi Mine, Shenfu Mining Area, Ordos Basin: With an emphasis on genetic indications of siderite // International Journal of Coal Geology. 2023. Vol. 279. № 104384. DOI: [10.1016/j.coal.2023.104384](https://doi.org/10.1016/j.coal.2023.104384)
32. Yang Wang, Manli Huang, Yanming Zhu et al. Mineralogy, geochemistry and enrichment mechanism of critical elements (Li and Zr-Nb-Hf-Ta-REY) in the coals from western Guizhou Province, China: Source and sedimentary environment // Ore Geology Reviews. 2025. Vol. 176. № 106402. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2024.106402](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.106402)
33. Ильенок С.С., Арбузов С.И. Металлоносные угли Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 8. С. 132-144.
34. Ильенок С.С., Арбузов С.И. Минеральные формы редких элементов в углях и золах углей Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 2. С. 6-20.
35. Адмакин Л.А., Портнов А.Г. Тонштейны Иркутского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 1987. № 3. С. 88-98.
36. Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A. et al. Nature of tonsteins in the Azeisk deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // International Journal of Coal Geology. 2016. Vol. 153. P. 99-111. DOI: [10.1016/j.coal.2015.12.001](https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.12.001)
37. Арбузов С.И., Волостнов А.В., Ильенок С.С., Рыбалко В.И. Природа тонштейнов Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 321. № 1. С. 89-97.
38. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. Vol. 20. P. 325-343. DOI: [10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)

Авторы: Данзан Бадмаевич Бембеев, аспирант (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), bembееv.danzan@yandex.ru, <https://orcid.org/0009-0001-3275-7329>, Софья Ивановна Меренкова, канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник (Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия), младший научный сотрудник (Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия), <https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>, Алексей Андреевич Самсонов, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), <https://orcid.org/0009-0007-4637-0399>, Руслан Рустемович Габдуллин, д-р геол.-минерал. наук, профессор (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), ведущий научный сотрудник (Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия), <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Особенности морфологии, внутреннего строения и состава самородного золота Мурзинской группы россыпей (Средний Урал): определения коренных источников и условий формирования россыпей золота

А.К.Козин¹✉, С.Ю.Степанов¹, Р.С.Паламарчук¹, В.С.Жданова¹, Н.С.Власенко²

¹ Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, Россия

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Жданова В.С., Власенко Н.С. Особенности морфологии, внутреннего строения и состава самородного золота Мурзинской группы россыпей (Средний Урал): определения коренных источников и условий формирования россыпей золота // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 104-121. [EDN NIPPTK](#)

Аннотация

Представлены результаты комплексного исследования самородного золота из девяти россыпей Мурзинской группы на Среднем Урале. Детально охарактеризованы морфологические признаки, химический состав и внутреннее строение самородного золота, а также минеральных включений в нем. На основе анализа морфологических особенностей и степени окатанности золотин установлено близкое расположение коренных источников золота (от сотен метров до первых километров). По результатам исследования химического состава и минеральных включений выделены три типа самородного золота. Тип I (преобладающий) характеризуется высокой пробой с примесями Ag и Hg, включениями пирита, халькопирита, галенита, молибденита и петцита. Количество примесей в самородном золоте этого типа позволяет выделить подтипы, распространение которых в россыпях отражает зональность коренной минерализации золото кварцевой типа. Тип II отличается повышенными содержаниями меди, включениями борнита; тип III – высокими содержаниями Ag. Определены коренные источники разных типов золота: для типа I – золото кварцевая формация, для типа II – благороднометаллическая минерализация в габброидах Павдинского массива. Применение метода дифракции обратнорассеянных электронов (EBSD) позволило детально охарактеризовать внутреннее строение золотин. Обнаруженные высокопробные межзерновые прожилки и сростания золота с минералами группы рабдофана позволили прийти к заключению о нахождении самородного золота в зоне гипергенеза в период активного развития кор выветривания в верхнем мезозое и палеогене. Установлено, что формирование россыпной системы в бассейне р. Мурзинка происходило в неоген-четвертичное время преимущественно за счет коренной минерализации золото кварцевой типа. Полученные данные позволяют локализовать перспективные участки для поиска коренных золоторудных объектов и расширяют представления о металлогеническом потенциале региона.

Ключевые слова

самородное золото; медистое золото; россыпное золото; россыпи; коры выветривания; рабдофан; внутренние структуры; EBSD; Средний Урал

Финансирование

Исследования выполнены в рамках научной темы ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № FUUR-2025-0007.

Поступила: 11.09.2025

Принята: 28.04.2026

Онлайн: 27.07.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

История отработки золотых россыпей на Урале насчитывает два столетия. Запасы россыпного золота за этот период были в значительной степени истощены, в связи с чем возрастает актуальность поисков новых золоторудных объектов. Задача расширения и возобновления минерально-сырьевой базы – ключевое направление государственной политики [1]. Одним из путей решения данной задачи применительно к благородным металлам является детальное изучение россыпей золота, источники которых еще не выявлены.

Россыпное золото – традиционный объект минералогических исследований с целью определения генетических типов и локализации объектов коренной благороднометаллической минерализации. Особое значение приобретает прогнозно-поисковая информативность золотин из рыхлых



отложений на территориях со слабой обнаженностью. Изучение морфологических признаков и химического состава самородного золота, а также ассоциаций минеральных включений позволило достоверно определить связь россыпей с конкретными геологическими комплексами для многих россыпных районов по всему миру [2-5]. Многочисленны примеры использования типоморфизма россыпного золота для прогнозирования рудной минерализации [6, 7].

Золотоносность р. Мурзинка и ее притоков была установлена во второй четверти XIX в. С 1850-х годов началась локальная старательская отработка, sporadически продолжавшаяся до середины XX в., когда масштабы добычи были значительно увеличены за счет применения дражных технологий. По архивным сведениям, за весь период промышленного освоения из аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложений в долинах р. Мурзинка и ее притоков было извлечено порядка 1,5 т шлихового золота. При значительных масштабах россыпной золотоносности, проявленной в той или иной степени во всех водотоках бассейна р. Мурзинка, практически отсутствует информация о коренных источниках золота. Сведения о золоторудной минерализации ограничиваются краткими описаниями единичных рудопроявлений, на территории не известно ни одного коренного месторождения золота.

Целью настоящей работы является установление формационных типов коренных источников и условий образования россыпей Мурзинской группы на основе характерных морфологических признаков, внутреннего строения и химического состава самородного золота из аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложений. Актуальность исследования определяется возможностью использования полученных данных для оценки рудного потенциала территории. В последние годы наблюдается увеличение числа поисковых работ в пределах структурно-вещественных комплексов Тагильской мегазоны Среднего и Северного Урала, связанное с истощением запасов известных месторождений и открытием новых золоторудных объектов, таких как месторождение Пещерное [8]. Традиционно для изучения внутреннего строения самородного золота применяется методика кислотного травления [9]. Применение в данном исследовании метода дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD) позволило исследовать внутренние структуры самородного золота россыпей Мурзинской группы на принципиально новом уровне.

Методы

Для изучения разреза россыпей в долинах рек Мурзинка, Талая, Матюшенка, Малая Нясьма, Максимовка, Каменка, Большая Величка, Холодная и Ожеговка были пройдены шурфы глубиной 2,5-3,5 м. В стенках шурфов, вскрывающих аллювиальные отложения, бороздовым способом отобраны шлиховые пробы. Средний объем рядовой пробы составил 40 л, крупнообъемной – 1000 л. Всего было отобрано 79 проб в 11 шурфах. Промывка шлиховых проб проводилась на старательском лотке до «черного шлиха», для промывки крупнообъемных проб применялись шлихообогащительные установки.

Морфологические особенности и размер россыпного золота изучены с использованием оптического бинокулярного микроскопа и сканирующего электронного микроскопа (СЭМ). С применением СЭМ изучено 208 частиц самородного золота. Для исследования ассоциаций минеральных включений на СЭМ TESCAN VEGA 3 (Центр коллективного пользования ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, аналитик М.А.Рассомахин) золотины были вмонтированы в шайбы из эпоксидной смолы и отполированы. Данные о химическом составе самородного золота получены с помощью электронно-зондовых микроанализаторов с волновыми спектрометрами Camеsa SX100 (Центр коллективного пользования «Геоаналитик» Института геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, аналитик В.А.Булатов) и JEOL JXA-733 (Центр коллективного пользования ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, аналитик В.А.Котляров). Всего получено 130 анализов центральных частей золотинок. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 15-20 кВ и токе электронного зонда 40 нА. Время накопления импульсов в максимуме пика составило 10 с. При проведении измерений в качестве стандартов использовались CuFeS_2 (для анализа содержания Fe, Cu), HgTe (Hg, Te), HgCl (Hg), Au, Ag, Pd. Анализ производился по линиям: $K\alpha$ (Cu, Fe), $L\alpha$ (Au, Ag, Te, Hg) и $M\alpha$ (Hg, Au). Пределы обнаружения элементов, определяемых в самородном золоте, составили, мас. %: Au – 0,068; Ag – 0,064; Hg – 0,080; Cu – 0,075.

Отполированные плоские срезы золотинок были подвергнуты травлению пучком аргоновой плазмы на установке Oxford IonFab 300 (Ресурсный центр «Нанопотоника» СПбГУ, Санкт-Петербург,



М.С.Ложкин). Условия травления: экспозиция 10 мин, ускоряющее напряжение 500 В, ток 200 мА, угол 45°. С целью выявления особенностей внутреннего строения проведены исследования распределения ориентировок кристаллической решетки самородного золота методом дифракции обратнорассеянных электронов на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA с EBSD-детектором Oxford Nordlys Nano (Центр коллективного пользования «Геоаналитик» Института геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, аналитик Н.С.Чебыкин) и Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20 (Ресурсный центр «Геомодель» СПбГУ, Санкт-Петербург, аналитик Н.С.Власенко). Условия сбора данных – ускоряющее напряжение 30 кВ, ток пучка 3 нА. С применением метода EBSD было получено девять карт распределения ориентировок кристаллической решетки в золотилах.

Геологическое строение территории и россыпей

Геологическое строение территории. Мурзинская группа россыпей располагается на восточном склоне Урала в пределах Тагильской мегазоны (рис.1, а) [10]. В строении территории принимают участие различные комплексы интрузивных и свиты вулканических пород (рис.1, в), сформированные в ходе развития Тагильской вулканической дуги. Наиболее древним в пределах территории является мариинский метаморфический комплекс позднеордовикского возраста, среди пород которого преобладают амфиболиты и амфиболизированные долериты. Породы комплекса вмещают позднеордовикские габброиды Павдинского полиформационного массива, входящего в состав Платиноносного пояса Урала (ППУ) [11]. К востоку от интрузива значительную площадь занимают вулканогенные образования кабанской свиты позднеордовикского-раннесилурийского возраста. Породы этой свиты – вулканы контрастной ассоциации основного и кислого составов со значительным преобладанием базальтов и андезибазальтов над риодацитами. Кабанская свита вмещает многочисленные рудопоявления медь-цинковой колчеданной формации [12], что является характерной чертой вулканических контрастных ассоциаций Тагильской мегазоны. Восточнее кабанская свита сменяется более поздними породами павдинского вулканогенного базальт-андезит-риолитового комплекса. В северной части территории распространения россыпей Мурзинской группы располагается Каменский массив диоритов и габбродиоритов петропавловского комплекса, комагматичного вулканикам павдинской свиты. Породы Каменского интрузива прорваны небольшими штоками гранитов позднесилурийского северорудничного комплекса.

В металлогеническом отношении Мурзинская группа россыпей располагается в районе кайнозойских россыпей золота осевой части Среднего Урала в пределах прогнозируемой Исовской золоторудной зоны [11]. На территории развития россыпей известны два коренных рудопоявления золота, относимые к золотокварцевому типу, однако подробная информация о них отсутствует.

Геоморфология и строение россыпей. Масштабные геоморфологические и палеоклиматические исследования, проводившиеся коллективом авторов под руководством А.П.Сигова в 1960-1980 гг. [13], позволили выделить в истории платформенного развития восточного склона Среднего Урала шесть ключевых тектоно-климатических этапов: зомезозойский (I), нижнемезозойский (II), верхнемезозойский (III), верхнепалеогеновый (IV), миоценовый (V), плиоцен-четвертичный (VI). В пределах Мурзинской группы россыпей широко развиты отложения и поверхности выравнивания III, V и VI этапов. Верхнемезозойский-палеогеновый этап характеризовался стабильным тектоническим режимом и преобладанием гумидного климата, в результате чего активно формировались площадные коры выветривания. В дальнейшем элювиальные образования мезозойского пенеплена подвергались частичному смыву верхних горизонтов. В современном строении территории мезозойские коры выветривания являются плотиком для россыпей, сформированных в более позднее время. В течение миоценового этапа в условиях затухания тектонических процессов и семиаридного климата эрозия и денудация были замедлены. Ввиду отсутствия постоянных водотоков происходило развитие сети логов с осадками делювиально-пролювиального генезиса. Рыхлые отложения этого этапа проявлены локально в верховьях рек Талая и Малая Нысьма. В плиоцен-четвертичное время на фоне тектонической активизации, сопровождавшейся прерывистыми воздыманиями территории, и перехода к умеренно холодному и более влажному климату усилились денудационные процессы. Совокупность этих факторов привела к расчленению рельефа и формированию современной гидросети. Эти процессы сопровождались аккумуляцией основной части золотоносных аллювиально-делювиальных и аллювиальных отложений [13].

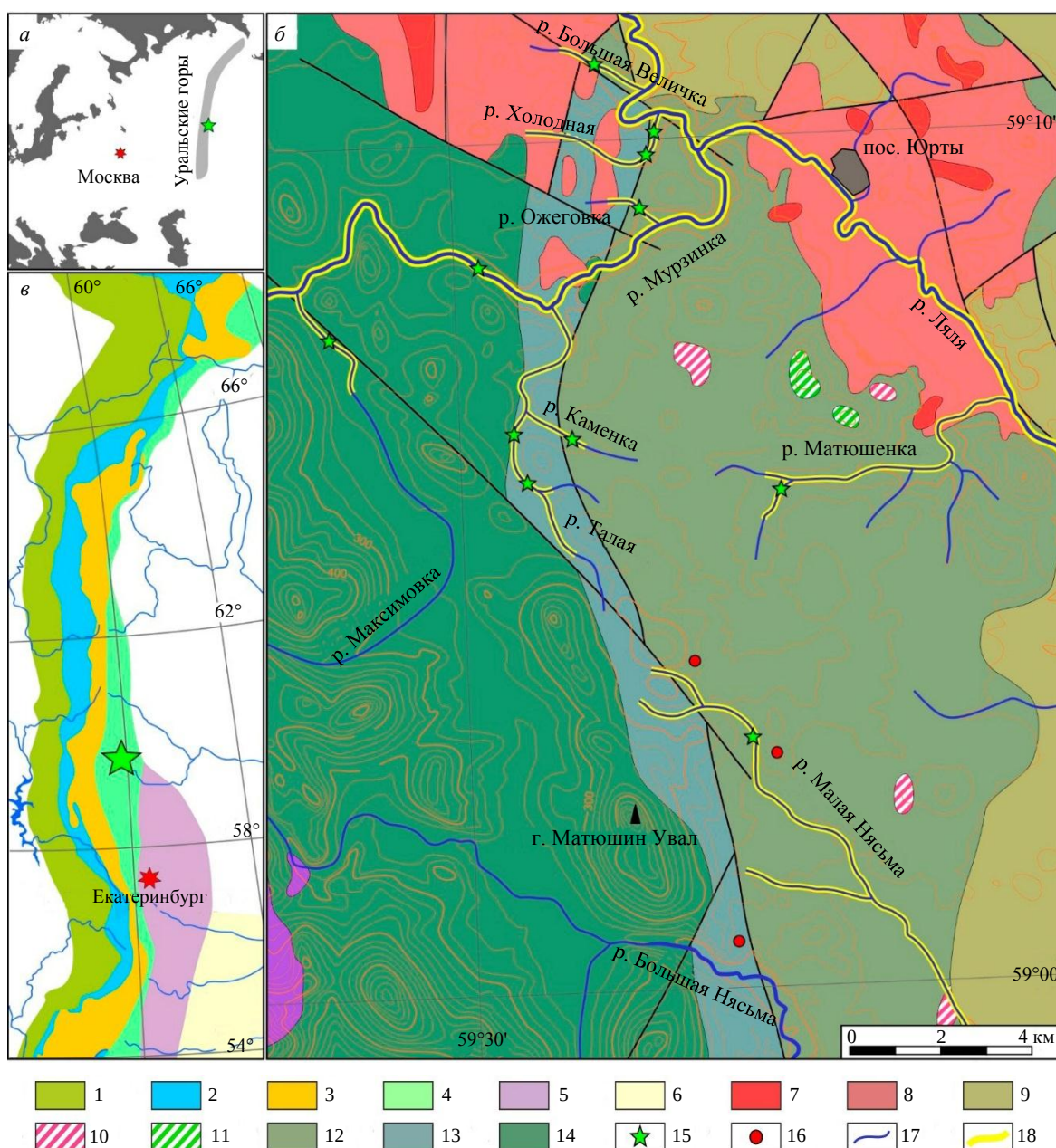


Рис.1. Расположение (а), геологическое строение (б) и тектоническая позиция (в) района Мурзинской группы россыпей (составлено с использованием материалов [10, 11])

1 – Предуральский краевой прогиб; 2-6 – зоны: 2 – Западно-Уральская, 3 – Центрально-Уральская, 4 – Тагил-Магнитогорская, 5 – Восточно-Уральская, 6 – Зауральская; 7 – позднесилурийские граниты; 8 – раннесилурийские диориты и габбродиориты Каменского массива; 9 – раннесилурийские вулканы от базальтов до риолитов павдинской свиты; 10 – кабанские субвулканические образования, субвулканические штоки габбродиоритов; 11 – кабанские субвулканические образования, субвулканические штоки риодацитов; 12 – позднеордовикские-раннесилурийские вулканы от базальтов до риолитов кабанской свиты; 13 – позднеордовикские амфиболиты и амфиболитизированные долериты мариинского метаморфического комплекса; 14 – позднеордовикские габброиды Павдинского массива; 15 – точки отбора шлиховых проб; 16 – рудопроявления золота; 17 – водотоки; 18 – россыпи золота

Все изученные россыпи характеризуются схожим строением и литологическим составом отложений (рис.2). Они относятся к аллювиальному и аллювиально-делювиальному (ложковому) типу. В основании разреза речных долин залегают мезозойские коры выветривания по вулканитам, выступающие в роли плотика для россыпей и представленные дресвяно-щебнистыми, дресвяно-глинистыми и глинистыми разностями. Их перекрывают верхнеплейстоценовые аллювиально-делювиальные отложения кустанайской свиты, представленные преимущественно суглинками со слабоокатанной галькой вулканических горных пород. Они с размывом перекрываются склоновыми и ложковыми осадками среднего плейстоцена глинистого и песчано-глинистого составов. Верхняя часть разреза сложена глинистым делювием верхнего плейстоцена и современным русловым аллювием,

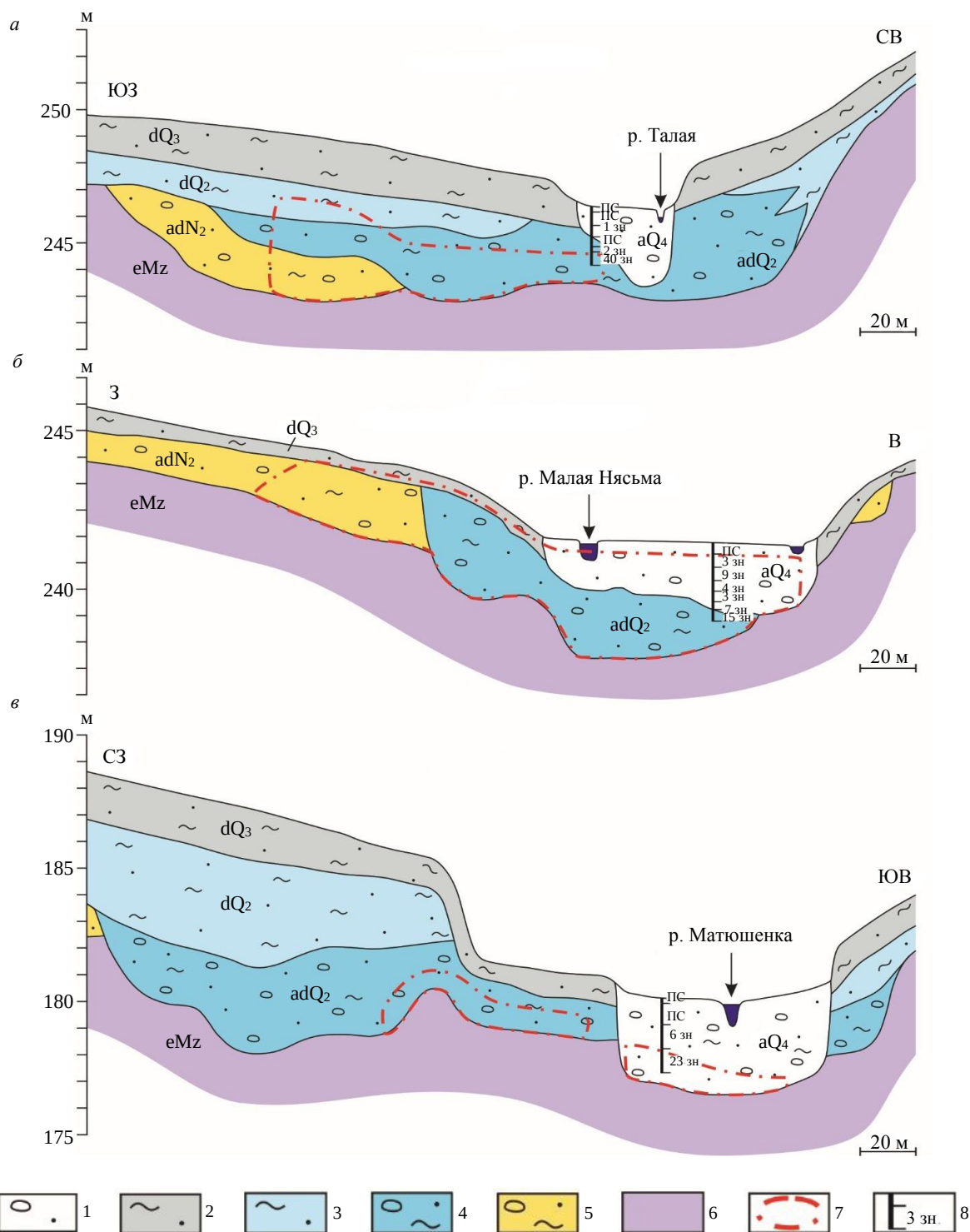


Рис.2. Характерные разрезы аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей Мурзинской группы рек Талая (а), Малая Нысьма (б) и Матюшенка (в)

1 – русловый аллювий голоцена (aQ₄); 2 – делювиальные отложения верхнего плейстоцена (dQ₃); 3 – делювиальные отложения среднего плейстоцена (dQ₂); 4 – аллювиально-делювиальные отложения среднего плейстоцена (adQ₂); 5 – аллювиально-делювиальные отложения верхнего плиоцена (adN₂); 6 – мезозойские коры выветривания по вулканическим породам (eMz); 7 – контуры содержания россыпного золота более 0,1 г/м³; 8 – интервалы опробования шурфов и количество знаков в пробах, ПС – россыпного золота не выявлено. Разрезы составлены на основании личных наблюдений авторов с привлечением фондовых отчетов (А.П.Низовой, 1970; Н.Д.Щур, 2007)

представленным супесями с большим количеством гравийно-галечного материала. Золотоносность установлена во всех отложениях аллювиального и аллювиально-делювиального генезиса от верхнего плиоцена до голоцена. Распределение самородного золота в породах весьма неравномерное, но максимальные концентрации, соответствующие современным промышленным кондициям, тяготеют к приплотиковой части разреза.



Результаты исследования

Размер и морфологические характеристики шлихового золота. Распределение самородного золота по классам крупности в различных россыпях Мурзинской группы отличается незначительно (табл.1). Наиболее распространены достаточно крупные индивиды размера 0,25-0,5 и 0,5-1,0 мм, присутствующие в шлиховых пробах примерно в равных количествах и составляющие суммарно около 70 % золотин. Третьей по частоте встречаемости является фракция 0,1-0,25 мм, составляющая 20-30 % зерен. Значительно меньше распространены крупные индивиды класса 1,0-2,0 мм, как правило составляющие первые проценты от общего числа зерен. Исключением являются россыпи р. Талая и ее притока р. Каменка, где содержание этой фракции достигает 10 %. В пробах, отобранных в аллювиальных отложениях р. Талая, обнаружены наиболее крупные золотины размером до 7 мм.

Таблица 1

Самородное золото россыпей Мурзинской группы

Россыпь рек	Количество золотин <i>n</i>	Гранулометрический состав, %						Коэффициент уплощения
		Золотины, мм						
		< 0,1	0,1-0,25	0,25-0,5	0,5-1,0	1,0-2,0	> 2	
Талая	107	–	22,43	33,64	31,78	10,28	1,87	2,48
Каменка	76	–	21,05	31,58	39,47	7,89	–	2,98
Матюшенка	29	–	27,59	31,03	41,38	–	–	2,34
Малая Нясьма	41	2,44	24,39	41,46	29,27	2,44	–	2,53

Морфологические характеристики самородного золота весьма разнообразны. Индивиды зачастую имеют слабоуплощенную форму, при этом отмечены близкие значения коэффициента уплощения в пределах двух-трех единиц для всех россыпей (табл.1). Уплотнение золотин не связано с процессами деформации и является первичной морфологической особенностью, поскольку отмечается как у окатанных, так и у неокатанных зерен. В меньшей степени распространены зерна удлинённого и комковатого облика.

Большая часть золотин характеризуется средней степенью окатанности (рис.3). На их бугристых поверхностях хорошо заметны многочисленные следы перековки, каверны и царапины, выступающие части обмяты и сглажены. От первичных форм сохраняются общие очертания зерен и отдельные участки поверхности. Значительно реже встречаются индивиды и агрегаты самородного золота рудного облика сложной морфологии со ступенчатыми поверхностями совместного роста с жильными минералами. Эта разновидность была обнаружена в количестве нескольких зерен в россыпи р. Талая.

Внутреннее строение шлихового золота. Исследование внутренних структур методом дифракции обратнорассеянных электронов показывает, что большинство золотин являются зернистыми агрегатами. Они состоят из разноориентированных полигональных индивидов с прямолинейными или слабоизогнутыми границами. Отмечена зависимость крупности индивидов от размера слагаемых ими агрегатов. В строении золотин размером 100-300 мкм принимают участие индивиды величиной 30-100 мкм; в более крупных частицах самородного золота (2-5 мм) размер индивидов увеличивается до 500-1000 мкм. Монокристаллы встречаются крайне редко, а их размер не превышает 250 мкм. Многочисленные механические деформации проявляются во внутреннем строении самородного золота участками разориентировки кристаллической решетки.

Изображения, полученные на сканирующем электронном микроскопе в режиме BSE, демонстрируют химически однородное внутреннее строение шлихового золота с развитием по периферии высокопробных кайм. Мощность кайм составляет первые десятки микрометров, их граница с ядерными частями золотин четкая и извилистая. Другой особенностью внутреннего строения являются высокопробные прожилки, развивающиеся по границам индивидов, слагающих агрегаты самородного золота. Мощность межзерновых прожилков составляет 5-10 мкм.

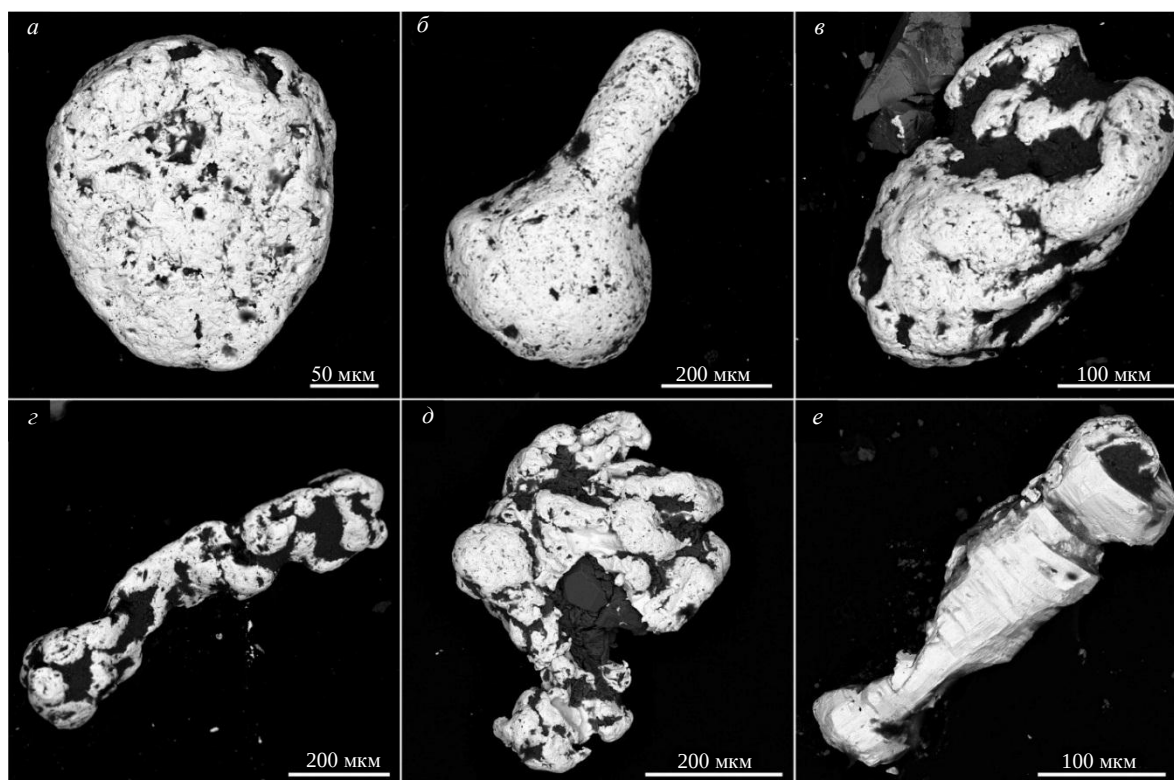


Рис.3. Форма самородного золота из россыпей Мурзинской группы рек Малая Нясьма (а), Ожеговка (б), Матюшенка (в), Большая Величка (г), Холодная (д), Талая (е). Фото в режиме BSE

Химический состав илихового золота. Особенности химического состава позволяют выделить три типа самородного золота в россыпях Мурзинской группы (табл.2, 3). Тип I является наиболее распространенным и характеризуется присутствием в составе самородного золота примесей Ag и Hg. Вариации содержания примесей позволяют разделить описанный тип на четыре подтипа: а – россыпь р. Максимовка; б – россыпи рек Большая Величка, Малая Нясьма и Мурзинка; в – россыпи рек Талая и Холодная; г – россыпи рек Матюшенка, Каменка и Ожеговка. В россыпях, сгруппированных в соответствии с подтипами золота, отмечаются весьма близкие значения пробы и содержаний примесей серебра и ртути.

Таблица 2

Средний химический состав самородного золота россыпей I типа, мас. %

Россыпь рек	Количество золотин n	Подтип	Hg			Ag			Au		
			Median	Min	Max	Median	Min	Max	Median	Min	Max
Максимовка	17	а	0,99	–	3,01	16,76	3,39	26,15	82,68	73,74	97,36
Большая Величка	15	б	1,23	–	3,24	13,50	4,02	23,42	86,20	74,98	96,66
Малая Нясьма	17		0,38	–	4,40	13,01	1,42	23,85	86,63	76,68	99,97
Мурзинка	13		1,24	–	4,28	13,40	1,02	19,90	84,68	79,81	97,31
Талая	18	в	0,43	–	4,96	10,03	0,57	23,11	90,26	74,60	99,99
Холодная	14		–	–	0,83	7,00	0,74	23,43	92,83	75,73	100,00
Матюшенка	11	г	–	–	0,50	7,32	–	11,00	93,54	89,68	98,88
Каменка	13		–	–	1,68	8,68	–	14,82	91,28	83,40	100,00
Ожеговка	5		–	–	–	7,66	6,53	14,12	92,48	86,33	94,73

Самородное золото типа II распространено значительно меньше, единичные зерна были обнаружены в россыпных отложениях только трех водотоков: р. Большая Величка, р. Максимовка и р. Малая Нясьма. Отличительными чертами этого типа являются присутствие меди, содержания



которой изменяются в широких пределах (0,21-23,22 мас.%), и низкое содержание серебра (0,25-5,46 мас.%). В составе отмечена ртуть в количестве до 1,15 мас.%. Проба самородного золота этого типа изменяется от 767 до 974 ‰. Отметим, что ввиду малой выборки золотин типа II невозможно полностью оценить вариации химического состава и средние значения содержания примесей.

Тип III самородного золота выделяется условно, поскольку в россыпи р. Матюшенка обнаружены только два зерна принципиально отличного от других типов химического состава. Единственной примесью является серебро в количестве 44,53 и 49,78 мас.%.

Таблица 3

Средний химический состав самородного золота россыпей II, III типов, мас. %

Россыпь рек	Тип	Cu	Hg	Ag	Au
Большая Величка	II	0,21	0,82	2,51	96,65
		1,62	–	1,41	97,36
Максимовка	II	3,83	1,15	5,46	89,74
		0,82	–	3,60	95,99
Малая Нясьма	II	23,22	–	0,25	76,74
Матюшенка	III	–	–	44,53	56,72
		–	–	49,78	50,95

Высокопробные каймы, часто развивающиеся по периферии частиц самородного золота в россыпях, изучены также с точки зрения химического состава. Для них характерно резкое снижение содержания всех примесей. Степень облагораживания краевых высокопробных кайм не демонстрирует зависимости от исходного состава золотин, а суммарное содержание примесей не превышает первых процентов.

Ассоциации минералов включений. Россыпное самородное золото содержит большое количество включений рудных минералов (табл.4). Среди них чаще всего встречаются зерна пирита как сложной формы, так и с элементами кристаллографического ограничения (рис.4, а), размер которых составляет 5-20 мкм. В виде единичных зерен отмечены пирротин (Py), халькопирит (Chp), петцит (Ptz), галенит (Gn), молибденит (Mol) (рис.4, а, в). Единственное включение борнита, размер которого составляет 4 мкм, обнаружено в медистом самородном золоте типа II из россыпи р. Большая Величка.

Таблица 4

Включения рудных минералов в самородном золоте

Россыпь рек	Тип	Py	Pyh	Chp	Bn	Gn	Mol	Ptz
Талая	I	4	1	1	–	1	–	–
Каменка	I	10	–	1	–	1	1	–
Матюшенка	I	3	1	–	–	–	–	–
Малая Нясьма	I	3	–	–	–	–	–	2
Максимовка	I	1	–	–	–	–	–	–
Большая Величка	II	–	–	–	1	–	–	–

Нерудные минералы часто образуют включения в самородном золоте. Среди них широко распространены кварц, альбит, эпидот, реже встречаются кальцит и апатит. Необычные многочисленные включения водосодержащего фосфата PЗЭ, предположительно рабдофана, обнаружены в золотинах россыпи р. Талая (рис.4, б). Они имеют сложную червеобразную форму и размер 1-10 мкм. Важно отметить, что включения рабдофана распространены лишь в краевой части золотины, которая характеризуется повышенной относительно центра пробой и практически полным отсутствием примесей.

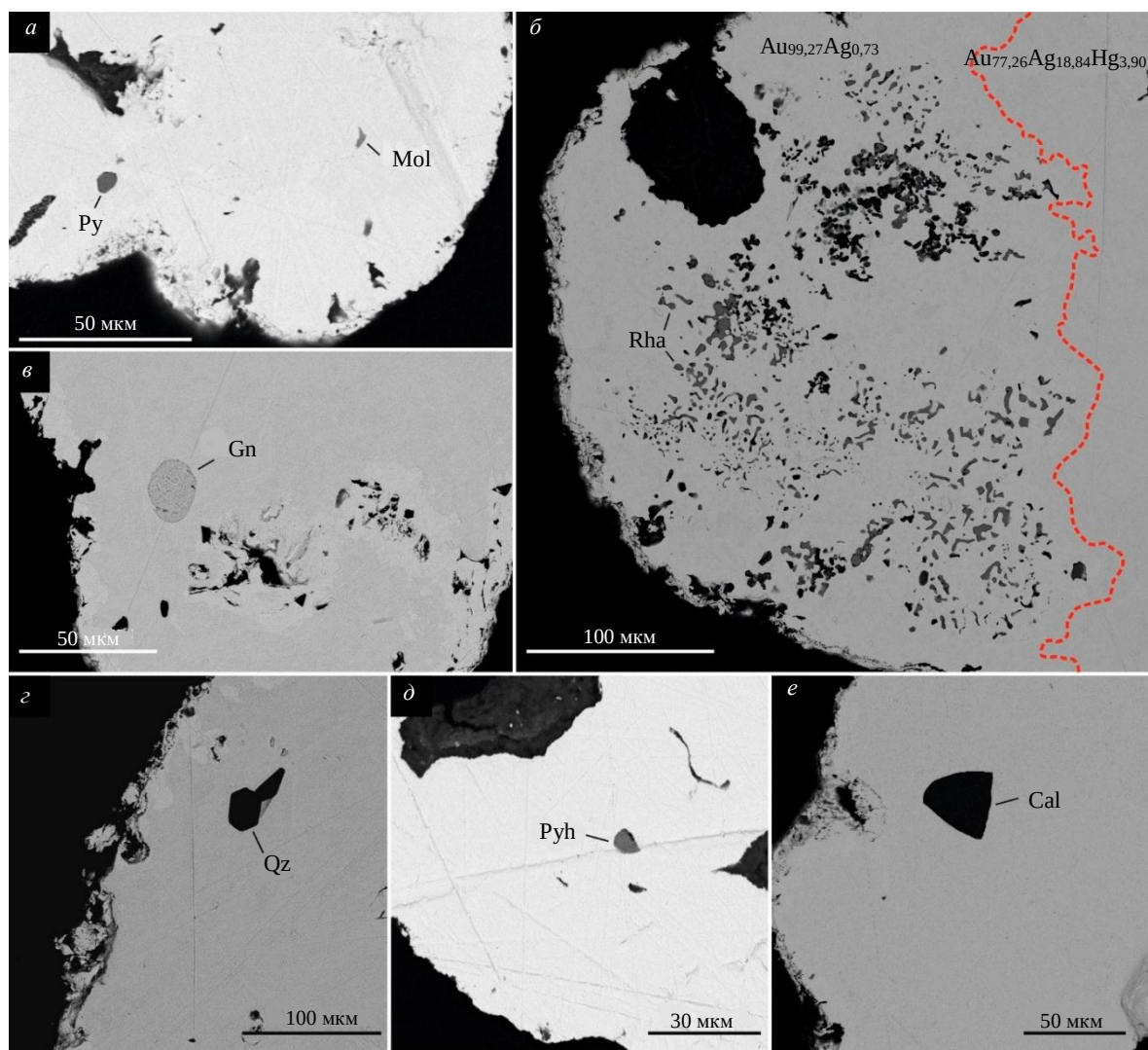


Рис.4. Включения в самородном золоте из россыпей Мурзинской группы

Gn – галенит; Mol – молибденит; Py – пирит; Rha – рабдофан; Qz – кварц; Pyh – пирротин; Cal – кальцит.
Красным пунктиром показана граница высокопробного участка самородного золота

Обсуждение результатов

Россыпь р. Мурзинка и ее притоков является крупным россыпным месторождением, которое внесло значительный вклад в ресурсную базу Среднего Урала. Суммарный объем добычи самородного золота из этих россыпей составляет около 1,5 т. Концентрирование столь значительного объема золота является результатом совокупности нескольких факторов, главные из которых – высокая продуктивность коренных источников и последовательность климатических и геоморфологических обстановок, обусловивших аккумуляцию золотоносных речных отложений. Изученные типоморфные характеристики самородного золота позволили оценить условия формирования россыпей и выделить типы коренных источников.

Дальность переноса от коренных источников. В результате исследования морфологических особенностей шлихового золота из россыпей Мурзинской группы установлена дальность его переноса от коренных источников. При транспортировке в водотоках по мере увеличения расстояния и с повышением числа механических деформаций золотины закономерно претерпевают изменения формы, которые заключаются в окатывании и уплощении [14]. На примере исследования россыпей района Клондайк в Британской Колумбии показано [15], что процессы окатывания частиц самородного золота, обмятия выступающих частей и сглаживания их поверхностей проявляются на начальных этапах переноса. На расстоянии около 5 км от коренного источника степень окатанности достигает своего пика и при дальнейшем нахождении золота в водотоках практически не меняется.



Процессы механического уплотнения золотин начинают проявляться на расстоянии более 3 км и линейно развиваются при дальнейшей транспортировке. Самородное золото изученных россыпей характеризуется преобладанием средней степени окатанности и шагреновой поверхностью, свойственной золоту, переносимому в водных потоках [6, 15]. Распространение слабоуплотненных и комковидных золотин указывает на сохранение первичных форм и отсутствие значительного механического уплотнения. Перечисленные характеристики позволяют предположить, что самородное золото накапливалось в россыпях Мурзинской группы после транспортировки от коренных источников на расстояния первых километров. В то же время в россыпных отложениях р. Талая встречены единичные золотины рудного облика, сохранившие сложную морфологию и тонкие детали скульптуры поверхностей. Данный факт свидетельствует о том, что в формирование россыпи р. Талая дополнительный вклад внес коренной источник, расположенный на расстоянии, не превышающем первые сотни метров.

Экзогенные преобразования самородного золота. Внутренние структуры самородного золота также несут следы экзогенного преобразования. Характерной чертой являются высокопробные прожилки, получившие развитие по границам зерен внутри агрегатов самородного золота. Подобные структуры достаточно часто отмечаются в самородном золоте россыпей и коренных месторождений, однако вопрос их генезиса изучен недостаточно. Широко распространены представления [9, 16] о формировании прожилков в условиях зон окисления в результате залечивания межзерновых полостей в золоте, образовавшихся в ходе диффузии. Существует мнение о связи подобных структур с процессами грануляции золота и перераспределения серебра, вызванными метаморфизмом [17]. Высказано предположение о возможности образования высокопробных межзерновых прожилков на завершающих стадиях гидротермальных процессов, формирующих золотое оруденение [18]. С учетом истории геологического развития района, в котором расположена Мурзинская группа россыпей, наиболее вероятной причиной возникновения подобных структур является экзогенное преобразование в корах выветривания, формировавшихся на протяжении верхнемезозойского климатического этапа.

Отдельного внимания заслуживают сложные сростания самородного золота с водосодержащими фосфатами РЗЭ. Извилистые червеобразные формы прорастания минералов группы рабдофана в высокопробной части агрегата золота несут признаки совместного роста. В высокопробных частях золотин отмечаются многочисленные фрагменты золота, содержащего значительные количества примесей серебра, соответствующие по составу центральным частям. Ориентировка этих фрагментов зачастую идентична ориентировке расположенных в непосредственной близости крупных индивидов первичного самородного золота (рис.5). Этот факт позволяет рассматривать данные фрагменты в качестве реликтовых участков первичного золота, замещенного агрегатом облагороженного золота. Внутреннее строение облагороженных краевых частей золотин характеризуется меньшим размером слагающих их индивидов. При этом в индивидах отмечаются многочисленные протяженные двойники. Структуры тонкозернистого строения широко распространены в высокопробных каймах на частицах россыпного самородного золота [19]. Их формирование объясняется полной перекристаллизацией механически деформированных участков, сопровождающейся очищением золота от примесей [5]. Согласно морфологическим законам изометризации и минимальной протяженности границ [20], в результате полной перекристаллизации формируются агрегаты, состоящие из изометричных полиэдров, двойники и удлинённые индивиды возникать в этом случае не могут. Следовательно, изученные структуры облагороженных частей золотин не являются результатом перекристаллизации.

Существует два возможных объяснения наблюдаемых двойниковых структур – свободный рост индивидов (ростовые двойники) и двойникование при изменении ориентировки кристаллической решетки в результате механических деформаций (механические двойники). Результаты дифракции обратнорассеянных электронов выявили одинаковую ориентировку кристаллической решетки в пределах каждого отдельно взятого индивида. Практически не отмечаются зоны локальных разориентировок, что свидетельствует об отсутствии механических деформаций облагороженных участков. Таким образом, двойниковые структуры, распространенные в высокопробных участках золотин, были сформированы в процессе свободного роста.

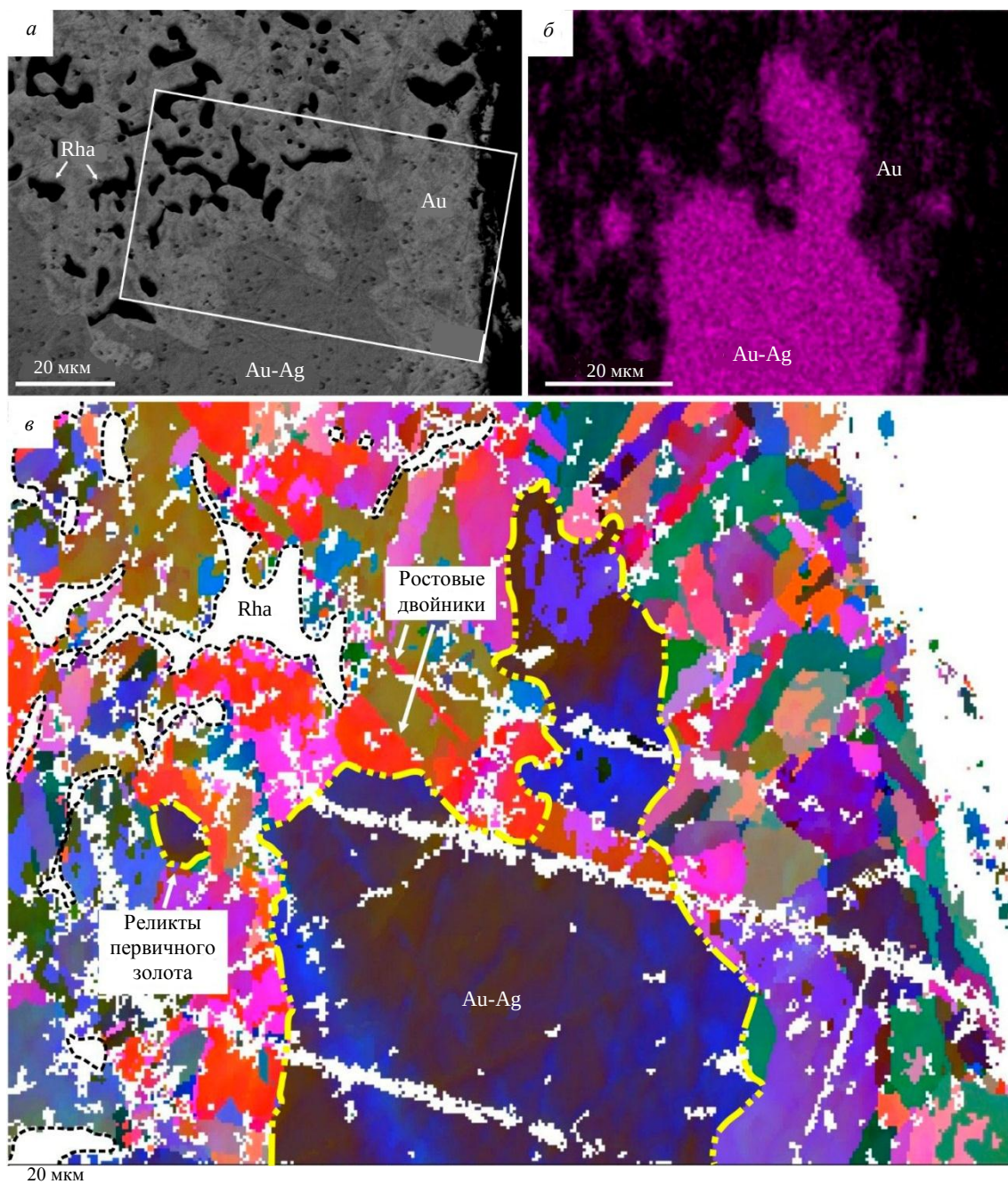


Рис.5. Внутреннее строение самородного золота с включениями рабдофана. Изображение в режиме BSE (а); карта распределения Au (б); карта ориентировки кристаллической решетки в кодировке цветов Эйлера, полученная в результате применения EBSD, шаг 0,25 мкм (в).

Белым контуром на рис. а обозначена область золотины на рис. б, в

Процессы переотложения РЭЗ с образованием гипергенной минерализации, в том числе и рабдофана, подробно описаны в корях выветривания, сформированных по гранитам [21, 22] в вулканогенно-осадочных толщах, с которыми связано колчеданное полиметаллическое оруденение [23]. Исследователи отмечают важное значение процесса окисления сульфидов с образованием сульфатных растворов, которые способствовали разложению первичных минералов, высвобождению РЭЗ [23] и их миграции по профилю зоны окисления [21]. Окисление сульфидов, в первую очередь пирита, и плагиоклаза играет ключевую роль в образовании тиосульфатов, которые обеспечивают ремобилизацию самородного золота, его транспортировку и переотложение с формированием высокопробных агрегатов в условиях кор выветривания [24, 25]. Возможность формирования высокопробного золота в результате растворения и переотложения в условиях зоны окисления также доказана при изучении коры выветривания Суздальского месторождения [26]. Миграция самородного



золота, связанная с разрушением пирита в зоне окисления золотосульфидных месторождений, подробно описана коллективом геологов под руководством В.М.Крейтера [27]. С учетом внутреннего строения самородного золота в данном случае для объяснения механизма обогащения может быть привлечена модель электрохимического самоочищения самородного золота (self-electrorefining) в ходе растворения и практически сразу происходящего отложения золота, предложенная Дж.Гроеном с соавторами [19]. Таким образом, обстановки, подходящие для одновременной кристаллизации самородного золота и рабдофана, могут существовать в условиях зоны окисления, где за счет разрушения сульфидов и плагиоклазов, а также привноса грунтовыми водами фосфора происходит переотложение как РЗЭ, так и золота, сопровождающееся его очищением от примесей и повышением пробы. Обнаружение срастаний водных фосфатов РЗЭ с высокопробным золотом сложной морфологии является прямым свидетельством формирования высокопробных участков в золотилах в условиях кор выветривания.

Механические деформации, которым было подвержено самородное золото в процессе переноса из коренных источников в россыпи, также отражаются на его внутренней структуре. Картины дифракции обратнорассеянных электронов демонстрируют множественные участки разориентировки кристаллической решетки, образовавшиеся в ходе соударения золотинок с обломками других пород и минералов. Наибольшие деформации претерпели краевые зоны частиц самородного золота, что привело к накоплению напряжений внутри зерен. Широкое распространение высокопробных периферических кайм может быть объяснено процессами очищения золота от примесей в результате перекристаллизации деформированных зон [5, 28, 29]. В ходе формирования четвертичных аллювиальных отложений происходил частичный размыв более древних плейстоценовых и неогеновых золотоносных аллювиальных и аллювиально-делювиальных образований, что отчетливо заметно на разрезах долин современной гидросети. Этот процесс, вероятно, сопровождался переотложением части россыпного золота, что могло способствовать увеличению степени деформации золотинок и, следовательно, развитию высокопробных каемок. Схожие выводы о возможном переотложении самородного золота из промежуточных коллекторов плиоценового и плейстоценового возраста в четвертичных россыпях сделаны для Вагранского золотоносного россыпного узла на Северном Урале [30], расположенного в 100 км севернее от Мурзинской группы россыпей.

Коренные источники самородного золота. Обнаружение самородного золота принципиально различного состава позволяет предположить несколько генетических типов коренных источников, участвовавших в формировании россыпей. Схожесть состава самородного золота с примесями серебра и ртути (тип I) во всех изученных россыпях указывает на единый формационный тип первичных источников. Самородное золото со схожими особенностями химического состава описано для россыпей, формировавшихся в различных геологических обстановках. Многочисленные исследования рудно-россыпных районов с орогенными золоторудными месторождениями выявили преобладание шлихового золота с высокими вариациями содержаний серебра и примесью ртути до первых процентов [2-5, 31]. В конгломератах месторождения Витватерсранд установлена проба золота 809-929 ‰, концентрации серебра 6,0-17,6 мас.% и ртути 0,6-5,8 мас.% [32]. В работах, посвященных россыпям Северного Салаира, показано, что источниками золота с примесями серебра и ртути могут служить метасоматиты золоторудных месторождений, связанных с интрузиями [33, 34]. Схожие составы (проба 800-995 ‰ и примесь ртути до 4,68 мас.%) установлены для россыпного золота, связанного с верхними уровнями Быстринского скарново-порфирового Au-Cu-Fe-месторождения. Самородное золото высокой пробы (892-899 ‰) со значительными примесями ртути (1,72-2,16 мас.%) установлено в водотоках Унья-Бомского рудно-россыпного узла [35]. Таким образом, химический состав самородного золота не позволяет однозначно определить принадлежность первичных источников к конкретной рудной формации. Недостаточность данных о составе для решения вопроса об источниках россыпей подтверждают исследования шлихового золота районов, сочетающих коренную минерализацию различных генетических типов [31].

Дополнительным признаком при определении коренных источников может служить размер золотинок, встречаемых в россыпях Мурзинской группы. Преобладание крупной фракции 0,5-1,0 мм и архивные сведения об обнаружении в аллювиальных отложениях при старательской отработке самородков золота массой до 170 золотинок (725 г) позволяют предполагать в качестве источника



россыпного золота типа I объекты золотокварцевой формации, для которой особенно характерны крупные агрегаты [36] и самородки золота [9]. Такое предположение согласуется с данными о составе золота в месторождениях золотокварцевой формации [37] и геологическим строением территории: в верховье р. Малая Нясьма известно Малонясьменское коренное рудопроявление золотокварцевого типа, которое может служить примером объектов, при разрушении которых сформировались россыпи. Золотоносная кварцевая жила (Таловское рудопроявление) была обнаружена в ходе поискового бурения в долине р. Талая [11].

В ассоциации минеральных включений, обнаруженной в россыпном золоте типа I, резко преобладает пирит, реже встречаются пирротин, галенит, халькопирит, молибденит и петцит. Включения рудных минералов могут иметь принципиально важное значение для установления связи россыпного золота с коренной благороднометалльной минерализацией. Исследования ассоциаций включений в самородном золоте россыпей из районов с развитием первичного оруденения различных генетических типов показали, что перечисленные рудные минералы наиболее часто встречаются в виде включений в россыпном золоте, связанном с плутогенными гидротермальными системами [38]. Включения молибденита теллуридов надежно указывают на связь коренных источников с магматическими процессами [39]. Таким образом, в качестве коренных источников самородного золота типа I в россыпях Мурзинской группы могли выступать кварцевые жилы, образование которых связано с внедрением диоритов Каменского массива.

Гистограммы пробы самородного золота и кумулятивные кривые содержания серебра (рис.6) наглядно демонстрируют постепенное изменение состава самородного золота типа I от подтипа а к подтипу г. Для россыпи р. Максимовка (подтип а) характерны самые большие содержания серебра (медианное 16,76 мас.%) и высокие содержания ртути (до 3,01 мас.%). В россыпях рек Большая Величка, Малая Нясьма и Мурзинка (подтип б) также отмечаются высокие значения примеси ртути (до 4,40 мас.%), при этом медианные значения содержания серебра снижаются до 13,01-13,40 мас.%. Россыпи рек Матюшенка, Каменка и Ожеговка (подтип г) характеризуются наименьшими значениями примеси серебра (медианное 7,32-8,66 мас.%) и низким количеством ртути – в большинстве зерен она не выявлена. Самородное золото в россыпях рек Талая и Холодная (подтип в) демонстрирует бимодальное распределение пробы (рис.6, в), а по содержанию примесей оно занимает промежуточное положение. С одной стороны, максимальные значения содержания серебра и ртути (до 23,43 мас.% Ag и до 4,96 мас.% Hg) сближает золото этих россыпей с типом Ib (россыпи рек Большая Величка, Малая Нясьма и Мурзинка), с другой, медианные значения содержания Ag (10,03 и 7,00 мас.%) больше соответствуют типу Ig (реки Матюшенка, Каменка и Ожеговка). Переходное положение самородного золота типа Iv из россыпей рек Талая и Холодная отчетливо проявляется и на графике кумулятивных кривых содержания серебра (рис.6, д). Таким образом, популяция золотин в россыпях рек Талая и Холодная является результатом смешения самородного золота типа I подтипов б и г.

В пространственном расположении россыпей, содержащих самородное золото I типа, отмечена закономерность (рис.7). Россыпи, содержащие самородное золото подтипа г с минимальным количеством примесей (реки Каменка, Матюшенка и Ожеговка), расположены в непосредственной близости друг от друга в пределах развития вулканитов кабанской свиты. Россыпи с самородным золотом типа Ib и Iv образуют две протяженные полосы в пределах мариинского метаморфического комплекса и габброидов Павдинского массива. Наиболее западное положение занимает россыпь р. Максимовка, содержащая самородное золото подтипа а, характеризующееся наибольшим количеством примесей. Принимая во внимание небольшое расстояние переноса золота, можно сделать вывод о том, что распределение подтипов I типа самородного золота в россыпях Мурзинской группы отражает зональность коренной минерализации золотокварцевого типа, проявленную в постепенном снижении пробы и увеличении количества примесей Ag и Hg с востока на запад.

Наблюдаемая зональность может быть объяснена различием расстояния образования кварцевых жил от каменского интрузива, послужившего источником флюидов. По мере удаления (по вертикали или горизонтали) от интрузива могло происходить снижение температуры и изменение состава флюида, в результате чего понижалась проба самородного золота и увеличивалось количество примесей в нем. Дополнительным фактором, который мог оказать влияние на состав самородного золота в кварцевых жилах, является состав вмещающих пород: россыпи, расположенные

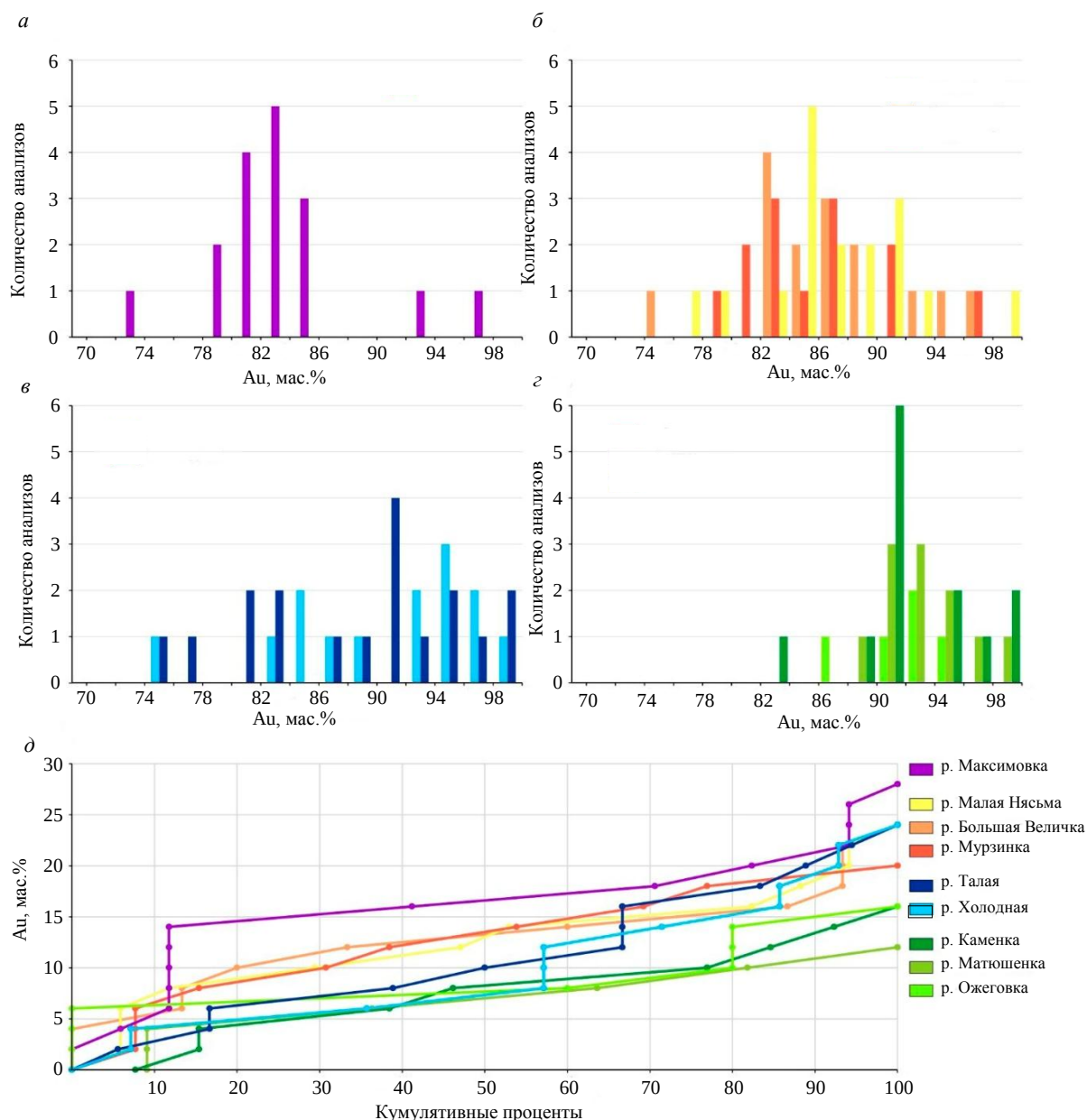


Рис.6. Распределение самородного золота типа I по пробе (а-г) и кумулятивные кривые содержания Ag (д)
 Гистограммы построены с шагом 2 мас.%

в зоне развития вулканогенно-осадочных толщ кабанской свиты, характеризуются золотом повышенной пробы относительно золота из россыпей, залегающих в пределах габброидов Павдинского массива.

Главной отличительной чертой самородного золота типа II является присутствие в его составе меди и меньших по сравнению с типом I примесей серебра и ртути. Все находки медистого золота в пределах Мурзинской группы россыпей (реки Малая Нясьма, Максимовка, Большая Величка) приурочены к ее западной части, где происходил снос обломочного материала в долины водотоков со склонов возвышенностей, сложенных базитами павдинского комплекса. Присутствие меди в составе самородного золота является отличительной чертой благородной минерализации, локализованной в габбровых частях массивов ППУ [40-42]. С учетом особенностей химического состава самородного золота II типа, его пространственного распределения в россыпях Мурзинской группы и геологического строения территории, в качестве источника этой разновидности могли служить габброиды Павдинского массива. Отсутствие примеси палладия, также весьма характерной для самородного золота из массивов ППУ, может быть объяснено малой выборкой изученных золотин.

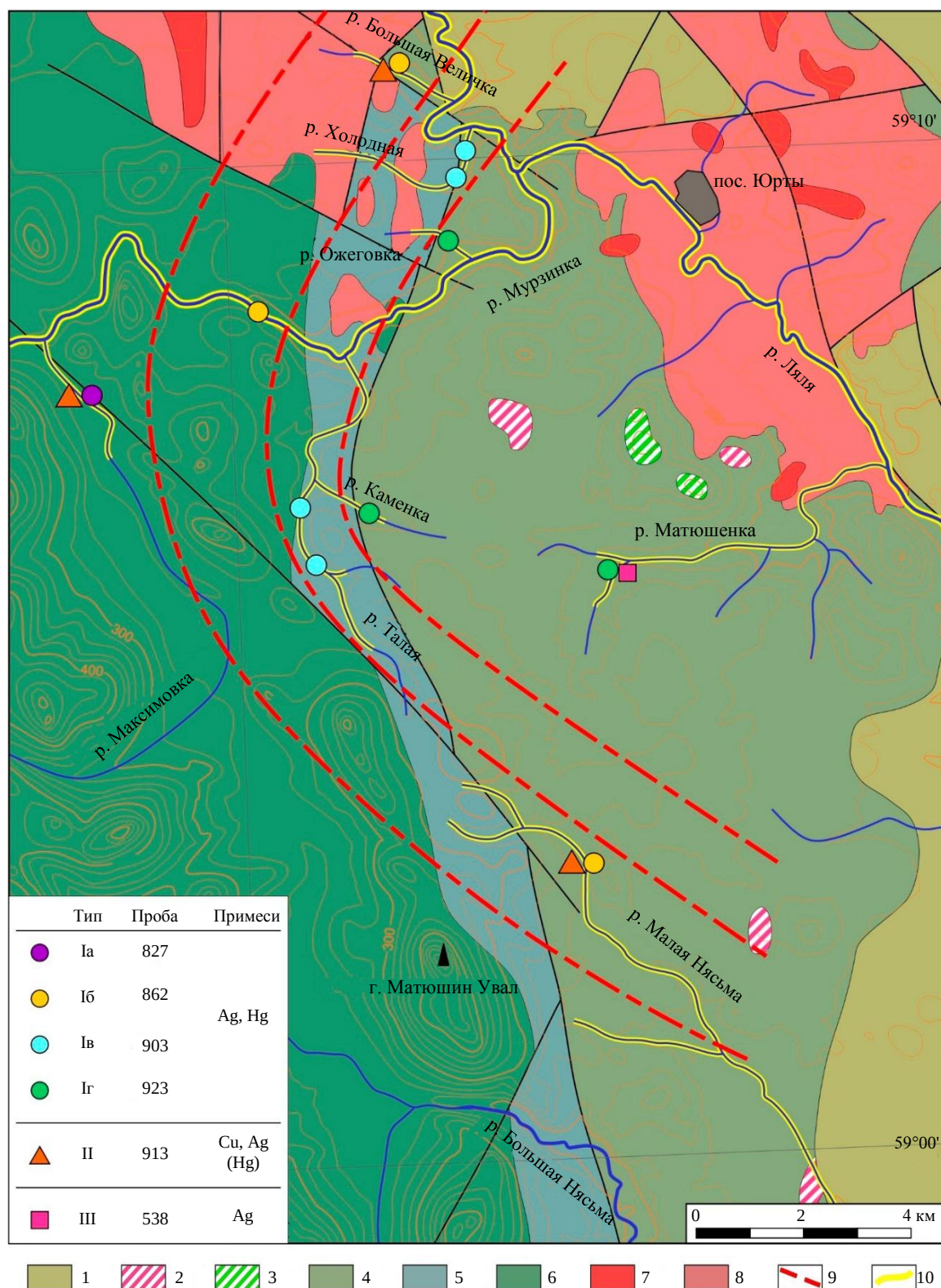


Рис.7. Распределение самородного золота различных типов в россыпях Мурзинской группы

1 – позднеордовикские-раннесилурийские вулканы от базальтов до риолитов кабанской свиты; 2 – кабанские субвулканические образования, штоки габбродолеритов; 3 – кабанские субвулканические образования, штоки риодацитов; 4 – раннесилурийские вулканы от базальтов до риолитов павдинской свиты; 5 – позднеордовикские амфиболиты и амфиболитизированные долериты мариинского метаморфического комплекса; 6 – позднеордовикские габброиды Павдинского массива; 7 – позднесилурийские граниты; 8 – раннесилурийские диориты и габбродиориты Каменского массива; 9 – предполагаемая зональность коренной золотокварцевой минерализации I типа; 10 – россыпи золота



Резкие различия I и II типов самородного россыпного золота отражены и в наборе минеральных включений. Борнит является единственным рудным минералом, образующим включения в медистом золоте. Минералого-геохимические исследования габбро массива Серебрянского Камня, входящего в Кытлымский плутон ППУ, показали, что наибольшие концентрации благородных металлов приурочены к минерализованным зонам с халькопирит-халькозин-борнитовой ассоциацией медносulfидных минералов [43]. Данный факт подтверждает вывод о связи самородного золота типа II с медно-благороднометалльной минерализацией в габбро.

Предположения о происхождении самородного золота типа III, отличающегося низкой пробой, ввиду очень ограниченного его распространения и невозможности статистической оценки химического состава, не могут быть достоверно подкреплены фактическим материалом и являются умозрительными. Увеличение примеси серебра с уменьшением глубины формирования кварцевых жил, послуживших источником золота I типа, является одним из вероятных объяснений появления низкопробного самородного золота в россыпях Мурзинской группы.

Совокупность изученных свойств самородного золота позволяет с высокой степенью достоверности предположить в качестве основного источника питания россыпей коренные объекты золотокварцевого типа. Второстепенное значение в формировании россыпной золотоносности р. Мурзинка и ее притоков имеют зоны медносulfидной минерализации в габбро Павдинского массива, с которыми связана благороднометалльная минерализация.

Заключение

В результате проведенных исследований детально охарактеризованы морфологические признаки, химический состав и внутреннее строение самородного золота девяти россыпей Мурзинской зоны. Морфологические особенности и степень окатанности золотинок в россыпях позволяют сделать вывод о расположении коренных источников золота в непосредственной близости от россыпей – на расстоянии от сотен метров до первых километров.

Установленные закономерности внутреннего строения самородного золота могут быть объяснены особенностями тектоно-климатического и геоморфологического развития региона. Обнаруженные высокопробные межзерновые прожилки и сращения золота с минералами группы рабдофана позволили прийти к заключению о нахождении самородного золота в зоне гипергенеза в период активного развития кор выветривания в верхнем мезозое и палеогене. Последующие процессы эрозии и переотложение материала кор выветривания, сопровождавшиеся формированием россыпей, нашли отражение в механических деформациях частиц самородного золота в процессе переноса. После концентрации золотинок в аллювиальных и аллювиально-делювиальных отложениях происходила перекристаллизация наиболее деформированных краевых частей с очищением от примесей и образованием высокопробных кайм.

Анализ особенностей химического состава и ассоциаций минеральных включений позволил выделить три типа самородного золота, распространенного в россыпях, и установить связь этих типов с разными коренными источниками. Тип I, характеризующийся высокой пробой и примесями Ag и Hg, абсолютно преобладает в россыпных отложениях. В качестве источника для этого типа рассматривается коренная минерализация золотокварцевого типа, примеры рудных объектов которой нашли широкое распространение в пределах изученной территории. Количество примесей в самородном золоте этого типа позволяет выделить подтипы, распространение которых в россыпях отражает зональность коренной минерализации золотокварцевого типа.

Тип II, отличающийся высокими содержаниями меди, связан с благороднометалльной минерализацией в габброидах Павдинского массива. Такая находка является первым достоверно установленным примером концентрирования в россыпях самородного золота из основных интрузивов в пределах Уральской складчатости и доказывает возможность накопления в россыпях ранее описанного гравитационно обогатимого самородного золота в габбро ППУ.

Тип III низкопробного самородного золота обнаружен в количестве нескольких золотинок, что ограничивает возможность определения его коренных источников. Одним из возможных объяснений может служить понижение пробы самородного золота с уменьшением глубины формирования кварцевых жил, послуживших источником первого типа.

Таким образом, формирование крупной системы россыпей в бассейне р. Мурзинка происходило преимущественно за счет источников золотокварцевого типа. Данный факт в совокупности



с небольшой дальностью переноса позволяет локализовать участки, перспективные на обнаружение коренных золоторудных объектов этого типа. Дополнительный вклад в образование россыпей внесли зоны благороднометалльной минерализации в основных породах Павдинского массива, что значительно расширяет представления о металлогеническом и россыпеобразующем потенциале габбро Платиноносного пояса Урала.

Авторы признательны заместителю директора по научной работе ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН д-ру геол.-минерал. наук Е.В.Белогуб, чья конструктивная критика позволила улучшить статью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Литвиненко В.С., Петров Е.И., Василевская Д.В. и др. Оценка роли государства в управлении минеральными ресурсами // Записки Горного института. 2023. Т. 259. С. 95-111. DOI: [10.31897/PMI.2022.100](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.100)
2. Chapman R.J., Mortensen J.K., Crawford E.C., LeBarge W.P. Microchemical Studies of Placer and Lode Gold in the Klondike District, Yukon, Canada: 2. Constraints on the Nature and Location of Regional Lode Sources // Economic Geology. 2010. Vol. 105. № 8. P. 1393-1410. DOI: [10.2113/econgeo.105.8.1393](https://doi.org/10.2113/econgeo.105.8.1393)
3. Chapman R.J., Mortensen J.K., LeBarge W.P. Styles of lode gold mineralization contributing to the placers of the Indian River and Black Hills Creek, Yukon Territory, Canada as deduced from microchemical characterization of placer gold grains // Mineralium Deposita. 2011. Vol. 46. Iss. 8. P. 881-903. DOI: [10.1007/s00126-011-0356-5](https://doi.org/10.1007/s00126-011-0356-5)
4. Zaykov V.V., Melekestseva I.Yu., Zaykova E.V. et al. Gold and platinum group minerals in placers of the South Urals: Composition, microinclusions of ore minerals and primary sources // Ore Geology Reviews. 2017. Vol. 85. P. 299-320. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2016.10.001](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.001)
5. Козин А.К., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С. и др. Шлиховые ассоциации минералов золотоносных россыпей Миасской россыпной зоны (Южный Урал) и возможные коренные источники золота // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 9. С. 1219-1237. DOI: [10.15372/GIG2023114](https://doi.org/10.15372/GIG2023114)
6. Никифорова З.С., Калинин Ю.А., Макаров В.А. Эволюция самородного золота в экзогенных условиях // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 11. С. 1514-1534. DOI: [10.15372/GiG2020109](https://doi.org/10.15372/GiG2020109)
7. Лаломов А.В., Наумов В.А., Григорьева А.В., Магазина Л.О. Эволюция Вагранского золотоносного россыпного узла (Северный Урал) и перспективы выявления коренной минерализации // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 5. С. 450-461. DOI: [10.31857/S0016777020050044](https://doi.org/10.31857/S0016777020050044)
8. Кузнецов Д.В., Степанов С.Ю., Бутняков А.В., Игошева В.С. Лампрофиты золоторудного месторождения Пещерное, их геологическое положение, вещественный состав и метасоматические преобразования (Северный Урал) // Записки Горного института. 2025. Т. 271. С. 22-41.
9. Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: Наука, 1973. 347 с.
10. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.
11. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-41-VII. Объяснительная записка. М.: Московский филиал ВСЕГЕИ, 2015. 167 с.
12. Десятниченко Л.И., Фадеева И.Ф., Смирнов В.Н. и др. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера. 2005. № 2. С. 68-96.
13. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
14. Nikiforova Z. Criteria for Determining the Genesis of Placers and Their Different Sources Based on the Morphological Features of Placer Gold // Minerals. 2021. Vol. 11. Iss. 4. № 381. DOI: [10.3390/min11040381](https://doi.org/10.3390/min11040381)
15. Knight J.B., Mortensen J.K., Morison S.R. Lode and placer gold composition in the Klondike District, Yukon Territory, Canada; implications for the nature and genesis of Klondike placer and lode gold deposits // Economic Geology. 1999. Vol. 94. № 5. P. 649-664. DOI: [10.2113/gsecongeo.94.5.649](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.94.5.649)
16. Герасимов Б.Б. Внутреннее строение зерен россыпного золота как поисковый признак при прогнозировании коренных источников северо-востока Сибирской платформы // Записки Российского минералогического общества. 2022. Т. 151. № 4. С. 33-55. DOI: [10.31857/S0869605522030042](https://doi.org/10.31857/S0869605522030042)
17. Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 101 с.
18. Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990. 292 с.
19. Groen J.C., Craig J.R., Rimstidt J.D. Gold-rich rim formation on electrum grains in placers // The Canadian Mineralogist. 1990. Vol. 28. № 2. P. 207-228.
20. Попов В.А. Практическая генетическая минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 167 с.
21. Berger A., Janots E., Gnos E. et al. Rare earth element mineralogy and geochemistry in a laterite profile from Madagascar // Applied Geochemistry. 2014. Vol. 41. P. 218-228. DOI: [10.1016/j.apgeochem.2013.12.013](https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.12.013)
22. Ichimura K., Sanematsu K., Kon Y. et al. REE redistributions during granite weathering: Implications for Ce anomaly as a proxy for paleoredox states // American Mineralogist. 2020. Vol. 105. № 6. P. 848-859. DOI: [10.2138/am-2020-7148](https://doi.org/10.2138/am-2020-7148)
23. Belogub E.V., Shilovskikh V.V., Novoselov K.A. et al. Authigenic rhabdophane from brown iron ore of the oxidation zone of the Babaryk massive sulfide occurrence (South Urals): scanning electron microscope (SEM) and electron backscattered diffraction (EBSD) study // European Journal of Mineralogy. 2021. Vol. 33. Iss. 5. P. 605-620. DOI: [10.5194/ejm-33-605-2021](https://doi.org/10.5194/ejm-33-605-2021)
24. Craw D., Kerr G. Geochemistry and mineralogy of contrasting supergene gold alteration zones, southern New Zealand // Applied Geochemistry. 2017. Vol. 85. Part A. P. 19-34. DOI: [10.1016/j.apgeochem.2017.08.005](https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.08.005)



25. *Craw D., Lilly K.* Gold nugget morphology and geochemical environments of nugget formation, southern New Zealand // *Ore Geology Reviews*. 2016. Vol. 79. P. 301-315. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2016.06.001](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.001)
26. *Kalinin Y.A., Palyanova G.A., Naumov E.A. et al.* Supergene remobilization of Au in Au-bearing regolith related to orogenic deposits: A case study from Kazakhstan // *Ore Geology Reviews*. 2019. Vol. 109. P. 358-369. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2019.04.019](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.04.019)
27. Крейтер В.М., Аристов В.В., Волынский И.С. и др. Поведение золота в зоне окисления золото-сульфидных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 268 с.
28. *Palmer M., Ritchie T., Craw D.* Contrasting evolution of beach gold on two sides of an active orogen, Southern Alps, New Zealand // *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. 2024. Vol. 68. Iss. 2. P. 260-281. DOI: [10.1080/00288306.2024.2314468](https://doi.org/10.1080/00288306.2024.2314468)
29. *Stewart J., Kerr G., Prior D. et al.* Low temperature recrystallisation of alluvial gold in paleoplacer deposits // *Ore Geology Reviews*. 2017. Vol. 88. P. 43-56. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2017.04.020](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.04.020)
30. *Lalov A.V., Chefranov R.M., Naumov V.A. et al.* Typomorphic features of placer gold of Vagran cluster (the Northern Urals) and search indicators for primary bedrock gold deposits // *Ore Geology Reviews*. 2017. Vol. 85. P. 321-335. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2016.06.018](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.018)
31. *Chapman R., Mortensen J.K., Murphy R.* Compositional Signatures of Gold from Different Deposit Types in British Columbia, Canada // *Minerals*. 2023. Vol. 13. Iss. 8. № 1072. DOI: [10.3390/min13081072](https://doi.org/10.3390/min13081072)
32. *Frimmel H.E., Gartz V.H.* Witwatersrand gold particle chemistry matches model of metamorphosed, hydrothermally altered placer deposits // *Mineralium Deposita*. 1997. Vol. 32. Iss. 6. P. 523-530. DOI: [10.1007/s001260050119](https://doi.org/10.1007/s001260050119)
33. Неволюк П.А., Колпак В.В., Нестеренко Г.В., Фоминых П.А. Самородное золото аллювиальных россыпей северо-западного Салаира: состав, типы и минеральные микровключения // *Геология и геофизика*. 2019. Т. 60. № 1. С. 79-100. DOI: [10.15372/GiG2019005](https://doi.org/10.15372/GiG2019005)
34. *Fominykh P.A., Nevolko P.A., Svetlitskaya T.V., Kolpakov V.V.* Native gold from the Kamenka-Barabanovsky and Kharuzovka alluvial placers (Northwest Salair Ridge, Western Siberia, Russia): Typomorphic features and possible bedrock sources // *Ore Geology Reviews*. 2020. Vol. 126. № 103781. DOI: [10.1016/j.oregeorev.2020.103781](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103781)
35. Степанов В.А., Мельников А.В. Унья-Бомский рудно-россыпной узел Приамурской золотоносной провинции // *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка*. 2014. № 6. С. 26-31.
36. Николаева Л.А., Гаврилов А.М., Некрасова А.Н. и др. Самородное золото рудных и россыпных месторождений России. Атлас. М.: Акварель, 2015. 200 с.
37. Никифорова З.С., Толстов А.В. Золотоносные россыпеобразующие формации востока Сибирской платформы: происхождение и перспективы // *Геология рудных месторождений*. 2022. Т. 64. № 2. С. 165-190. DOI: [10.31857/S0016777022020022](https://doi.org/10.31857/S0016777022020022)
38. *Chapman R.J., Mortensen J.K., Allan M.M. et al.* A New Approach to Characterizing Deposit Type Using Mineral Inclusion Assemblages in Gold Particles // *Economic Geology*. 2022. Vol. 117. № 2. P. 361-381. DOI: [10.5382/econgeo.4863](https://doi.org/10.5382/econgeo.4863)
39. *Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J.* Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides; Pt. II. Applications to telluride-bearing ore deposits // *Economic Geology*. 1988. Vol. 83. № 2. P. 395-404. DOI: [10.2113/gsecongeo.83.2.395](https://doi.org/10.2113/gsecongeo.83.2.395)
40. Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // *Литосфера*. 2010. № 5. С. 75-100.
41. Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П. Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал) // *Литосфера*. 2021. Т. 21. № 5. С. 643-659. DOI: [10.24930/1681-9004-2021-21-5-643-659](https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-643-659)
42. Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Пучков В.Н., Петров С.В. Особенности химического состава минералов золота из габбровых массивов Платиноносного пояса Урала, Россия // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2022. Т. 507. № 2. С. 245-252. DOI: [10.31857/S2686739722601612](https://doi.org/10.31857/S2686739722601612)
43. Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Козлов А.В. и др. Новое медно-благороднометалльное рудопроявление в габбро массива Серебрянского Камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал) // *Геология рудных месторождений*. 2021. Т. 63. № 6. С. 520-550. DOI: [10.31857/S0016777021060046](https://doi.org/10.31857/S0016777021060046)

Авторы: Александр Кириллович Козин, младший научный сотрудник (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, Россия), kozin@mineralogy.ru, <https://orcid.org/0009-0004-8197-4284>, Сергей Юрьевич Степанов, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, Россия), Роман Сергеевич Паламарчук, канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, Россия), <https://orcid.org/0000-0001-5422-2627>, Валерия Сергеевна Жданова, младший научный сотрудник (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Миасс, Россия), <https://orcid.org/0009-0000-6895-6170>, Наталья Сергеевна Власенко, инженер (Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-5548-9478>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Возможности радонового мониторинга в краткосрочном прогнозе землетрясений

И.А.Козлова✉, С.В.Бирюлин, А.К.Юрков

Институт геофизики им. Ю.П.Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Как цитировать эту статью: Козлова И.А., Бирюлин С.В., Юрков А.К. Возможности радонового мониторинга в краткосрочном прогнозе землетрясений // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 122-130. [EDN WQKTLN](#)

Аннотация

Анализ результатов тринадцатилетних радоновых исследований на Южных Курилах позволил установить наличие надежной взаимосвязи между тектоническими событиями и аномальными содержаниями наблюдаемого радона (ОАР), извлекаемого из приповерхностного слоя. Аномалии радона сопоставлены с землетрясениями магнитудой выше 4 из каталога Геологической службы США (USGS), произошедшими в радиусе 500 км от пункта наблюдения. Удалось разделить эпицентры тектонических событий на группы, различающиеся по расстоянию относительно точки мониторинга. Землетрясения всегда происходят после максимума предшествующей радоновой аномалии. События первой группы относятся к ближней зоне и находятся в радиусе менее 130 км от точки радонового мониторинга. События второй группы относятся к дальней зоне и находятся на расстоянии более 180 км от точки радонового мониторинга. Предложенный способ определения времени и места тектонического события является результатом проведенных исследований. Основа предложенного способа – измерение концентрации почвенного радона на четырех пространственно-разнесенных точках в углах квадрата с расстоянием между соседними точками 180 км, что соответствует расстоянию дальней зоны. Если аномальная концентрация объемной активности радона фиксируется на одной из станций наблюдения, выполняется проверка наличия радоновых аномалий на других пунктах. При фиксировании аномалии радона как минимум на одном из остальных пунктов наблюдения тектоническое событие ожидается в пределах шести суток с момента максимума радоновой аномалии в пространственных пределах, ограниченных 130 км относительно пункта наблюдения, на котором была зафиксирована первая аномалия ОАР. Предложенный способ применим при защите конкретных объектов в условиях повышенной сейсмической активности. Эффективность способа обуславливается выполнением положений разработанной методики измерений.

Ключевые слова

мониторинг; радон; землетрясение; предвестники; краткосрочный прогноз

Финансирование

Работа выполнена по Государственному заданию ИГФ УрО РАН № 125032604464-7.

Поступила: 24.02.2026

Принята: 25.06.2026

Онлайн: 02.09.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

В настоящее время наблюдается тенденция отказа от прогноза землетрясений, так как только точное определение места (метры), времени (минуты) и магнитуды (баллы) можно считать прогнозом. В ряде случаев исследователи не отказались от прогноза полностью, но сместили акценты на оценку вероятности события [1, 2]. В России отмечается тенденция развития сейсмической безопасности, включающей сейсмическое районирование, внедрение инновационных технологий сейсмостойкого строительства и системы раннего оповещения.

Тем не менее, научный интерес к прогнозу и поиску предвестников землетрясений остается актуальным [3-5]. Сегодня особенно важной задачей является краткосрочный прогноз [6-8], позволяющий принимать оперативные меры реагирования для снижения человеческих и экономических потерь.

Изменение напряженно-деформированного состояния горных пород при подготовке землетрясений относится к наиболее реальному физическому механизму, на основе которого возможен



краткосрочный прогноз [9-11]. Подземная атмосфера и гидросфера подвержены изменениям напряженно-деформированного состояния геологической среды.

Состояние подземной атмосферы в массиве горных пород можно контролировать изотопами радона. Они имеют непрерывный источник генерации, достаточно легко регистрируются, у них отсутствует накопительный эффект, что повышает чувствительность измерений. Предпочтительнее использовать изотоп Rn-222, потому что он имеет источник генерации, содержащийся практически во всех горных породах.

Многие исследователи указывают на возможные важные взаимосвязи между изменениями концентраций радона в почве, грунтовых водах, атмосфере и землетрясениями [12-14]. Проведено множество исследований по измерению радона перед землетрясениями в почве [15-17], воздухе [18-20] и воде [21-23].

С.Окабе провел первые исследования радонового газа и сейсмической активности в 1956 г. [24]. Он обнаружил положительную взаимосвязь между изменениями концентрации радона в атмосфере у поверхности Земли и региональной сейсмической активностью в Японии. Таким образом, он указал на радон как на новый индикатор землетрясений.

В работе, выполненной В.И.Уломовым [25], были отмечены значительные изменения концентрации радона в скважинной воде перед Ташкентским землетрясением 26 апреля 1966 г. Это впервые показало, что радоновые аномалии в скважинных водах могут служить индикатором землетрясений.

В ряде работ показано, что концентрация радона в почве, воде и атмосфере меняется в зависимости от движений в земной коре. Например, в Коринфском заливе (Греция) уровень радона в атмосфере резко снизился перед землетрясением [26]. В случае землетрясения Идзу-Осима-Кинкай (14 января 1978 г.) концентрация радона в подземных водах начала снижаться за три месяца до события и резко упала за пять дней до него. Перед землетрясением в Кобе (1995 г.) концентрация радона в подземных водах, наоборот, возросла и достигла пика за девять дней до катастрофы [27].

Ученые из Иркутска анализировали наблюдаемые вариации подпочвенного радона и временные вариации атмосферного давления. Измерения проводились в рыхлых отложениях на трех станциях в Прибайкалье [28]. В период наблюдений зафиксировано три значительных землетрясения. Проведенный эманационный мониторинг позволил установить влияние изменений атмосферного давления на выделение подпочвенного радона [28].

С 1997 по 2016 гг. на п-ове Камчатка выполнялись измерения подпочвенного радона и выявление его вероятных взаимосвязей с тектоническими событиями [29]. Исследователи выделили среднесрочные признаки подготовки сильного землетрясения в Камчатской сейсмогенной зоне [30].

Мониторинговые измерения в подземной атмосфере и гидросфере, в частности почвенного радона, вносят значительный вклад в понимание физических процессов, связанных с подготовкой землетрясений.

Цель исследования состоит в создании нового метода определения времени и места землетрясения на основе отслеживания изменений напряженно-деформированного состояния горных пород по измерениям почвенного радона в подземной атмосфере. Для реализации поставленной цели выполнялись следующие задачи: разработка методики измерений; разработка методики выделения аномалий объемной активности радона (ОАР); сопоставление аномалий ОАР с последующими землетрясениями; изучение особенностей поведения ОАР на различных эпицентральных расстояниях от станции мониторинга.

Методы

В 2011-2024 гг. на о-ве Кунашир проводился радоновый мониторинг в режиме принудительной доставки (вынужденной конвекции [31]) почвенного воздуха к детектору. В геодинамическом отношении выбранный район для исследований относится к зоне субдукции. С точки зрения тектоники плит, он расположен в зоне сочленения Тихоокеанской и Охотоморской плит. Скорость пододвигания Тихоокеанской плиты под Охотоморскую порядка 8 см в год. Станция мониторинга находится на расстоянии 150-200 км к западу от океанического желоба. Отмеченное обстоятельство ограничивает регистрацию слабых землетрясений в вариациях объемной активности радона, что

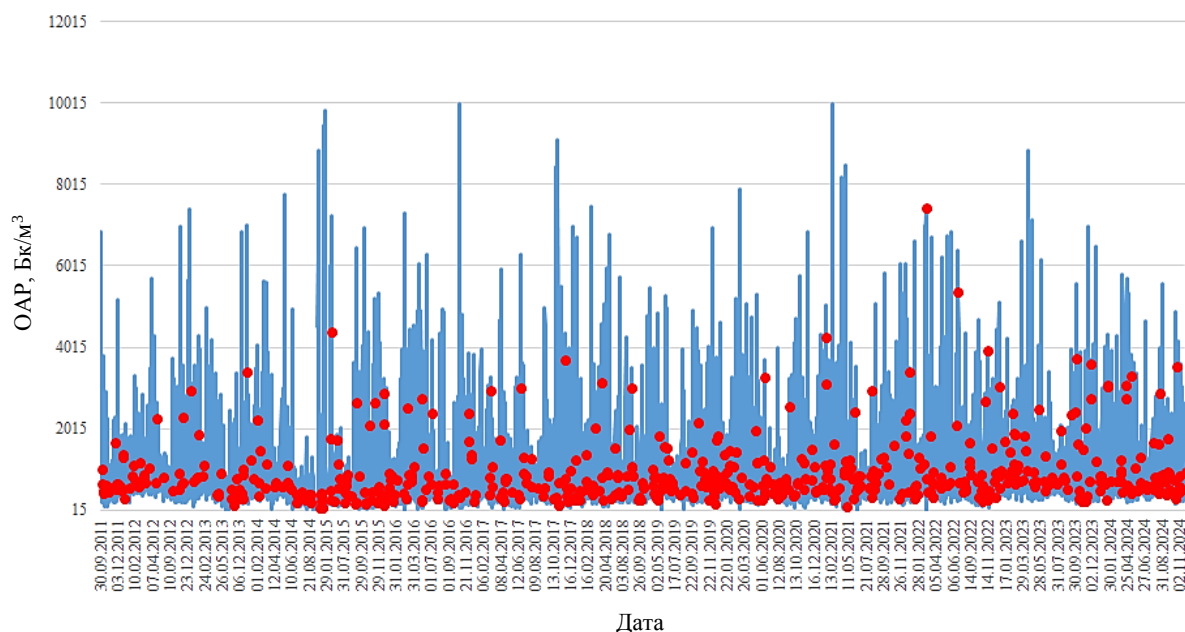


Рис.1. Вариации объемной активности радона и сейсмические события за 2011-2024 гг.

упрощает идентификацию аномалий и событий. В геологическом плане станция расположена на древнем лавовом потоке андезито-базальтового состава, образовавшегося после одного из извержений вулкана Менделеева. Породы этого состава обладают упругими свойствами, что является условием получения информативных данных о вариациях объемной активности почвенного радона. Измерения на этой станции оптимальны по количеству наблюдаемых землетрясений. Если в регионе наблюдения происходит небольшое число землетрясений, то невозможно получить статистически надежные закономерности. Слишком большое число затрудняет сопоставление аномалий и событий. Измеренные скорости перемещения реперов спутникового позиционирования изменились после Симуширских землетрясений 2006-2007 гг. Средние острова Курильской гряды перемещаются со скоростью 1,4 см в год, южные до 3,3 см. Такая ситуация может свидетельствовать о том, что в средней части гряды отсутствует зацепление плит, а в южной части накапливаются напряжения, что возможно приведет к землетрясениям. Тем более, что событий с магнитудой более 8 в районе Южных Курил не было более 30 лет при среднем интервале между землетрясениями с магнитудой более 8 порядка 10 лет [32].

На рис.1 представлен многолетний ряд объемной активности радона и сейсмические события из каталогов Геологической службы США (USGS). Как видно из рис.1, данные не пригодны для обработки, анализа и интерпретации по методике, разработанной авторами. При таком масштабе невозможно выделить аномалии и сопоставить их с последующими землетрясениями. Авторами разработана методика выделения аномалий объемной активности радона и сопоставления их с вызывающими землетрясениями [31].

И.П.Добровольским предложена деформационная модель проявления предвестников тектонических землетрясений [33]. По указанной модели выполнена оценка зоны проявления предвестников для Южных Курил. Использовалось соотношение магнитуды землетрясения M к логарифму расстояния от станции мониторинга до эпицентра тектонического события $R \geq 2,5$. Соотношение применимо к оценке зоны проявления предвестниковых эффектов, связанных с вариациями пористости и проницаемости геологической среды. Отношение магнитуды землетрясения к логарифму расстояния от станции мониторинга до события предложено условно назвать геодинамическим критерием. За период наблюдений максимальная магнитуда составила 7. По этому значению рассчитывался радиус проявления предвестниковых эффектов, который составил 500 км (расстояние от точки мониторинга на о-ве Кунашир до эпицентров тектонических событий) [31]. Выполнялся ретроспективный анализ землетрясений с магнитудой больше 4 с геодинамическим критерием K больше 2,5 (рис.2, 3). Большое число землетрясений не соответствовало $K \geq 2,5$, но отразились

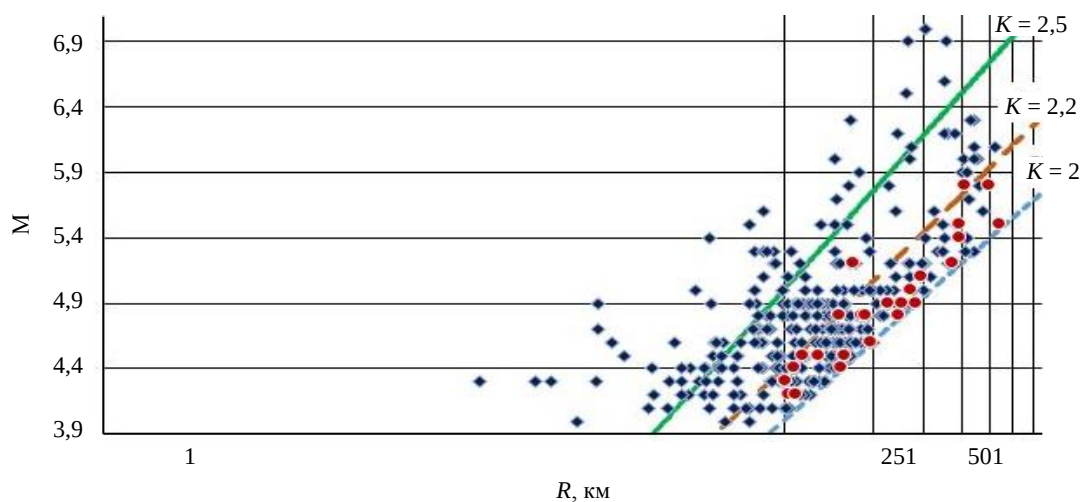


Рис.2. Отражение землетрясений в поле ОАР с 2011 по 2024 гг. Ромбами обозначены события, которым предшествовала аномалия ОАР, кружками – события, которые не отразились в кривых аномалий ОАР. Линии соответствуют различному соотношению $M/\log R$

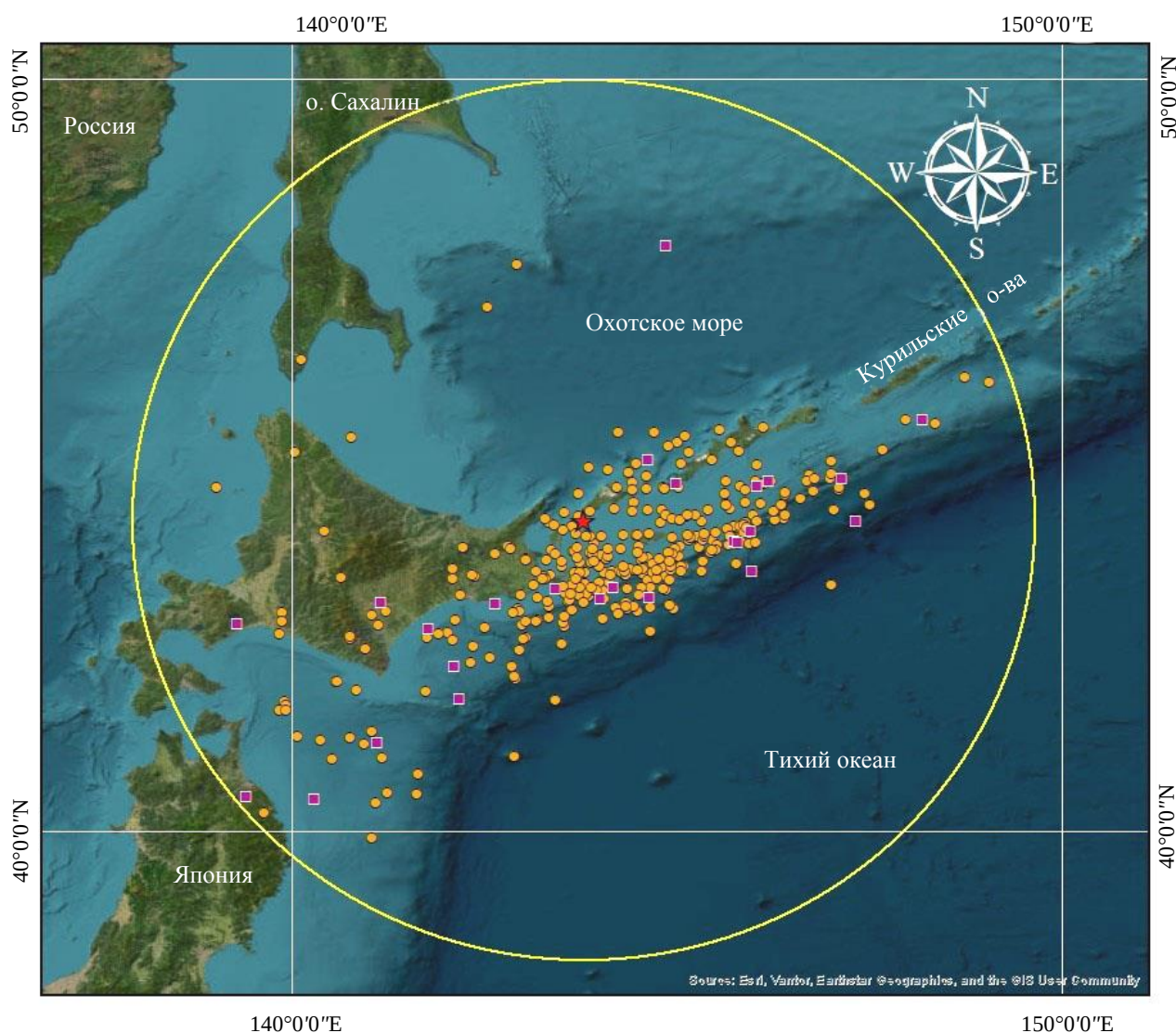


Рис.3. Карта землетрясений в поле ОАР за период наблюдений с 2011 по 2024 гг. Звездой обозначена станция наблюдения. Оранжевыми кругами – события, которым предшествовала аномалия ОАР; фиолетовыми квадратами – события, которые не отразились в кривых аномалий ОАР. Окружность соответствует радиусу 500 км от станции мониторинга

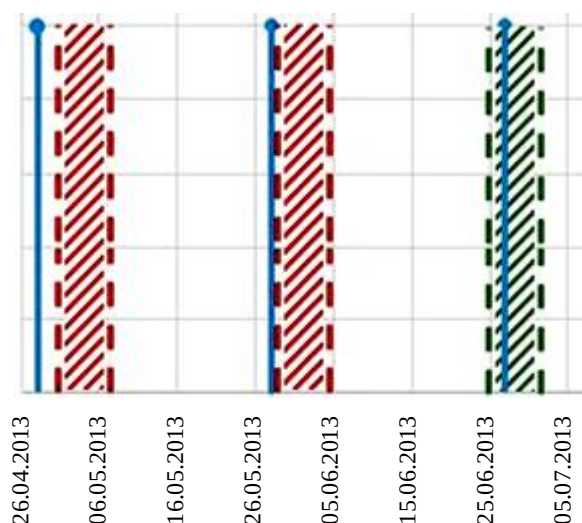


Рис.4. Пример сопоставления сгенерированных случайным образом землетрясений и семисуточных окон аномалий почвенного радона. Линией с точкой наверху показан сгенерированный момент землетрясения, заштрихованным столбцом – сгенерированный промежуток времени, в который длилась аномалия

что их магнитуда больше или равна 4. Рассматривались последовательности землетрясений с $K \geq 2$, $K \geq 2,2$.

Также сгенерированы случайные последовательности аномалий по закону распределения Пуассона. За основу взято математическое ожидание интервалов между выделенными аномалиями ОАР за девятилетний период. За окно аномалии взято среднее значение среди всех выделенных значений между максимумом аномалии и ее концом – 7 сут. (рис.4). Рассматривались последовательности аномалий, выделенные перед землетрясениями с критерием $K \geq 2$, $K \geq 2,2$.

Выполнялось сопоставление сгенерированных случайных последовательностей землетрясений и аномалий. Если землетрясение попадало в семисуточное окно аномалии, то считалось, что ему предшествовала аномалия почвенного радона.

В результате расчетов экспериментальная вероятность для землетрясений с $K \geq 2$ равна 0,89, теоретическая – 0,35. Для землетрясений с $K \geq 2,2$ экспериментальная вероятность составляет 0,98, а теоретическая – 0,20. Как для $K \geq 2$, так и для $K \geq 2,2$ теоретическая вероятность не соответствует экспериментально полученным значениям. Для землетрясений с $K \geq 2$, $K \geq 2,2$ и радоновых аномалий теоретическая вероятность меньше экспериментальной вероятности в 3 и 5 раз соответственно. Это может свидетельствовать о причинно-следственной связи между аномалиями объемной активности радона и землетрясениями.

Обсуждение результатов

Установлено, что сейсмические события происходят после максимума аномалии объемной активности почвенного радона, а ближние и дальние землетрясения (относительно точки наблюдения) отражаются на разных участках кривой ОАР. В интервале времени от максимума радоновой аномалии до шести суток проявляются тектонические землетрясения дальней зоны. Для геолого-тектонических условий Южно-Курильского геодинамического полигона радиус дальней зоны (зона растяжения) составил более 180 км. В интервале времени от конца радоновой аномалии до 28 сут. проявляются события ближней зоны. Ближние события отражаются на кривой ОАР после выхода аномалии на фоновый уровень в интервале времени до 28 сут. Для условий Южно-Курильского геодинамического полигона (зона субдукции) радиус ближней зоны (зона сжатия) составил менее 130 км [34].

Характер поведения трещинно-порового пространства при изменении напряженного состояния массива непосредственно в точке мониторинга является физической основой отражения процесса подготовки землетрясений в поведении почвенного радона, с учетом того, что наблюдаемые

в поле объемной активности радона. Для учета всех аномалий почвенного радона и рассмотренных тектонических событий было принято решение применять геодинамический критерий больше 2 для геолого-тектонических условий Южных Курил. Всего за указанный период произошло 344 землетрясения с магнитудой более 4, и 319 из них отразились в кривых ОАР (рис.2, 3).

Важным вопросом является проверка наличия причинно-следственной связи между предвестником и землетрясением. С этой целью выполнена статистическая обработка выделенных аномалий ОАР и последующих землетрясений.

Сгенерированы случайные последовательности землетрясений за девятилетний период, соответствующие закону распределения Пуассона. За основу взяты реальные параметры последовательных землетрясений (математическое ожидание) из каталога за аналогичный период. Все сгенерированные сейсмические события находились в радиусе 500 км от станции мониторинга и предполагалось,



радоновые аномалии непродолжительны и высокоамплитудны [35]. В ближней зоне аномалии радона образуются за счет сжатия, при котором из-за уменьшения объема свободного пространства происходит выдавливание радона до полного закрытия трещин и пор вплоть до возникновения магистрального разрыва. Для аномалий дальней зоны предлагается иной механизм образования. Геологическая среда после начала разрушения в эпицентре события возвращается в первоначальное состояние, трещины и поры сужаются, в результате чего частично выделяется радон.

На рис.5 приведены усредненные аномалии объемной активности радона за период измерений 2011-2024 гг. При изучении распада R_n отмечена закономерность между начальным и конечным количеством исходного вещества, аппроксимирующаяся экспоненциальным законом. Пропорциональная связь лежит в основе закона радиоактивного распада. За точку начала отсчета взят усредненный максимум радоновой аномалии для каждой зоны. По каждой точке измерений рассчитывалось среднее значение по всем аномалиям, отдельно для аномалий, предшествовавших землетрясениям ближней (линия 1, рис.5) и дальней (линия 2, рис.5) зон. На усредненные аномалии объемной активности почвенного радона для ближней и дальней зон нанесены кривые распада радона (кривые 3, 4, рис.5). Кривые 5, 6 на рис.5 являются аппроксимацией кривых ОАР после окончания аномалии кривой распада радона.

Снижение аномальной величины объемной активности почвенного радона как для ближней зоны (линия 1, рис.5), так и для дальней (линия 2, рис.5) происходит не только за счет распада радона, который выделился. Прекращается поступление почвенного радона из порового пространства. Как в первом, так и во втором случае кривая радона (линии 1, 2, рис.5) не согласуется с законом радиоактивного распада, начиная от максимального значения концентрации радона (кривые 3, 4, рис.5). В случае ближней зоны кривая ОАР аппроксимируется кривой распада радона (кривая 5, рис.5) после конца аномалии радона на выходе на фоновые значения. В случае дальней зоны кривая ОАР после конца аномалии возвращается к исходным значениям до повышения и не аппроксимируется кривой распада (кривая 6, рис.5). Это связано с тем, что радон продолжает выдавливаться из пор и трещин. Таким образом обосновывается описанный механизм формирования радоновых аномалий.

На основе описанного механизма образования аномалий радона сформулирован способ краткосрочного прогноза времени и места землетрясений. Ключевой составляющей предложенного способа является изменение пористости и проницаемости горных пород под влиянием растягивающих и сжимающих напряжений. Растяжение в одной области приводит к сжатию в другой. Соответственно снятие сжимающих напряжений при деструктивных процессах в очаге в момент землетрясения или незадолго до него вызовет снятие (на какое-то время) растягивающих напряжений за пределами очага (в дальней зоне). Это приведет к восстановлению проницаемости до прежнего уровня, т.е. объем пор снизится и радон вытеснится в примыкающие области порового пространства. При мониторинге в дальней зоне (зона растяжения) тектоническое событие отражается на кривой ОАР в интервале времени после максимума аномалии до шести суток. Возникшая в дальней зоне радоновая аномалия обусловлена процессом разрушения в очаге землетрясения. Мониторинг вариаций радона в дальней зоне, при учете того, что деструктивный процесс в очаге тектонического события приводит к возникновению аномалии, позволит прогнозировать землетрясение после максимума аномалии радона [36].

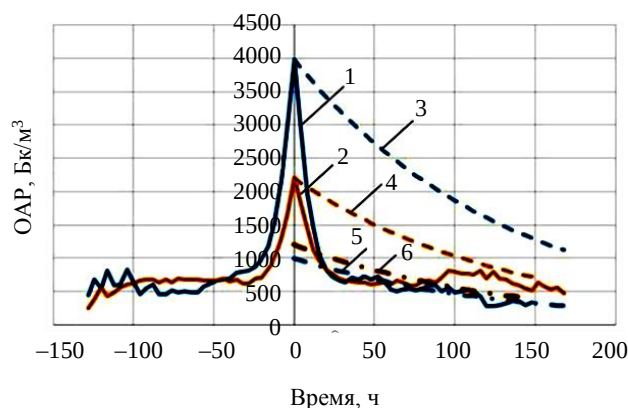


Рис.5. Усредненные аномалии ОАР в зоне сжатия, растяжения и кривые распада радона. Сплошные линии — усредненные значения аномалий ОАР перед событиями ближней (1) и дальней (2) зон; пунктирные линии — кривые распада радона для максимума ближней (3) и дальней (4) зон; штрихпунктирные линии — аппроксимация значений ОАР после завершения аномалии, кривой распада радона для ближней (5) и дальней (6) зон

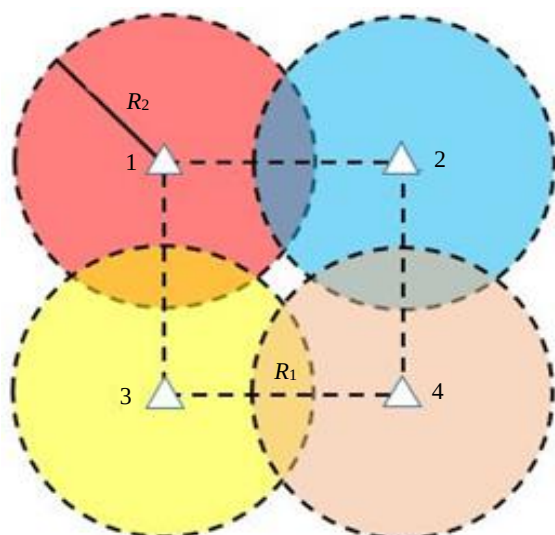


Рис.6. Схема расположения пунктов наблюдения
объемной активности радона

Предлагаемый способ заключается в контроле объемной активности почвенного радона в режиме принудительной доставки почвенного воздуха к детектору, не менее чем в четырех пунктах мониторинга в окрестностях контролируемого объекта при расстоянии между соседними пунктами, равным радиусу дальней зоны R_1 (рис.6). Если аномалия фиксируется на одном из пунктов наблюдения, выполняется контроль аномалий на остальных станциях. При фиксировании аномалии радона как минимум на одном из остальных пунктов наблюдения ожидается тектоническое событие в пределах шести суток с момента максимума радоновой аномалии в пространственных пределах, ограниченных радиусом ближней зоны R_2 относительно пункта наблюдения, на котором зафиксирована первая аномалия ОАР [36].

Для практической реализации предложенного способа необходимо создание сети пунктов наблюдений для мониторинга почвенного радона в сейсмо-

активных районах, например на Северном Кавказе и в Крыму. Эти регионы имеют важное народно-хозяйственное значение и высокую плотность населения. На сегодняшний день пункты наблюдения радонового мониторинга расположены в различных регионах с разной геодинамической активностью – Курильские о-ва, о-в Сахалин, Восточные Саяны (Республика Тыва), Урал, Республика Казахстан, Кыргызская Республика. Результаты мониторинга подтверждают закономерности отражения землетрясений в поле радона, полученные для зоны субдукции. Проведенные исследования показывают, что для получения кондиционных данных необходимо строгое соблюдение режима измерений почвенного радона с учетом геолого-тектонических условий.

Заключение

Несмотря на скептическое отношение к прогнозу тектонических событий, каждое новое катастрофическое землетрясение снова делает проблему актуальной. Для изучения процесса подготовки землетрясений необходимы новые подходы на основе способов, имеющих реальное физическое обоснование. Мониторинг почвенного радона соответствует этому условию и обеспечивает возможность получения статистически значимых рядов наблюдений. Предложенный способ определения времени и места землетрясения позволяет оценивать количественные характеристики времени ожидаемого землетрясения относительно характерных зон проявления на кривой радона и определять положение области эпицентра тектонического события в пространстве. После успешного применения в реальных условиях предложенный способ с высокой вероятностью обеспечит предупреждение тектонических событий на контролируемых объектах в регионах с повышенной сейсмической опасностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. Neely J.S., Salditch L., Spencer B.D., Stein S. A More Realistic Earthquake Probability Model Using Long-Term Fault Memory // Bulletin of the Seismological Society of America. 2023. Vol. 113. № 2. P. 843-855. DOI: [10.1785/0120220083](https://doi.org/10.1785/0120220083)
2. Zhonghu Jiao, Xinjian Shan. A Bayesian Approach for Forecasting the Probability of Large Earthquakes Using Thermal Anomalies from Satellite Observations // Remote Sensing. 2024. Vol. 16. Iss. 9. № 1542. DOI: [10.3390/rs16091542](https://doi.org/10.3390/rs16091542)
3. Szakács A. Precursor-Based Earthquake Prediction Research: Proposal for a Paradigm-Shifting Strategy // Frontiers in Earth Science. 2021. Vol. 8. № 548398. DOI: [10.3389/feart.2020.548398](https://doi.org/10.3389/feart.2020.548398)
4. Smits G. Review of Predicting Disasters: Earthquakes, Scientists, and Uncertainty in Modern Japan, by Kerry Smith // Monumenta Nipponica. 2024. Vol. 79. № 2. P. 310-315. DOI: [10.1353/mni.2024.a952790](https://doi.org/10.1353/mni.2024.a952790)
5. Singh R., Roy B. Scalable earthquake magnitude prediction using spatio-temporal data and model versioning // Scientific Reports. 2025. Vol. 15. № 19265. DOI: [10.1038/s41598-025-00804-x](https://doi.org/10.1038/s41598-025-00804-x)



6. Nandan S., Kamer Y., Ouillon G. et al. Global models for short-term earthquake forecasting and predictive skill assessment // The European Physical Journal Special Topics. 2021. Vol. 230. Iss. 1. P. 425-449. DOI: [10.1140/epjst/e2020-000259-3](https://doi.org/10.1140/epjst/e2020-000259-3)
7. Fujinawa Y., Noda Y., Miyagawa M. et al. A Practical Method for Short-term Earthquake Prediction Using Multiple High-frequency Tremor Events // Asian Journal of Physical and Chemical Sciences. 2022. Vol. 10. Iss. 3. P. 15-24. DOI: [10.9734/ajopacs/2022/v10i3182](https://doi.org/10.9734/ajopacs/2022/v10i3182)
8. Huaizhong Yu, Rui Yan, Shiguang Deng et al. Improved medium-to-short-term earthquake predictions in China in 2022 // Geomatics, Natural Hazards and Risk. 2024. Vol. 15. Iss. 1. № 2350482. DOI: [10.1080/19475705.2024.2350482](https://doi.org/10.1080/19475705.2024.2350482)
9. Verma U.P., Sinha M.N., Dutta P.K., Mullick S. Stress-Strain Relationship: Postulated Concept to Understand Genetic Mechanism Associated with a Seismic Event // Computational Optimization Techniques and Applications. IntechOpen, 2021. DOI: [10.5772/intechopen.97377](https://doi.org/10.5772/intechopen.97377)
10. Guofu Luo, Fenghe Ding, Yingcai Xu et al. Strain fields of $M_s > 6.0$ earthquakes in Menyuan, Qinghai, China // Frontiers in Earth Science. 2023. Vol. 11. № 1152348. DOI: [10.3389/feart.2023.1152348](https://doi.org/10.3389/feart.2023.1152348)
11. Orlecka-Sikora B., Ciechowska H., Zhenyu Zhang, Zhiming Liang. Seismic Strain Metrics for Tracking Fault Damage Evolution and Rupture Potential in Anthropogenic Seismicity // Rock Mechanics and Rock Engineering. 2025. Vol. 58. Iss. 9. P. 11061-11082. DOI: [10.1007/s00603-025-04688-1](https://doi.org/10.1007/s00603-025-04688-1)
12. Tarakçi M., Harmanşah C., Saç M.M., İçhedef M. Investigation of the relationships between seismic activities and radon level in Western Turkey // Applied Radiation and Isotopes. 2014. Vol. 83. Part A. P. 12-17. DOI: [10.1016/j.apradiso.2013.10.008](https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2013.10.008)
13. Petraki E., Nikolopoulos D., Panagiotaras D. et al. Radon-222: A Potential Short-Term Earthquake Precursor // Journal of Earth Science & Climatic Change. 2015. Vol. 6. Iss. 6. № 282. DOI: [10.4172/2157-7617.1000282](https://doi.org/10.4172/2157-7617.1000282)
14. Khan M.A., Khattak N.U., Hanif M. Radon emission along faults: a case study from district Karak, Sub-Himalayas, Pakistan // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2022. Vol. 331. Iss. 5. P. 1995-2003. DOI: [10.1007/s10967-022-08283-4](https://doi.org/10.1007/s10967-022-08283-4)
15. Ghosh D., Deb A., Sengupta R. Anomalous radon emission as precursor of earthquake // Journal of Applied Geophysics. 2009. Vol. 69. Iss. 2. P. 67-81. DOI: [10.1016/j.jappgeo.2009.06.001](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.06.001)
16. Stoulos S., Papadimitriou E., Karakostas V. et al. Radon signals in soil gas associated with earthquake occurrence in Greece: review and perspective // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2024. Vol. 333. Iss. 12. P. 6107-6120. DOI: [10.1007/s10967-024-09710-4](https://doi.org/10.1007/s10967-024-09710-4)
17. İçhedef M., Günay O., Yalçın C. et al. Assessment of soil gas radon variations in terms of seismicity in Yalova, Türkiye // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2025. Vol. 334. Iss. 9. P. 6829-6836. DOI: [10.1007/s10967-025-10169-0](https://doi.org/10.1007/s10967-025-10169-0)
18. Kim J.W., Joo H.Y., Kim R., Moon J.H. Investigation of the relationship between earthquakes and indoor radon concentrations at a building in Gyeongju, Korea // Nuclear Engineering and Technology. 2018. Vol. 50. Iss. 3. P. 512-518. DOI: [10.1016/j.net.2017.12.010](https://doi.org/10.1016/j.net.2017.12.010)
19. Tsuchiya M., Nagahama H., Muto J. et al. Detection of atmospheric radon concentration anomalies and their potential for earthquake prediction using Random Forest analysis // Scientific Reports. 2024. Vol. 14. № 11626. DOI: [10.1038/s41598-024-61887-6](https://doi.org/10.1038/s41598-024-61887-6)
20. Sahoo B.K., Sapra B.K., Khan A. et al. A persistent radon anomaly signal preceding the destructive 7.7 M_w earthquake in Myanmar on March 28, 2025 // Scientific Reports. 2025. Vol. 15. № 25447. DOI: [10.1038/s41598-025-10632-8](https://doi.org/10.1038/s41598-025-10632-8)
21. Tsunomori F., Tanaka H. Anomalous change of groundwater radon concentration monitored at Nakaizu well in 2011 // Radiation Measurements. 2014. Vol. 60. P. 35-41. DOI: [10.1016/j.radmeas.2013.11.006](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2013.11.006)
22. Abbas S.Q., Khan J., Riaz M.T. et al. Radon concentration in spring water as an indicator of seismic activity: a case study of the Muzaffarabad Fault in Pakistan // Environmental Monitoring and Assessment. 2024. Vol. 196. Iss. 1. № 41. DOI: [10.1007/s10661-023-12235-0](https://doi.org/10.1007/s10661-023-12235-0)
23. Kim J., Kim H., Kaown D., Lee K.-K. Thoron, radon and microbial community as supportive indicators of seismic activity in groundwater // Scientific Reports. 2024. Vol. 14. № 25955. DOI: [10.1038/s41598-024-77011-7](https://doi.org/10.1038/s41598-024-77011-7)
24. Okabe S. Time variation of the atmospheric Radon-content near the ground surface with relation to some geophysical phenomena // Memoirs of the College of Science, University of Kyoto, Series A. 1956. Vol. 28. № 2. P. 99-115.
25. Уломов В.И. На пути к прогнозу землетрясений // Земля и Вселенная. 1968. № 3. С. 23-30.
26. Karastathis V.K., Eleftheriou G., Kafatos M. et al. Observations on the stress related variations of soil radon concentration in the Gulf of Corinth, Greece // Scientific Reports. 2022. Vol. 12. № 5442. DOI: [10.1038/s41598-022-09441-0](https://doi.org/10.1038/s41598-022-09441-0)
27. Wakita H., Nakamura Y., Notsu K. et al. Radon Anomaly: A Possible Precursor of the 1978 Izu-Oshima-kinkai Earthquake // Science. 1980. Vol. 207. Iss. 4433. P. 882-883. DOI: [10.1126/science.207.4433.882](https://doi.org/10.1126/science.207.4433.882)
28. Семинский К.Ж., Бобров А.А. Нарушение взаимосвязи вариаций объемной активности радона и атмосферного давления в периоды сейсмических активизаций (на примере Прибайкалья) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 1. С. 86-91. DOI: [10.31857/S2686739723600169](https://doi.org/10.31857/S2686739723600169)
29. Фирстов П.П., Макаров Е.О., Глухова И.П. и др. Поиск предвестниковых аномалий сильных землетрясений по данным мониторинга подпочвенных газов на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2. № 1. С. 16-32. DOI: [10.30730/2541-8912.2018.2.1.016-032](https://doi.org/10.30730/2541-8912.2018.2.1.016-032)
30. Фирстов П.П., Копылова Г.Н., Соломатин А.В., Серафимова Ю.К. О прогнозировании сильного землетрясения в районе полуострова Камчатка // Вестник Камчатской региональной ассоциации «Учебно-научный центр». Серия: Науки о Земле. 2016. Вып. 32. № 4. С. 106-114.
31. Козлова И.А., Бирюлин С.В., Юрков А.К. Поведение аномалий объемной активности почвенного радона во время подготовки тектонических землетрясений // Литосфера. 2021. Т. 21. № 5. С. 724-733. DOI: [10.24930/1681-9004-2021-21-5-724-733](https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-724-733)
32. Прытков А.С., Василенко Н.Ф., Фролов Д.И. Современная геодинамика Курильской зоны субдукции // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 1. С. 23-28.
33. Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 240 с.



34. Козлова И.А., Юрков А.К., Бирюлин С.В. Применение вариаций объемной активности почвенного радона при изучении геодинамических процессов // Геология и геофизика. 2025. Т. 66. № 6. С. 734-743. DOI: [10.15372/GiG2024185](https://doi.org/10.15372/GiG2024185)
35. Уткин В.И. Радон и проблема тектонических землетрясений // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 12. С. 64-70.
36. Козлова И.А., Бирюлин С.В., Юрков А.К. Патент № 2839307 РФ. Способ определения времени и места землетрясения. Опубл. 26.05.2025. Бюл. № 15.

Авторы: Ирина Анатольевна Козлова, канд. геол.-минерал. наук, директор (Институт геофизики им. Ю.П.Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия), ikozlova75@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0281-9218>, Сергей Викторович Бирюлин, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Институт геофизики им. Ю.П.Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия), <https://orcid.org/0000-0003-4811-9185>, Анатолий Константинович Юрков, канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник (Институт геофизики им. Ю.П.Булашевича УрО РАН, Екатеринбург, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-6790-0340>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Микрофрагменты метеорита Саратов в магнитной фракции современных почв: поиск и идентификация

А.В.Иванов^{1,2,3}, Р.Р.Габдуллин^{1,4}, С.И.Меренкова^{5,6}✉, А.А.Самсонов¹, А.В.Чистякова⁶, Д.Ф.Аяцков⁷,
М.А.Винник¹, Е.Ю.Погожев¹, А.Е.Тельнов¹, Ю.А.Чуриков¹, Н.Н.Анисимов¹, Н.В.Бадулина¹

¹ Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

² Институт географии РАН, Москва, Россия

³ Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия

⁴ Институт геохимии и аналитической химии имени В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия

⁵ Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва, Россия

⁶ Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия

⁷ Центр развития Саратовской агломерации и промышленных парков, Саратов, Россия

Как цитировать эту статью: Иванов А.В., Габдуллин Р.Р., Меренкова С.И., Самсонов А.А., Чистякова А.В., Аяцков Д.Ф., Винник М.А., Погожев Е.Ю., Тельнов А.Е., Чуриков Ю.А., Анисимов Н.Н., Бадулина Н.В. Микрофрагменты метеорита Саратов в магнитной фракции современных почв: поиск и идентификация // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 131-144. [EDN VJCGAG](#)

Аннотация

Статья посвящена проблеме идентификации микроскопических следов метеоритного вещества в почвах спустя более чем 100 лет после падения. В качестве объекта исследований выбран район Саратовского метеоритного дождя 6 октября 1918 г. В 2024 г. вдоль исторической траектории полета отобраны почвенные пробы, из которых методом шлихового опробования выделена магнитная фракция. Комплекс методов (оптическая микроскопия, сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионным анализом, рамановская спектроскопия) позволил изучить морфологию и состав выделенных частиц. Показано, что основная масса магнитных сферул, вероятно, имеет техногенное происхождение. Однако в пробах обнаружены микрофрагменты пород, содержащие фаялит и оливин с примесями Ni и Cr, а также плагиоклаз с пониженной степенью кристалличности. Их состав и морфология сопоставимы с литературными данными по метеориту Саратов. Полученные результаты доказывают принципиальную возможность обнаружения микрофрагментов метеоритного вещества в современных почвах и демонстрируют эффективность комплексного минералого-геохимического подхода для реконструкции ареалов метеоритных дождей.

Ключевые слова

метеорит Саратов; сферулы; магнитная сепарация; микрозондовый анализ; рамановская спектроскопия

Финансирование

Экспедиционные работы с опробованием выполнены при финансовой поддержке государственных заданий Музея землеведения МГУ АААА-А16-116042010089-2 и АААА-А16-116042710030-7 в рамках темы Государственного задания ИГ РАН FMWS-2026-0005. Материал для исследования получен в ходе научно-просветительской экспедиции «Флотилия плавучих университетов». Исследования SEM-EDX и рамановская спектроскопия проведены в ЦКП ИФЗ РАН при поддержке Государственного задания ИФЗ РАН. Частичное финансирование за счет средств Государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0020). Пробоподготовка и интерпретация аналитических данных выполнены при финансовой поддержке Государственного задания ГЕОХИ РАН и в рамках темы Государственного задания МГУ имени М.В.Ломоносова № АААА-А16-116033010119-4.

Поступила: 20.01.2026

Принята: 28.04.2026

Онлайн: 01.09.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

Изучение космического вещества в почвах и горных породах уже давно является активно развивающимся направлением. Однако трансформация и сохранность микрофрагментов метеоритов в течение длительных временных интервалов, возможность идентификации в отложениях и почвах по оси пролета метеорита, отделение космогенного микроматериала от техногенных «двойников» (особенно в современных почвах) по-прежнему представляются актуальными и перспективными.

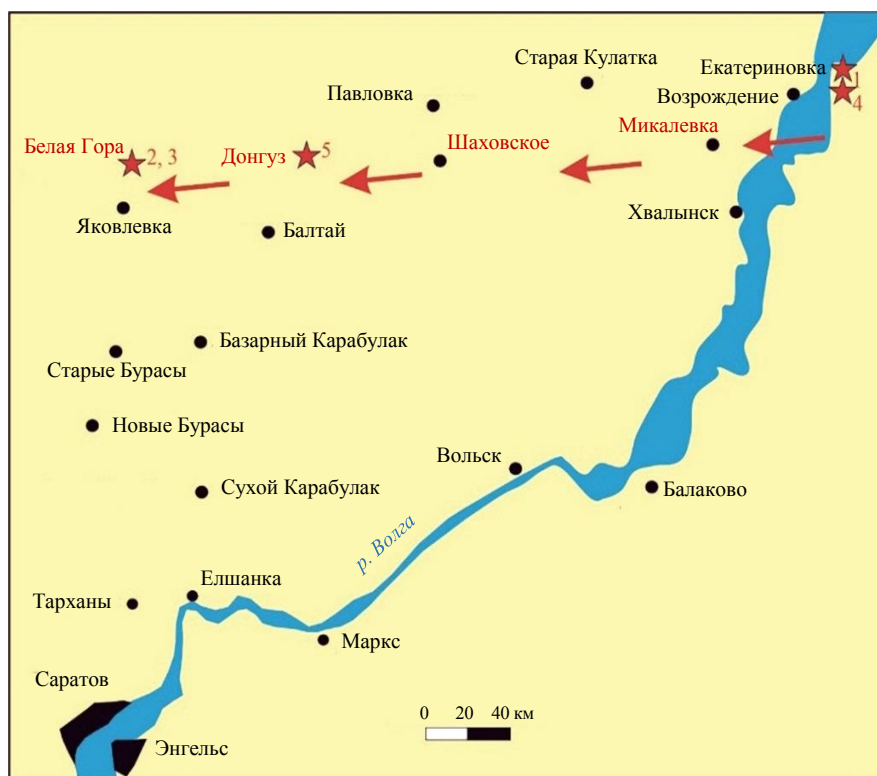


Рис.1. Схема распределения основных известных локаций сборов макрофрагментов метеорита Саратов и точки отбора проб
Красные стрелки – траектория пролета метеорита Саратов; названия красным цветом – населенные пункты, где были обнаружены известные находки метеорита Саратов; красные звезды – места отбора проб и их номера

В качестве модельного полигона исследований определен район Саратовского метеоритного дождя 6 октября 1918 г., расположенный на севере правобережья Саратовского Поволжья (рис.1). Материал метеорита Саратов собирался местными жителями при падении тела, а затем специальной экспедицией под руководством Л.А.Кулика при активном содействии населения, прежде всего краеведческого и научно-образовательного сообщества [1, 2]. Масса фрагментов метеорита, найденных в нескольких локациях по оси пролета (рис.1), ныне распределена по различным музеям России (Музей землеведения МГУ, Музей землеведения Саратовского университета и др.). В течение XX в. метеоритный материал изучался многими исследователями, в том числе на предмет геохимико-минералогических характеристик [3-5], физических свойств тела [5, 6], структурных особенностей, спектральной отражательной способности вещества [7] и т.д. Метеорит Саратов вызывает живой интерес и современных исследователей в XXI в. [8-10]. Особое внимание данной теме непосредственно с момента космического события уделяли работавшие в Саратовском университете представители школы В.И.Вернадского – П.П.Пилипенко и его ученик В.С.Васильев [5, 11].

Целью работы является тестирование гипотезы идентификации метеоритного вещества в магнитной фракции современных почв как инструмента для исследований ареала метеоритного дождя. Задачи исследования включали:

- сбор шлиховых почвенных проб по траектории пролета метеорита Саратов;
- отмывка и исследование шлиховых проб комплексом методов;
- интерпретация данных комплекса исследований.

При фрагментации метеорита образуются метеороиды, не подвергшиеся абляции (*unablated meteoroids*), частично расплавленные космические сферулы (*cosmic spherules*) и метеорные фрагменты (*meteoric fragments*), которые осаждаются под действием гравитации в соответствии с их размерами [12]. В процессе же абляции атомы металлов (*ablated metal atoms*) окисляются, образуя различные соединения (оксиды, гидроксиды и карбонаты), которые затем конденсируются,



формируя частицы «метеорного дыма» (meteoric smoke particles – MSP) [12, 13]. Из-за значительно более мелкого размера частицы MSP не так быстро осаждаются под действием гравитации и циркулируют в атмосфере до нескольких лет [12, 14, 15]. Наше исследование сконцентрировано на поиске микрофрагментов, возникших в результате фрагментации, преимущественно сохранивших состав «родительского» тела, а также сферул абляции с характерными признаками космогенного происхождения.

Ожидаемые особенности первичного шлихового материала определялись, в частности, наблюдениями предыдущих исследователей. Изменения метеоритного вещества идентифицированы и описаны уже в течение года после падения. П.Н.Чирвинский писал про исследуемый материал: «Другие кусочки несколько побурели, так как пролежали зиму в поле» [5, с. 103]. Как отметил В.С.Васильев, «хондры в образце Белые Горы имеют 1-2 мм и редко 10 мм в поперечнике. Основная масса непрочная; с некоторым усилием ее можно истирать на ладони в пепловидный порошок и отделять хондры и вкрапления железа» [5, с. 112]. В таком случае через 100 лет в шлихе вероятнее всего встретить «проржавевшие» отдельные хондры или их фрагменты.

Существуют различные модели для фазы атмосферного разрушения и торможения тел диаметром ~10-100 м: «блинчиковая» модель (*Pancake Model*, расширяется перпендикулярно траектории под действием аэродинамического давления); модель облака обломков (*Debris Cloud Model*, тело непрерывно дробится, и облако мелких осколков расширяется с постоянной скоростью, пропорциональной скорости движения); модель цепной реакции (*Chain Reaction Model*, тело прогрессивно дробится на все более мелкие и прочные фрагменты, а скорость расширения зависит от текущей прочности фрагментов) [16]. По данным исследователей, для точного предсказания поля рассеяния конкретного тела необходимо максимально сузить диапазон его исходных физических параметров, которые влияют сильнее, чем различия между самими моделями. Крупные и прочные фрагменты имеют большую массу к площади поперечного сечения (большую баллистическую стойкость) и могут пролететь дальше по траектории, формируя «головную» часть эллипса с самыми крупными метеоритами, а частицы пылевой размерности и наименее прочные фрагменты тормозятся и абляционно теряются в атмосфере раньше, формируя «хвостовую» часть.

Установлено, что каменные метеориты имеют среднюю ширину поля рассеяния 3,8 км, большинство около 2-4 км [17]. При этом сам термин «эллипс рассеяния» некоторыми исследователями подвергается критике: по результатам моделирования и наблюдений основной вклад в форму, размер и местоположение поля рассеяния вносят атмосферные ветры (если бы форма и ориентация фрагментов играли решающую роль, эффект ветрового дрейфа не был бы так очевиден). Наиболее типичная форма – длинная узкая изогнутая область, а не симметричный эллипс, где изгиб вызван изменением направления ветра с высотой [17]. Для ряда метеоритов было показано, что атмосферная фрагментация часто является неполной и основное тело сохраняется как крупнейший фрагмент, при этом распределение массы найденных фрагментов сильно зависит от полноты коллекции, особенно от учета самых крупных обломков, и имеет искажения из-за редких находок мелких фрагментов [18, 19]. Метеорит Саратов в этих работах использован как физический материал для эксперимента. В нашем исследовании для преодоления необходимости модельных расчетов материал отбирался вблизи населенных пунктов, где были обнаружены известные крупные фрагменты метеорита Саратов (рис.1).

На территории Саратовского метеоритного дождя на поверхность выходят терригенные породы палеоцена (глауконито-кварцевые пески-песчаники и алевроиты-алевролиты сызранской и саратовской свит). В крайней восточной части территории наблюдаются нижнемеловые отложения: аптский ярус (пески, песчаники, глины с уровнями ожелезнения и сидеритовых конкреций верхазовской свиты) и альбский ярус (пески, песчаники, глины парамоновской свиты). Представлены верхнемеловые отложения: сеноманский, туронский, коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы (мел-мергельные и песчано-глинистые толщи меловатской, банновской, сенгилеевской и радищевской свит). Четвертичные отложения выражены разнообразными генетическими типами с преобладанием локально развитых делювия и пролювия. Моренные и флювиогляциальные отложения, из которых потенциально возможны фрагменты кристаллических пород, содержащих в том числе оливин, развиты преимущественно западнее, в районах городов Ртищево и Аткарск.



Материалы и методы

Отбор точечных шлиховых проб по оси пролета метеорита Саратов осуществлялся в рамках работы специального отряда научно-просветительской экспедиции «Флотилия плавучих университетов» в 2024 г. [20]. Методика отбора опиралась на инструкцию* по поискам метеоритного вещества, в которой предлагается брать по 10 см почвы с 1 м², отмывать, а затем «травить» магнитом оставшуюся фракцию. Такая методика наиболее подходит для выявления мини-фрагментов небесного тела, в том числе известных сферул метеоритного вещества. При отборе конкретной пробы применялся «метод конверта», предполагающий частичный отбор материала в нескольких локациях единой площадки с последующим объединением в единой таре. Срезался интервал в пределах верхних 10 см мощности почвенного слоя, что явно соответствует интенсивности процессов естественного почвообразования в данной местности. При этом отслеживались структурные особенности слоя для исключения возможных изменений за последние 100 лет – смыв, эрозия и т.п.

В процессе полевых работ (рис.1) отобраны пять проб массой около 50 кг каждая по оси полета метеорита – села Екатериновка (левый берег р. Волга, две пробы), Донгуз и Белая Гора (две пробы). В названных локациях (кроме с. Екатериновка) находили макрофрагменты метеорита Саратов в первые годы после его падения.

Отмывка шлихов выполнена на кафедре геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова. Частицы, предположительно космической природы, выделялись путем разделения пробы верхнего почвенного горизонта на немагнитную и магнитную фракции. Далее из магнитной фракции при помощи оптического микроскопа отбирались сферулы и сростки магнетита с другими минералами. Магнитная фракция выделена на электромагнитном сепараторе при 0,5 А прибором УЭМ-1. Дочищалась фракция постоянным магнитом.

Микрофотографии и рентгеноспектральный микроанализ выполнены на базе Центра коллективного пользования ИФЗ РАН [21] на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN MIRA LMS, оснащенный энергодисперсионным (EDX) спектрометром Ultim Max 65 с интегрированным программным обеспечением AZtecLive Automated (Oxford Instruments). Исследования проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ и рабочем расстоянии 15 мм. Для проведения СЭМ-исследований зерна из магнитной фракции выкладывались рядами, затем заливались эпоксидной смолой, далее шайбы для микронзондовых исследований шлифовались и полировались.

Дополнительная идентификация минералов проводилась в Центре коллективного пользования ИФЗ РАН методом рамановской спектроскопии (спектроскопии комбинационного рассеяния) с использованием спектрометра EnSpectr R532, совмещенного с прямым оптическим микроскопом Olympus BX53 M. Ключевые технические характеристики рамановского спектрометра EnSpectr R532: длина волны лазера – 532 нм, решетка – 1800 штрихов/мм, входная щель – 20 мкм, фокусное расстояние – 75 мм. Съемка спектров проводилась с использованием 50-кратного объектива (общее увеличение ×500) при мощности лазера 2,2 мВт, накопление спектров – в режиме усреднения 20-50 измерений с экспозицией 0,5-2 с.

Результаты

Состав магнитной фракции. Во всех шлихах выделены ферромагнитные фракции одного порядка – массой от 2,2 до 10 г. Фракция представлена сферулами (преимущественно магнетита), угловатыми фрагментами магнетита, покрытыми окислами гематита, средне окатанными фрагментами магнетита. Содержание указанных составляющих приведено в табл.1, рис.2. Выявлены определенные закономерности в изменении состава материала по направлению траектории полета метеорита, требующие дальнейшего подтверждения. Установлена тенденция к увеличению концентрации сферул (с 0,5-1 до 5 %) и их средних размеров (от 50 до 300 мкм) в направлении к головной части роя разброса, соответствующей району Белая Гора. Аналогичная тенденция свойственна концентрации угловатых зерен магнетита. Для всех проб отмечается исключительно

* Васильев Н.В. Инструкция к исследованию метеоритных кратеров // Сибирская комиссия по метеоритам и космической пыли СО АН СССР. Ф. 1718. Оп. 1. Ед. хр. 83.



широкий разброс размеров частиц магнетита – вплоть до одного-двух порядков величины в пределах одной пробы (например, с. Екатериновка – от 50 мкм до 5 мм). Происхождение этих частиц остается неясным, поскольку подстилающие почвенные породы в местах отбора проб различны. Распределение же окатанных зерен магнетита вдоль оси является относительно равномерным. Возможно, их формирование связано с техногенными процессами.

Таблица 1

Распределение составляющих ферромагнитной фракции по оси полета метеорита

Тип	с. Екатериновка (шлих 1)	с. Белая Гора (шлих 2)	с. Белая Гора (шлих 3)	с. Екатериновка (шлих 4)	с. Донгуз (шлих 5)
Сферулы	До 50 мкм / 1 %	50-300 мкм / 2 %	50-150 мкм / 5 %	До 50 мкм / 0,5 %	50 мкм / 2 %
Магнетит (угловатые)	200-1000 мкм	200-1000 мкм	50-200 мкм	До 50 мкм, единичные до 5 мм	20-100 мкм, единичные 2 мм
Магнетит (окатанный)	50-100 мкм	5-100 мкм	5-100 мкм	20-100 мкм	20-100 мкм

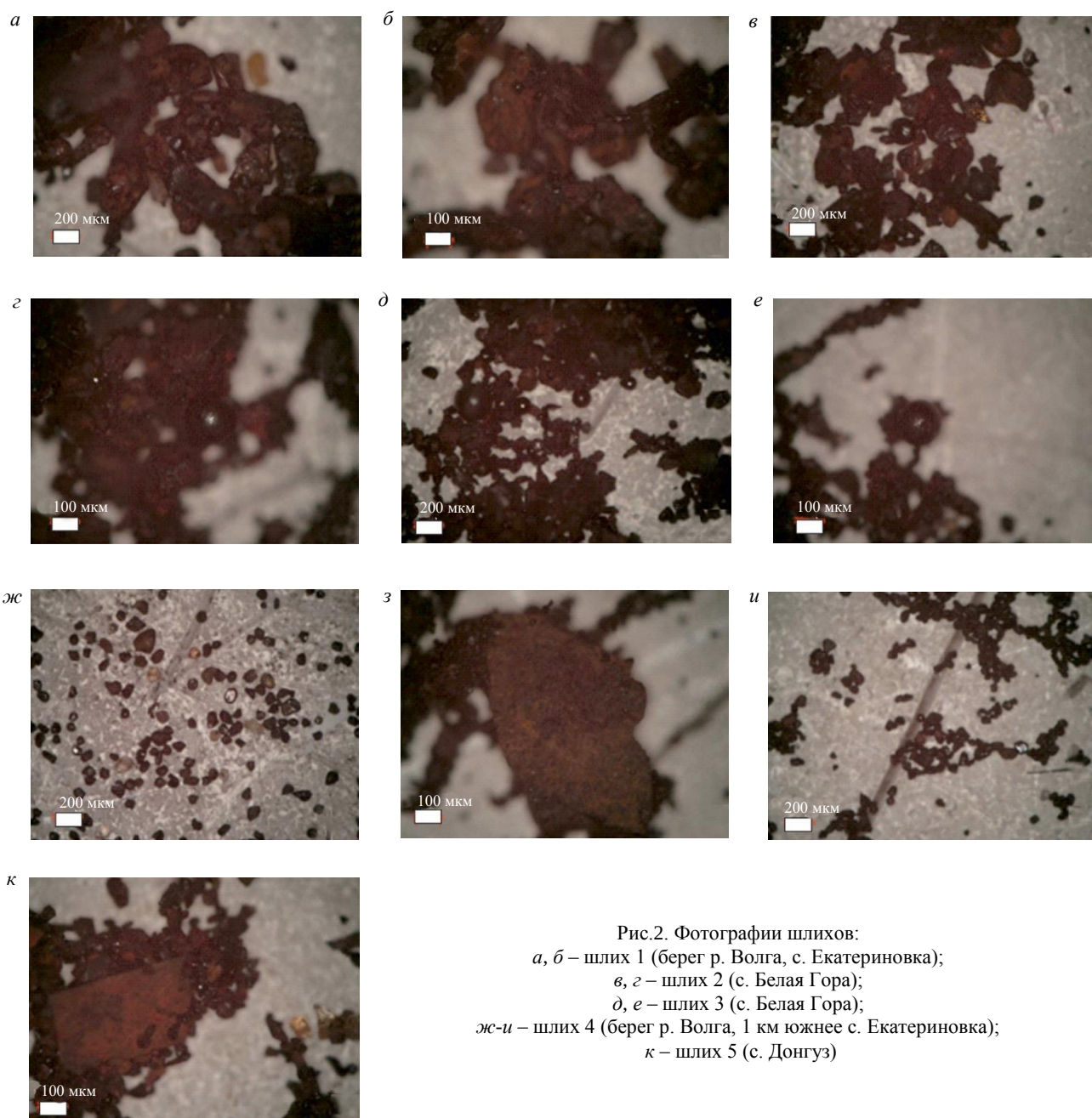


Рис.2. Фотографии шлихов:

а, б – шлих 1 (берег р. Волга, с. Екатериновка);
в, г – шлих 2 (с. Белая Гора);
д, е – шлих 3 (с. Белая Гора);
ж-и – шлих 4 (берег р. Волга, 1 км южнее с. Екатериновка);
к – шлих 5 (с. Донгуз)



Немагнитная фракция состоит из кварца, КППШ и амфиболов. Ферромагнитная фракция представлена в основном магнетитом угловатой (200-1000 мкм) и средне окатанной (50-100 мкм) формы. Зерна угловатой формы покрыты гематитом. Цвет окислов бурый или красный. Цвет магнетита железно-черный со слабым металлическим блеском. В оптический микроскоп хорошо различимы сферулы магнетита без следов окисления, отличающиеся по блеску (от яркого металлического до черного железного). Содержание таких сферул в магнитной фракции около 5 %.

По данным электронной микроскопии установлено присутствие в магнитной фракции хромита, титаномагнетита, обломков самородного железа, а также, вероятно, хромферрида. Также различимы фрагменты породы/сростки кристаллов немагнитных и слабомагнитных минералов с магнетитом. Обнаруженные в шлихах сферулы более детально исследованы на предмет их морфологии и химического состава.

Морфология и состав сферул. Отобранные сферулы представляют магнетит или вюстит с примесью Mn, Cr или Ti. Между кристаллами магнетита «прорастают» соединения с примесью кремния, титана и кальция в виде дендритов, что, вероятно, является отражением распространенного процесса сфенизации магнетита. В большинстве своем сферулы полые внутри, но в нескольких обнаружено железное ядро (рис.3, г). Как правило, состав сферул неоднороден. В табл.2 представлены средние концентрации для основной магнетитовой массы и отдельно для прожилок.

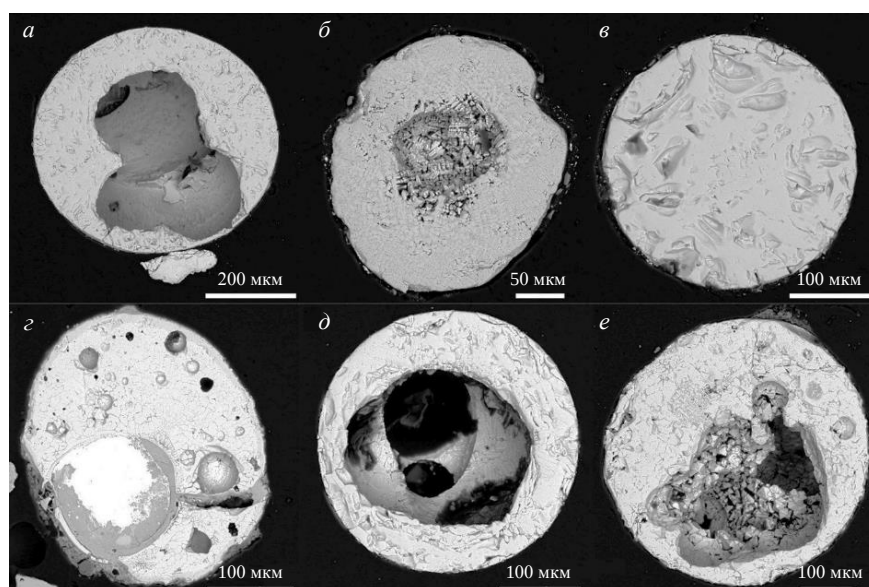


Рис.3. Сферулы магнетита из шлихов с. Белая Гора (SEM BSE): а-в – шлик 2, г-е – шлик 3

Таблица 2

Состав сферул магнетита, мас. %

Метка спектра	Магнетит			Прожилки		
	n = 16			n = 13		
	Min	Max	Median	Min	Max	Median
O	17,06	28,81	22,93	19,64	34,87	28,04
Mg	0	0,72	—	нпо	нпо	нпо
Al	0,31	1,8	1,12	0,28	0,74	0,44
Si	нпо	нпо	нпо	1,17	14,64	8,72
K	нпо	нпо	нпо	0,34	0,49	0,41
Ca	нпо	нпо	нпо	0,36	16,58	4,55
Ti	0,81	7,56	3,12	8,05	9,67	8,82
Cr	0,24	0,39	0,33	нпо	нпо	нпо
Mn	0,39	2,55	0,96	0,33	2,47	1,37
Fe	56,3	76,13	70,48	31,05	72,11	49,00

Примечание. Прочерк – Mg определен достоверно только в одном образце;
нпо – ниже предела обнаружения.



Фрагменты пород. Наибольшее количество фрагментов пород/сростков кристаллов немагнитных и слабомагнитных минералов с магнетитом обнаружено в шлихе 2. Опишем состав наиболее представительных из них. В первом фрагменте (рис.4) достаточно четко идентифицируются магнетит, кварц и барит, слагающий мелкие прожилки. Для более точного определения минерала, слагающего основную массу, выполнена рамановская спектроскопия. Элементный состав и рамановские спектры последнего соответствуют группе клинопироксенов, вероятно эгирину.

Второй фрагмент (табл.3, 4, рис.5) сложен фаялитом (Fa 81) с примесью Mg и Mn (EDX-спектр 92), магнетитом (спектры 24, 30, 31) и плагиоклазом (EDX-спектры 26-29) с пониженной степенью кристалличности (плохо раскристаллизованным), что выражается в уширении рамановских пиков. Спектры оливинов и плагиоклазов сравнивались с литературными данными [22-24].

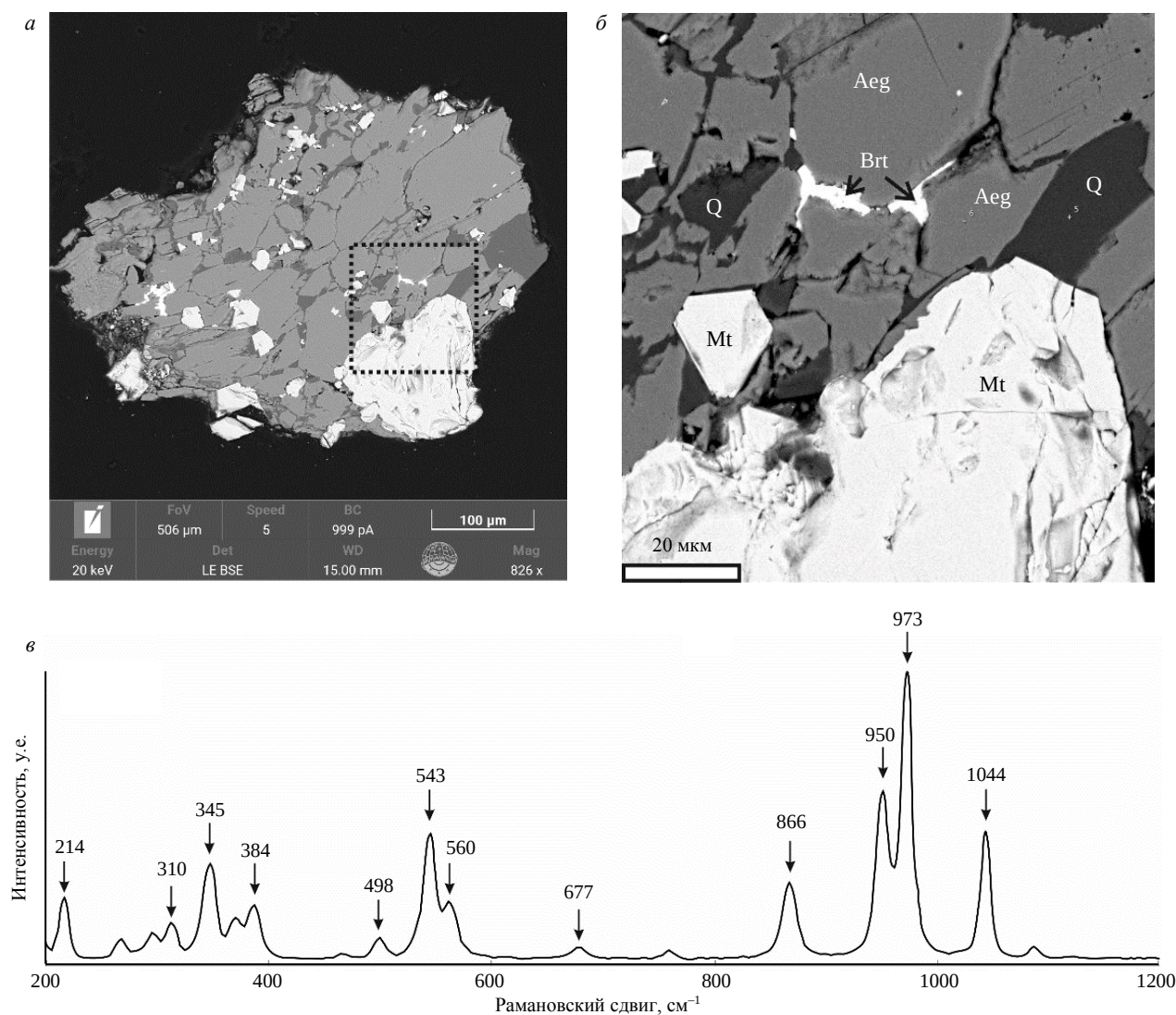


Рис.4. Общий вид первого фрагмента (SEM BSE) (а); слагающие его минеральные фазы (б) и рамановский спектр эгирина из фрагмента (в)

Mt – магнетит; Aeg – эгирин; Brt – барит. Контур пунктиром – область изучаемого фрагмента

Таблица 3

Содержание главных оксидов в плагиоклазах, мас. %

Метка спектра	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Σ
Спектр 28	38,11	3,42	28,51	1,92	20,63	0,6	6,82	100
Спектр 29	39,05	3,16	29,27	2,12	19,72	0,5	6,18	100



Таблица 4

Состав основных фаз, составляющих второй фрагмент, мас. %

Метка спектра	Спектр 92	Спектр 24	Спектр 25	Спектр 26	Спектр 27	Спектр 28	Спектр 29	Спектр 30	Спектр 31
O	31,5	20,67	29,07	43,27	42,65	40,32	39,93	21,46	20,24
Na	нпо	нпо	нпо	0,81	0,56	нпо	нпо	нпо	нпо
Mg	4,52	0,4	0,62	нпо	нпо	0,36	0,3	нпо	нпо
Al	нпо	2,25	1,6	13,16	12,09	1,81	1,66	2,59	1,94
Si	15,45	0,95	15,55	23,06	24,21	17,87	18,15	2,29	нпо
P	нпо	нпо	3,7	нпо	нпо	2,99	2,68	нпо	нпо
K	нпо	нпо	нпо	3,09	6,15	нпо	нпо	нпо	нпо
Ca	0,92	0,21	17,19	6,27	1,91	14,79	14,01	1,2	нпо
Ti	нпо	0,42	нпо	нпо	нпо	нпо	нпо	0,45	0,3
Mn	3,4	0,77	1,26	нпо	нпо	1,49	1,63	0,66	0,61
Fe	43,65	67,56	19,31	2,36	1,46	20,69	21,05	63,74	69,12
Sr	нпо	нпо	нпо	2,43	2,49	нпо	нпо	нпо	нпо
Ba	нпо	нпо	нпо	4,6	9,4	нпо	нпо	нпо	нпо
Σ	99,44	93,24	88,31	99,05	100,92	100,33	99,41	92,38	92,21

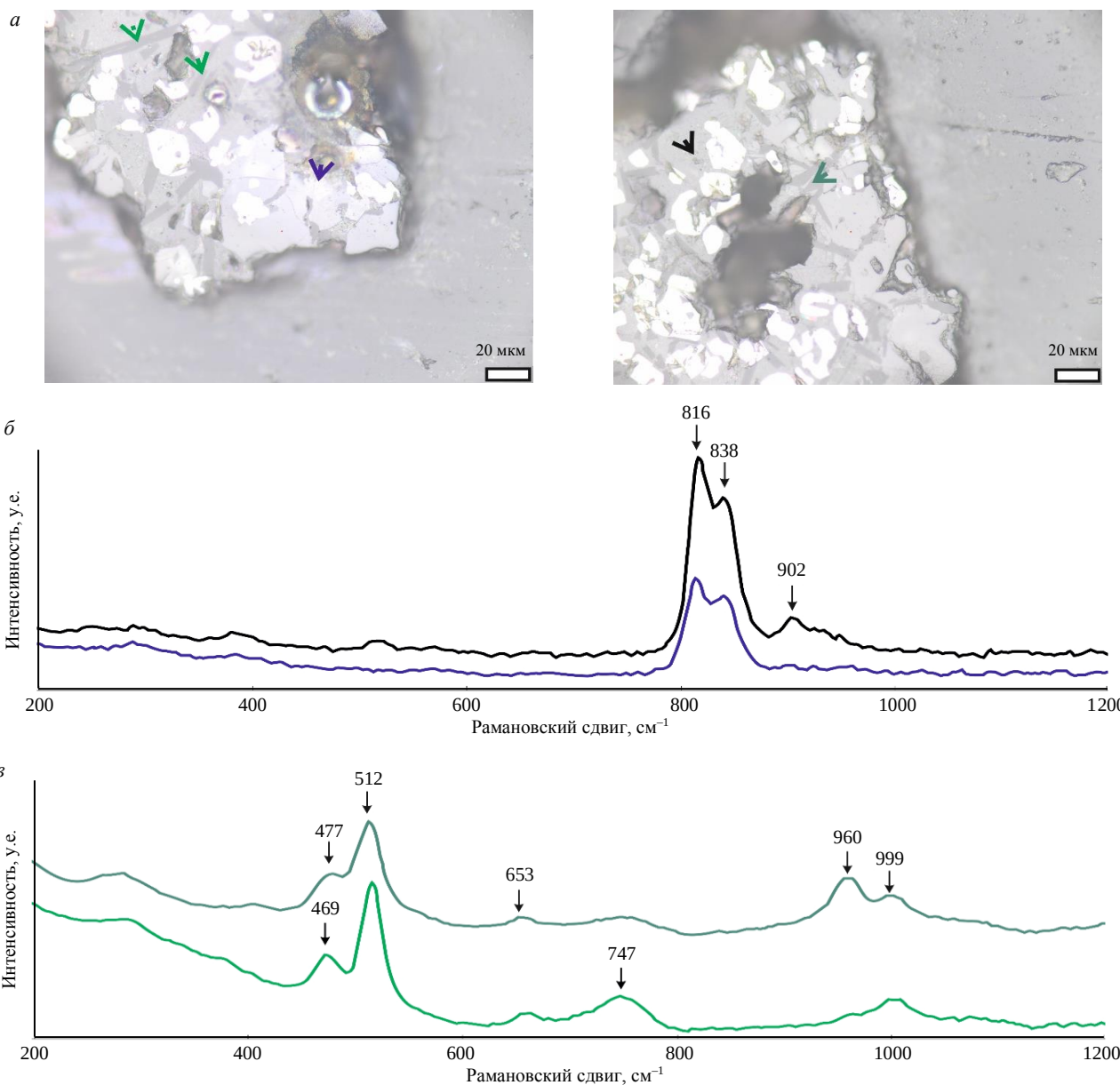


Рис.5. Общий вид второго фрагмента (а), рамановские спектры для оливинов (б) и плагиоклазов (в).
Цветными стрелками отмечены проанализированные участки в соответствии с цветом спектров



На элементной карте (рис.6) наглядно продемонстрировано взаимное расположение фаз. Выделяются призматические кристаллы плагиоклазов («палочки»).

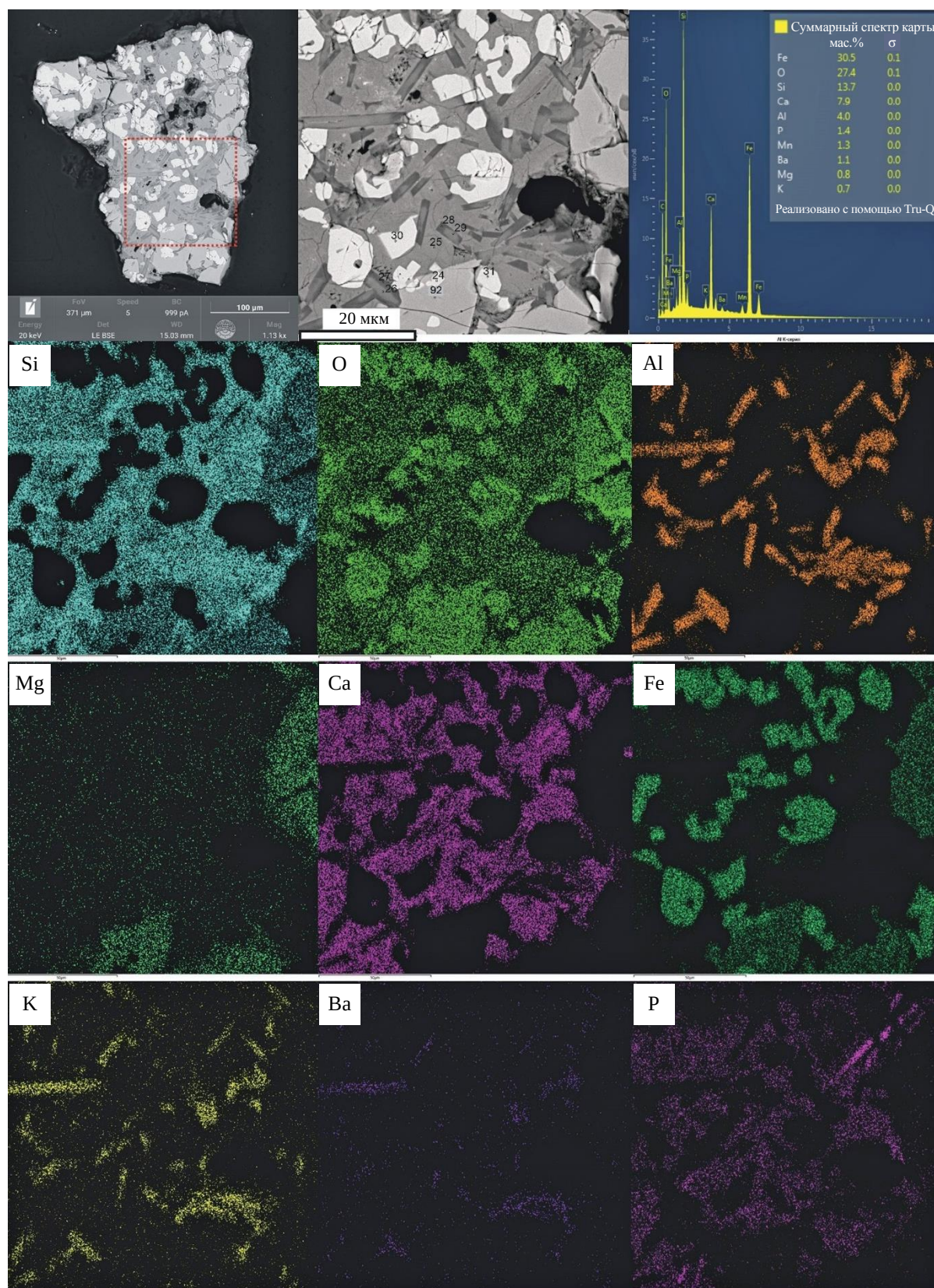


Рис.6. Элементные карты для второго фрагмента (контур пунктиром).
Точками обозначены участки микрозондовых исследований и соответствующие номера спектров в табл.4

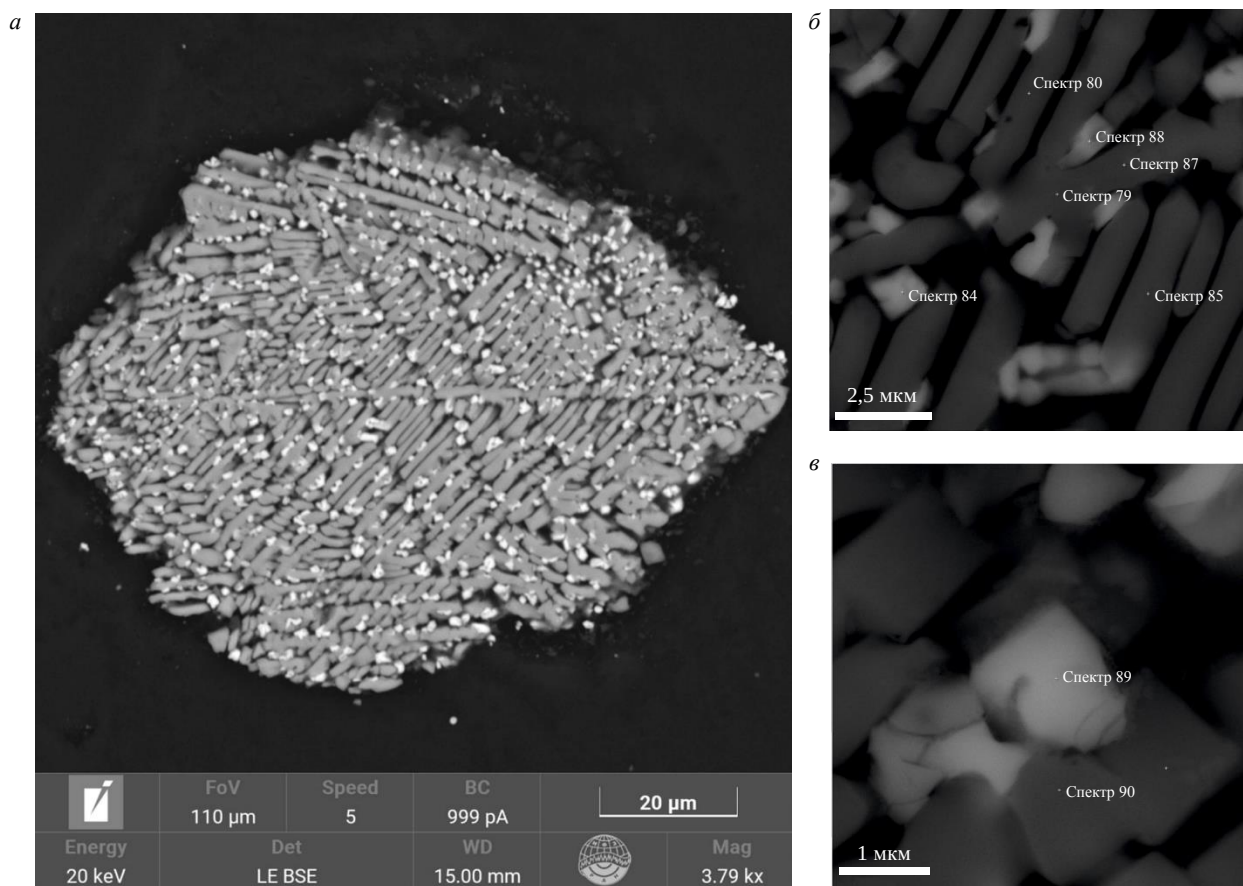


Рис.7. Третий фрагмент (SEM BSE) (а) и участки микрозондовых исследований (б, в)

Наиболее интересным является третий фрагмент со специфичной морфологией (рис.7). Это сферическое образование, не превышающее 80 мкм по длине оси, сложено оливином с примесями Cr и Ni (табл.5). Состав его неоднороден. Часть кристаллов имеет форстерит Fo 62-73, при этом у включения со спектром 89 Fo 37 (у аналогичных на другом участке (спектры 84 и 88) Fo 65-71).

Таблица 5

Состав оливина третьего фрагмента, мас. %

Метка спектра	O	Mg	Al	Si	Ca	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Σ
Спектр 79	41,6	21,34	0,36	16,5	0,18	0,42	0,24	20,15	нпо	1,49	102,27
Спектр 80	38,97	18,55	0,43	13,69	0,14	0,68	0,24	26,08	нпо	1,3	100,1
Спектр 84	37,4	18,07	0,47	13,74	0,12	0,56	0,17	22,74	нпо	1,42	94,69
Спектр 85	37,79	18,93	0,22	15,53	0,16	0,29	0,21	17,91	нпо	1,25	92,3
Спектр 87	39,97	20,5	нпо	16,81	0,18	0,31	0,23	17,45	нпо	1,41	96,84
Спектр 88	38,6	19,33	0,2	16,04	0,16	0,28	0,26	17,76	нпо	1,33	93,96
Спектр 89	33,45	10,92	1,33	6,5	0,08	1,43	0,19	43,03	0,49	1,22	98,64
Спектр 90	36,88	15,53	0,51	10,81	0,11	0,74	0,25	33,97	0,4	1,21	100,41

Примечание. Дефицит суммы вызван рельефом образца.

Обсуждение

Идентификация метеоритного вещества. При изучении сферул, имеющих потенциально космогенное происхождение, следует рассмотреть возможные генетические типы. Это могут быть микрометеориты, сферулы абляции или сферулы импактного плавления. Микрометеориты вносят значительный вклад в поток внеземного вещества, попадающего на Землю, и более распространены в осадочной летописи (в том числе современных глубоководных осадках), чем фрагменты крупных метеоритов [25-27], а также несут важную информацию о палеогеографических условиях прошлого [28-30]. Рассмотрим критерии идентификации микрометеоритов [31] – наличие частичной



или полной оболочки из магнетита вокруг микрометеоритов [32, 33]; самородного никелистого железа; химического состава, близкого к хондриту [34]. Второстепенные признаки – наличие оливина с высоким содержанием CaO , Cr_2O_3 и очень низким содержанием FeO , что не характерно для земных пород [35]; свидетельства нагрева поверхности (вследствие проникновения в атмосферу); сферическая морфология частиц. Обсуждаемые нами сферулы из магнитной фракции теоретически могут отвечать по морфологии и составу микрометеоритам типа I [31]. В микрометеоритах такого типа преобладает FeO с небольшой примесью других оксидов (в основном MgO и SiO_2), минералогически же они сложены вюститом и магнетитом, иногда с ядром из никелистого железа или элементов платиновой группы [31]. При этом сферулы типа I часто могут быть лишены такого ядра и быть полыми внутри.

Существуют метеоритные абляционные сферы, образовавшиеся при входе в атмосферу более крупных тел [36], и микротектиты, сконденсированные из паровых шлейфов [37] или отделенные от ударного расплава, образовавшегося при столкновении космических тел с Землей [38]. Образование абляционных сферул связано с разогревом поверхности, плавлением, испарением, окислением вещества и сдувом расплава набегающим атмосферным потоком [39].

Техногенные сферулы, импактные сферулы, сферулы абляции могут иметь схожую морфологию, а промышленные сферулы из магнетита минералогически неотличимы от некоторых расплавленных микрометеоритов [31]. Причем «земные» сферулы весьма разнообразны [34]. Отсутствие Ni в частицах оксидов железа, как правило, является доказательством «земного» или техногенного происхождения сферул магнетита [40]. В исследуемых сферулах Ni отсутствует либо находится ниже предела обнаружения методом, что не позволяет однозначно трактовать их происхождение. Хотя сферулы с железным ядром, подобные рис.3, 2, но обогащенные Co и Ni , описаны как микрометеориты в работах [28, 41], вероятно, изученные сферулы магнетита являются скорее техногенными образованиями.

Обсуждая состав магнитной фракции, стоит упомянуть, что минералы Fe-Ni даже в пустынном аридном выветривании обыкновенных хондритов окисляются, превращаясь в парамагнитные оксигидроксиды железа (акаганзит), а на более поздних стадиях образуются небольшие количества ферромагнитных оксидов (магнетит/маггемит) [42]. Можно предположить, что обильно представленные в шлихах оксиды и оксигидроксиды железа частично являются продуктами выветривания метеоритных фрагментов. В связи с этим гораздо большего внимания заслуживают обломки пород. Кварц и барит не обнаружены в неизмененных метеоритах, но для них возможно альтернативное происхождение как в результате изменения в земных условиях, так и при изменении на родительских телах [43]. При этом отличить от кварца коэсит и стишовит – минералы ударного воздействия в метеоритах – не представляется возможным. Генезис первого фрагмента остается спорным.

Геохимические особенности оливина метеорита Саратов ранее представлены в работе К.Г.Сухановой и соавторов [8]. Согласно данным исследователей, состав оливина соответствует форстериту и довольно неоднороден (Fo 73-77), но различий между оливином хондр и матрицы по составу главных элементов не установлено. В изученных нами фрагментах оливин соответствует фаялиту (Fa 81), хотя и имеет примеси Mg . При этом фаялит и оливины $(\text{Mg, Fe})_2(\text{SiO}_4)$ встречаются во многих типах метеоритов [43]. Плаггиоклазы с пониженной степенью кристалличности, вероятно, являются «плохо раскристаллизованным мезостазисом олигоклаз-лабрадоритового состава» [8]. Можно предположить принадлежность второго фрагмента к метеориту Саратов или продуктам его изменения.

Третий фрагмент по своему составу (примеси Ni) и морфологии, вероятно, является непорфировой хондрой (barred/dendritic olivine chondrules по [44]). Состав слагающего третий фрагмент оливина неоднороден, но в отдельных точках определяется Fo 71-73 (спектры 79, 85, 87, 88). Таким образом, в магнитной фракции современных почв на месте падения метеорита Саратов можно идентифицировать его отдельные микрофрагменты и/или продукты их изменения.

Д.М.Печерский с соавторами [45] показали, что метеориты (изученных ими типов) имеют идентичный состав первичных магнитных минералов (камасит, тэнит, шрейберзит) и различаются лишь концентрацией. Камасит из метеоритов полностью соответствует по составу камаситу из космической пыли в земных осадках, что указывает на их единое происхождение из ядер родительских планет. На основе термомангнитного и микрозондового анализов четвертичных отложений



Дархатской впадины (Северная Монголия) установили отсутствие корреляции с содержанием магнетита и пирита, а также отрицательную корреляцию со скоростью осадконакопления, что в совокупности с данными по другим регионам Евразии и Атлантики свидетельствует о преимущественно космическом происхождении частиц самородного железа в осадках [46]. Установлено, что в метеоритах чистое железо, камасит и тэнит образуют три обособленные группы с разрывами в содержании Ni. Это объясняется спецификой кристаллизации и распада Fe-Ni-сплавов в космосе [47]. Самородное железо без никеля в земных породах (мантийных ксенолитах, траппах, базальтах) и в метеоритах имеет единую природу, а его глобальное распространение в осадках связано с космической межпланетной пылью из пояса астероидов [48]. Фрагменты самородного железа (96-97 % Fe с примесями Mn, Cr менее 1 % и Si 2,4 %) обнаружены в магнитной фракции изученных почвенных шлиховых почвенных проб, но отсутствие никеля в составе и разумный скепсис не позволяют определить его генезис как космогенный.

Геохимия метеоритного вещества и биогенные функции. Согласно данным [4] о химическом составе метеорита Саратов, в магнитной фракции (в растворимой в горячей царской водке форме) содержатся, %: Fe 67,74-71,26; Ni 7,79-9,16; Co 0,2-0,43; SiO₂ 0,38-3,38; CaO 0,72-1,54; MgO 3,71-7,73; MnO 0,06-0,07; P₂O₅ 0,17-0,18; S_{общ} 0,29-1,77; TiO₂ и Al₂O₃ – следы. Для той же магнитной фракции, но в нерастворимой в горячей царской водке форме отмечаются, %: FeO 1,03-2,03; SiO₂ 7,23-8,85; Al₂O₃ 0,46-0,58; Cr₂O₃ 0,3-0,31; CaO 0,48-0,87; MgO 1,93-2,22; MnO 0,04; P₂O₅ 0,01.

Фундаментальным свойством почвы как биокосной системы является ее способность аккумулировать в твердой фазе продукты собственного функционирования, что приводит к формированию устойчивых педогенных признаков и перестройке ее морфологического облика. Как отмечают В.О.Таргульян и М.А.Бронникова, именно накопление и распределение твердофазных продуктов составляют сущность элементарных почвообразовательных процессов и формируют «память» почвы [49]. Продукты разрушения метеоритного вещества в почве по-разному подвержены процессам накопления и миграции химических элементов, входящих в их состав. Как правило, кобальт, хром и никель являются маркерами космогенного петрофонда. При этом избыток этих тяжелых металлов является токсичным для растений. В связи с этим представляется перспективным дальнейшее изучение почв и растений в пределах ареола рассеяния метеоритного вещества и конкретно точках шлихового опробования магнитной фракции, где идентифицированы Ni- и Cr-содержащие (хромит, хромферрид, некоторые оливины) по результатам нашего исследования.

Заключение

В почвенной пробе из района Белая Гора обнаружено зерно минерала фаялита, которое с высокой степенью вероятности может рассматриваться как фрагмент хондрового образования метеорита-хондрита (именно к таковым относится метеорит Саратов). В ряде зерен обнаружены единичные оригинальные структуры полевого шпата (морфологически описанные в середине XX в. в метеорите Саратов профессором Саратовского университета В.С.Васильевым).

Следы метеорита Саратов возможно обнаружить через 100 лет после падения космического тела на уровне микрофрагментов. Даже при отсутствии детальных привязок к местности прежних многих обломков тела и находок макрофрагментов возможно эффективно исследовать особенности метеоритного дождя, комплексируя методики геохимии, минералогии и почвоведения. В перспективе планируется более обширное применение комплексной методики работы с почвами района падения небесного тела, оконтуривание ареола рассеяния осколков и пылевых выпадений, что позволит оценить особенности события и параметры одного из крупнейших в мире метеоритных дождей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулик Л.А. К падению метеорита в Саратовской губернии в сентябре 1918 года // Мирозведение. 1921. № 1 (40). С. 71.
2. Кулик Л.А. Отчет Метеоритной экспедиции о работах, произведенных с 19 мая 1921 г. по 29 ноября 1922 г. // Известия Российской академии наук. 1922. Т. 16. С. 391-410.
3. Куплетский Б.М., Островский И.А. Материалы к микроскопическому исследованию метеоритов СССР. 6. Каменный метеорит Саратов // Метеоритика. 1941. Вып. II. С. 77-81.



4. Селиванов Л.С. Химический анализ метеорита «Саратов» // Доклады Академии наук СССР. 1940. Т. 26. № 4. С. 397-400.
5. Чирвинский П.Н. Химико-минералогический состав и микроструктура каменного метеорита Саратов // Метеоритика. 1951. Вып. 9. С. 102-116.
6. Воларович М.П., Леонтьева А.А. Исследование вязкости метеоритов и тектитов // Метеоритика. 1941. Вып. 1. С. 33-41.
7. Кринов Е.Л. Спектральная отражательная способность образца № 308 метеорита «Саратов» 1918 г. // Астрономический журнал. 1937. Т. 14, № 4. С. 356-363.
8. Суханова К.Г., Кузнецов А.Б., Галанкина О.Л. Особенности кристаллизации оливина в обыкновенных хондритах (метеорит Саратов): геохимия редких и редкоземельных элементов // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 149-157. DOI: [10.31897/PMI.2022.39](https://doi.org/10.31897/PMI.2022.39)
9. Суханова К.Г., Скублов С.Г., Галанкина О.Л. и др. Геохимия редких элементов в минералах порфировых и непорфировых хондр равновесных обыкновенных хондритов // Геохимия. 2023. Т. 68. № 5. С. 454-470. DOI: [10.31857/S00167523050072](https://doi.org/10.31857/S00167523050072)
10. Bezaeva N.S., Badjukov D.D., Rochette P. et al. Experimental shock metamorphism of the L4 ordinary chondrite Saratov induced by spherical shock waves up to 400 GPa // Meteoritics & Planetary Science. 2010. Vol. 45. Iss. 6. P. 1007-1020. DOI: [10.1111/j.1945-5100.2010.01069.x](https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2010.01069.x)
11. Иванов А.В. Роль учеников и последователей В.И. Вернадского в развитии геонаучной школы региона (на примере Саратовского Поволжья) // Жизнь Земли. 2023. Т. 45. № 1. С. 138-152. DOI: [10.29003/m3159.0514-7468.2023_45_1/138-151](https://doi.org/10.29003/m3159.0514-7468.2023_45_1/138-151)
12. James A.D., Pace F., Sikora S.N.F. et al. The importance of acid-processed meteoric smoke relative to meteoric fragments for crystal nucleation in polar stratospheric clouds // Atmospheric Chemistry and Physics. 2023. Vol. 23. Iss. 3. P. 2215-2233. DOI: [10.5194/acp-23-2215-2023](https://doi.org/10.5194/acp-23-2215-2023)
13. Plane J.M.C., Wuhu Feng, Dawkins E.C.M. The Mesosphere and Metals: Chemistry and Changes // Chemical Reviews. 2015. Vol. 115. Iss. 10. P. 4497-4541. DOI: [10.1021/cr500501m](https://doi.org/10.1021/cr500501m)
14. Brooke J.S.A., Wuhu Feng, Carrillo-Sánchez J.D. et al. Meteoric Smoke Deposition in the Polar Regions: A Comparison of Measurements With Global Atmospheric Models // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2017. Vol. 122. Iss. 20. P. 11112-11130. DOI: [10.1002/2017JD027143](https://doi.org/10.1002/2017JD027143)
15. Dhomse S.S., Saunders R.W., Tian W. et al. Plutonium-238 observations as a test of modeled transport and surface deposition of meteoric smoke particles // Geophysical Research Letters. 2013. Vol. 40. Iss. 16. P. 4454-4458. DOI: [10.1002/grl.50840](https://doi.org/10.1002/grl.50840)
16. McMullan S., Collins G.S. Uncertainty quantification in continuous fragmentation airburst models // Icarus. 2019. Vol. 327. P. 19-35. DOI: [10.1016/j.icarus.2019.02.013](https://doi.org/10.1016/j.icarus.2019.02.013)
17. Moilanen J., Gritsevich M., Lyytinen E. Determination of strewn fields for meteorite falls // Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. 2021. Vol. 503. Iss. 3. P. 3337-3350. DOI: [10.1093/mnras/stab586](https://doi.org/10.1093/mnras/stab586)
18. Brykina I.G., Egorova L.A. Describing the fragment mass distribution in meteorite showers // Planetary and Space Science. 2024. Vol. 241. № 105838. DOI: [10.1016/j.pss.2024.105838](https://doi.org/10.1016/j.pss.2024.105838)
19. Брыкина И.Г., Егорова Л.А. О степенном индексе при описании распределений по массам фрагментов разрушенных метеороидов и астероидов // Вестник Московского университета. Серия 1. Математика. Механика. 2025. № 4. С. 43-51. DOI: [10.55959/MSU0579-9368-1-66-4-6](https://doi.org/10.55959/MSU0579-9368-1-66-4-6)
20. Иванов А.В., Яиков И.А., Смуров А.В. и др. Организация комплексных экспедиций в Поволжье: десятый сезон «Флотилии плавучих университетов» // Жизнь Земли. 2025. Т. 47. № 2. С. 266-278. DOI: [10.29003/m4694.0514-7468.2020_47_2/266-278](https://doi.org/10.29003/m4694.0514-7468.2020_47_2/266-278)
21. Веселовский Р.В., Дубиня Н.В., Пономарев А.В. и др. Центр коллективного пользования Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН «Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм» // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. № 0579. DOI: [10.5800/GT-2022-13-2-0579](https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579)
22. Kuebler K.E., Jolliff B.L., Wang A., Haskin L.A. Extracting olivine (Fo–Fa) compositions from Raman spectral peak positions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. Iss. 24. P. 6201-6222. DOI: [10.1016/j.gca.2006.07.035](https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.07.035)
23. Freeman J.J., Wang A., Kuebler K.E. et al. Characterization of natural feldspars by Raman spectroscopy for future planetary exploration // The Canadian Mineralogist. 2008. Vol. 46. № 6. P. 1477-1500. DOI: [10.3749/canmin.46.6.1477](https://doi.org/10.3749/canmin.46.6.1477)
24. Mouri T., Enami M. Raman spectroscopic study of olivine-group minerals // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2008. Vol. 103. Iss. 2. P. 100-104. DOI: [10.2465/jmps.071015](https://doi.org/10.2465/jmps.071015)
25. Rojas J., Duprat J., Engrand C. et al. The micrometeorite flux at Dome C (Antarctica), monitoring the accretion of extraterrestrial dust on Earth // Earth and Planetary Science Letters. 2021. Vol. 560. № 116794. DOI: [10.1016/j.epsl.2021.116794](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116794)
26. Pandey M., Rudraswami N.G., Singh V.P., Viegas A. Geochemical evaluation of cosmic spherules collected from the Central Indian Ocean Basin // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2023. Vol. 200. № 104153. DOI: [10.1016/j.dsr.2023.104153](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2023.104153)
27. Singh V.P., Rudraswami N.G. Spatial variation of micrometeorite abundance in global ocean // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2025. Vol. 222. № 104533. DOI: [10.1016/j.dsr.2025.104533](https://doi.org/10.1016/j.dsr.2025.104533)
28. Suttle M.D., Campanale F., Folco L. et al. Fossil micrometeorites from Monte dei Corvi: Searching for dust from the Veritas asteroid family and the utility of micrometeorites as a palaeoclimate proxy // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2023. Vol. 355. P. 75-88. DOI: [10.1016/j.gca.2023.06.027](https://doi.org/10.1016/j.gca.2023.06.027)
29. Габдуллин Р.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В. Астроклиматические реперы стратиграфической корреляции для неоген-четвертичных отложений // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2024. № 6. С. 61-71. DOI: [10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-61-71](https://doi.org/10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-6-61-71)
30. Ruggiu L.K., Villeneuve J., Da Silva A.-C. et al. Diversity among fossil micrometeorites in the late Devonian // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2025. Vol. 405. P. 114-131. DOI: [10.1016/j.gca.2025.07.016](https://doi.org/10.1016/j.gca.2025.07.016)
31. Genge M.J., Engrand C., Gounelle M., Taylor S. The classification of micrometeorites // Meteoritics & Planetary Science. 2008. Vol. 43. Iss. 3. P. 497-515. DOI: [10.1111/j.1945-5100.2008.tb00668.x](https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2008.tb00668.x)
32. Toppani A., Libourel G., Engrand C., Maurette M. Experimental simulation of atmospheric entry of micrometeorites // Meteoritics & Planetary Science. 2001. Vol. 36. Iss. 10. P. 1377-1396. DOI: [10.1111/j.1945-5100.2001.tb01831.x](https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2001.tb01831.x)



33. Toppani A., Libourel G. Factors controlling compositions of cosmic spinels: application to atmospheric entry conditions of meteoritic materials // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. Iss. 23. P. 4621-4638. DOI: [10.1016/S0016-7037\(03\)00383-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(03)00383-1)
34. Wozniakiewicz P.J., Alesbrook L.S., Bradley J.P. et al. Atmospheric collection of extraterrestrial dust at the Earth's surface in the mid-Pacific // *Meteoritics & Planetary Science*. 2024. Vol. 59. Iss. 10. P. 2789-2817. DOI: [10.1111/maps.14251](https://doi.org/10.1111/maps.14251)
35. Brearley A.J., Jones R.H. Chondritic Meteorites // *Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, 1998. Vol. 36. P. 3-001-3-398.
36. Genge M.J., Alesbrook L., Almeida N.V. et al. The fusion crust of the Winchcombe meteorite: A preserved record of atmospheric entry processes // *Meteoritics & Planetary Science*. 2024. Vol. 59. Iss. 5. P. 948-972. DOI: [10.1111/maps.13937](https://doi.org/10.1111/maps.13937)
37. Velázquez V.-F., Gomes C.B., Mansueto M. et al. Morphological aspects, textural features and chemical composition of spherules from the Colônia impact crater, São Paulo, Brazil // *Solid Earth Sciences*. 2021. Vol. 6. Iss. 1. P. 27-36. DOI: [10.1016/j.sesci.2020.12.004](https://doi.org/10.1016/j.sesci.2020.12.004)
38. Genge M.J., Davies B., Suttle M.D. et al. The mineralogy and petrology of I-type cosmic spherules: Implications for their sources, origins and identification in sedimentary rocks // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. Vol. 218. P. 167-200. DOI: [10.1016/j.gca.2017.09.004](https://doi.org/10.1016/j.gca.2017.09.004)
39. Стулов В.П., Мирский В.Н., Вислый А.И. Аэродинамика болидов. М.: Наука. Физматлит, 1995. 240 с.
40. Бадюков Д.Д., Райтала Й. Абляционные сферулы Сихотэ-Алинского метеорита и условия их формирования // *Петрология*. 2012. Т. 20. № 6. С. 574-582.
41. Савельев Д.П., Савельева О.Л., Москалева С.В., Рашидов В.А. Состав космогенных сферул из железомарганцевых корок Магеллановых гор // *Геохимия*. 2022. Т. 67. № 5. С. 413-422. DOI: [10.31857/S0016752522050090](https://doi.org/10.31857/S0016752522050090)
42. Кузина Д., Гаттачека Ж., Гуёе У. и др. Влияние земного выветривания на магнитные свойства метеоритов из пустыни Атакама // *Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки*. 2025. Т. 167. Кн. 2. С. 353-366 (in English). DOI: [10.26907/2542-064X.2025.2.353-366](https://doi.org/10.26907/2542-064X.2025.2.353-366)
43. Иванов А.В., Ярошевский А.А., Иванова М.А. Минералы метеоритов – новый каталог // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 8. С. 869-932. DOI: [10.31857/S0016-7525648869-932](https://doi.org/10.31857/S0016-7525648869-932)
44. Jones R.H., Villeneuve J., Libourel G. Thermal Histories of Chondrules. Petrologic Observations and Experimental Constraints // *Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes*. Cambridge University Press, 2018. P. 57-90. DOI: [10.1017/9781108284073.003](https://doi.org/10.1017/9781108284073.003)
45. Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В. Внеземные магнитные минералы // *Физика Земли*. 2012. № 7-8. С. 103-120.
46. Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Казанский А.Ю. и др. Самородное железо в четвертичных отложениях Дархатской впадины, Северная Монголия // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54. № 12. С. 1923-1941.
47. Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А. Чистое железо и другие магнитные минералы в метеоритах // *Астрономический вестник. Исследования Солнечной системы*. 2015. Т. 49. № 1. С. 65-75. DOI: [10.7868/S0320930X14060073](https://doi.org/10.7868/S0320930X14060073)
48. Печерский Д.М., Кузина Д.М., Нургалиев Д.К., Цельмович В.А. Единая природа самородного железа в земных породах и метеоритах. Результаты микрозондового и термомагнитного анализов // *Физика Земли*. 2015. № 5. С. 140-155. DOI: [10.7868/S0002333715050105](https://doi.org/10.7868/S0002333715050105)
49. Гаргульян В.О., Бронникова М.А. Память почв: теоретические основы концепции, современное состояние и перспективы развития // *Почвоведение*. 2019. № 3. С. 259-275. DOI: [10.1134/S0032180X19030110](https://doi.org/10.1134/S0032180X19030110)

Авторы: Алексей Викторович Иванов, канд. геол.-минерал. наук, ведущий научный сотрудник (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), старший научный сотрудник (Институт географии РАН, Москва, Россия), доцент (Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия), <http://orcid.org/0000-0003-2788-0215>, Руслан Рустемович Габдуллин, д-р геол.-минерал. наук, профессор (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), ведущий научный сотрудник (Институт геохимии и аналитической химии имени В.И.Вернадского РАН, Москва, Россия), <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>, Софья Ивановна Меренкова, канд. геол.-минерал. наук, научный сотрудник (Институт океанологии им. П.П.Шириова РАН, Москва, Россия), младший научный сотрудник (Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия), koshelevasof@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>, Алексей Андреевич Самсонов, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), <https://orcid.org/0009-0007-4637-0399>, Альвина Владимировна Чистякова, научный сотрудник (Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия), <https://orcid.org/0000-0001-5959-9327>, Дмитрий Федорович Аяцков, д-р ист. наук, профессор (Центр развития Саратовской агломерации и промышленных парков, Саратов, Россия), <https://orcid.org/0009-0007-6829-6820>, Михаил Анатольевич Винник, д-р пед. наук, ведущий научный сотрудник (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), <https://orcid.org/0009-0006-6970-7567>, Евгений Юрьевич Погожев, канд. биол. наук, старший научный сотрудник (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), <https://orcid.org/0009-0003-3018-930X>, Афанасий Евгеньевич Тельнов, аспирант (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), <https://orcid.org/0009-0002-7428-8097>, Юрий Антонович Чуриков, аспирант (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), <https://orcid.org/0009-0001-2402-7414>, Никита Николаевич Анисимов, аспирант (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), <https://orcid.org/0009-0007-9881-1969>, Наталья Викторовна Бадулина, канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник (Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-1465-2996>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Прогнозирование температуры образования газовых гидратов с использованием гибридного подхода на основе искусственного интеллекта и эмпирических данных

М.Риази¹, Х.Мехраджу¹, М.-С.Дабири¹, Дж.Исмаилова², М.Риази³✉

¹ Университет им. Шахида Бахонара в Кермане, Керман, Иран

² Казахский национальный исследовательский технический университет им. К.И.Сатпаева, Алматы, Республика Казахстан

³ Назарбаев Университет, Астана, Республика Казахстан

Как цитировать эту статью: Риази М., Мехраджу Х., Дабири М.-С., Исмаилова Дж., Риази М. Прогнозирование температуры образования газовых гидратов с использованием гибридного подхода на основе искусственного интеллекта и эмпирических данных // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 145-162. [EDN QIWCEK](#)

Аннотация

Точное прогнозирование температуры образования газовых гидратов необходимо для обеспечения бесперебойной подачи при добыче природного газа и его подводной транспортировке. В данном исследовании использовали 459 экспериментальных точек данных, собранных из литературных источников и охватывающих широкий диапазон давлений – 330-68600 кПа, а также диапазон удельной плотности газа – 0,552-1,03. Эти данные послужили основой для разработки надежных инструментов прогнозирования с использованием всего двух практических входных переменных – давления и удельной плотности газа. Были реализованы два взаимодополняющих подхода к моделированию. Во-первых, проведен систематический сравнительный анализ нескольких передовых методов машинного обучения, включая многослойный перцептрон (MLP), обученный с применением алгоритмов Левенберга – Марквардта (LM), байесовской регуляризации (BR) и алгоритма масштабирования сопряженных градиентов (SCG); сеть радиально базисных функций (RBF); CatBoost; XGBoost; метод опорных векторов с использованием метода наименьших квадратов (LSSVM). Во-вторых, сформулирована оптимизированная эмпирическая корреляция, коэффициенты которой определены с помощью алгоритма нелинейной оптимизации обобщенного приведенного градиента (GRG) для минимизации общей погрешности прогнозирования на всем экспериментальном наборе данных. Среди моделей машинного обучения CatBoost продемонстрировал лучшую прогностическую производительность, достигнув значения AAPRE 0,094 % и коэффициента R^2 0,996 на тестовом наборе данных. Разработанная корреляция на основе GRG также показала хорошее соответствие экспериментальным данным, одновременно представляя собой прозрачную и вычислительно эффективную альтернативу, подходящую для быстрых инженерных расчетов. Анализ чувствительности и значения рычага подтвердили надежность, статистическую достоверность и широкую применимость предложенных моделей в исследуемой области.

Ключевые слова

температура образования газовых гидратов; метод опорных векторов с использованием метода наименьших квадратов; машинное обучение; многослойный перцептрон; сеть радиально базисных функций; обобщенный приведенный градиент

Финансирование

Отсутствует.

Поступила: 09.02.2025

Принята: 25.06.2026

Онлайн: 28.08.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

В последние годы природный газ стал широко распространенным, ценным и экологически чистым источником энергии [1-4]. Предпринимаются значительные усилия по продвижению и расширению его использования в различных областях, что обусловлено не только его техническими и экономическими преимуществами, но и низким уровнем выбросов парниковых газов [2, 5]. Однако добыча природного газа часто ведется в нетрадиционных условиях, что создает многочисленные эксплуатационные проблемы. Добыча, а также сопутствующие промысловые операции, такие как глубоководное бурение, транспортировка по трубопроводам, хранение и сепарация, сопряжены с серьезными проблемами обеспечения бесперебойной подачи [6-9]. Среди них наиболее



критичным признано образование гидратов, приводящее к тяжелым последствиям, в том числе закупоркам трубопроводов и противовыбросовых превенторов, нестабильности работы, потенциальным нарушениям безопасности и целостности промысловых установок [10-13]. Газовые гидраты – это кристаллические твердые соединения с клатратной структурой. Они образуются, когда небольшие молекулы газа (так называемые гости), включая сероводород, диоксид углерода, метан, этан, пропан и азот, оказываются заключены в полостях, созданных молекулами воды («хозяином»). Обычно гидраты образуются в условиях высокого давления и низкой температуры [14-19]. Образование гидратов часто наблюдается из-за постоянного присутствия воды при добыче газа либо в результате неправильного проектирования и строительства трубопроводов.

В многофазных магистральных трубопроводах, поверхностных сооружениях и устьях скважин гидраты создают серьезную проблему для бесперебойной подачи. Эффективное и своевременное внедрение стратегий предотвращения образования гидратов имеет решающее значение – закупорки, вызванные образованием гидратов, могут остановить добычу на дни или даже месяцы. Такие перебои могут привести к существенным экономическим потерям, исчисляемым миллионами долларов, потраченным на системы сбора газа или магистральные газопроводы высокого давления. Е. Hammerschmidt [20] впервые сообщил о закупорке трубопроводов гидратами в 1934 г. С тех пор отложение гидратов при транспортировке и добыче природного газа стало важной областью исследований. Значительные достижения в изучении гидратов привлекли к себе большое внимание, подчеркнув важность понимания процесса их образования, определения ключевых параметров и разработки эффективных стратегий снижения рисков как для научных исследований, так и для промышленной практики [17, 21-26]. Учитывая междисциплинарную значимость образования гидратов, растет интерес к точному определению условий их формирования [27], среди которых температура образования – один из наиболее важных параметров [28, 29]. Хотя экспериментальные методы дают надежные прогнозы температуры образования гидратов, они зачастую дорогостоящи и требуют много времени. Поэтому исследователи ищут более экономичные прогнозирующие подходы, включая эмпирические корреляции, методы на основе диаграмм, а также теоретические модели, основанные на различных уравнениях состояния [27-29].

Хотя самая ранняя модель для прогнозирования температуры образования гидратов – корреляция, предложенная Е. Hammerschmidt в 1934 г. [20], – связывала температуру образования гидратов исключительно с давлением, последующие и более совершенные корреляции включали в качестве важнейших входных параметров давление и состав газа [30-35]. Опираясь на эти разработки, ряд исследователей также применил методы машинного обучения для прогнозирования температуры образования газовых гидратов, что обеспечило повышенную точность и эффективность прогнозов по сравнению с традиционными методами.

А.А. Elgibaly и А.М. Elkamel [36] разработали сложную модель искусственной нейросети (ANN) для прогнозирования условий образования гидратов для различных чистых газов, газовых смесей и ингибиторов. В исследовании были рассмотрены несколько архитектур нейросетей для выявления наиболее точной конфигурации. Согласно выводам, сеть с одним скрытым слоем, содержащим 25 нейронов, дала достаточно точные результаты для модели, основанной на удельной плотности. Для композиционных моделей сети с 40 или 50 нейронами в скрытом слое обеспечили наименьшие погрешности прогнозирования. Кроме того, они представили новую модель нейросети, основанную на удельной плотности газа, с использованием обновленных экспериментальных данных об условиях образования гидратов. Эта модель продемонстрировала более высокую точность по сравнению с традиционными графическими методами изучения удельной плотности и эмпирическими корреляциями. Однако для удельных плотностей газа в диапазоне 0,8-1,0 ее применимость была ограничена нехваткой экспериментальных данных. Для удельных плотностей свыше 1,0 модель давала неоднозначные результаты – вероятно, из-за недостаточного объема данных и ограничений, связанных с использованием только удельной плотности газа в качестве входного параметра.

G. Zahedi et al. [37] применили подход на основе нейросети для прогнозирования температуры образования гидратов и сообщили о высокой прогностической эффективности модели. Результаты показали, что модель нейросети обеспечивает более высокую точность по сравнению с обычными методами прогнозирования.



S.H.Riazi et al. [38], используя экспериментальные данные E.D.Sloan и C.A.Koh [15], разработали новую корреляцию с помощью методов подбора кривых в MATLAB. Корреляция была дополнительно оптимизирована с применением генетического алгоритма (GA), оптимизации роем частиц (PSO) и алгоритма империалистической конкуренции (ICA) для повышения ее точности. По сравнению с предыдущими моделями предложенная корреляция показала наименьшую погрешность и наивысшую общую точность.

S.M.Hesami et al. [39] представили два усовершенствованных метода на основе нейросети, оптимизированных с помощью ICA, для прогнозирования условий образования газовых гидратов. Модель ICA-ANN была разработана с использованием эмпирических данных из литературы и оценена в сравнении с обычной моделью нейросети, а также с точной термодинамической моделью в различных рабочих условиях. Неожиданно модель ICA-ANN показала худшие результаты по сравнению с традиционным подходом нейросети.

M.N.Amar [40] предложил надежную и удобную корреляцию для оценки температуры образования гидратов различных типов природного газа, включая кислый, кислотный и сладкий газы. Эта корреляция была разработана с применением программирования с экспрессией генов (GEP) – метода машинного обучения. Результаты показали, что модель на основе GEP прогнозирует температуру образования гидратов с высокой точностью – средняя абсолютная ошибка (AAPRE) – 0,1397 %.

M.Mesbah et al. [41] разработали универсальную и удобную для пользователя корреляцию на основе гибридного метода группового учета аргументов (GMDH) для прогнозирования температуры образования гидратов, предназначенную для широкого спектра природных газовых смесей, включая сладкие и кислые газы. По сравнению с традиционными корреляциями эта модель продемонстрировала превосходную статистическую эффективность. Примечательно, что она показала многообещающие результаты для кислых газов с высокими концентрациями H_2S , превосходя существующие термодинамические модели и эмпирические корреляции. Для выявления сомнительных точек данных и оценки надежности модели был применен статистический метод рычага. Анализ подтвердил, что почти все точки данных попадают в допустимый диапазон применимости, что подтверждает статистическую устойчивость предложенной гибридной модели GMDH.

M.Hosseini и Y.Leonenko [42] предложили модели на основе машинного обучения для прогнозирования температуры образования гидратов метана в широком диапазоне концентраций рассола. Их результаты показали, что особо случайные решающие деревья демонстрируют высокую прогностическую эффективность с корнем квадратным из среднеквадратичной ошибки (RMSE) на тестовой выборке 0,6248.

В 2024 г. M.Karaköse и Ö.Yücel [43] разработали усовершенствованные модели регрессии в машинном обучении для оценки температуры образования гидратов на основе химического состава сладких газовых смесей. Применяемые методы включали линейную регрессию, регрессию с использованием дерева решений (DT), регрессию случайного леса (RF), обобщенные аддитивные модели и нейросети. Ансамблевые методы, особенно метод случайного леса, показали превосходную эффективность, достигнув значений R^2 и скорректированного $R^2 = 0,998$. Эти результаты подчеркивают потенциал ансамблевых методов обучения для повышения безопасности и эффективности систем транспортировки и переработки газа.

N.Khan et al. [44] оценили три алгоритма машинного обучения – регрессию опорных векторов (SVR), нейросети и DT – для прогнозирования температуры образования гидратов. Их результаты показали следующие значения R^2 /RMSE: (0,9999; 0,0631) для SVR, (0,9986; 0,5011) для нейросети и (0,9278; 3,5606) для DT. На основании этих данных видно, что SVR продемонстрировала наивысшую прогностическую точность, за ней следовала нейросеть, а метод DT показал сравнительно низкую эффективность.

W.Aleem et al. [45] представили всесторонний и новый сравнительный анализ девяти различных моделей машинного обучения для точного прогнозирования температуры образования гидратов метана в присутствии рассолов. В исследованиях применялись основные алгоритмы машинного обучения, включая множественную линейную регрессию (MLR), долговременную краткосрочную память (LSTM), сеть радиально-базисных функций (RBF), метод опорных векторов (SVM), нейросети, регрессию гауссовского процесса (GPR), метод случайного леса (RF) и метод К-ближайших соседей (KNN).



Точность модели была проверена на большом наборе данных, включающем 1000 точек с широким диапазоном концентраций солей. Экспериментальные результаты показали, что алгоритм KNN быстро сходится, точен и стабилен на всем диапазоне точек данных, достигая значения $R^2 = 0,975$ и $AAPRE = 0,385 \%$.

М.Khafaie et al. [46] в своем исследовании разработали и оценили две модели машинного обучения, включая нейросети и гибридную оптимизацию роом частиц-нейросеть (PSO-ANN). Подход был сосредоточен на прогнозировании температуры образования гидратов с использованием ключевых входных параметров – мольной доли компонентов газа и давления в системе. Был использован набор данных 1841 экспериментального образца. Модель нейросети выдала среднеквадратичную ошибку СКО = 0,0003533 и $R^2 = 0,9976$. Модель PSO-ANN выдала СКО = 0,0003298 и $R^2 = 0,9899$. Обе модели продемонстрировали высокую прогностическую точность, причем PSO-ANN имела небольшое преимущество по СКО. Это исследование подчеркнуло эффективность оптимизированного подхода машинного обучения для точного и обобщаемого прогнозирования температуры газовых гидратов.

М.R.Atta et al. [47] провели систематический обзор в соответствии с рекомендациями PRISMA и библиометрическое картирование для анализа исследований по искусственному интеллекту и машинному обучению для прогнозирования термодинамических условий газовых гидратов, опубликованных в период с 2016 по 2025 гг. Анализ показал преобладающую ориентацию на бинарную систему вода – газ (87,5 %) и сильную зависимость от экспериментальных наборов данных, взятых из литературы (73,9 %). Наиболее распространенными алгоритмами были нейросети, SVR и RF, а основными метриками оценки – R^2 и СКО. Значительным ограничением стало отсутствие количественной оценки неопределенности и недостаточная представленность наборов данных, полученных в полевых условиях. Обзор выявил возможности для предстоящей работы по оценке устойчивости моделей, расширению выходных данных моделей для включения кинетики и морфологии гидратов. Несмотря на обширные экспериментальные и численные исследования температуры образования гидратов сохраняется потребность в комплексных исследованиях, при которых одновременно разрабатываются точные, устойчивые и практически применимые модели машинного обучения и упрощенные корреляции.

В данном исследовании для разработки передовых прогностических моделей оценки температуры образования газовых гидратов использовался комплексный набор данных, включающий 459 точек. В рамках первого подхода были реализованы несколько надежных методов машинного обучения, в том числе CatBoost, XGBoost, метод опорных векторов с использованием метода наименьших квадратов (LSSVM), сеть радиально-базисных функций (RBF), многослойный перцептрон (MLP). Модели обучались с использованием алгоритмов Левенберга – Марквардта (LM), байесовской регуляризации (BR) и алгоритма масштабируемых сопряженных градиентов (SCG). Во втором подходе была разработана эмпирическая корреляция с применением метода оптимизации обобщенного приведенного градиента (GRG), учитывающего изменения давления и удельной плотности газа. Цель исследования состояла в том, чтобы вывести новую корреляцию, способную обеспечить большую точность и производительность по сравнению с существующими моделями. Для оценки влияния входных параметров на температуру образования газовых гидратов был проведен анализ коэффициентов релевантности. Кроме того, для статистического анализа применялся метод рычага – для выявления потенциальных выбросов и определения области применимости разработанных моделей.

Данные

Обобщающая способность и надежность разработанных моделей в значительной степени зависят от разнообразия и объема входных данных, использованных при разработке моделей. В настоящем исследовании для разработки точных моделей прогноза температуры образования газовых гидратов был составлен комплексный банк данных, включающий 459 экспериментальных точек данных и охватывающий широкий диапазон рабочих условий [48-55]. В табл.1 представлена статистическая сводка входных переменных, в том числе удельной плотности газа и давления, а также выходной переменной (экспериментальной температуры). Полный набор данных, использованный в данном исследовании, приведен в приложении <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16663/16705>.



Таблица 1

Статистическое описание используемой базы данных [48-56]

Характеристики	Удельная плотность газа	Давление, кПа	Экспериментальная температура, К
Максимум	1,03	68600	304,483
Минимум	0,552	330	272,04
Асимметрия	1,555	3,474	0,265
Эксцесс	2,338	14,396	-0,809
Мода	0,629	20684,272	283,15
Медиана	0,651	3164,999	284,349
Среднее значение	0,685	6722,435	284,956
Стандартное отклонение	0,097	10 136,045	7,52

Как показано в табл.1, удельная плотность газа варьируется от 0,552 до 1,03. Давление изменяется в диапазоне от 330 до 68600 кПа при среднем значении 6722,435 кПа. Экспериментальные температуры в банке данных находятся в пределах от 272,04 до 304,483 К со средним значением 284,956 К.

Методы

В данном исследовании для прогнозирования температуры образования газовых гидратов были использованы несколько методов машинного обучения.

Метод опорных векторов с использованием метода наименьших квадратов (LSSVM). Алгоритм LSSVM широко применяется для регрессионного анализа, распознавания образов и классификации данных. Он сохраняет основные характеристики традиционного метода SVM, предлагая при этом упрощенную формулировку, которая снижает вычислительную сложность и время обучения. Подробную информацию о теории SVM можно найти в источнике [57]. Модель LSSVM была впервые представлена J.A.Suykens и J.Vandewalle [58, 59]. Функция затрат этого метода аналогична функции затрат SVM и выражается следующим образом:

$$g(y) = O^T \varphi(y_i) + bi,$$

где bi – члены смещения; O^T – транспонированный вектор выходного слоя; $\varphi(y_i)$ – функция ядра; y_i – входной вектор функции.

Входная матрица имеет размеры $M \times m$, где m и M – количество входных параметров и общее количество точек данных соответственно. Путем минимизации функции затрат можно определить член смещения и вектор выходного слоя [60]:

$$CF = \frac{1}{2} O^T O + \frac{1}{2} \gamma \sum_{i=1}^{num} s_i^2.$$

Функция затрат [60]:

$$x_i = O^T \varphi(y_i) + bi + s_i^2, \quad i = 1, 2, 3, \dots, M,$$

где s_i – ошибка регрессии; γ – регулируемый параметр в LSSVM.

Лагранжева форма задачи [60]:

$$K(O, s, q, bi) = \frac{1}{2} O^T O + \frac{1}{2} \gamma \sum_{i=1}^{num} s_i^2 - \sum_{i=1}^{num} q_i (O^T \varphi(y_i) + bi + s_i - x_i),$$

где q_i – множитель Лагранжа.

Взяв частные производные Лагранжа по bi , q_i , s_i и O , можно получить неизвестные параметры [60]:



$$\begin{cases} \frac{\partial K}{\partial O} = 0 \rightarrow O = \sum_{i=1}^{num} q_i \varphi(y_i); \\ \frac{\partial K}{\partial b_i} = 0 \rightarrow \sum_{i=1}^{num} q_i = 0; \\ \frac{\partial K}{\partial s_i} = 0 \rightarrow q_i = \gamma s_i, \quad i = 1, 2, 3, \dots, M; \\ \frac{\partial K}{\partial q_i} = 0 \rightarrow O^T \varphi(y_i) + b_i + s_i - x_k = 0, \quad i = 1, 2, 3, \dots, M. \end{cases}$$

Решение этой системы уравнений дает необходимые переменные в рамках LSSVM. Следующие уравнения представляют три традиционно используемые ядерные функции в литературе:

- ядро сети радиально-базисной функции $\varphi(y, y_i) = \exp\left(\frac{-\|y_i - y\|^2}{\sigma^2}\right)$;
- линейное ядро $\varphi(y, y_i) = y_i^T y$;
- полиномиальное ядро $\varphi(y, y_i) = (\tau + y_i^T y)^n$.

В LSSVM σ^2 является регулируемым параметром, который можно оптимизировать путем минимизации целевой функции, такой как среднеквадратичная ошибка. При использовании следующего уравнения разница между прогнозируемыми выходными данными разработанной модели и соответствующими экспериментальными значениями минимизируется следующим образом:

$$CKO = \frac{\sum_{j=1}^m (R_{exp_j} - R_{rep/pred_j})^2}{m}.$$

Сеть радиально-базисных функций (RBF). Сеть RBF – это хорошо зарекомендовавший себя тип прямой искусственной нейросети, широко используемой в качестве надежного подхода к моделированию для решения сложных задач [61, 62]. Нейросеть RBF обычно состоит из трех слоев – входного, скрытого и выходного. В скрытом слое каждый нейрон связан с центром и заранее определенным радиусом, задающим конкретную область во входном пространстве. В каждом нейроне вычисляется расстояние между входным вектором и соответствующим центром [63]. Для этого обычно применяются различные функции активации, такие как аппроксимация сплайном типа «тонких пластин», гауссова функция, кубическая функция, логистическая функция, квадратичная функция [64]. Евклидово расстояние между входным вектором и центром каждого нейрона вычисляется с помощью уравнения [65]

$$r_i = \left[\sum_{j=1}^l (y_i - Ce_{ji})^2 \right]^{0,5}, \quad i = 1, \dots, M,$$

где индексы i, l – количество векторов центра и количество входов соответственно; y_i , r_i – входной вектор и евклидово расстояние от центра нейрона; Ce_{ji} – центр кластера.

Выход модели RBF [66], более подробная информация об этой модели нейронной сети доступна в источниках [67-69]:

$$x_c(y) = \sum_{i=1}^M cw_i \varphi_{ci}(\|y_c - Ce_i\|), \quad i = 1, \dots, M, \quad c = 1, \dots, N,$$

где cw_i – вес связи; M – количество нейронов скрытого слоя; Ce_i – вектор центра; φ – функция активации.



Многослойный перцептрон (MLP) – это широко используемая прямая искусственная нейронная сеть [65], состоящая из входного слоя, одного или нескольких скрытых слоев и выходного слоя. Входные переменные подаются на входной слой, а скрытые слои, обычно использующие нелинейные функции активации, такие как *tansig* и *logsig*, преобразуют эти входные данные в представления более высокого уровня [70, 71]. Выходной слой, как правило, использует линейную функцию активации *purelin* для формирования окончательных прогнозов. Обучение MLP выполняется с помощью алгоритма обратного распространения ошибки, в ходе которого веса сети и смещения итеративно обновляются для минимизации ошибки между прогнозируемыми и целевыми выходными значениями. Хотя для выявления взаимосвязей между входными и выходными данными зачастую достаточно одного скрытого слоя, при моделировании более сложных систем может потребоваться добавление дополнительных слоев.

Метод обобщенного приведенного градиента (GRG) широко используется для оптимизации с множеством переменных. Этот подход основан на концепции приведенных градиентов и способен работать как с линейными, так и с нелинейными ограничениями, обеспечивая выполнение активных ограничений на протяжении всего процесса решения. Путем аппроксимации градиента в заданной точке z метод GRG одновременно учитывает градиенты целевой функции и уравнения ограничений. В результате ограничения включаются в градиенты целевой функции, сужая поиск допустимыми направлениями и эффективно сокращая пространство решений. В данном исследовании $f(z)$ представляет целевую функцию для ограничения $h(z)$ [72].

Минимизирует $f(z) = z$; подвергается минимизации $h_k(z) = 0$. Формула GRG выражается следующим образом:

$$\frac{df}{dz_k} = \nabla_{z_k}^t f - \nabla_{z_i}^t f \left(\frac{dh}{dz_i} \right) \frac{dh}{dz_k}.$$

Необходимым условием минимизации $f(y)$ является то, что ее первая производная равна нулю, т.е. $df(y) = 0$.

Алгоритм оптимизации. Эффективность моделей нейронных сетей во многом зависит от выбора подходящих алгоритмов обучения, используемых для оптимизации их весов и смещений. В данном исследовании для обучения модели MLP были применены три алгоритма оптимизации. Алгоритм Левенберга – Марквардта широко известен благодаря своей способности повышать производительность MLP за счет эффективного решения нелинейных задач наименьших квадратов [73, 74]. Алгоритм байесовской регуляризации (BR) предоставляет надежную альтернативу – он корректирует веса и смещения сети в рамках обучающей схемы LM, применяя при этом теорему Байеса для обновления их распределений [75, 76]. Алгоритм масштабируемых сопряженных градиентов (SCG) устраняет необходимость в вычислительно затратных линейных поисках, тем самым обеспечивая более быстрый и эффективный процесс обучения по сравнению с другими методами, основанными на градиенте.

Результаты и обсуждение

В данном исследовании моделирование температуры образования газовых гидратов проводилось в широком диапазоне рабочих условий. В интеллектуальных моделях в качестве входных переменных использовались давление и удельная плотность газа, а выходной переменной служила температура образования газовых гидратов. Комплексный банк данных, содержащий 459 экспериментальных точек, был случайным образом разделен на два подмножества для разработки моделей:

- Обучающая выборка использовалась для разработки модели, ее оптимизации и повышения производительности. В процессе обучения модель устанавливает взаимосвязь между входными параметрами и выходной переменной путем итеративной корректировки смещений и весов для минимизации отклонения между экспериментальными и прогнозируемыми значениями.
- Тестовая выборка. Это подмножество было зарезервировано для оценки прогностических возможностей модели и проверки ее точности.

Для всех моделей исследования 80 % данных были выделены для этапа обучения, а оставшиеся 20 % использовались для тестирования. Важно отметить, что высокая производительность на



этапе обучения не гарантирует надежности модели. Поэтому для подтверждения точности и устойчивости разработанных моделей необходимо тестирование на зарезервированных данных.

Для моделирования температуры образования газовых гидратов были использованы передовые алгоритмы машинного обучения, включая CatBoost, XGBoost, MLP, RBF и LSSVM. Дополнительно для обучения сети MLP были применены три метода оптимизации – LM, SCG и BR. Для оценки производительности разработанных моделей проведены различные статистические и графические анализы ошибок. Также выполнен анализ чувствительности – чтобы определить влияние входных параметров на выходные данные моделей.

Перед разработкой моделей все входные и выходные переменные были нормализованы с помощью масштабирования min-max до диапазона от -1 до 1 , что позволило повысить численную устойчивость и скорость сходимости. Прогнозируемые выходные данные впоследствии были преобразованы обратно в исходный масштаб. На начальном этапе была разработана корреляция на основе входных параметров для оценки температуры образования газовых гидратов.

Разработка корреляции. Для алгоритма GRG была установлена корреляция, продемонстрировавшая его способность прогнозировать целевые параметры с высокой точностью. В результате было разработано понятное уравнение, включающее два входных параметра и пять дополнительных коэффициентов:

$$T = aSG^b \left(\frac{\log(P)}{1,5} \right)^c - dSG \sqrt{\frac{\log(P)}{3,25}} + e, \quad (1)$$

где T – температура, К; P – давление, кПа; SG – удельная плотность газа; a, b, c, d, e – константы корреляции, $a = 162,4292$; $b = 0,244852$; $c = 0,36583$; $d = 50,60196$; $e = 116,777$.

Корреляция, представленная в уравнении (1), может быть использована для оценки температуры образования газовых гидратов как функции давления и удельной плотности газа.

Оценка моделей. В данном исследовании предложенные модели оценивались с помощью статистического анализа ошибок, а их производительность – с использованием нескольких метрик, в том числе коэффициента детерминации R^2 , RMSE и AAPRE:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (T_{\text{exp},i} - T_{\text{pred},i})^2}{N}};$$

$$\text{AAPRE} = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \frac{|T_{\text{exp},i} - T_{\text{pred},i}|}{T_{\text{exp},i}};$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (T_{\text{exp},i} - T_{\text{pred},i})^2}{\sum_{i=1}^N (T_{\text{exp},i} - \bar{T})^2},$$

где N – общее количество точек данных; $T_{\text{exp},i}$ – экспериментально измеренная температура; $T_{\text{pred},i}$ – прогнозируемая температура.

Статистическая оценка. Для выявления наиболее точного варианта разработанные модели были систематически оценены и сопоставлены с использованием статистических метрик, в том числе R^2 , AAPRE и RMSE. Согласно статистическим принципам, точность и достоверность модели повышаются по мере приближения значения R^2 к единице. При этом более низкие значения RMSE и AAPRE указывают на более высокую точность процесса моделирования. Значения параметров представлены в табл.2.

Результаты показали, что среди протестированных моделей наивысшую точность по уровню прогностической эффективности продемонстрировала CatBoost, за ней следуют XGBoost, MLP-LM, MLP-BR, MLP-SCG и LSSVM. Как показано в табл.2, значения AAPRE 0,126 % для тестовой



выборки, 0,086 % для обучающей выборки и 0,094 % для всего набора данных указывают на то, что подход CatBoost обеспечивает высокоточные прогнозы температуры образования газовых гидратов. Кроме того, этот метод выдает заметное общее значение R^2 , равное 0,996. Результаты также позволили установить следующую иерархию точности прогнозирования температуры образования газовых гидратов: CatBoost превосходит XGBoost, за которым следуют MLP-LM, MLP-BR, MLP-SCG, RBF и, наконец, LSSVM. Переобучение оценивалось путем сравнения показателей на обучающей и тестовой выборках; минимальная разница в значениях R^2 и AAPRE демонстрирует, что разработанные модели хорошо обобщают данные на всем наборе.

Таблица 2

Статистические показатели разработанной модели для экспериментальной температуры

Ошибка	MLP			RBF	LSSVM	CatBoost	XGBoost	Разработанная корреляция
	LM	BR	SCG					
Обучение								
AAPRE, %	0,187	0,21	0,271	0,308	0,311	0,086	0,103	0,35
RMSE	0,753	0,86	1,037	1,12	1,14	0,414	0,405	1,44
R ²	0,99	0,987	0,981	0,978	0,977	0,997	0,997	0,96
Тестирование								
AAPRE, %	0,18	0,208	0,277	0,309	0,31	0,126	0,249	0,35
RMSE	0,756	0,837	1,102	1,155	1,13	0,494	1,198	1,44
R ²	0,99	0,987	0,978	0,975	0,978	0,996	0,974	0,96
Итого								
AAPRE, %	0,186	0,209	0,272	0,308	0,311	0,094	0,132	0,35
RMSE	0,753	0,855	1,05	1,127	1,138	0,431	0,647	1,43
R ²	0,989	0,987	0,98	0,977	0,977	0,996	0,992	0,96

Гиперпараметры всех моделей машинного обучения, использованных в данном исследовании, были тщательно подобраны для обеспечения оптимальной производительности:

- MLP: скрытые слои – [5,5]; функция переноса – tansig, logsig, purelin; функция обучения – LM, BR, SCG;
- RBF: степень разброса – 2,78; максимальное число нейронов – 100;
- LSSVM: σ^2 – 1,3130; тип ядра – ядро RBF; γ – 589,5852;
- CatBoost: colsample bytree – 0,9; гамма – 0,01; скорость обучения – 0,05; максимальная глубина – 5; минимальный вес дочернего узла – 5; n_estimator – 1000; reg_lambda – 10; subsample – 0,9;
- XGBoost: скорость обучения – 0,05; l2 leaf reg – 5; итерации – 1500; глубина – 6.

В дополнение к моделям машинного обучения, разработанным в рамках настоящего исследования, была предложена корреляция для оценки температуры образования газовых гидратов. Эффективность предложенной корреляции в сравнении с существующими моделями представлена в табл.3.

Таблица 3

Статистический анализ предложенной корреляции относительно существующих моделей

Модель	AAPRE, %	RMSE	R^2
Новая корреляция	0,3536	1,4287	0,9645
B.Towler, S.Mokhatab [33]	71,4943	203,552	0,9565
M.Safamirzaei et al. [35]	0,4071	1,5506	0,9607
E.Hammerschmidt et al. [20]	66,6774	190,9806	0,8660
S.Chavoshi et al. [77]	0,5292	1,9424	0,9455
M.Motiee et al. [31]	74,2416	211,3726	0,9546



Как показано в табл.3, разработанная в настоящем исследовании корреляция продемонстрировала более высокую эффективность по сравнению с существующими моделями: AAPRE – 0,3536 %, RMSE – 1,4287; R^2 – 0,9645.

Помимо статистической оценки, для изучения производительности моделей был проведен визуальный анализ с помощью графиков. На рис.1 представлены сводные графики (сопоставление прогнозируемых и экспериментальных значений) температуры образования газовых гидратов для обучающей и тестовой выборок. Эти графики позволяют визуально оценить точность моделей.

Сводный график – это тип диаграммы, иллюстрирующий взаимосвязь между прогнозируемыми и экспериментальными значениями. Как показано на рис.1, плотная группировка прогнозируемых точек данных вдоль линии равенства (под углом 45°) указывает на сильную корреляцию между наблюдаемыми и прогнозируемыми значениями, подчеркивая впечатляющую точность модели CatBoost. Кроме того, наибольшая дисперсия данных наблюдается на сводном графике модели LSSVM; эта модель прогнозирует более низкую температуру образования газовых гидратов по сравнению с другими разработанными моделями. Это наблюдение согласуется со значениями ошибок, приведенными в табл.2.

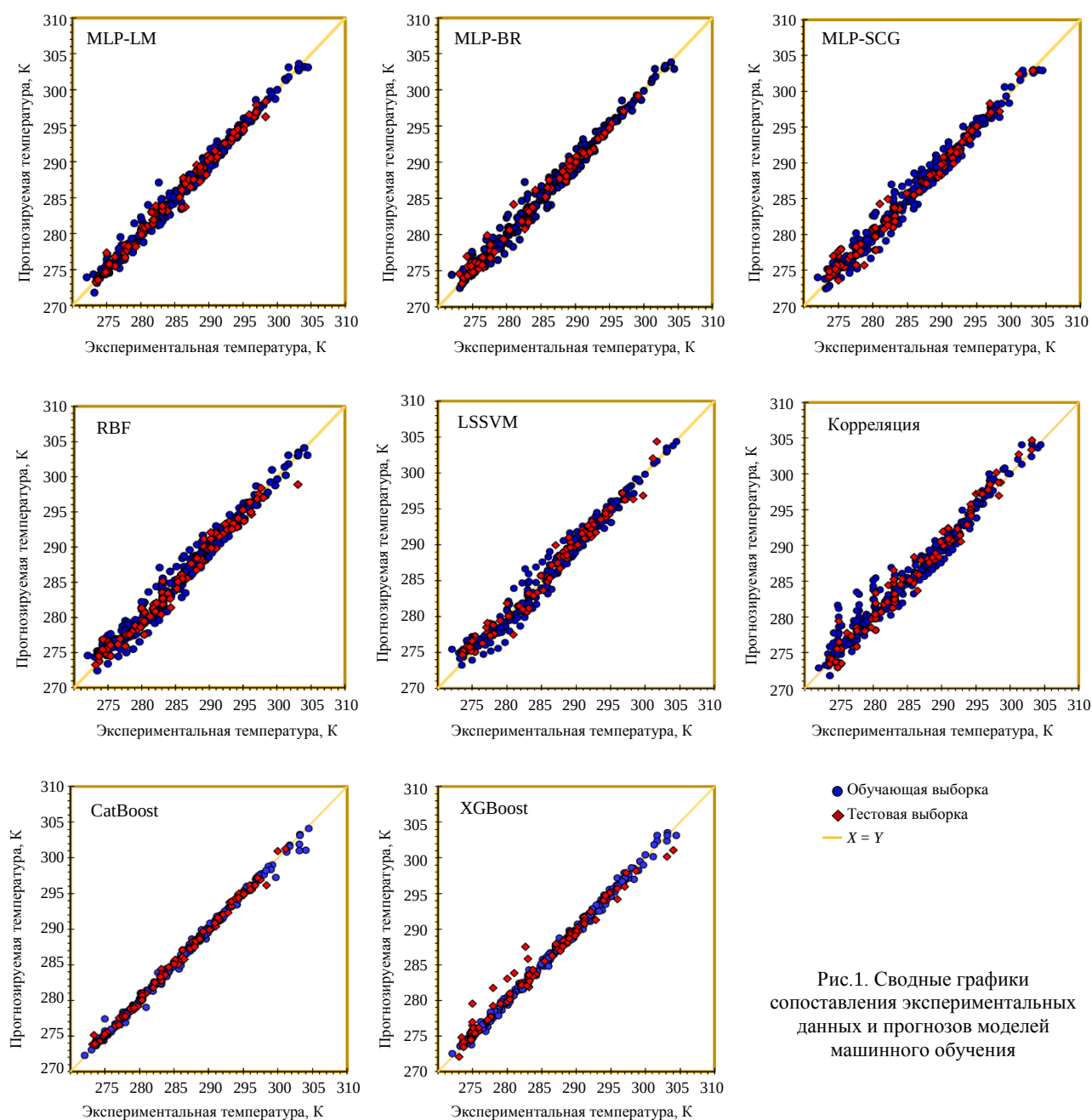


Рис.1. Сводные графики сопоставления экспериментальных данных и прогнозов моделей машинного обучения

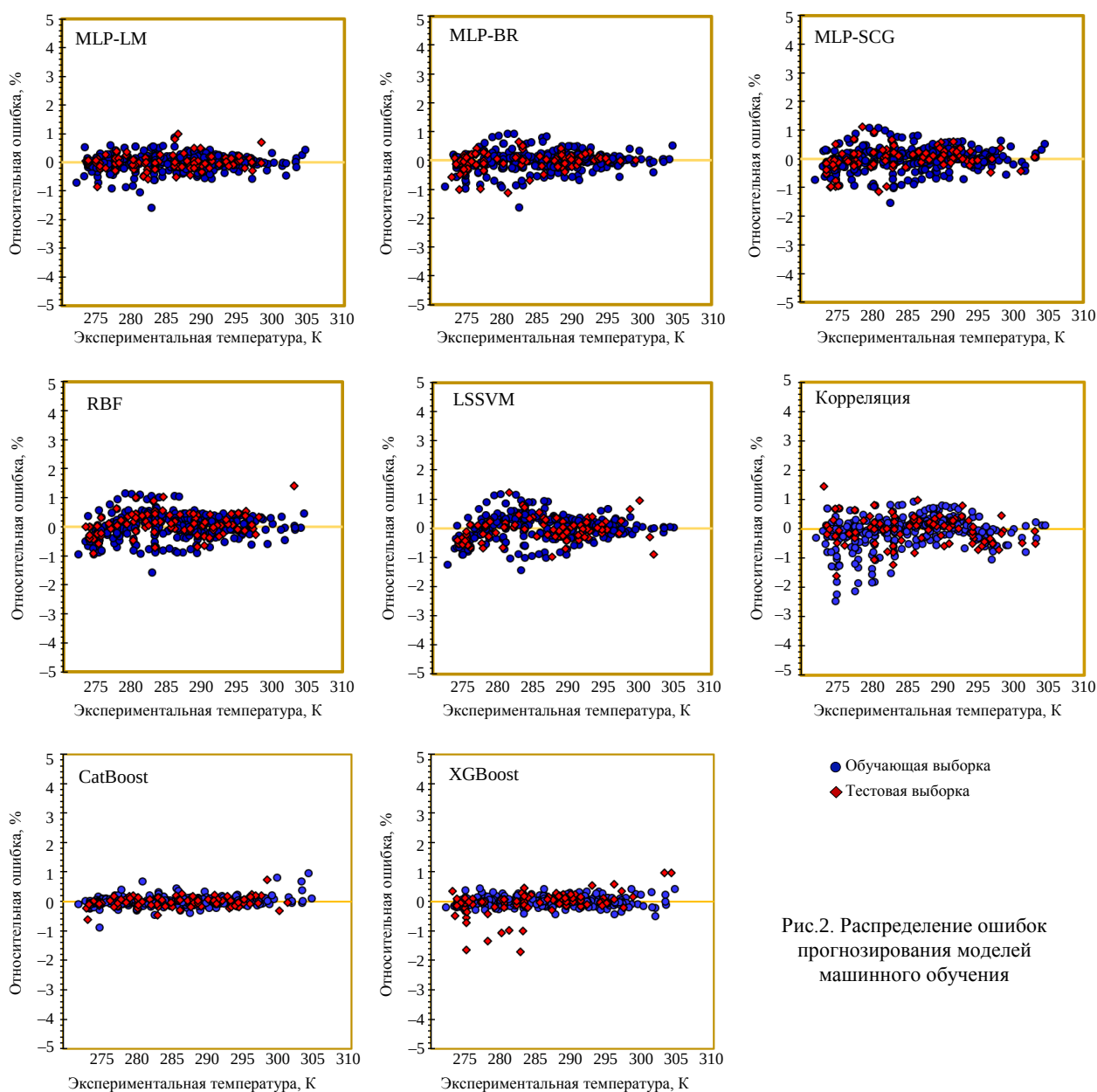


Рис.2. Распределение ошибок прогнозирования моделей машинного обучения

На рис.2 представлено распределение процентных значений относительной ошибки в зависимости от экспериментально измеренных температур образования газовых гидратов для всех моделей. При такой оценке ошибок наблюдаемые выходные данные сравниваются со значениями AAPRE.

Модель прогнозирования демонстрирует превосходную производительность при оценке температуры газовых гидратов, когда большинство точек данных имеют ошибки, близкие к нулю. Ошибки, близкие к нулю, у модели CatBoost подтвердили ее точность и надежность. Однако другие модели, в частности XGBoost, также могут обеспечивать точные прогнозы с минимальными ошибками при оценке температуры образования газовых гидратов.

Производительность разработанных моделей, оцененная с использованием параметра R^2 , показана на рис.3.

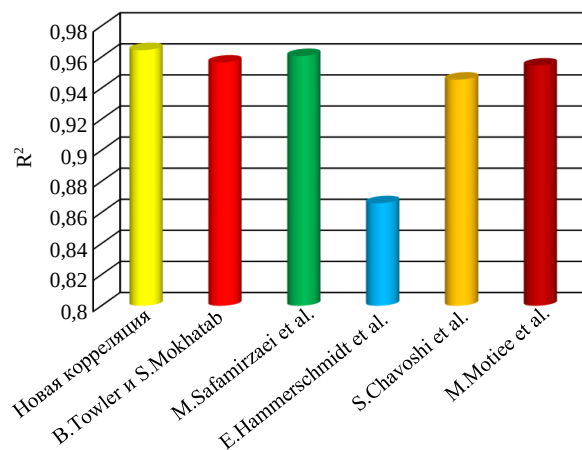


Рис.3. Сравнение значений R^2 предложенных корреляционных моделей

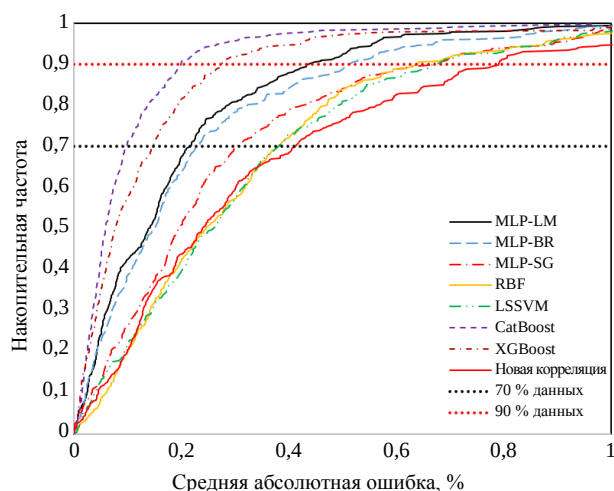


Рис.4. График накопленной частоты для нескольких моделей машинного обучения и новой корреляционной модели, предложенной в настоящем исследовании

0,2 – для модели MLP-LM, 0,22 – для модели MLP-BR, 0,29 – для модели MLP-SCG, 0,37 – для модели RBF, 0,38 – для модели LSSVM, 0,42 – для новой корреляционной модели. Эти результаты демонстрируют, что для 70 % набора данных ошибки прогнозирования находятся ниже соответствующих значений. Кроме того, примерно 90 % прогнозируемых значений модели CatBoost имеют среднюю абсолютную ошибку в процентах ниже 0,2 %, тогда как у остальных моделей этот порог превышен. Полученные результаты, подкрепленные статистическим и графическим анализом, демонстрируют высокую точность модели CatBoost в прогнозировании температуры образования газовых гидратов.

Анализ тренда для модели CatBoost и разработанной корреляции. Проведен анализ тренда, чтобы проверить, точно ли оптимальные модели, предложенные в настоящем исследовании (а именно – модель CatBoost и разработанная корреляция), отражают ожидаемые изменения температуры образования газовых гидратов в зависимости от выбранных независимых переменных. Рис.5 иллюстрирует взаимосвязь между температурой образования газовых гидратов и давлением при постоянной удельной плотности газа.

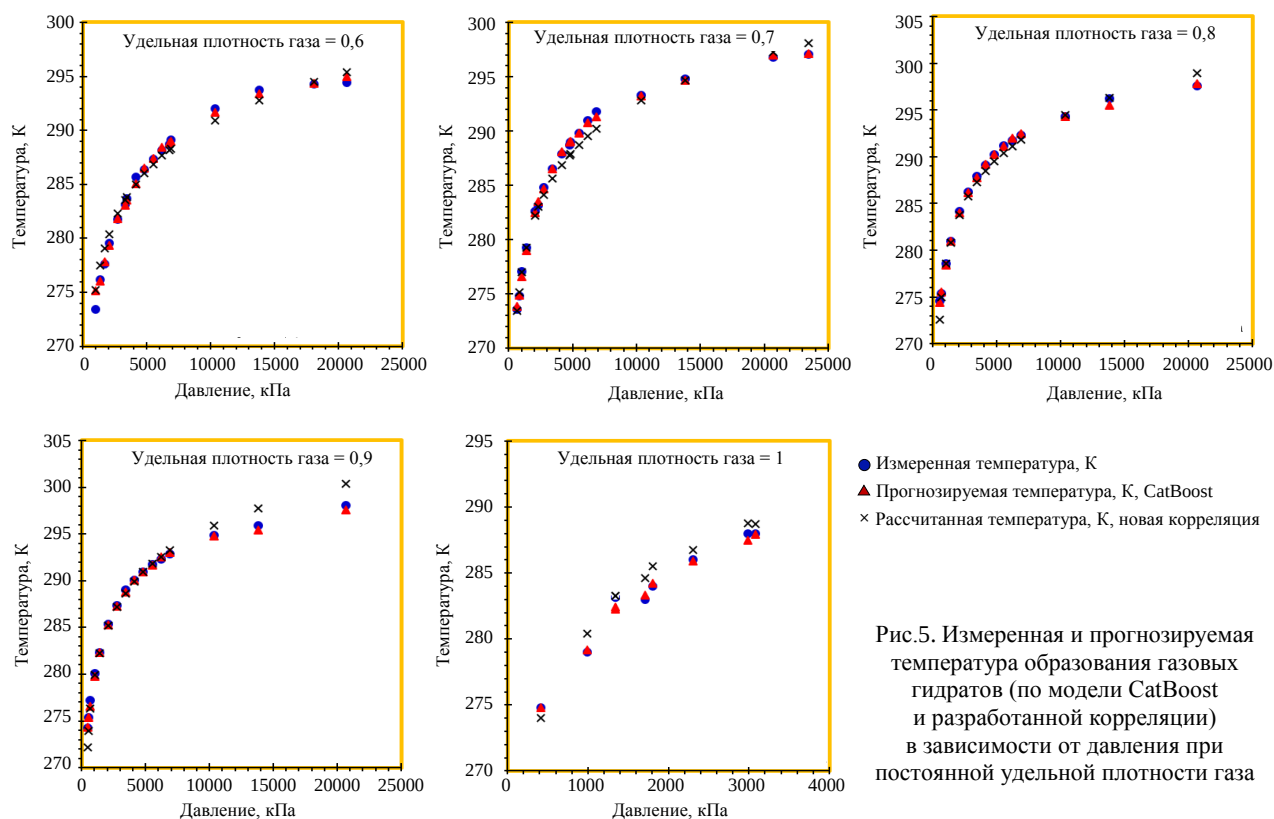


Рис.5. Измеренная и прогнозируемая температура образования газовых гидратов (по модели CatBoost и разработанной корреляции) в зависимости от давления при постоянной удельной плотности газа



Рис.5 дополнительно подтверждает точность разработанных моделей: для значений удельной плотности газа 0,6; 0,7; 0,8; 0,9 модель CatBoost и разработанная корреляция хорошо согласуются с экспериментальными данными. Однако при удельной плотности газа, равной единице, наблюдается небольшое расхождение между прогнозными моделями и экспериментальными данными. Кроме того, при высоких давлениях для всех значений удельной плотности газа точность прогнозирования моделей несколько снижается. Основная причина этих незначительных отклонений связана с ограниченным объемом данных для удельной плотности газа, равной единице, и для высоких давлений в рамках собранного набора данных. Кроме того, на расхождения в прогнозах разработанной корреляции могут влиять и экспериментальные погрешности. В целом, как видно из рис.5, прогнозы модели CatBoost и разработанной корреляции демонстрируют отличное соответствие экспериментальным данным в различных рабочих условиях. Также рис.5 показывает, что при постоянной удельной плотности газа повышение давления приводит к увеличению температуры образования газовых гидратов – эта тенденция точно отражена как моделью, так и корреляцией.

Анализ чувствительности. Проведен анализ чувствительности с использованием абсолютного коэффициента релевантности r для оценки влияния входных параметров на температуру образования газовых гидратов [67, 78, 79]. Входной параметр считается значимым, если его абсолютное значение релевантности велико. Данный коэффициент определяется следующим образом:

$$r = \frac{\text{abs}\left(\sum_{i=1}^n (I_{k,i} - \bar{I}_k)(O_i - \bar{O})\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (I_{k,i} - \bar{I}_k)^2 \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}},$$

где $I_{k,i}$, $\bar{I}_k$ – k -й входной параметр и среднее значение I_k соответственно; i относится либо к удельному давлению, либо к давлению; O_i , $\bar{O}$ – выходной параметр и i -е среднее значение O_i .

Параметр r , принимающий значения в диапазоне от -1 до 1 , отражает корреляцию между зависимыми и независимыми переменными [80]. Положительное значение r указывает на прямую зависимость – при увеличении независимой переменной зависимая переменная также возрастает.

Результат анализа чувствительности входных переменных, влияющих на температуру образования газовых гидратов, выполненного с применением метода корреляции Пирсона: удельная плотность газа – 0,067; давление – 0,752. Входные переменные, такие как давление и удельная плотность газа, оказывают положительное влияние на целевое значение – увеличение этих параметров приводит к повышению температуры образования газовых гидратов. Среди них наибольшее влияние оказывает давление – его вклад в оценку температуры гидратообразования составляет 75,2 %. Температура газового гидрата также повышается с увеличением давления.

Подход с использованием метода рычага. Для оценки надежности предложенной модели и набора данных был применен метод рычага. Цель этого метода – выявить записи, демонстрирующие значительные расхождения в данных [81]. Одним из ключевых параметров настоящего метода являются стандартизованные остатки:

$$SR = \frac{Z_i}{[MSE(1 - H_{ii})]^{0,5}},$$

где H_{ii} – значения «шляпы»; Z_i – значения ошибок; MSE – среднеквадратическая ошибка.

Еще одним ключевым параметром данного подхода является порог значения рычага

$$H^* = \frac{3(I+1)}{N},$$

где N – общее количество точек данных.

Последний важный параметр в этом методе – матрица «шляпы»

$$H = X(X^t X)^{-1} X^t,$$

где X – двумерная матрица; X^t – транспонированная матрица [81-83].

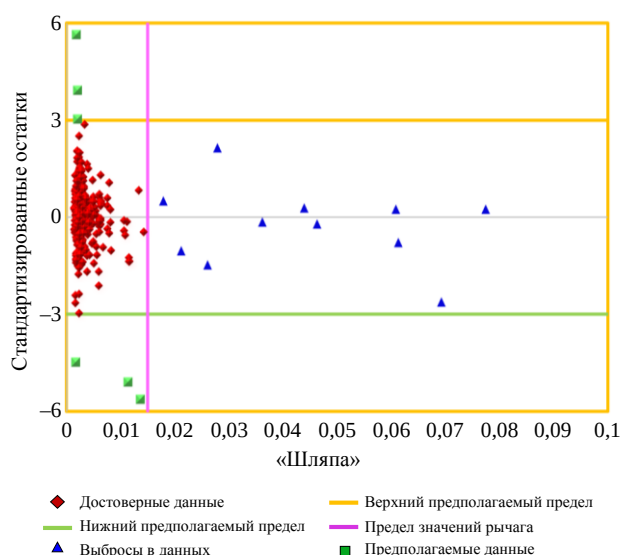


Рис.6. График Вильямса для полного набора данных, использованных в разработанной в представленном исследовании модели

График Вильямса демонстрирует корреляцию между стандартизованными остатками SR и значениями «шляпы», разделяя данные на четыре категории: точки плохого значения рычага, допустимые точки, точки хорошего значения рычага, подозрительные значения. Критерии надежной модели: большинство точек данных попадают в категорию допустимых точек; значения SR лежат в диапазоне от -3 до 3 ; значения «шляпы» не превышают порог значения рычага. Точки данных считаются точками с хорошим значением рычага, если их значения «шляпы» превышают порог, а значения SR остаются в диапазоне от -3 до 3 , такие точки способствуют точным прогнозам [71]. И наоборот, точки со значением рычага, выходящие за пределы этого диапазона, считаются плохими средствами прогнозирования. Подозрительные значения — точки, у которых значения SR выходят за пределы диапазона $-3...3$, но значения «шляпы»

остаются ниже порогового значения рычага. Для модели CatBoost был построен график зависимости стандартизованных остатков от значений «шляпы» с целью оценки температуры образования газовых гидратов (рис.6).

График Вильямса используется для оценки области применимости новой корреляции и выявления потенциальных выбросов. Как показано на рис.6, большинство точек данных попадают в диапазоны $0 \leq H \leq 0,015$ и $-3 \leq SR \leq 3$, что указывает на высокое качество экспериментальных данных и высокую надежность разработанной модели. Точки данных с $SR > 3$ или $SR < -3$ считаются подозрительными, поскольку они предполагают высокий уровень неопределенности. Выбросы — это точки данных с $H > 0,015$ и $-3 < SR < 3$, что означает, что они выходят за пределы допустимого диапазона предложенной модели. Всего в качестве подозрительных выбросов было выявлено шесть точек (1,3 % от общего объема набора данных), при этом в наборе данных по температуре присутствует 11 выбросов, что подтверждает надежность экспериментального набора данных, использованного для моделирования.

Ограничения модели, область применимости и направления дальнейших исследований. Настоящие модели разработаны с использованием экспериментальных данных, охватывающих диапазон давлений 330-68600 кПа, удельную плотность газа от 0,552 до 1,03, лабораторные температуры от 272,04 до 304 К. Поэтому предложенные модели рекомендуется использовать строго в указанных диапазонах. За пределами этих границ, в частности при давлениях ниже 330 кПа или выше 68600 кПа, температурах вне диапазона 272-305 К либо для значений удельной плотности газа, не представленных в обучающих данных, точность прогнозов может снижаться.

На рис.5 наблюдается небольшое расхождение между прогнозными моделями и экспериментальными данными при удельной плотности газа, равной единице. Кроме того, при высоких давлениях для всех значений удельной плотности газа точность прогнозирования моделей несколько снижается. Основная причина этих незначительных отклонений связана с ограниченным объемом данных для удельной плотности газа, равной единице, и для высоких давлений в рамках собранного набора данных. Кроме того, корреляция носит эмпирический характер и напрямую не учитывает такие факторы, как соленость, примеси или кинетические эффекты неравновесия. В подобных условиях эти факторы могут вносить дополнительную неопределенность в результаты.

Вывод

В настоящем исследовании для прогнозирования температуры образования газовых гидратов были использованы две различные методологии. Первый подход, основанный на данных, задействовал несколько передовых алгоритмов машинного обучения: многослойный перцептрон (MLP),



оптимизированный методами Левенберга – Маркуардта (LM), байесовской регуляризации (BR) и алгоритмом масштабируемых сопряженных градиентов (SCG); сеть радиально-базисных функций (RBF) и метод опорных векторов с применением метода наименьших квадратов (LSSVM). Второй метод заключался в разработке корреляции с применением техники оптимизации обобщенного приведенного градиента GRG, учитывающей изменения давления и удельной плотности газа. Модели были разработаны и проверены с использованием обширного набора данных, включающего 459 экспериментальных значений температуры, полученных из существующих исследований. Эффективность моделей тщательно оценивалась с помощью статистических метрик, в том числе средней абсолютной ошибки в процентах (AAPRE), корня квадратного из среднеквадратической ошибки (RMSE), коэффициента детерминации (R^2), а также посредством визуального анализа – с построением сводных графиков, графиков распределения ошибок и кумулятивных распределений частот.

Среди всех моделей наивысшую точность прогнозирования продемонстрировал алгоритм CatBoost: он достиг значения AAPRE 0,094 % и R^2 0,996. Остальные модели – XGBoost, MLP-LM, MLP-BR, MLP-SCG, RBF и LSSVM – показали значения AAPRE 0,103; 0,187; 0,209; 0,272; 0,308 и 0,311 % соответственно, что свидетельствует о высокой эффективности. Корреляция, полученная с помощью метода GRG, также превзошла существующие модели по точности прогнозирования.

Хотя разработанные модели демонстрируют высокую точность прогнозирования в рамках пространства параметров обучающих данных, их применимость по своей природе ограничена диапазоном входных параметров, использованных при разработке. Прогнозы за пределами этих установленных границ могут быть менее точными – это критически важно учитывать при практическом внедрении. Кроме того, на достоверность прогнозов могут влиять неустраняемые неопределенности во входных данных, особенно для наиболее значимых параметров. Для более критической оценки точности помимо стандартных метрик мы проанализировали выбросы в прогнозах и отметили, что они преимущественно возникают на крайних значениях входных диапазонов или для менее распространенных точек данных. Это дает более детальное понимание границ эффективности модели. Сравнительный анализ с существующими моделями был усилен: четко обозначены сценарии, в которых наши модели показывают лучшие результаты, и обозначены отдельные случаи, где альтернативные подходы могут оказаться более подходящими. Таким образом обеспечивается сбалансированный взгляд относительно текущего состояния исследований в этой области. Анализ чувствительности показал, что давление оказывает прямое и положительное влияние на температуру образования газовых гидратов и является наиболее значимой входной переменной.

В будущих исследованиях можно расширить область применения, включив такие значимые факторы, как соленость, состав газа и наличие ингибиторов, которые не были учтены в данной работе из-за ограничений в данных. Такое расширение позволит дополнительно повысить обобщающую способность и надежность прогнозных моделей.

Доступ к данным

Полный набор данных, использованный для прогнозирования температуры образования газовых нитратов, доступен по ссылке:

Приложение, <https://pmi.spmi.ru/pmi/article/download/16663/16705>.

ЛИТЕРАТУРА

1. Safamirzaei M.P. Predict gas hydrate formation temperature with a simple correlation // Gas Processing Journal. 2015. July/August. P. 51-54.
2. Esfahani S., Baselizadeh S., Hemmati-Sarapardeh A. On determination of natural gas density: Least square support vector machine modeling approach // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2015. Vol. 22. P. 348-358. DOI: [10.1016/j.jngse.2014.12.003](https://doi.org/10.1016/j.jngse.2014.12.003)
3. Inkong K., Rangsunvigit P., Kulprathipanja S., Linga P. Effects of temperature and pressure on the methane hydrate formation with the presence of tetrahydrofuran (THF) as a promoter in an unstirred tank reactor // Fuel. 2019. Vol. 255. № 115705. DOI: [10.1016/j.fuel.2019.115705](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2019.115705)
4. Tatar A., Barati-Harooni A., Najafi-Marghmaleki A. et al. Prediction of moisture content of natural gases using a GA-RBF model // Journal of Molecular Liquids. 2016. Vol. 223. P. 994-999. DOI: [10.1016/j.molliq.2016.08.108](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2016.08.108)



5. Jingzhou Wang, Lu Zhang, Ran Li et al. A simple generalized viscosity model for natural gas components and their mixtures based on free-volume theory // Journal of Molecular Liquids. 2020. Vol. 320. Part B. № 114483. DOI: [10.1016/j.molliq.2020.114483](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2020.114483)
6. Jianbo Zhang, Zhiyuan Wang, Shun Liu et al. Prediction of hydrate deposition in pipelines to improve gas transportation efficiency and safety // Applied Energy. 2019. Vol. 253. № 113521. DOI: [10.1016/j.apenergy.2019.113521](https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2019.113521)
7. Yan Wang, Koh C.A., White J. et al. Hydrate formation management simulations with anti-agglomerants and thermodynamic inhibitors in a subsea tieback // Fuel. 2019. Vol. 252. P. 458-468. DOI: [10.1016/j.fuel.2019.04.146](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2019.04.146)
8. Zhiyuan Wang, Shikun Tong, Chao Wang et al. Hydrate deposition prediction model for deep-water gas wells under shut-in conditions // Fuel. 2020. Vol. 275. № 117944. DOI: [10.1016/j.fuel.2020.117944](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2020.117944)
9. Olajire A.A. Flow assurance issues in deep-water gas well testing and mitigation strategies with respect to gas hydrates deposition in flowlines – A review // Journal of Molecular Liquids. 2020. Vol. 318. № 114203. DOI: [10.1016/j.molliq.2020.114203](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2020.114203)
10. Chuanliang Yan, Yang Li, Yuanfang Cheng et al. Sand production evaluation during gas production from natural gas hydrates // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2018. Vol. 57. P. 77-88. DOI: [10.1016/j.jngse.2018.07.006](https://doi.org/10.1016/j.jngse.2018.07.006)
11. Kelland M.A., Iversen J.E. Kinetic Hydrate Inhibition at Pressures up to 760 Bar in Deep Water Drilling Fluids // Energy & Fuels. 2010. Vol. 24. Iss. 5. P. 3003-3013. DOI: [10.1021/ef9016152](https://doi.org/10.1021/ef9016152)
12. Xin Zhao, Zhengsong Qiu, Zhen Zhang, Yubin Zhang. Relationship between the gas hydrate suppression temperature and water activity in the presence of thermodynamic hydrate inhibitor // Fuel. 2020. Vol. 264. № 116776. DOI: [10.1016/j.fuel.2019.116776](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2019.116776)
13. Yarveicy H., Ghiasi M.M. Modeling of gas hydrate phase equilibria: Extremely randomized trees and LSSVM approaches // Journal of Molecular Liquids. 2017. Vol. 243. P. 533-541. DOI: [10.1016/j.molliq.2017.08.053](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2017.08.053)
14. Minwei Sun, Firoozabadi A. Gas hydrate powder formation – Ultimate solution in natural gas flow assurance // Fuel. 2015. Vol. 146. P. 1-5. DOI: [10.1016/j.fuel.2014.12.078](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2014.12.078)
15. Sloan Jr. E.D., Koh C.A. Clathrate Hydrates of Natural Gases. CRC press, 2007. 752 p. DOI: [10.1201/9781420008494](https://doi.org/10.1201/9781420008494)
16. Koh C.A., Westacott R.E., Zhang W. et al. Mechanisms of gas hydrate formation and inhibition // Fluid Phase Equilibria. 2002. Vol. 194-197. P. 143-151. DOI: [10.1016/S0378-3812\(01\)00660-4](https://doi.org/10.1016/S0378-3812(01)00660-4)
17. Huangjing Zhao, Minwei Sun, Firoozabadi A. Anti-agglomeration of natural gas hydrates in liquid condensate and crude oil at constant pressure conditions // Fuel. 2016. Vol. 180. P. 187-193. DOI: [10.1016/j.fuel.2016.03.029](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2016.03.029)
18. Li Wan, Na Zhang, De-Qing Liang. Inhibition effects of polysaccharides for gas hydrate formation in methane–water system // Journal of Molecular Liquids. 2019. Vol. 292. № 111435. DOI: [10.1016/j.molliq.2019.111435](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2019.111435)
19. Liang Yang, Zhenzhen Liu, Daoping Liu et al. Enhanced natural gas hydrates formation in the suspension with metal particles and fibers // Journal of Molecular Liquids. 2020. Vol. 301. № 112410. DOI: [10.1016/j.molliq.2019.112410](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2019.112410)
20. Hammerschmidt E. Formation of Gas Hydrates in Natural Gas Transmission Lines // Industrial & Engineering Chemistry. 1934. Vol. 26. Iss. 8. P. 851-855. DOI: [10.1021/ie50296a010](https://doi.org/10.1021/ie50296a010)
21. Kondori J., Zendehboudi S., James L. New insights into methane hydrate dissociation: Utilization of molecular dynamics strategy // Fuel. 2019. Vol. 249. P. 264-276. DOI: [10.1016/j.fuel.2019.02.125](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2019.02.125)
22. Caili Dai, Yong Hu, Yining Wu et al. Effects of structural properties of alcohol molecules on decomposition of natural gas hydrates: A molecular dynamics study // Fuel. 2020. Vol. 268. № 117322. DOI: [10.1016/j.fuel.2020.117322](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2020.117322)
23. Bingbing Chen, Huiru Sun, Kehan Li et al. Experimental investigation of natural gas hydrate production characteristics via novel combination modes of depressurization with water flow erosion // Fuel. 2019. Vol. 252. P. 295-303. DOI: [10.1016/j.fuel.2019.04.120](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2019.04.120)
24. Yutaek Seo, Seong-Pil Kang. Inhibition of methane hydrate re-formation in offshore pipelines with a kinetic hydrate inhibitor // Journal of Petroleum Science and Engineering. 2012. Vol. 88-89. P. 61-66. DOI: [10.1016/j.petrol.2011.11.001](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2011.11.001)
25. Ju Dong Lee, Englezos P. Unusual kinetic inhibitor effects on gas hydrate formation // Chemical Engineering Science. 2006. Vol. 61. Iss. 5. P. 1368-1376. DOI: [10.1016/j.ces.2005.08.009](https://doi.org/10.1016/j.ces.2005.08.009)
26. Bo-Hui Shi, Shang-Fei Song, Xiao-Fang Lv et al. Investigation on natural gas hydrate dissociation from a slurry to a water-in-oil emulsion in a high-pressure flow loop // Fuel. 2018. Vol. 233. P. 743-758. DOI: [10.1016/j.fuel.2018.06.054](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2018.06.054)
27. Bahadori A. Fluid Phase Behavior for Conventional and Unconventional Oil and Gas Reservoirs. Gulf Professional Publishing, 2017. 554 p.
28. Soroush E., Mesbah M., Shokrollahi A. et al. Evolving a robust modeling tool for prediction of natural gas hydrate formation conditions // Journal of Unconventional Oil and Gas Resources. 2015. Vol. 12. P. 45-55. DOI: [10.1016/j.juogr.2015.09.002](https://doi.org/10.1016/j.juogr.2015.09.002)
29. Mesbah M., Soroush E., Rezakazemi M. Development of a least squares support vector machine model for prediction of natural gas hydrate formation temperature // Chinese Journal of Chemical Engineering. 2017. Vol. 25. Iss. 9. P. 1238-1248. DOI: [10.1016/j.cjche.2016.09.007](https://doi.org/10.1016/j.cjche.2016.09.007)
30. Berge B.K. Hydrate Predictions on a Microcomputer // Petroleum Industry Application of Microcomputers, 18-20 June 1986, Silvercreek, CO, USA. OnePetro, 1986. № SPE-15306-MS. DOI: [10.2118/15306-MS](https://doi.org/10.2118/15306-MS)
31. Motiee M. Estimate possibility of hydrates // Hydrocarbon Processing. 1991. Vol. 70. № 7. P. 98-99.
32. Sun C.-Y., Chen G.-J., Lin W., Guo T.-M. Hydrate Formation Conditions of Sour Natural Gases // Journal of Chemical & Engineering Data. 2003. Vol. 48. Iss. 3. P. 600-602. DOI: [10.1021/je020155h](https://doi.org/10.1021/je020155h)
33. Towler B., Mokhtab S. Quickly estimate hydrate formation conditions in natural gases // Hydrocarbon Processing. 2005. Vol. 84. № 4. P. 61-63.
34. Salufu S.O., Nwakwo P. New Empirical Correlation for Predicting Hydrate Formation Conditions // SPE Nigeria Annual International Conference and Exhibition, 5-7 August 2013, Lagos, Nigeria. OnePetro, 2013. № SPE-167571-MS. DOI: [10.2118/167571-MS](https://doi.org/10.2118/167571-MS)
35. Safamirzaei M. Predict gas hydrate formation temperature with a simple correlation. URL: <https://gasprocessingnews.com/articles/2015/08/predict-gas-hydrate-formation-temperature-with-a-simple-correlation/> (дата обращения 09.02.2025).
36. Elgibaly A.A., Elkamel A.M. A new correlation for predicting hydrate formation conditions for various gas mixtures and inhibitors // Fluid Phase Equilibria. 1998. Vol. 152. Iss. 1. P. 23-42. DOI: [10.1016/S0378-3812\(98\)00368-9](https://doi.org/10.1016/S0378-3812(98)00368-9)
37. Zahedi G., Karami Z., Yaghoobi H. Prediction of hydrate formation temperature by both statistical models and artificial neural network approaches // Energy Conversion and Management. 2009. Vol. 50. Iss. 8. P. 2052-2059. DOI: [10.1016/j.enconman.2009.04.005](https://doi.org/10.1016/j.enconman.2009.04.005)
38. Riazi S.H., Heydari H., Ahmadpour E. et al. Development of novel correlation for prediction of hydrate formation temperature based on intelligent optimization algorithms // Journal of Natural Gas Science and Engineering. 2014. Vol. 18. P. 377-384. DOI: [10.1016/j.jngse.2014.03.012](https://doi.org/10.1016/j.jngse.2014.03.012)



39. Hesami S.M., Dehghani M., Kamali Z., Bakyani A.E. Developing a simple-to-use predictive model for prediction of hydrate formation temperature // *International Journal of Ambient Energy*. 2017. Vol. 38. Iss. 4. P. 380-388. DOI: [10.1080/01430750.2015.1100678](https://doi.org/10.1080/01430750.2015.1100678)
40. Amar M.N. Prediction of hydrate formation temperature using gene expression programming // *Journal of Natural Gas Science and Engineering*. 2021. Vol. 89. № 103879. DOI: [10.1016/j.jngse.2021.103879](https://doi.org/10.1016/j.jngse.2021.103879)
41. Mesbah M., Habibnia S., Ahmadi S. et al. Developing a robust correlation for prediction of sweet and sour gas hydrate formation temperature // *Petroleum*. 2022. Vol. 8. Iss. 2. P. 204-209. DOI: [10.1016/j.petlm.2020.07.007](https://doi.org/10.1016/j.petlm.2020.07.007)
42. Hosseini M., Leonenko Y. A reliable model to predict the methane-hydrate equilibrium: An updated database and machine learning approach // *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 2023. Vol. 173. № 113103. DOI: [10.1016/j.rser.2022.113103](https://doi.org/10.1016/j.rser.2022.113103)
43. Karaköse M., Yücel Ö. Predictive Modeling of the Hydrate Formation Temperature in Highly Pressurized Natural Gas Pipelines // *Energies*. 2024. Vol. 17. Iss. 21. № 5306. DOI: [10.3390/en17215306](https://doi.org/10.3390/en17215306)
44. Khan N., Khan Ya., Zhang Lei et al. Investigating a User-Friendly Machine Learning Approach to Predict the Gas Hydrate Formation Temperature Available to Purchase // *Journal of the Geological Society of India*. 2026. Vol. 102 (4). P. 555-565. DOI: [10.17491/jgsi/2026/174383](https://doi.org/10.17491/jgsi/2026/174383)
45. Aleem W., Ahmad S., Qamar S. et al. Exploring Machine Learning Techniques for Accurate Prediction of Methane Hydrate Formation Temperature in Brine: A Comparative Study // *Arabian Journal for Science and Engineering*. 2024. Vol. 49. Iss. 6. P. 8983-8996. DOI: [10.1007/s13369-024-09030-5](https://doi.org/10.1007/s13369-024-09030-5)
46. Khafaie M., Masoumeh M., Azimi A., Mohammadi A. Comparing ANN with PSO-ANN in Prediction of Natural Gas Hydrate Formation Parameters // *Journal of the Japan Petroleum Institute*. 2025. Vol. 68. Iss. 2. P. 53-60. DOI: [10.1627/jpi.68.53](https://doi.org/10.1627/jpi.68.53)
47. Mahmood Riyadh Atta, Akram Fadhl Al-Mahmodi, Bhajan Lal et al. Artificial Intelligence and Machine Learning in Thermodynamic Gas Hydrate Studies: A Review // *Energy & Fuels*. 2025. Vol. 39. Iss. 38. P. 18287-18310. DOI: [10.1021/acs.energyfuels.5c02863](https://doi.org/10.1021/acs.energyfuels.5c02863)
48. Mokwenye P.O. Evaluation Of Gas Hydrate In Gas Pipeline Transportation: A Thesis Submitted to the Graduate Faculty of the University of North Dakota In partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science. Grand Forks, 2020. 107 p. (№ 3383). URL: <https://commons.und.edu/theses/3383/> (дата обращения 09.02.2025).
49. Azizi J., Azizi J., Davarnejad R. Prediction of Gas Hydrate Formation using HYSYS Software // *International Journal of Engineering, Transactions C: Aspects*. 2014. Vol. 27. Iss. 9. P. 1325-1330.
50. Bahadori A., Vuthaluru H.B. A novel correlation for estimation of hydrate forming condition of natural gases // *Journal of Natural Gas Chemistry*. 2009. Vol. 18. Iss. 4. P. 453-457. DOI: [10.1016/S1003-9953\(08\)60143-7](https://doi.org/10.1016/S1003-9953(08)60143-7)
51. Wilcox W.I., Carson D.B., Katz D.L. Natural Gas Hydrates // *Industrial & Engineering Chemistry*. 1941. Vol. 33. Iss. 5. P. 662-665. DOI: [10.1021/ie50377a027](https://doi.org/10.1021/ie50377a027)
52. Guang-Jin Chen, Tian-Min Guo. Thermodynamic modeling of hydrate formation based on new concepts // *Fluid Phase Equilibria*. 1996. Vol. 122. Iss. 1-2. P. 43-65. DOI: [10.1016/0378-3812\(96\)03032-4](https://doi.org/10.1016/0378-3812(96)03032-4)
53. Jøssang A., Stange E. A new predictive activity model for aqueous salt solutions // *Fluid Phase Equilibria*. 2001. Vol. 181. Iss. 1-2. P. 33-46. DOI: [10.1016/S0378-3812\(00\)00515-X](https://doi.org/10.1016/S0378-3812(00)00515-X)
54. Sloan E.D. Clathrate hydrates of natural gases. Marcel Dekker, New York, 1990. 641 p.
55. Nasrifar K., Moshfeghian M. A model for prediction of gas hydrate formation conditions in aqueous solutions containing electrolytes and/or alcohol // *The Journal of Chemical Thermodynamics*. 2001. Vol. 33. Iss. 9. P. 999-1014. DOI: [10.1006/jcht.2000.0811](https://doi.org/10.1006/jcht.2000.0811)
56. Deaton W.M., Frost E.M. Gas hydrates and their relation to the operation of natural-gas pipe mines. American Gas Association. United States. Bureau of Mines. Monograph 8. P. 101.
57. Hashemkhani M., Soleimani R., Fazeli H. et al. Prediction of the binary surface tension of mixtures containing ionic liquids using Support Vector Machine algorithms // *Journal of Molecular Liquids*. 2015. Vol. 211. P. 534-552. DOI: [10.1016/j.molliq.2015.07.038](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2015.07.038)
58. Suykens J.A.K., Van Gestel T., De Brabanter J. et al. Least Squares Support Vector Machines. World Scientific, 2002. 308 p. DOI: [10.1142/5089](https://doi.org/10.1142/5089)
59. Suykens J.A.K., Vandewalle J. Least Squares Support Vector Machine Classifiers // *Neural Processing Letters*. 1999. Vol. 9. Iss. 3. P. 293-300. DOI: [10.1023/A:1018628609742](https://doi.org/10.1023/A:1018628609742)
60. Suykens J.A.K., De Brabanter J., Lukas L., Vandewalle J. Weighted least squares support vector machines: robustness and sparse approximation // *Neurocomputing*. 2002. Vol. 48. Iss. 1-4. P. 85-105. DOI: [10.1016/S0925-2312\(01\)00644-0](https://doi.org/10.1016/S0925-2312(01)00644-0)
61. Varamesh A., Hemmati-Sarapardeh A., Keshavarz Moraveji M., Mohammadi A.H. Generalized models for predicting the critical properties of pure chemical compounds // *Journal of Molecular Liquids*. 2017. Vol. 240. P. 777-793. DOI: [10.1016/j.molliq.2017.05.023](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2017.05.023)
62. Varamesh A., Hemmati-Sarapardeh A., Dabir B., Mohammadi A.H. Development of robust generalized models for estimating the normal boiling points of pure chemical compounds // *Journal of Molecular Liquids*. 2017. Vol. 242. P. 59-69. DOI: [10.1016/j.molliq.2017.06.039](https://doi.org/10.1016/j.molliq.2017.06.039)
63. Ningbo Zhao, Xuyou Wen, Jialong Yang et al. Modeling and prediction of viscosity of water-based nanofluids by radial basis function neural networks // *Powder Technology*. 2015. Vol. 281. P. 173-183. DOI: [10.1016/j.powtec.2015.04.058](https://doi.org/10.1016/j.powtec.2015.04.058)
64. Faris H., Aljarah I., Mirjalili S. Evolving Radial Basis Function Networks Using Moth-Flame Optimizer // *Handbook of Neural Computation*. Elsevier, 2017. P. 537-550. DOI: [10.1016/B978-0-12-811318-9.00028-4](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-811318-9.00028-4)
65. Hemmati-Sarapardeh A., Varamesh A., Husein M.M., Karan K. On the evaluation of the viscosity of nanofluid systems: Modeling and data assessment // *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. 2018. Vol. 81. Part 1. P. 313-329. DOI: [10.1016/j.rser.2017.07.049](https://doi.org/10.1016/j.rser.2017.07.049)
66. Turnbull D., Elkan C. Fast recognition of musical genres using RBF networks // *IEEE Transactions on Knowledge and Data Engineering*. 2005. Vol. 17. Iss. 4. P. 580-584. DOI: [10.1109/TKDE.2005.62](https://doi.org/10.1109/TKDE.2005.62)
67. Mehrjoo H., Riaz M., Nait Amar M., Hemmati-Sarapardeh A. Modeling interfacial tension of methane-brine systems at high pressure and high salinity conditions // *Journal of the Taiwan Institute of Chemical Engineers*. 2020. Vol. 114. P. 125-141. DOI: [10.1016/j.jtice.2020.09.014](https://doi.org/10.1016/j.jtice.2020.09.014)
68. Riaz M., Mehrjoo H., Nait Amar M. et al. Modeling the density of acid gases at extensive ranges of pressure and temperature conditions // *Journal of Petroleum Science and Engineering*. 2021. Vol. 207. № 109063. DOI: [10.1016/j.petrol.2021.109063](https://doi.org/10.1016/j.petrol.2021.109063)
69. Rostami A., Hemmati-Sarapardeh A., Shamshirband S. Rigorous prognostication of natural gas viscosity: Smart modeling and comparative study // *Fuel*. 2018. Vol. 222. P. 766-778. DOI: [10.1016/j.fuel.2018.02.069](https://doi.org/10.1016/j.fuel.2018.02.069)
70. Zendehboudi A., Tatar A., Xianting Li. A comparative study and prediction of the liquid desiccant dehumidifiers using intelligent models // *Renewable Energy*. 2017. Vol. 114. Part B. P. 1023-1035. DOI: [10.1016/j.renene.2017.07.078](https://doi.org/10.1016/j.renene.2017.07.078)



71. Riazi M., Mehrjoo H., Nakhaei R. *et al.* Modelling rate of penetration in drilling operations using RBF, MLP, LSSVM, and DT models // Scientific Reports. 2022. Vol. 12. № 11650. DOI: [10.1038/s41598-022-14710-z](https://doi.org/10.1038/s41598-022-14710-z)
72. Dabiri M.-S., Hadavimoghaddam F., Ashoorian S. *et al.* Modeling liquid rate through wellhead chokes using machine learning techniques // Scientific Reports. 2024. Vol. 14. № 6945. DOI: [10.1038/s41598-024-54010-2](https://doi.org/10.1038/s41598-024-54010-2)
73. Xinyuan Zou, Yingting Zhu, Jing Lv *et al.* Toward Estimating CO₂ Solubility in Pure Water and Brine Using Cascade Forward Neural Network and Generalized Regression Neural Network: Application to CO₂ Dissolution Trapping in Saline Aquifers // ACS Omega. 2024. Vol. 9. Iss. 4. P. 4705-4720. DOI: [10.1021/acsomega.3c07962](https://doi.org/10.1021/acsomega.3c07962)
74. Nanda A.K., Neelakandan S., Gupta S. *et al.* Multi-layer perceptron's neural network with optimization algorithm for greenhouse gas forecasting systems // Environmental Challenges. 2023. Vol. 11. № 100708. DOI: [10.1016/j.envc.2023.100708](https://doi.org/10.1016/j.envc.2023.100708)
75. MacKay D.J.C. Bayesian Interpolation // Neural Computation. 1992. Vol. 4. Iss. 3. P. 415-447. DOI: [10.1162/neco.1992.4.3.415](https://doi.org/10.1162/neco.1992.4.3.415)
76. Makomere R., Rutto H., Koech L., Banza M. The use of artificial neural network (ANN) in dry flue gas desulphurization modelling: Levenberg–Marquardt (LM) and Bayesian regularization (BR) algorithm comparison // The Canadian Journal of Chemical Engineering. 2023. Vol. 101. Iss. 6. P. 3273-3286. DOI: [10.1002/cjce.24715](https://doi.org/10.1002/cjce.24715)
77. Chavoshi S., Safamirzaei M., Pajoum Shariati F. Evaluation of Empirical Correlations for Predicting Gas Hydrate Formation Temperature // Gas Processing Journal. 2018. Vol. 6. Iss. 2. P. 15-36. DOI: [10.22108/gpj.2018.112052.1036](https://doi.org/10.22108/gpj.2018.112052.1036)
78. Shateri M., Ghorbani S., Hemmati-Sarapardeh A., Mohammadi A.H. Application of Wilcoxon generalized radial basis function network for prediction of natural gas compressibility factor // Journal of the Taiwan Institute of Chemical Engineers. 2015. Vol. 50. P. 131-141. DOI: [10.1016/j.jtice.2014.12.011](https://doi.org/10.1016/j.jtice.2014.12.011)
79. Benamara C., Gharbi K., Nait Amar M., Hamada B. Prediction of Wax Appearance Temperature Using Artificial Intelligent Techniques // Arabian Journal for Science and Engineering. 2020. Vol. 45. Iss. 2. P. 1319-1330. DOI: [10.1007/s13369-019-04290-y](https://doi.org/10.1007/s13369-019-04290-y)
80. Castillo E., Hadi A.S., Conejo A., Fernández-Canteli A. A General Method for Local Sensitivity Analysis With Application to Regression Models and Other Optimization Problems // Technometrics. 2004. Vol. 46. Iss. 4. P. 430-444. DOI: [10.1198/004017004000000509](https://doi.org/10.1198/004017004000000509)
81. Rousseeuw P.J., Leroy A.M. Robust Regression and Outlier Detection. John Wiley & Sons, 2003. 360 p.
82. Mehrjoo H., Riazi M., Rezaei F. *et al.* Modeling interfacial tension of methane-brine systems at high pressure high temperature conditions // Geoenergy Science and Engineering. 2024. Vol. 242. № 213258. DOI: [10.1016/j.geoen.2024.213258](https://doi.org/10.1016/j.geoen.2024.213258)
83. Dabiri M.-S., Haji-Hashemi R., Ashoorian S. *et al.* Modeling drilling fluid density at high-pressure high-temperature conditions using advanced machine-learning techniques // Geoenergy Science and Engineering. 2025. Vol. 244. № 213369. DOI: [10.1016/j.geoen.2024.213369](https://doi.org/10.1016/j.geoen.2024.213369)

Авторы: Мохсен Риази, магистр (Университет им. Шахида Бахонара в Кермане, Керман, Иран), Хосейн Мехраджу, PhD (Университет им. Шахида Бахонара в Кермане, Керман, Иран), Мохаммад-Сабер Дабири, магистр (Университет им. Шахида Бахонара в Кермане, Керман, Иран), Джамильям Исмаилова, PhD, доцент (Казахский национальный исследовательский технический университет им. К.И.Сатпаева, Алматы, Республика Казахстан), Масуд Риази, PhD, доцент (Назарбаев Университет, Астана, Республика Казахстан), masoud.riazi@nu.edu.kz.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Особенности полевой съемки и автоматизированной обработки цифровых моделей обнажений горных пород при анализе трещиноватости

О.В.Лунина✉, А.С.Низовцев

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Как цитировать эту статью: Лунина О.В., Низовцев А.С. Особенности полевой съемки и автоматизированной обработки цифровых моделей обнажений горных пород при анализе трещиноватости // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 163-175. [EDN MMVLYQ](#)

Аннотация

При автоматизированном извлечении элементов залегания трещин из плотного облака точек существуют проблемы, осложняющие корректную характеристику выхода, нарушенного определенными системами разрывов. В связи с этим проведены опытно-методические работы по анализу трещин и их систем, выделенных автоматизированным способом, для поиска удовлетворительных условий сбора и обработки данных. Первичные материалы с помощью БПЛА DJI Phantom 4 RTK были собраны в зонах Приморского и Северобайкальского глубинных разломов Байкальского рифта. Плотные облака точек получены с помощью фотограмметрического метода. Показано, что однонаправленный ракурс съемки и обнаженность одной стенки выхода горных пород является проблемой для определения систем трещин, но выбор фрагмента цифровой модели обнажений (ЦМО), развернутого к разным сторонам света, позволяет избежать однополярности на диаграмме трещиноватости и обеспечивает получение высокоточных сведений о строении разрывной сети. Правильно подобранный для расчета фрагмент обнажения отражает его системность, экономит время и ресурсы компьютера. При изменении структурной обстановки ЦМО позволяет провести анализ разрывной сети на любом участке выхода, что увеличивает качество и производительность работ. В условиях ограниченного вычислительного потенциала для выделения трещин и их систем достаточно использовать плотное облако точек среднего качества. Правильное применение автоматизированного извлечения элементов залегания трещин и их системкратно увеличивает эффективность изучения деформационных характеристик горных пород в сфере инженерного воздействия и разработки месторождений полезных ископаемых.

Ключевые слова

трещиноватость; элементы залегания; системы; цифровая модель обнажения; беспилотная аэрофотосъемка; программное обеспечение

Финансирование

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-27-00565, <https://rscf.ru/project/25-27-00565/>.

Поступила: 27.02.2026

Принята: 25.06.2026

Онлайн: 10.09.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

Анализ трещиноватости применяется для изучения деформаций горных пород, степени их нарушенности, картирования разломов и их зон, кинематических процессов движения вещества и динамических условий формирования структур (т.е. расположения и характера приложенных сил, вызвавших деформацию; частный случай – тектонофизический анализ). Традиционно практически все исследования разрывной сети в обнажениях проводятся на основе измерений элементов залегания трещин геологическим компасом и подсчета их количества на единицу длины, площади или объема элементарным способом [1]. Реже для этого применяют мобильные телефоны со специальными приложениями, например GeoCompass. Обычно массовые замеры трещиноватости охватывают небольшой участок размером 10-20 м, даже если выход имеет более значительные размеры. Неоднородность строения выхода горных пород может быть отмечена качественно в описании, зарисовках, фотодокументации.



В последние годы благодаря развитию беспилотных технологий и специализированных программных продуктов для построения цифровых моделей обнажений (ЦМО) и их обработки, появились уникальные возможности получать и анализировать значительно больше информации о трещиноватости горного массива. С помощью методов, основанных на дистанционной съемке обнажения, в таких программах как Agisoft Metashape (известной ранее как Agisoft PhotoScan) [2-4], ShapeMetriX [5, 6], 3DM Analyst [7], Sirovision и др. строятся плотные облака точек и фотореалистичные текстурированные 3D-модели горного массива. Далее на основе математических алгоритмов по ЦМО выделяются трещины и их основные системы [8], в том числе с помощью компьютерных программ Discontinuity Set Extractor (DSE) [9-11] и CloudCompare с плагинами [12-14], а также машинного обучения [15]. Используя данные расчетов DSE и CloudCompare, можно рассчитывать расстояния между трещинами каждой системы [16], параметры устойчивости массива [17], а также плотности разрывов по всей поверхности выхода, выраженные через различные параметры в модуле для MATLAB DICE [18]. Для этих же целей имеются приложения виртуальной реальности, которые используются для анализа ЦМО горных пород [19].

Первые исследования, касающиеся анализа трещиноватости в цифровой среде, были посвящены сравнению результатов, полученных на основе фотограмметрической обработки данных аэрофотосъемки, лидарной съемки и измерениями обычным компасом [20, 21]. Позднее стали появляться исследования, развивающие методы извлечения данных элементов залегания не только трещин, но и даек, борозд скольжения и других структур [22], а также расчета интенсивности трещиноватости [13, 23]. Использование цифровых моделей может быть многократным для решения разного рода геолого-структурных и геомеханических задач и позиционируется как современный метод исследования геосреды [24], особенно в труднодоступных местах [25], где важно соблюдать уровень безопасности и учитывать временные затраты [26]. Детальные обзоры по использованию ЦМО и автоматизированному извлечению характеристик трещиноватости из плотного облака точек приведены в статьях [27, 28].

Несмотря на преимущества использования цифровых технологий для анализа трещиноватости, большинство опубликованных работ, основанных на ЦМО, используют полуавтоматический способ извлечения элементов залегания трещин путем их оцифровки или кликания курсором компьютерной мыши по изображению поверхности разрыва. При автоматизированном способе часто получается результат в виде одного, реже двух максимумов трещиноватости на диаграммах [29-31], чего недостаточно для тектонофизического анализа с целью реконструкции напряженного состояния парагенетическими методами [32, 33]. В реальности трещиноватость любого горного массива определяется как минимум тремя основными системами трещин, которые различаются азимутами и/или углами падения.

Другими проблемами анализа цифровых обнажений являются временные затраты и ресурсы компьютера. Даже на достаточно мощных вычислительных машинах процесс построения и обработки ЦМО может занимать более суток. Таким образом, необходим поиск оптимального подхода к сбору данных дистанционным способом и последующему анализу разрывной сети обнажений путем автоматических вычислений. Цель настоящего исследования – провести опытно-методические работы по анализу трещин и их систем, выделенных автоматизированным способом в известных компьютерных программах, для нахождения удовлетворительных условий сбора и обработки данных, которые будут способствовать использованию цифровых моделей обнажений для анализа трещиноватости и их более содержательному внедрению в практику горно-геологических работ.

Методика

В рамках опытно-методических работ было изучено пять обнажений горных пород, расположенных в зонах Приморского и Северобайкальского глубинных разломов Байкальского рифта (рис.1). Аэрофотосъемка проводилась в ручном режиме с помощью БПЛА DJI Phantom 4 RTK, который оснащен камерой с 1-дюймовой матрицей CMOS разрешением 20 Мп и механическим затвором, позволяющим избежать искажений изображения. Улучшенная матрица, оптимизированный широкоугольный объектив с диафрагмой f/2.8 и технология обработки обеспечили достаточно высокую детализацию фото с реалистичными цветами. Съемка проводилась с расстояния до



объекта от 1,5 м для Красноярского обнажения до первых десятков метров для Сухого обнажения. Преимущественный угол наклона камеры 0° относительно горизонта плавно изменялся до 45° , а иногда до 90° (в случае необходимости). Движение осуществлялось снизу вверх, вправо вниз, вправо вверх и т.д. с поворотами дрона в обе стороны на уместный угол, определяемый морфологией выхода. Перекрытие между снимками составило 75-80 %.

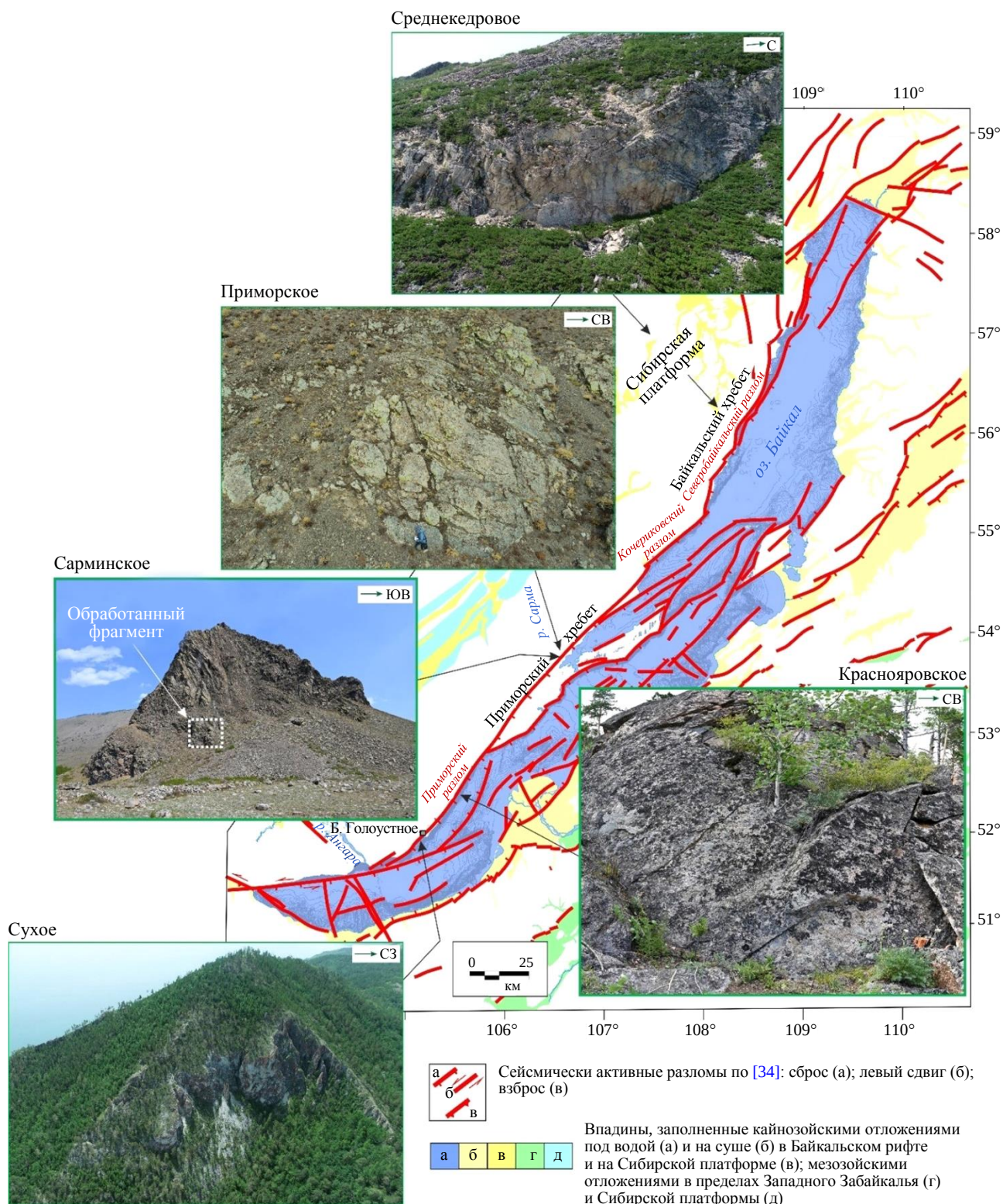


Рис.1. Местоположение изученных обнажений скальных пород в пределах Байкальского рифта



Для получения плотных облаков точек, которые представляют собой разновидность ЦМО, использовался фотограмметрический метод, реализованный в программе Agisoft Metashape. Перед обработкой дефектные и нечеткие фотографии удалялись. Далее в автоматическом режиме выполнялись следующие операции: загрузка фотографий; выравнивание фотографий; оптимизация выравнивания; построение плотного облака точек, сопоставимого с облаками точек LIDAR. Точки в результирующем плотном облаке окрашены в соответствии со спектральными RGB-данными соответствующих изображений, имеют координаты в пространстве и точно описывают топографию выхода горных пород. Их средняя плотность на среднем качестве расчетов составила от 7115 для Среднекедрового до 65263 точек/м² для Сарминского обнажения; для выхода горных пород «Сухое» – 449 точек/м². Именно плотное облако точек из-за своей дискретности используется для автоматического расчета элементов залегания трещин и их систем. Текстурированная ЦМО предпочтительна для визуализации объекта и геологической интерпретации путем ручной оцифровки слоев, трещин и других структурных элементов.

Для извлечения азимутов и углов падения трещин тестировались две наиболее известных компьютерных программы – DSE [9] и плагин FACETS для пакета CloudCompare [12] – с открытым исходным кодом. Построение диаграмм трещиноватости и выделение основных систем разрывов проводилось в приложениях DSE и Dips v. 7.0. Приложение Dips позволяло сравнивать диаграммы, построенные единообразно по выборкам трещин, получаемых разными способами. Перед обработкой с плотного облака удалялись все участки с помехами, такими как растительность, осыпи и др.

В программе DSE разрыв состоит из множества точек, которые принадлежат некоторой плоскости при заданных параметрах и, соответственно, имеют координаты в пространстве. Каждая такая классифицированная точка облака в определенной плоскости условно названа трещиной с пересчитанными азимутом и углом падения, которые и участвуют в построении диаграммы трещиноватости. В программе CloudCompare точки уже объединены в плоскости (FACETS).

Для четырех из пяти выходов горных пород проведены геолого-структурная документация и массовые замеры геологическим компасом, включающие от 100 до 103 трещин. Работы выполнялись в соответствии с принятыми в структурной геологии правилами путем последовательного измерения всех трещин в пределах произвольно выбранного участка коренного выхода площадью ~10 м² с указанием их элементов залегания и, если возможно, генетической разновидности (скол, отрыв), состояния поверхности скольжения и других характеристик. Традиционное описание не проводилось для коренной стенки отрыва обвала, обнаженного на относительной высоте более 300 м над уровнем Сухого озера в пади Семеновка в 4,13 км на запад-юго-запад от южной окраины села Большое Голоустное (рис.1).

Результаты и их обсуждение

Первые тестовые цифровые модели обнажений горных пород. Результаты обработки цифровых моделей первых трех обследованных обнажений Среднекедровое, Приморское и Красноярское, сложенных гранитами, показали хорошую сходимость координат главного максимума на диаграммах трещиноватости, полученных путем автоматизированного извлечения элементов залегания трещин и ручного измерения геологическим компасом (рис.2). Существенным недостатком, как и во многих предыдущих работах, стала однополярность систем трещин, что связано с экспозицией главной стенки обнажения, на которую направлена фотокамера. По полевым замерам также отмечается системная трещиноватость, но наличие только одного максимума недопустимо. Таким образом, авторы столкнулись с проблемой влияния ракурса съемки, вследствие чего выяснилось, что для большинства геолого-структурных задач (выделение основных систем и сопряженных максимумов трещиноватости с последующей реконструкцией поля напряжений) необходим определенный подход к съемке обнажения и анализу разрывной сети с помощью автоматизированных вычислений.

Беспилотная аэрофотосъемка четвертого обнажения в пади Семеновка проведена 10.07.2021 г. с целью тестирования возможностей получения информации о труднодоступных выходах горных пород, значительно удаленных от исследователя на большой высоте. По данным источника [35], обвал пород произошел при землетрясении 3810±100 лет назад, при котором справа по течению водотока на максимальной абсолютной высоте 850 м произошел отрыв сильно трещиноватого скального массива. Обвальные массы перегородили русло, и образовалось Сухое озеро, изредка наполняемое водой в зависимости от уровня грунтовых вод (рис.3, а). Стенка отрыва, удаленная

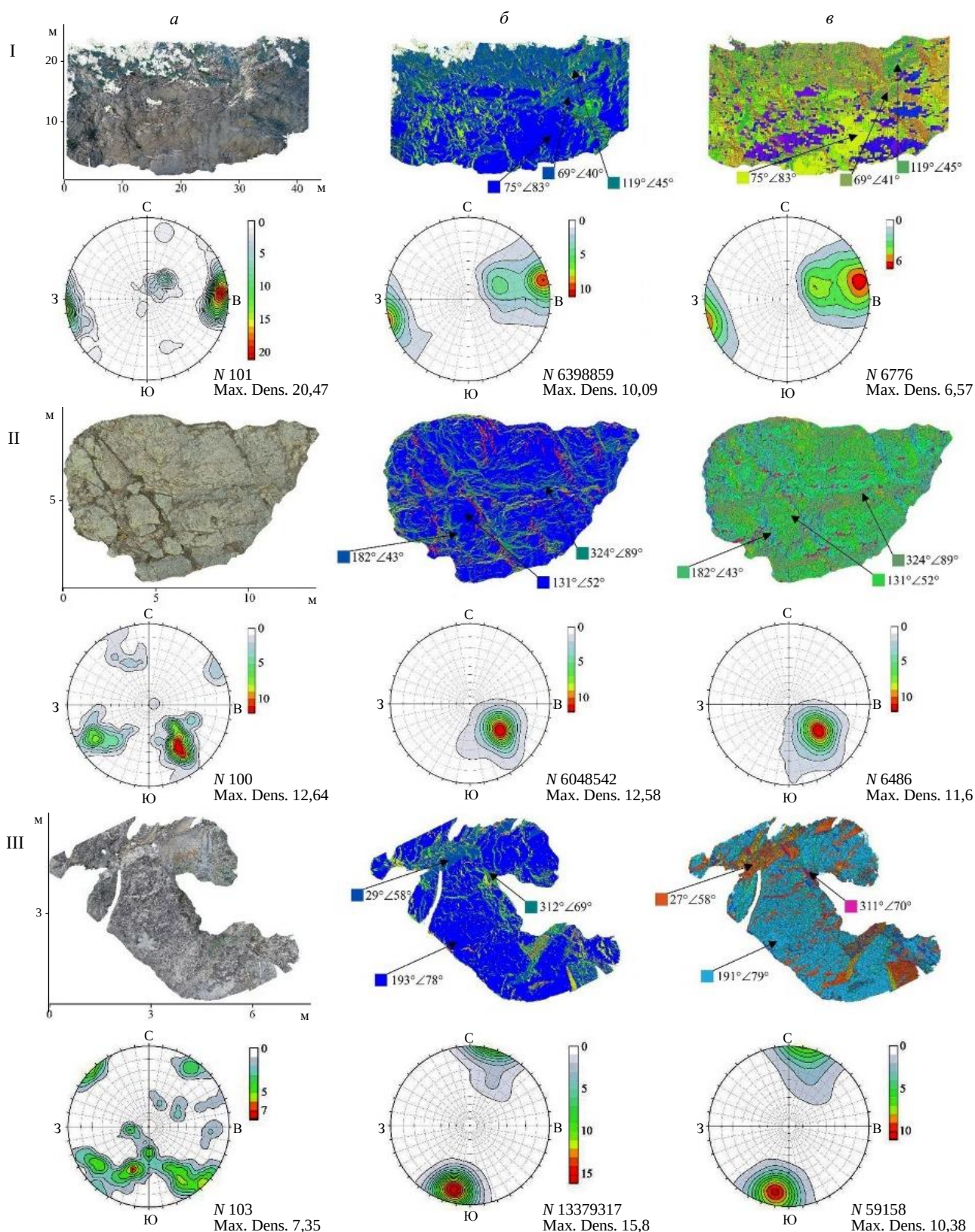


Рис.2. Результаты обработки цифровых моделей Среднекедрового (I), Приморского (II) и Красноярского (III) обнажений, сложенных гранитами: а – плотные облака точек и диаграммы массовых замеров трещин, измеренных горно-геологическим компасом; б – плотные облака точек, классифицированных в программе DSE, и диаграммы извлеченных с помощью DSE трещин; в – плотные облака точек, классифицированных в программе CloudCompare, и диаграммы извлеченных с помощью CloudCompare трещин. Уровни изолиний проведены через 1 %.

Цвет на классифицированных плотных облаках точек соответствует определенной системе разрывов, некоторые из которых подписаны; диаграммы построены в проекции верхней полусферы

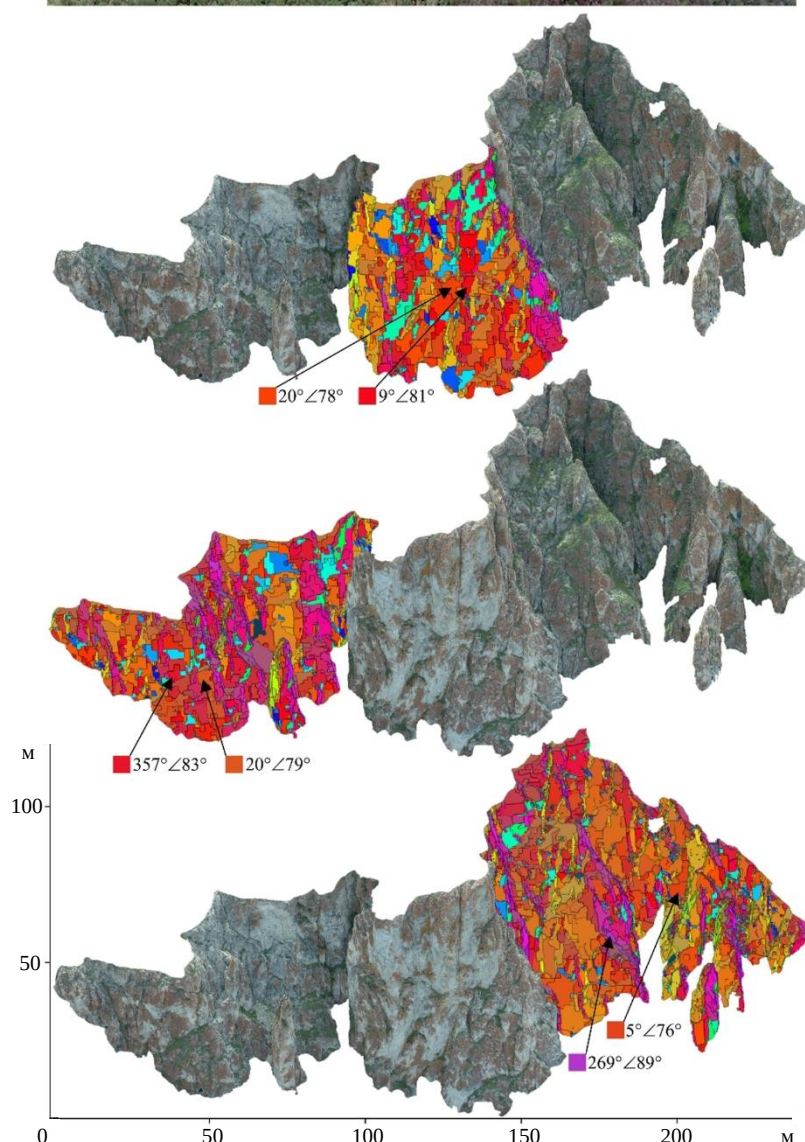
N – число замеров; Max. Dens. – максимальная плотность



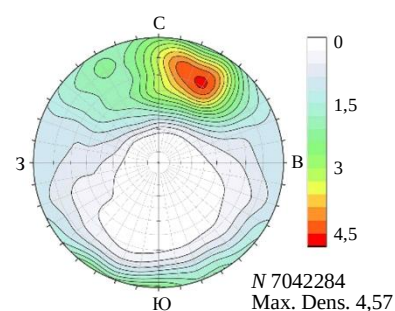
а



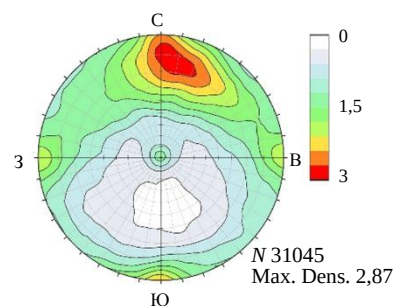
б



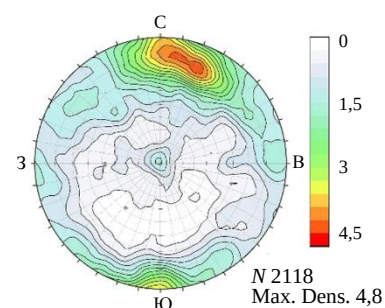
в



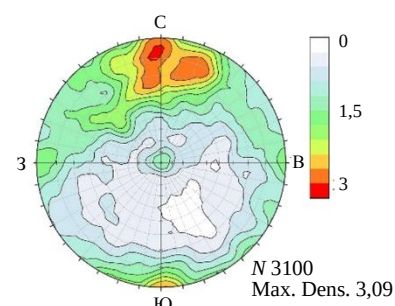
г



д



е



ж

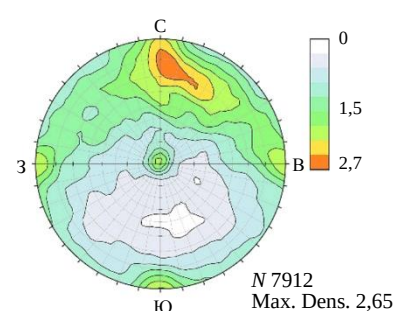


Рис.3. Результаты обработки цифровой модели Сухого обнажения: а – местоположение стенки отрыва обвала, представляющего собой коренной выход доломитов; б – подготовленное для обработки плотное облако точек обнажения с наложенными его фрагментами, классифицированными в программе CloudCompare в зависимости от положения трещин в пространстве; в, г – диаграммы трещиноватости, извлеченной из всего обнажения с помощью программ DSE (в) и CloudCompare (г); д-ж – диаграммы трещиноватости, извлеченной из фрагментов обнажения с помощью программы CloudCompare. Уровни изолиний проведены через 0,3 %



на ~630 м по прямой от днища Сухого озера и местоположения оператора съемки, представляет собой дугу с неровными краями общей длиной 543 м. Диаграммы трещиноватости, данные для которых получены для всего обнажения горных пород в программах DSE и CloudCompare, демонстрируют преобладающие азимуты падения трещин, максимумы которых выстраиваются в поясовое расположение, соответствуя этой дуге (рис.3, в, з). Загрузка большого количества трещин из DSE (7042284 проекций нормалей) и из CloudCompare (31045 трещин – фасетов) порождает только два максимума на диаграммах из-за значительного доминирования трещин с определенными азимутами и углами падения, направленными на фотокамеру. Главный максимум падает круто на север-северо-восток ($27^\circ \angle 72^\circ$ по DSE и $10^\circ \angle 75^\circ$ по CloudCompare). При уменьшении разрывов в выборках путем деления обнажения на три части количество максимумов увеличивается, так как уменьшается доля поверхностей, обращенных на камеру (рис.3, д-ж), более очевидно просматривается роль поперечной системы трещин субмеридионального простирания. При этом отмечается подобие диаграмм, построенных для левой, центральной и правой частей обнажения, а также неизменность положения основной системы трещин в пределах 10° , приведенных по данным, обработанным в CloudCompare.

В отличие от программы CloudCompare, DSE строит диаграммы трещиноватости в изолиниях плотности, а также рассчитывает основные системы трещин [21]. При этом количество выделяемых максимумов (discontinuity sets) и допустимый угол между ними задаются как условие к расчету и визуализации. Таким образом, в DSE даже при существенном доминировании трещин одной системы можно рассчитать несколько максимумов, часть которых или даже большинство не будут проявляться изолиниями, а будут указаны лишь точкой, так как их плотность (интенсивность) на диаграмме слишком мала. Из этого следует, что при решении структурных задач, если обнажена только одна стенка обнажения без заметных выступов, для построения диаграмм трещиноватости лучше использовать программу DSE или ручной способ выделения трещин в CloudCompare с использованием встроенного инструмента Compass.

Опытно-методические работы на Сарминском обнажении горных пород. Очевидность влияния ракурса и азимутальности съемки на результат автоматизированных структурных построений привела к необходимости целенаправленного изучения пятого коренного выхода гранитов и гранито-гнейсов, расположенного в левом борту долины р. Сарма (см. рис.1). Традиционная геолого-структурная документация обнажения с массовым замером трещин была проведена одновременно с аэрофотосъемкой 26.05.2022 г.

Коренной выход в Сарминском ущелье ввиду обнаженности с трех основных сторон (рис.4, а) представляет собой идеальный объект для опытно-методических работ по анализу трещин и их систем, выделенных автоматизированным способом. Цифровой двойник построен для всего выхода (рис.4, б), но для анализа взят фрагмент – выступ (рис.4, в), который охвачен съемкой с разных направлений и, как оказалось, достаточен для получения истинного результата. Плотные облака точек данного фрагмента классифицированы в программах DSE и CloudCompare (рис.4, з, д). Анализ диаграмм трещиноватости, построенных по данным полевого массового замера (рис.4, е), в приложении DSE (рис.4, ж) и программе Dips по данным DSE (рис.4, з), показал хорошую сходимость результатов между собой и отсутствие однополярности максимумов. По данным плагина FACETS, корреляция максимумов с системами трещин на диаграмме по полевым замерам оказалась хуже (рис.4, и). Главная система Приморского разлома (рис.4, а) с азимутом падения $161^\circ \angle 64^\circ$ на рис.4, е, $159^\circ \angle 61^\circ$ на рис.4, ж и $159^\circ \angle 59^\circ$ на рис.4, з не проявилась на рис.4, и. Учитывая особенности алгоритма программы FACETS, следует полагать, что при съемке значительное количество мелких трещин, обращенных падением на камеру, т.е. на юго-запад, попало в объектив камеры. Если бы поверхности разрывов были более крупными, данного эффекта не случилось бы. Это наблюдение подтверждает вывод о более подходящем применении для структурного анализа программы DSE при большом объеме данных, так как из-за «точечного» подхода учитывается не только количество замеров, но и площадь поверхности трещины. Работы с цифровым двойником Сарминского обнажения показали, что многосторонний ракурс съемки и выбор фрагмента выхода, развернутого к разным сторонам света с учетом размера поверхности трещин позволяет избежать однополярности на диаграмме трещиноватости.

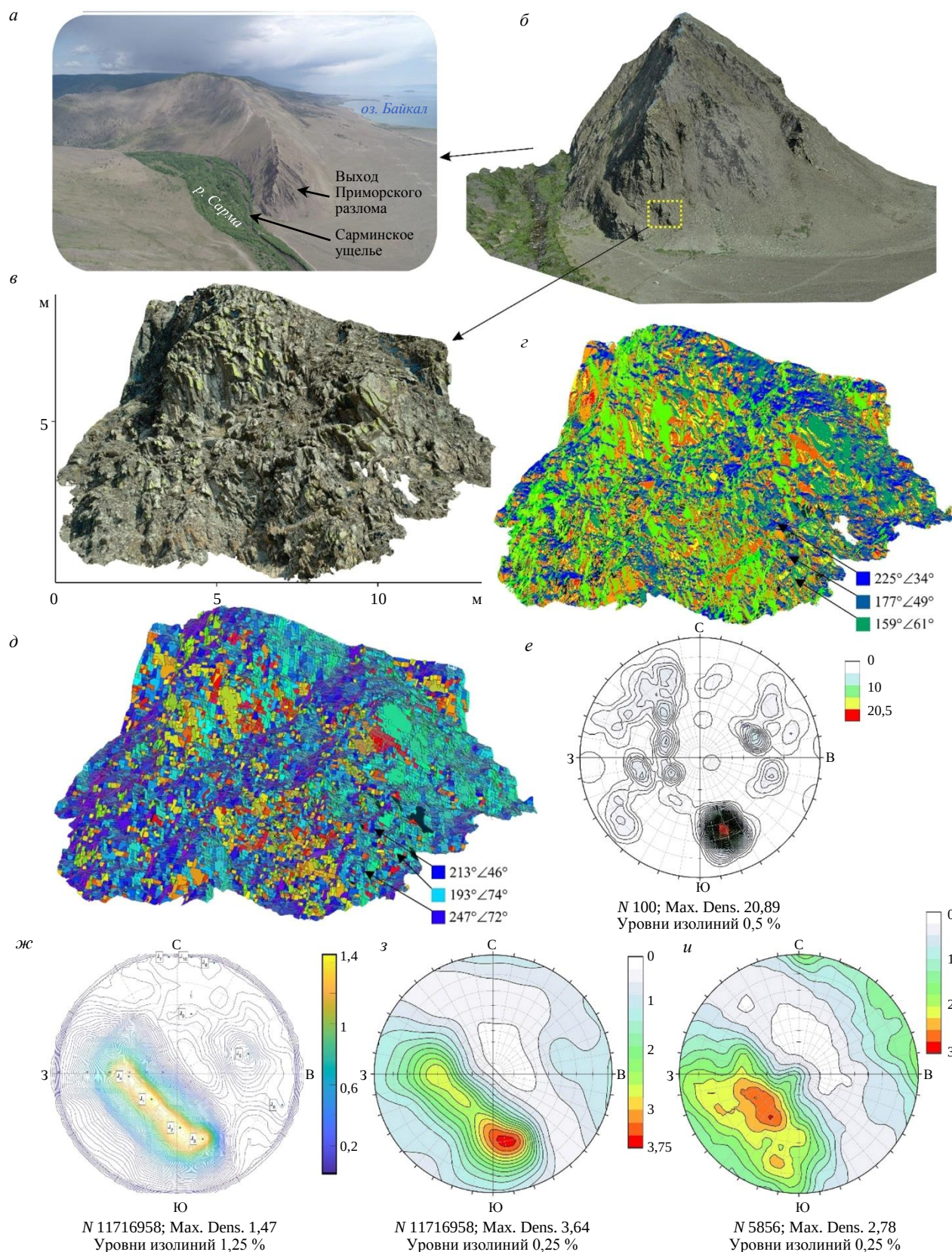


Рис.4. Результаты обработки цифровой модели Сарминского обнажения: а – местоположение обнажения в зоне Приморского разлома; б – цифровая модель; в – фрагмент ЦМО; з, д – классифицированные в программах DSE (з) и CloudCompare (д) плотные облака точек в зависимости от положения трещин в пространстве; е-и – диаграммы трещиноватости по данным полевого массового замера горно-геологическим компасом (е), извлеченной с помощью программы DSE и построенных в ней (ж), а также в программе Dips (з); извлеченной с помощью программы CloudCompare (и)

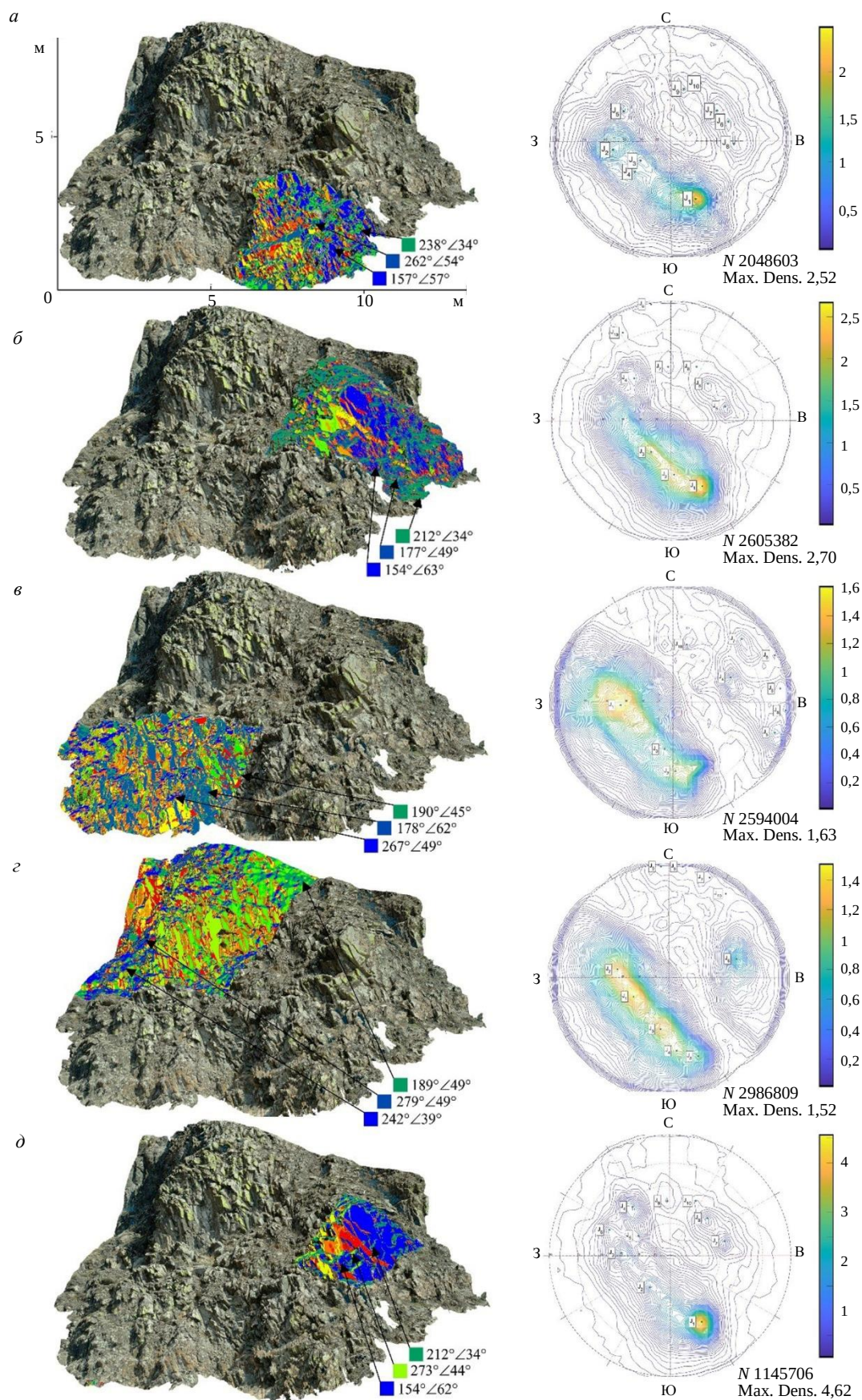


Рис.5. Классифицированные в зависимости от положения трещин в пространстве плотные облака точек Сарминского обнажения и соответствующие им диаграммы трещиноватости с уровнями изолиний 1,25 %:

а-г – четыре части тестируемого фрагмента обнажения; д – часть фрагмента рис.5, б.

Обработка и визуализация выполнены в программе DSE



На следующем этапе тестируемый фрагмент коренного выхода в Сарминском ущелье был разделен на четыре части, для каждой из которых была построена диаграмма трещиноватости (рис.5, *а-г*). В свою очередь из фрагмента рис.5, *б* выделен еще один меньший участок, для которого извлечены и проанализированы элементы залегания разрывов (рис.5, *д*). Данное тестирование этих и других более мелких участков выхода показало, что, какая бы часть выхода не была взята, основные максимумы трещин сохраняются, хотя их плотность может незначительно варьировать. Главные системы совпадают с системами на общей диаграмме для всего выхода как по полевым замерам (см. рис.4, *е*), так и по рассчитанным в программе DSE (см. рис.4, *ж*). Из этого следует, что диаграмма трещиноватости фрагмента обнажения отражает его системность в целом. Нет необходимости тратить время и ресурсы компьютера на анализ всего плотного облака. Однако важно, чтобы фрагмент охватывал как можно больше сторон света.

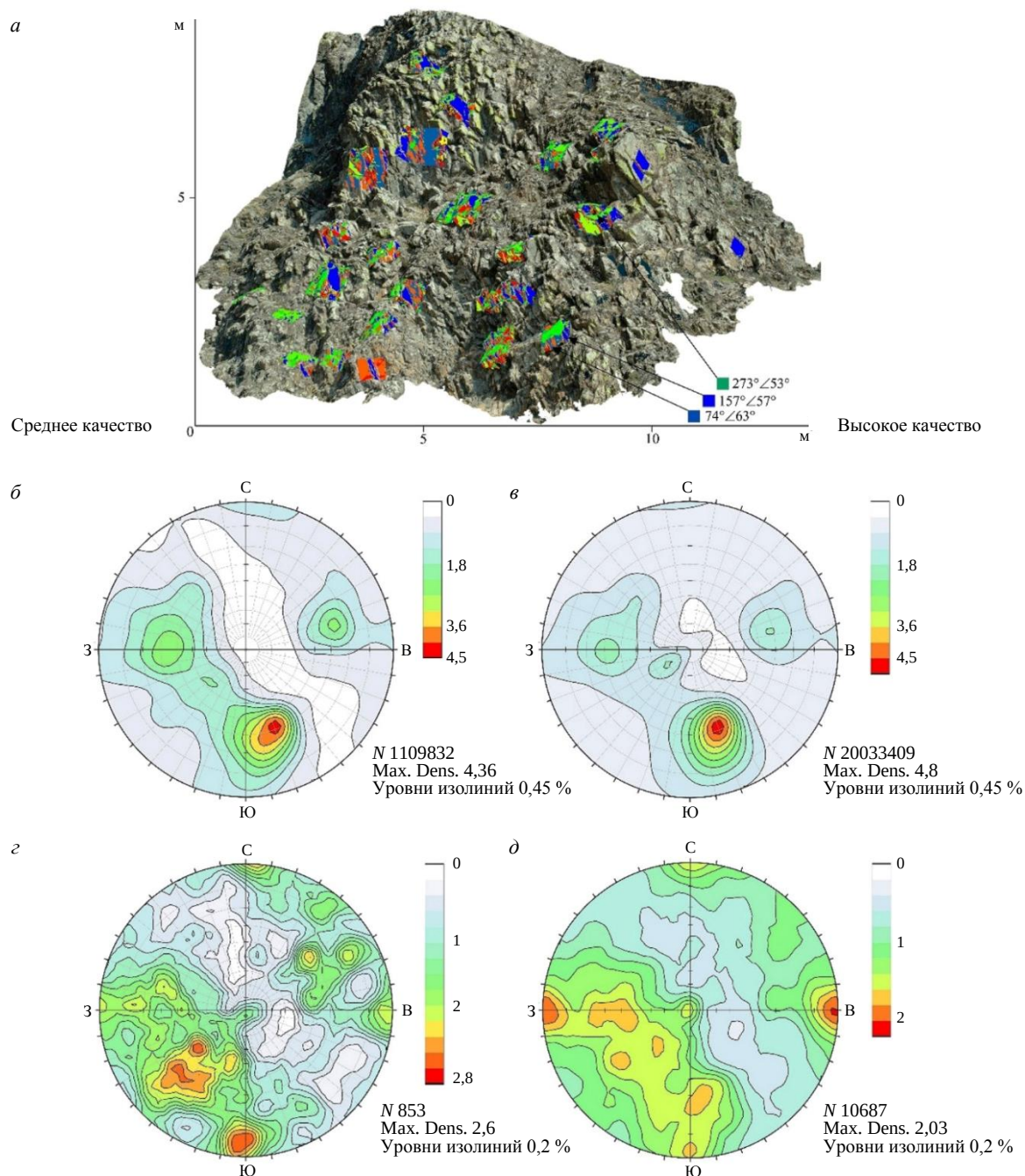


Рис.6. Результаты анализа плотных облаков точек Сарминского обнажения среднего (*б*, *г*) и высокого (*в*, *д*) качества:
а – локальные фрагменты выхода, для которых извлечены элементы залегания трещин и собраны в выборки;
б-д – диаграммы трещиноватости, извлеченной с помощью программ DSE (*б*, *в*) и CloudCompare (*г*, *д*)



Несмотря на удовлетворительную визуализацию данных о трещиноватости в программе DSE при структурном анализе (рис.5), для решения геомеханических задач элементы залегания трещин из DSE удобнее визуализировать в других программах, например таких как Dips. Это связано со специальными встроенными инструментами оценки устойчивости склонов. Однако необходимо учитывать, что из-за огромного количества трещин даже при размере окна палетки 1 % в Dips происходит значительное осреднение данных при построении, вследствие чего число максимумов уменьшается (см. рис.4, з) по сравнению с выделенными в DSE (см. рис.4, ж, рис.5). Проблема решается уменьшением количества анализируемых разрывов путем выбора одного или нескольких небольших фрагментов ЦМО (рис.6, а), как это делается для традиционного массового замера трещин на природном обнажении.

Существенной проблемой для анализа цифровых двойников являются недостаточные вычислительные мощности компьютеров и время, затрачиваемое на обработку данных. В связи с этим был проведен еще один эксперимент, направленный на анализ трещиноватости по данным плотного облака среднего и высокого качества. Для этого было взято несколько небольших фрагментов цифровой модели Сарминского обнажения (рис.6, а), из которых извлечены трещины и собраны в две выборки. Первая выборка состояла из трещин, полученных суммарно из всех фрагментов плотного облака среднего качества, вторая – высокого качества. Оказалось, что диаграммы трещиноватости, построенные по данным DSE, идентичны, хотя количество трещин в одной выборке в 18 раз превышает число трещин в другой (рис.6, б, в). По данным плагина FACETS программы CloudCompare, диаграммы в целом также очень схожи (рис.6, г, д), что свидетельствует о том, что для автоматизированного выделения трещин и их систем достаточно использовать плотное облако, полученное в Agisoft Metashape, среднего качества.

Заключение

Современные технические системы и программное обеспечение стремительно развиваются, и их внедрение в анализ трещиноватости неизбежно и необходимо для встраивания результатов геолого-структурных и тектонофизических работ в общий технологический процесс, связанный с поисками, разведкой и разработкой месторождений полезных ископаемых, а также инженерно-геологическими изысканиями под строительство особо ответственных сооружений. Вместе с тем необходимо их правильное применение для получения адекватных результатов о разрывных деформациях земной коры, чему способствуют опытно-методические работы.

В результате проведенного исследования освещены основные проблемы автоматизированного извлечения элементов залегания трещин, определены пути их решения и сделаны следующие выводы:

- Высокая точность математических расчетов азимутов и углов падения трещин и их удовлетворительное сходство с результатами измерения разрывов горно-геологическим компасом позволяет уверенно, но с соблюдением определенных условий использовать специализированные программы DSE и FACETS, плагин CloudCompare для анализа трещиноватости горных пород. Выбор программы из-за разных алгоритмов может зависеть от геометрии выхода и размера поверхности трещин, обращенных падением на камеру во время съемки. Наряду с этим при большом объеме данных, например более 10000 извлеченных трещин, DSE будет более полезным инструментом для тектонофизического анализа, так как позволяет сразу строить диаграммы трещиноватости и выделять большее количество систем трещин на диаграмме. В то же время для некоторых задач будет полезна выгрузка элементов залегания трещин из обеих программ в Dips или другие приложения для построения диаграмм и дальнейшего анализа.

- Однонаправленный ракурс съемки и обнаженность одной стенки выхода горных пород мешают определению разнообразия систем трещин, так как одна из них, обращенная падением на фотокамеру, подавляет все остальные. Несмотря на то, что программа DSE позволяет выделить основные системы разрывов с указанием их плотности в таблице, на диаграмме они выглядят только как центры максимумов и не пригодны для выделения сопряженных систем трещин некоторыми тектонофизическими методами (например, методом П.Н.Николаева). Многосторонний ракурс съемки и выбор фрагмента выхода, развернутого к разным сторонам света, позволяет избежать однополярности на диаграмме трещиноватости и дает возможность получать высокоточные сведения о строении разрывной сети массива горных пород.



- Правильно подобранный для расчета фрагмент обнажения отражает его системность в целом. Это означает, что нет необходимости тратить время и ресурсы компьютера для анализа всего плотного облака. В то же время в случае визуального изменения структурной обстановки из-за наличия крупной разломной зоны, изменения типа горных пород, необходимости детального изучения стенок карьера или других причин ЦМО позволяет многократно автоматизированным способом провести анализ разрывной сети на любом участке выхода, в том числе труднодоступном или даже недостижимом для человека, что повышает качество и производительность работ.

- В условиях ограниченного вычислительного потенциала для выделения трещин и их систем достаточно использовать плотное облако, полученное в программе Agisoft Metashape, среднего качества, что экономит время и ресурсы компьютера. Высокое качество ЦМО целесообразно для визуального определения разрывов и других деформационных структур.

Возможности использования ЦМО для анализа разрывной сети естественных и искусственных выходов горных пород имеют огромные перспективы для внедрения в фундаментальные исследования строения земной коры и в практику горно-геологических работ. Этому будут способствовать развитие программного обеспечения, в том числе с применением машинного обучения нейросетей для выделения трещин разного иерархического уровня, обсчета их параметров и построения моделей разломно-блоковой среды по серии сближенных в пространстве ЦМО или по цифровой модели всего карьера. Правильное применение автоматизированного извлечения элементов залегания трещин и их систем кратно увеличивает эффективность работ по изучению деформационных характеристик горных пород, вовлекаемых в сферу инженерного воздействия и разработку месторождений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Серебряков Е.В., Гладков А.С. Геолого-структурная характеристика массива глубоких горизонтов месторождения Трубка «Удачная» // Записки Горного института. 2021. Т. 250. С. 512-525. DOI: [10.31897/PMI.2021.4.4](https://doi.org/10.31897/PMI.2021.4.4)
2. Chesley J.T., Leier A.L., White S., Torres R. Using unmanned aerial vehicles and structure-from-motion photogrammetry to characterize sedimentary outcrops: An example from the Morrison Formation, Utah, USA // Sedimentary Geology. 2017. Vol. 354. P. 1-8. DOI: [10.1016/j.sedgeo.2017.03.013](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.03.013)
3. Junjie Zou, Honglin He, Yokoyama Y. et al. A comparative study of bedrock fault scarps by s-UAV and t-LiDAR: Insights into site selection criteria for paleo-seismology studies // Geomorphology. 2022. Vol. 414. № 108372. DOI: [10.1016/j.geomorph.2022.108372](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108372)
4. Koukouvelas I.K., Kyriou A., Nikolakopoulos K.G. et al. Geological and 3D Image Analysis Toward Protecting a Geosite: The Case Study of Falakra, Limnos, Greece // Minerals. 2025. Vol. 15. Iss. 2. № 148. DOI: [10.3390/min15020148](https://doi.org/10.3390/min15020148)
5. Na Wu, Zhengzhao Liang, Yan Tao et al. Sensitivity Analysis of Fracture Geometry Parameters on the Mechanical Behavior of Rock Mass with an Embedded Three-Dimensional Fracture Network // Applied Sciences. 2022. Vol. 12. Iss. 18. № 9284. DOI: [10.3390/app12189284](https://doi.org/10.3390/app12189284)
6. Tuckey Z. An integrated UAV photogrammetry-discrete element investigation of jointed Triassic sandstone near Sydney, Australia // Engineering Geology. 2022. Vol. 297. № 106517. DOI: [10.1016/j.enggeo.2022.106517](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106517)
7. Birch J.S. Using 3DM Analyst Mine Mapping Suite for Rock Face Characterisation // Laser and Photogrammetric Methods for Rock Face Characterization: Proceedings of the Workshop (Golden, Colorado, June 17-18, 2006). Golden: American Rock Mechanics Association, 2006. P. 13-32.
8. Боос И.Ю., Юнаков Ю.Л., Патачаков И.В., Гришин А.А. Изучение структурных особенностей прибортового массива по 3D-модели откоса, построенной с применением мультиспектрального фотограмметрического сканера // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2021. № 12. С. 19-30. DOI: [10.25018/0236_1493_2021_12_0_19](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2021_12_0_19)
9. Riquelme A.J., Abellán A., Tomás R., Jaboyedoff M. A new approach for semi-automatic rock mass joints recognition from 3D point clouds // Computers & Geosciences. 2014. Vol. 68. P. 38-52. DOI: [10.1016/j.cageo.2014.03.014](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.03.014)
10. García-Luna R., Senent S., Jurado-Piña R., Jimenez R. Structure from Motion photogrammetry to characterize underground rock masses: Experiences from two real tunnels // Tunnelling and Underground Space Technology. 2019. Vol. 83. P. 262-273. DOI: [10.1016/j.tust.2018.09.026](https://doi.org/10.1016/j.tust.2018.09.026)
11. Monsalve J.J., Pfreundschuh A., Soni A., Ripepi N. Automated Discontinuity Extraction Software Versus Manual Virtual Discontinuity Mapping: Performance Evaluation in Rock Mass Characterization and Rockfall Hazard Identification // Mining, Metallurgy & Exploration. 2021. Vol. 38. Iss. 3. P. 1383-1394. DOI: [10.1007/s42461-021-00416-9](https://doi.org/10.1007/s42461-021-00416-9)
12. Dewez T.J.B., Girardeau-Montaut D., Allan C., Rohmer J. Facets: A CloudCompare plugin to extract geological planes from unstructured 3D point clouds // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. ISPRS, 2016. Vol. XLI-B5. P. 799-804. DOI: [10.5194/isprs-archives-XLI-B5-799-2016](https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLI-B5-799-2016)
13. Panara Y., Menegoni N., Carboni F., Inama R. 3D digital outcrop model-based analysis of fracture network along the seismogenic Mt. Vettore Fault System (Central Italy): the importance of inherited fractures // Journal of Structural Geology. 2022. Vol. 161. № 104654. DOI: [10.1016/j.jsg.2022.104654](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104654)
14. Perozzo M., Menegoni N., Crispini L. et al. Quantitative characterization of fracture network in large sheath-fold: field and UAV-based digital outcrop model analysis (Ligurian Alps, Italy) // Journal of Structural Geology. 2025. Vol. 201. № 105551. DOI: [10.1016/j.jsg.2025.105551](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2025.105551)



15. Battulwar R., Emami E., Zare M. et al. Utilizing Deep Learning for the Automated Extraction of Rock Mass Features from Point Clouds // Geotechnical and Geological Engineering. 2024. Vol. 42. Iss. 7. P. 6179-6194. DOI: [10.1007/s10706-024-02886-2](https://doi.org/10.1007/s10706-024-02886-2)
16. Buyer A., Schubert W. Calculation the Spacing of Discontinuities from 3D Point Clouds // Procedia Engineering. 2017. Vol. 191. P. 270-278. DOI: [10.1016/j.proeng.2017.05.181](https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.05.181)
17. Riquelme A.J., Tomás R., Abellán A. Characterization of rock slopes through slope mass rating using 3D point clouds // International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2016. Vol. 84. P. 165-176. DOI: [10.1016/j.ijrmms.2015.12.008](https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2015.12.008)
18. Menegoni N., Giordan D., Inama R., Perotti C. DICE: An open-source MATLAB application for quantification and parametrization of digital outcrop model-based fracture datasets // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. 2023. Vol. 15. Iss. 5. P. 1090-1110. DOI: [10.1016/j.jrmge.2022.09.011](https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2022.09.011)
19. Seers T.D., Sheharyar A., Tavani S., Corradetti A. Virtual outcrop geology comes of age: The application of consumer-grade virtual reality hardware and software to digital outcrop data analysis // Computers & Geosciences. 2022. Vol. 159. № 105006. DOI: [10.1016/j.cageo.2021.105006](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2021.105006)
20. Cawood A.J., Bond C.E., Howell J.A. et al. LiDAR, UAV or compass-clinometer? Accuracy, coverage and the effects on structural models // Journal of Structural Geology. 2017. Vol. 98. P. 67-82. DOI: [10.1016/j.jsg.2017.04.004](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.04.004)
21. Villarreal J.C.A., Rojas D.J.D., Ríos R.C.A. 3D digital outcrop modelling of the Lower Cretaceous Los Santos formation sandstones, Mesa de Los Santos region (Colombia): Implications for structural analysis // Journal of Structural Geology. 2020. Vol. 141. № 104214. DOI: [10.1016/j.jsg.2020.104214](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104214)
22. Triantafyllou A., Watlet A., Le Mouélic S. et al. 3-D digital outcrop model for analysis of brittle deformation and lithological mapping (Lorette cave, Belgium) // Journal of Structural Geology. 2019. Vol. 120. P. 55-66. DOI: [10.1016/j.jsg.2019.01.001](https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.01.001)
23. Panara Y., Chandra V., Finkbeiner T. et al. Fracture intensity and associated variability: A new methodology for 3D digital outcrop model analysis of carbonate reservoirs // Marine and Petroleum Geology. Vol. 158. Part B. № 106532. DOI: [10.1016/j.marpetgeo.2023.106532](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2023.106532)
24. Шеков В.А., Иванов А.А., Крылова С.А. Цифровая модель обнажения как современный метод исследования геосреды на примере докембрийских комплексов Лахденпохского района // Труды Карельского научного центра РАН. 2020. № 10. С. 84-98. DOI: [10.17076/geo1238](https://doi.org/10.17076/geo1238)
25. Низовцев А.С., Лунина О.В. Поиск новых подходов к исследованию трещиноватости на основе беспилотной аэрофотосъемки (на примере объектов в Байкальском рифте) // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы V Всероссийской конференции с участием иностранных ученых, посвященной памяти академика Н.А.Логачева в связи с 95-летием со дня рождения, 16-19 апреля 2024, Иркутск, Россия. Иркутск: Изд-во Иркутского государственного университета, 2024. С. 96-99.
26. Серебряков Е.В., Гладков А.С., Гапфаров Т.Д. Обзор современных методов сбора данных для оценки структурной нарушенности горного массива // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2023. № 9. С. 160-177. DOI: [10.25018/0236_1493_2023_9_0_160](https://doi.org/10.25018/0236_1493_2023_9_0_160)
27. Marques Jr. A., Horota R.K., de Souza E.M. et al. Virtual and digital outcrops in the petroleum industry: A systematic review // Earth-Science Reviews. 2020. Vol. 208. № 103260. DOI: [10.1016/j.earscirev.2020.103260](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103260)
28. Battulwar R., Zare-Naghadehi M., Emami E., Sattarvand J. A state-of-the-art review of automated extraction of rock mass discontinuity characteristics using three-dimensional surface models // Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering. 2021. Vol. 13. Iss. 4. P. 920-936. DOI: [10.1016/j.jrmge.2021.01.008](https://doi.org/10.1016/j.jrmge.2021.01.008)
29. Nurshal M.E.M., Sadewo M.S., Hidayat A. et al. Automatic and Manual Fracture-Lineament Identification on Digital Surface Models as Methods for Collecting Fracture Data on Outcrops: Case Study on Fractured Granite Outcrops, Bangka // Frontiers in Earth Science. 2020. Vol. 8. № 560596. DOI: [10.3389/feart.2020.560596](https://doi.org/10.3389/feart.2020.560596)
30. Riquelme A., Cano M., Tomás R., Abellán A. Identification of Rock Slope Discontinuity Sets from Laser Scanner and Photogrammetric Point Clouds: A Comparative Analysis // Procedia Engineering. 2017. Vol. 191. P. 838-845. DOI: [10.1016/j.proeng.2017.05.251](https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.05.251)
31. Wen Yan Tung, Nagendran S.K., Ismail M.A.M. 3D rock slope data acquisition by photogrammetry approach and extraction of geological planes using FACET plugin in CloudCompare // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2018. Vol. 169. № 012051. DOI: [10.1088/1755-1315/169/1/012051](https://doi.org/10.1088/1755-1315/169/1/012051)
32. Семинский К.Ж. Спецкартирование разломных зон земной коры. Статья 1: теоретические основы и принципы // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 445-467. DOI: [10.5800/GT-2014-5-2-0136](https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0136)
33. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 154 с.
34. Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407-434. DOI: [10.5800/GT-2016-7-3-0215](https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215)
35. Макаров С.А. История развития пади Озерко на западном побережье Байкала // География и природные ресурсы. 1999. № 4. С. 36-43.

Авторы: Оксана Викторовна Лунина, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник (Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия), lounina@crust.irk.ru, <https://orcid.org/0000-0001-7743-8877>, Алексей Сергеевич Низовцев, аспирант, старший лаборант (Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия), <https://orcid.org/0009-0008-1047-0846>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.



Анализ технико-технологического комплекса исследований подледниковых озер Антарктиды

И.В.Ракитин✉, Д.А.Васильев, А.В.Большунов, А.Ю.Ожигин

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Ракитин И.В., Васильев Д.А., Большунов А.В., Ожигин А.Ю. Анализ технико-технологического комплекса исследований подледниковых озер Антарктиды // Записки Горного института. 2026. Т. 280. С. 176-188. [EDN OQYYMK](#)

Аннотация

Подледниковая гидрологическая система Антарктиды является уникальным и наименее изученным источником геологической, палеоклиматической и биологической информации, доступ к которой возможен только при проведении прямых исследований с отбором проб воды, взвеси и донных отложений. Наибольшую научную ценность представляют изолированные на протяжении многих сотен тысяч лет участки последовательного осадконакопления с мощными слоями древних донных отложений, не нарушенных ледниковой базальной эрозией. Такие участки располагаются в подледниковых озерах – ключевых элементах подледниковой гидрологической системы Антарктиды. Тема планирования и реализации прямых исследований подледниковых озер Антарктиды, находящихся как под относительно небольшой толщей ледника, так и на глубинах более 2500 м, до сих пор является дискуссионной из-за малого опыта решения подобных задач, а также разногласий в области соблюдения и контроля экологических требований при получении доступа к подледниковым объектам. В статье обобщены результаты междисциплинарных исследований подледниковых озер Антарктиды, включая их локализацию, глубину залегания, морфометрические и гидродинамические параметры, а также состав донных отложений. Особое внимание уделено описанию технико-технологического комплекса исследования подледниковых озер, включающего геофизические работы, бурение скважины доступа, вскрытие озера, определение физических и химических параметров водного объекта, отбор проб воды, донных отложений и взвеси. Анализируются и обсуждаются сложности и ограничения при исследовании «стабильных» подледниковых озер, представлены ключевые направления развития используемых в этой сфере технологий и технических средств.

Ключевые слова

Антарктида; подледниковые озера; геофизические исследования; технологии бурения льда; технологии пробоотбора

Финансирование

Исследование выполнено в рамках Государственного задания в сфере научной деятельности на 2024 г. № FSRW-2024-0003.

Поступила: 09.12.2025

Принята: 25.06.2026

Онлайн: 02.09.2026

Опубликована: 10.09.2026

Введение

В настоящее время изучение подледниковых гидрологических систем Антарктиды остается одной из самых актуальных и приоритетных задач в сфере наук о Земле (геофизика, гидрология, геология, палеоклиматология) и биологических наук (микробиология, молекулярная биология, экология и экзобиология). Элементы подледниковой гидрологической системы в Антарктиде представлены шельфовыми океаническими участками, потоками и озерами, покрытыми толщей ледника, затрудняющей их прямое исследование. Одними из основных объектов исследований являются подледниковые озера, разделяемые на «стабильные» и «активные», в зависимости от постоянства объема воды и наличия гидравлической связи с другими элементами подледниковой гидрологической системы. В настоящее время в Антарктиде насчитывается 766 подледниковых озер [1], 70 % которых на протяжении многих сотен тысяч лет изолированы от внешней среды, что обуславливает их научную ценность благодаря значительному возрасту донных отложений [2], а также возможному наличию неизвестных форм жизни [3, 4].



Значительный вклад в современное представление о подледниковых озерах обеспечен геофизическими методами исследования (авиационные и наземные радиолокационные зондирования, сейсмические зондирования методом отраженных волн (МОВ), спутниковая радарная альтиметрия [5-7], гравиметрия и магнитометрия [8], электроразведка методом переходных процессов [9]) и прогностическими расчетными методами (моделями базального таяния ледника [10, 11]), геостатистическим моделированием [12]. Несмотря на достоинства указанных методов, богатый опыт их использования и большую значимость результатов, они позволяют получить лишь косвенные данные о параметрах подледниковой среды, но не могут предоставить исчерпывающую информацию о структуре, минералогическом, биологическом составе воды и донных отложений, а также гидрологическом режиме озера. Задача получения такой информации лежит в основе будущих исследований подледниковых озер [13] и может быть решена методами прямого опробования, наиболее информативными из которых является отбор кернов донных отложений, проб воды, минеральной и биологической взвеси.

История прямых исследований подледниковых озер охватывает уже более двух десятков лет, в этом направлении разработано и испытано множество технологий и технических средств. Разнообразие морфометрических и гидродинамических параметров озер, литологические особенности их донных отложений, значительный диапазон мощностей ледника и удаленность исследуемых объектов от научных станций обуславливают применение уникального подхода при изучении каждого озера.

В настоящее время формально не проведено полное описание наиболее проработанных технологий и технических средств, разработанных множеством научных коллективов и используемых на разных этапах исследования озер. В статье приведены анализ основных параметров подледниковых озер Антарктиды и обзор опробованных и перспективных составляющих технико-технологического комплекса исследований, включающего этапы предварительных геофизических работ, бурения скважины доступа, вскрытия озера и его исследования с отбором проб воды, донных отложений и взвеси. Также анализируются и обсуждаются ограничения и основные направления развития исследований «стабильных» подледниковых озер, как наименее изученных и наиболее ценных с научной точки зрения составляющих подледниковой гидрологической системы Антарктиды.

Особенности подледниковых озер Антарктиды

Изолированные от атмосферы толщей льда подледниковые озера Антарктиды значительно отличаются от озер на других континентах условиями формирования, гидрологическим режимом, биоразнообразием, химическим составом воды, а также минералогическим составом и возрастом донных отложений.

Известно, что подледниковые озера Антарктиды в основном образуются в результате таяния нижней части ледяного покрова от воздействия геотермального тепла, а также в результате фрикционного нагрева при течении ледника. Большинство «активных» озер находится под быстротекущими ледяными потоками в прибрежной части Антарктиды, что обуславливает их небольшие глубины и размеры, а также сравнительно малый возраст донных отложений (порядка нескольких сотен тысяч лет), зачастую с нарушенной структурой [14].

«Стабильные» озера встречаются там, где скорость базального таяния низка или равна нулю [15] при малой скорости течения вышележащего ледника. В отличие от «активных» озер они обладают большими размерами и глубинами, а также участками ненарушенного естественного осадконакопления. Среди «стабильных» озер существуют уникальные объекты, образованные посредством тектонических [16-18] и гидрологических процессов еще до оледенения Антарктиды, поэтому в них возможно обнаружение биологических, геологических и гидрологических реликтовых компонентов длительного доледникового периода [19]. В котловине некоторых из таких озер водная толща может быть сильно стратифицирована по плотности, солёности и температуре, а их придонную часть могут занимать горячие и сильно минерализованные геотермальные воды [20].

Морфометрические и гидродинамические параметры подледниковых озер. Основными морфометрическими параметрами подледниковых озер являются объем водного тела и глубина,



зависящие от геоморфологических особенностей котловины. Глубины подледниковых озер разнятся от нескольких метров для «активных» прибрежных озер до 1300 м для «стабильных» озер (например, озеро Восток [5, 21]), а объемы водного тела изменяются в диапазоне от 0,2 км³ до 5400 км³ (табл.1). Дополнительными параметрами являются скорость и направление течений, определяющих наличие перемешивания объема воды и взвеси, что в совокупности с донным рельефом влияет на интенсивность осадконакопления и, как следствие, на возраст и структуру донных отложений [22].

Таблица 1

Морфометрические и гидрологические параметры наиболее изученных подледниковых озер Антарктиды и их донных отложений

Озеро	Средняя мощность покрывающего льда, м [15]	Глубина, м [15]	Объем водного тела, км ³ [15]	Тип озера	Структура донных отложений	Мощность отложений, м	Скорость циркуляции воды, мм/с [23]
Whillans* [24]	798	6	0,155	Активное	Илистый диамиктон, состоящий из 8 % гранул и гальки, 33 % песка, 26 % ила и 33 % глины (D50 ≈ 0,078 мкм)	н/д	н/д
South Pole [25]	2857	32	н/д***	Стабильное	Плотность 1800 кг/м ³	150	0,1
Concordia [15]	4055	126	31	Стабильное	н/д	н/д	0,83
Ellsworth [2]	3400	156	1,37	Активное	Мелкозернистые илы (< 0,06 мм) пористостью 77 % (глина-ил-песок 80-18-1,6 %)	6	0,69
Восток** [26-28]	3945	Средняя 400 м; максимальная 1200 м	6100	Стабильное	Тонкодисперсная (глинисто-алевритовая) фракция глинисто-слюдистых минералов и зерен кварца микрометровых размеров с включениями зерен (алевролитов и песчаников) размером от 0,3 до 8 мм. Средний размер включений 0,5-2,0 мм	300	3,8
90E [29]	4074	900	1800	Стабильное	н/д	н/д	н/д
Mercer** [30]	1149	15	0,43	Активное	Мелкозернистые илы или глины D60 < 0,063 мм (пористость 77 %, глина-ил-песок 80-18-1,6 %)	н/д	н/д
CECs [22]	2653	310	2,5	Активное	Мелкозернистые отложения с преобладанием ила и глины пористостью 77 % (глина 80 %, ил 18 %)	15	0,97
Snow Eagle (LSE, PEL) [31]	3600	115	21	Активное	Неконсолидированные насыщенные водой отложения плотностью 1700 кг/м ³	200	н/д
Hodgson* [32]	4	90	н/д	Бывшее подледниковое	Серая илисто-песчаная грязь с множественными прослойками более крупных отложений от песка до гравия	3,8	н/д
Untersee* [33]	3	64	0,7	Поверхностное	Терригенные черные илы (илисто-глинистые, глинисто-илистые и илисто-глинистые с примесью песка), богатые органическим веществом	н/д	н/д

* Был получен доступ к озеру с последующим отбором проб донных отложений, во всех остальных озерах представлена предполагаемая структура донных отложений.

** Был получен доступ к озеру без отбора донных отложений.

*** Нет данных.



Локализация и глубина залегания подледниковых озер. Реализация технико-технологического комплекса работ по исследованию подледниковых озер осложняется экстремальной изоляцией изучаемых объектов (рис.1, а) – значительной мощностью ледника и удаленностью озер от полярных станций. Залегание озер относительно поверхности ледника изменяется в широком диапазоне от нескольких десятков метров на побережье до 4661 м (LVS-12) [15] в континентальной части Антарктиды, удаленность от полярных станций может быть от 0 км (Восток) до 791 км (Recovery9) [15].

Как правило, «стабильные» озера покрыты большей толщей ледника по сравнению с «активными» – 90 % из них покрыты ледником мощностью более 2500 м против 26 % у «активных» (рис.1, б).

«Активные» озера отличаются большей удаленностью от полярных станций, 73 % располагается на расстоянии, превышающем 200 км, против 44 % у «стабильных» озер (рис.1, в).

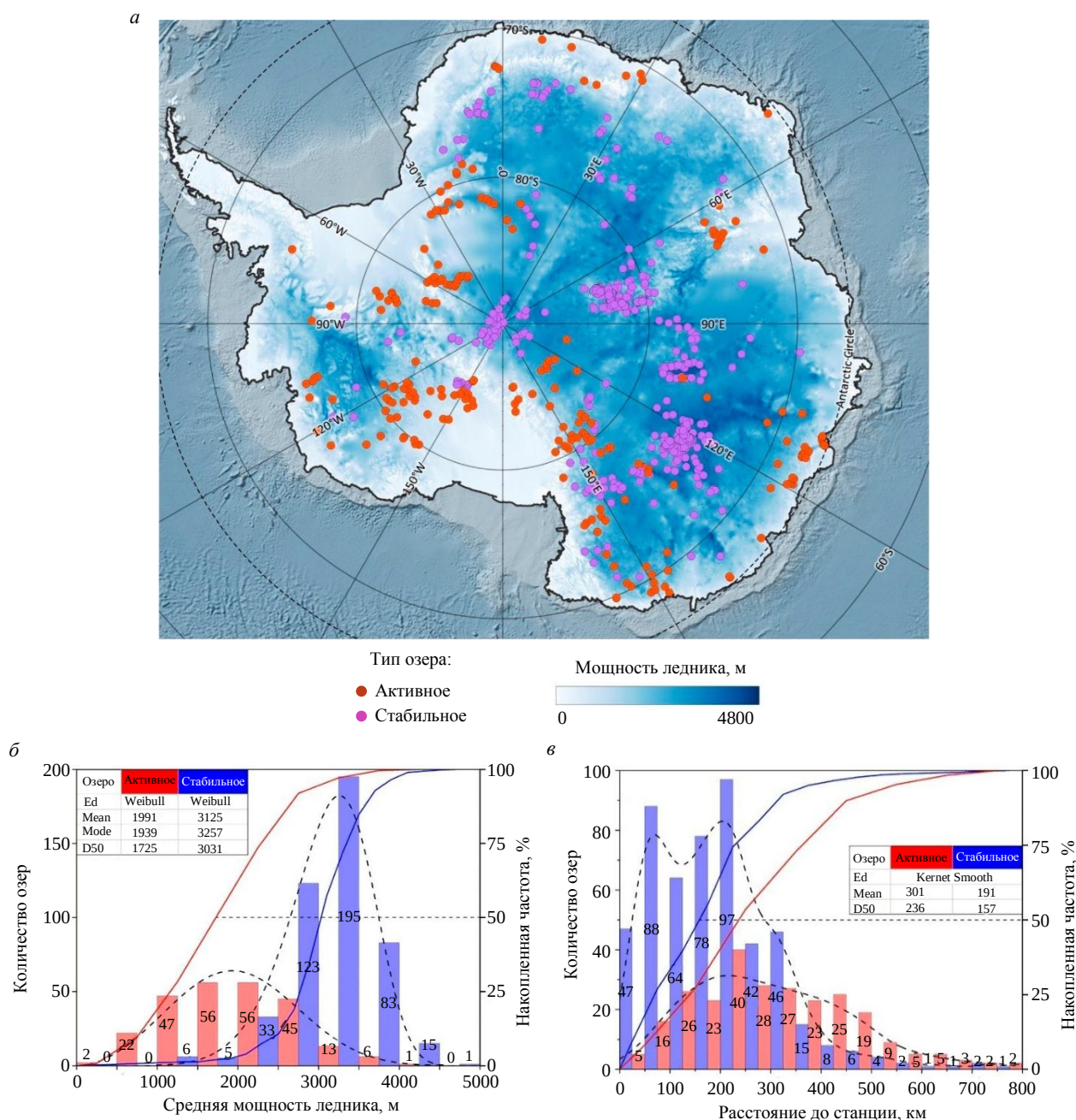


Рис.1. Параметры локализации и доступности подледниковых озер Антарктиды: а – мощность ледника на карте Антарктиды с расположением подледниковых озер (на основе данных [34]); б – распределение значений мощности ледника над подледниковыми озерами (на основе данных [15]); в – распределение расстояния от озер до ближайших полярных станций (на основе данных [15])



Литологические особенности донных отложений. Ввиду малого опыта отбора проб из подледниковых озер Антарктиды, современное представление об их донных отложениях складывается из результатов геофизических работ и последующей интерпретации полученных данных, а также результатов обработки кернов отложений из-под шельфовых ледников, подледниковых потоков, двух «активных» озер, а также озер, ранее покрытых ледником. Донные отложения подледниковых озер могут быть как значительно стратифицированными, с прослойками, отличающимися своими физико-механическими характеристиками, так и гомогенными. Структура отложений зависит от генезиса и эволюции озера, а также динамики вышележащего ледника. Результаты обработки кернов из подледниковых водоемов, в том числе из двух «активных» подледниковых озер, показывают, что донные отложения подледниковых водоемов Антарктиды менее однородны по сравнению с отложениями в не покрытых льдом озерах умеренных широт, могут обладать высокой прочностью на сдвиг (более 70 кПа на глубине 2 м [35]) и представлены неконсолидированными водонасыщенными диамиктонами, илами или песками с промежуточными крупнозернистыми обломочными слоями (4–64 мм) неорганического терригенного происхождения [36] (табл.1). Наличие прослоек крупнозернистых обломочных пород зависит от удаленности участка осадения от линии стока ледника на береговой линии. По мере удаления от нее осадок становится более мелкозернистым и характеризуется снижением скорости осаднения [37]. Крутые борта и высокая гидродинамическая активность озер способствуют формированию валов отложений, стекающих под силами гравитации со склонов у дна озера и нарушающих естественную последовательность осадконакопления, что также влияет на выбор участков отбора проб.

Следовательно, локализация и глубины залегания подледниковых озер, их морфометрические и гидродинамические параметры, а также литологические особенности донных отложений не только оказывают существенное влияние на спектр и масштаб решаемых научных задач, но и определяют используемые технологии и технические средства реализации проекта.

Технико-технологический комплекс исследований подледниковых озер

Комплексное исследование подледниковых озер включает в себя:

- Изучение водной толщи методами вертикального зондирования, сканирования, дискретного по глубине отбора проб воды и фильтрации взвеси от раздела «лед – вода» до дна, что дает информацию о физических, химических и биологических характеристиках подледниковых озер [15, 19].
- Анализ донных отложений после отбора керна материала, а также минеральных включений в конгломератном льду, который позволяет получить важнейшую информацию о геологических, тектонических, гидрологических и палеоклиматических процессах Антарктиды, а также о живых организмах, возможно обитавших в водной толще озер до начала процессов оледенения континента [4, 35]. Например, в результате изучения кернов льда, полученных из ледника, покрывающего озеро Восток, была выдвинута теория о наличии в его котловине геотермальных источников, как у озер тектонического происхождения [26].

Комплекс прямых исследований подледниковых озер состоит из нескольких основных этапов:

- Геофизические исследования.
- Бурение скважины доступа к подледниковому озеру.
- Вскрытие подледникового озера.
- Отбор проб воды, донных отложений, взвеси и измерение параметров подледникового озера.

Геофизические исследования. Перед прямыми исследованиями подледниковых озер необходимо определить их физические характеристики и топографические условия [38–40]. Использование прогностических моделей базального таяния ледников [41] в совокупности со средствами дистанционного изучения Антарктиды, представленных спутниковой альтиметрией и поверхностной геофизикой (рис.2, в), является единственным возможным способом идентификации подледниковых водных объектов, позволяющим не только определить их местоположение и размер, но и оценить изменения их объема, а в некоторых случаях и соленость вод [38]. Сейсмические исследования дают наиболее подробное представление о структуре и мощности донных отложений, а также позволяют определить глубину озера [5, 20, 22]. Основным измеряемым параметром является акустический импеданс, посредством которого формируется представление о примерной степени консолидации отложений, их гранулометрическом составе и стратиграфии (табл.1).

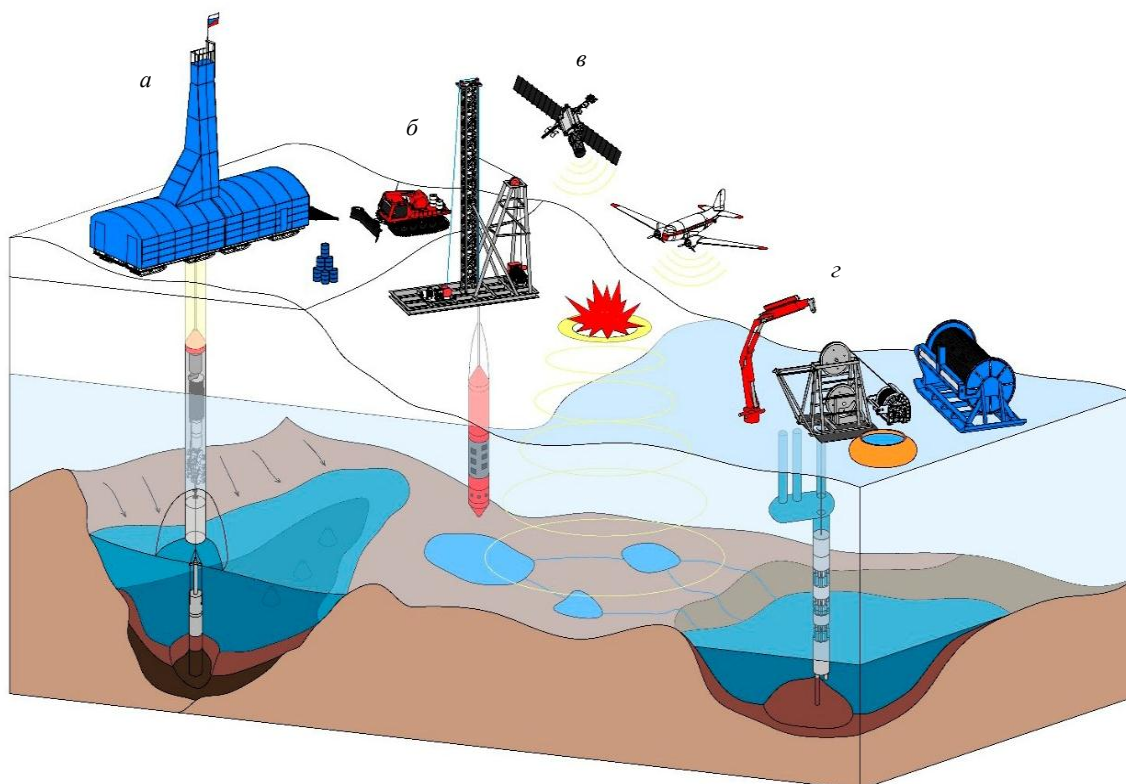


Рис.2. Техничко-технологический комплекс исследований подледниковых озер Антарктиды:
а – отбор проб донных отложений с применением составного устройства через скважину, пробуренную электромеханическим снарядом и заполненную экологически безопасной заливочной жидкостью; б – бурение тепловым зондом; в – геофизическая идентификация озер и определение их параметров; г – отбор проб донных отложений и воды одиночным устройством через скважину, пробуренную горячей водой

Результаты геофизических исследований и средства математического аппарата позволяют прогнозировать возраст донных отложений, построить модели осадконакопления и, как следствие, обоснованно выбрать точку отбора проб на дне озера и бурения на поверхности ледника [22].

Бурение скважины доступа. Бурение скважины доступа является наиболее трудоемкой и энергозатратной частью работ. Ввиду уникальности условий эксплуатации каждая из используемых в настоящее время технологий бурения скважин во льду включает оригинальные технические решения с присущими им преимуществами и недостатками. Главные параметры используемых технологий – максимальная глубина бурения, время ведения буровых работ, диаметр скважины, срок службы скважины, масса рабочего оборудования, количество потребляемого топлива за время ведения работ и соответствие требованиям экологической безопасности. Наиболее проработаны в настоящее время следующие технологии бурения скважин во льду:

Бурение электромеханическими снарядами на грузонесущем кабеле (рис.2, а) отличается низким энергопотреблением, возможностью получения долговременной исследовательской скважины в случае использования незамерзающей заливочной жидкости, а также низкой рейсовой скоростью бурения, вызванной большими затратами времени на спускоподъемные операции. Создание долговременной скважины позволяет периодически проводить отбор проб в течение длительного времени с получением информации о динамике гидрологической системы, стабильности микробных сообществ и темпах изменения экосистем [15].

Бурение горячей водой (рис.2, г) характеризуется высокими механической и рейсовой скоростями бурения скважины, высоким энергопотреблением, экологической безопасностью работ, малым сроком службы скважины, которая замерзает в течение 4-23 ч при температуре льда -25°C и начальном диаметре 100-240 мм [13]. Проведение исследовательских работ в течение нескольких дней значительно сокращает затраты на снабжение временной станции.



Бурение тепловыми зондами (рис.2, б) отличается автономностью процесса бурения, мобильностью оборудования, значительной продолжительностью ведения работ в озере, возникновением технических проблем при больших глубинах бурения, зависимостью процесса бурения от содержания минеральных частиц во льду.

Основные параметры существующих комплексов бурения скважин доступа представлены в табл.2.

Таблица 2

Основные параметры существующих и разрабатываемых технологий бурения скважин доступа к подледниковым озерам*

Технология	Система	Диаметр скважины, мм	Достигнутая/ожидаемая глубина бурения, м	Скорость бурения, м/сут	Масса оборудования (масса топлива), т	Мощность бурения ¹ , кВт	Технология вскрытия озера
Бурение электромеханическими снарядами на грузонесущем кабеле	IBED	136	541/1400	20	25 (н/д)	3 + 11	Закрытая, ступенчатая, изолирующая
	КЭМС-135	138	3765/4500	30	35 (н/д)	2,2 + 18,2	
	Foro 3000	129,6	– /2800	17	18 (31,93)	1,79 + 8,7	
Бурение горячей водой	EHWD	600	2500/ –	2160	566 (н/д)	4700 + 300	Прямая
	WISSARD	300	1092/ –	720-1480	230 (40)	1000	
	SLCEC CHWD [42]	300	2154/2700	макс. 2880	88 (н/д)	1000 + 120	
	Ellsworth	360	– /3400	н/д	111 (51)	1500	
	DeepRAD ²	н/д	3413/3800	480	н/д	н/д	
Бурение тепловым зондом	RECAS [43]	180	200/3800	36	330 кг (н/д)	9,7	Изолирующая
	TRIPLE [44]	200	52/4000	84	320 кг (н/д)	25	

Примечания:

¹ Для установок бурения горячей водой приведена тепловая и электрическая мощность; для электромеханических буровых снарядов – мощность электродвигателя снаряда и буровой лебедки.

² На основании доклада Wu Xiong «Progress in polar scientific drilling research of CUGB» (09.04.2026).

Вскрытие подледникового озера. Применяемая технология бурения скважины доступа к подледниковому озеру с учетом среды в скважине определяет возможные технологии вскрытия (рис.3):

- Закрытая, с применением недокомпенсации давления в скважине доступа и заполнения ее части в последствие замерзающей озерной водой. Этой технологией были получены первые образцы воды из озера Восток в замороженном виде [45]. Разновидностью технологии является применение термобурового снаряда для вскрытия подледникового озера опережающим долотом [46].

- Прямая, с получением непосредственного доступа к озеру, когда скважина заполнена талой водой или другой экологически безопасной жидкостью [47, 48].

- Ступенчатая, с буферной экологически безопасной незамерзающей жидкостью либо талой водой, когда остальная часть скважины заполнена токсичной заливочной жидкостью [46, 49].

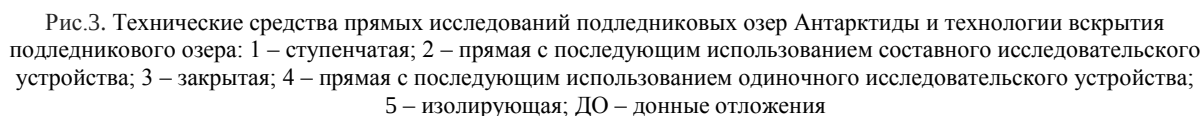
- Изолирующая, с изоляцией озерной среды от скважинной слоем льда [43].

Параметры данного этапа технико-технологического комплекса оказывают прямое влияние на выбор технологии отбора проб воды, донных отложений, взвеси и измерения параметров подледникового озера.

Отбор проб воды, донных отложений, взвеси и измерение параметров подледникового озера. Для условий подледниковых озер реализуются следующие технологии отбора проб (рис.3):

- одиночным устройством, с непосредственным спуском исследовательского оборудования через скважину в среду озера [50];

* Boeckmann G., Kuhl T., Moravec E. Basal Access and Sampling Feasibility Study. White Paper, 2022. 26 p.



Отбор проб воды из подледниковых озер может быть осуществлен как стандартным набором гидрологического оборудования (различные вариации батометров), адаптированным под условия скважины, так и уникальными средствами (RECAS [43], устройство исследования озера Ellsworth [53]).

По способу отбора проб донных отложений пробоотборники классифицируются:

- гравитационные (применение – мягкие отложения) [54];
- поршневые (мягкие отложения) [55];
- ударные (от мягких отложений до песка) [56];
- вибрационные (от мягких отложений до песка) [57];
- вдавливаемые (мягкие отложения) [53];
- возвратно-вращательного действия (любые типы отложений, в том числе коренные породы) [26].

Для повышения информативности проводимых прямых исследований, а также для выбора участков отбора проб, применяются устройства, позволяющие оценить следующие параметры озера в режиме реального времени: гидростатическое давление, температура, содержание газов, рН среды, окислительно-восстановительный потенциал воды, удельная электрическая проводимость, геометрия подледникового объекта средствами эхолокации, лазерного излучения.



При выполнении исследований важно осуществлять контроль работы исследовательского оборудования не только по аналоговым показаниям, передаваемым на поверхность, но и за счет средств видеорегистрации. Данное оборудование имеет малые габариты и устанавливается в общее многофункциональное исследовательское устройство, обладающее малой маневренностью [59], или отдельное управляемое плавучее средство [44, 60].

Проблемы и ограничения исследования подледниковых озер Антарктиды

С момента первого вскрытия подледникового озера Восток технологии и технические средства для исследования озер не перестают совершенствоваться, но, несмотря на множество проведенных научно-исследовательских работ, позволивших достигнуть значимых результатов при исследовании подледниковых озер (Восток, Mercer, Whillans, Ellsworth), в настоящее время не было прямого отбора проб донных отложений из глубокозалегающих «стабильных» подледниковых озер. Это связано со следующими отличительными особенностями «стабильных» подледниковых озер.

Мощность ледника, покрывающего 90 % данного типа озер, составляет более 2500 м. Увеличение конечной глубины бурения значительно усложняет конструкцию применяемого бурового оборудования, что выражается в увеличении его общей массы и, как следствие, удорожании логистических операций.

Сравнительно большие глубины озер – более 50 м, которые в совокупности с подводными течениями увеличивают площадь участка пробоотбора. Глубина залегания и мощность водной прослойки озера, обуславливающие величину гидростатического давления, будут определять конструкцию герметизирующих блоков для электронных компонентов и движителей, некоторые из которых неспособны работать в водной среде. Также гидростатическое давление влияет на степень сжатия газовых включений в донных отложениях, декомпрессия которых может привести к разрушению структуры керна [61]. При достижении значительной глубины озера может происходить отклонение кабеля или грузонесущего троса пробоотборника от вертикали, что может привести к проблемам внедрения в донные отложения.

Широкий диапазон перепадов температур от -57 до 0 °C от поверхности ледника и до поверхности озера, что определяет мощность водонагревательной системы при бурении горячей водой, а также дополнительных нагревателей для предупреждения замерзания скважины в процессе исследования озер.

Геологическая неопределенность и различие физико-механических свойств слоев стратиграфически разнообразных донных отложений. Степень консолидации, пористость и водонасыщенность донных отложений в совокупности с их гранулометрическим составом в значительной степени влияют на сопротивление внедрению колонковой трубы пробоотборника, что сказывается на размере отобранной пробы [62]. Совокупность данных параметров также определяет реологические свойства массива, влияющие на усилие отрыва керна, эффективность работы динамических систем пробоотборника и вероятные нарушения структуры керна в процессе отбора проб.

Логистические трудности обеспечения работ при исследовании озер, удаленных от полярных станций, приводящие к удорожанию транспортировки 1 кг груза и, как следствие, предъявляющие повышенные требования к массогабаритным параметрам используемого оборудования и количеству топлива.

Технологические трудности соблюдения массогабаритных ограничений спускаемого в озеро оборудования, что вызвано стесненными условиями скважины доступа, сужающейся с течением времени.

Экологические требования по сохранению реликтовой экологической системы подледниковых озер, значительно усложняющие технологию исследования и конструкцию применяемых устройств и увеличивающие стоимость проведения работ.

Явления и условия, не выявленные ввиду отсутствия или малого опыта прямых исследований подледниковых озер. Например, как показал анализ кернов донных отложений «активных» подледниковых озер Mercer (глубина залегания 1087 м) и Whillans (глубина залегания 800 м), их осадки не отражали естественного озерного осадконакопления и складывались из частиц, сносимых подледниковыми потоками, в связи с чем керн из данных подледниковых озер по составу не отличался от отобранных под ледниковыми потоками и на шельфе в той же исследуемой области материка [22].



Предстоящие направления модернизации

С учетом изложенных отличительных особенностей «стабильных» подледниковых озер можно выделить основные направления создания и совершенствования технологий и технических средств их исследования:

- Обеспечение экологической безопасности вскрытия подледниковых озер при бурении снарядами на грузонесущем кабеле, реализуемое за счет использования силиконовой заливочной жидкости (например, полиметилсилоксановой жидкости ПМС-3), композитного полимерного кабеля и средств очистки стенок скважины [47].
- Увеличение диаметра скважин, механической и технической скоростей глубокого бурения снарядами на грузонесущем кабеле за счет применения модернизированных систем очистки, породоразрушающего инструмента и спускоподъемного оборудования.
- Увеличение глубин бурения горячей водой и времени существования скважины, в частности при бурении в восточной части Антарктиды с преобладающими мощностями ледника более 3000 м.
- Увеличение глубин бурения тепловыми зондами путем модернизации встроенной лебедки и исключения ограничений при бурении льда с минеральными включениями установкой систем направленного бурения [13, 43].
- Увеличение длины извлекаемых кернов донных отложений с одновременным снижением энерговооруженности устройства [56].
- Увеличение области отбора проб донных отложений за счет применения движителей пробоотборника.
- Сохранение целостности отобранных кернов донных отложений, подвергающихся нарушению на этапах бурения, извлечения и транспортировки, что искажает результаты анализа физического, геохимического и биологического состояния пробы отложений [61].
- Обеспечение работоспособности электронных устройств в условиях высоких давлений и низких температур.

Заключение

Исследование подледниковых озер Антарктиды представляет собой сложную междисциплинарную задачу, решение которой связано с применением инновационных методов геофизических исследований, технологий бурения, экологически безопасных технологий вскрытия, комплексного изучения водных объектов, а также способов анализа полученных данных. Рассмотрены уникальные географические и горно-геологические условия подледниковых озер, реализованные и перспективные технологии и технические средства их исследования.

В течение множества десятилетий развития дистанционных и прямых исследований подледниковых озер используемые технологии и технические средства постоянно совершенствуются благодаря усилиям инженеров и ученых всего мира. Однако, несмотря на достигнутые результаты, в частности в идентификации подледниковых озер геофизическими методами, остается еще множество нерешенных задач, главной из которых является отбор проб из «стабильных» подледниковых озер с соблюдением мер экологической безопасности. Решение этой задачи требует комплексного подхода, включающего планирование и определение связей между научными целями, логистическими и инфраструктурными возможностями, технологиями бурения скважины доступа, вскрытием подледникового водоема и отбором проб. На всех этапах, предшествующих будущим работам на объекте, необходимо проведение экспериментальных исследований в условиях, приближенных к реальным и направленных на оценку надежности, энергоэффективности и экологической безопасности планируемых к использованию технологий. Прямые исследования подледниковых озер на современном научно-технологическом уровне сопряжены с комплексом трудноразрешимых задач, однако успешная реализация подобных проектов должна привести к революционным открытиям, которые кардинально расширят наше представление о климатической истории Земли, прошлых и современных биогеохимических процессах в изолированных экосистемах и будущей динамике криосферы планеты.



ЛИТЕРАТУРА

1. Wilson S.F., Hogg A.E., Rigby R. et al. Detection of 85 new active subglacial lakes in Antarctica from a decade of CryoSat-2 data // *Nature Communications*. 2025. Vol. 16. № 8311. DOI: [10.1038/s41467-025-63773-9](https://doi.org/10.1038/s41467-025-63773-9)
2. Smith A.M., Woodward J., Ross N. et al. Evidence for the long-term sedimentary environment in an Antarctic subglacial lake // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. Vol. 504. P. 139-151. DOI: [10.1016/j.epsl.2018.10.011](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.011)
3. Siegert M.J., Priscu J.C., Alekhina I.A. et al. Antarctic subglacial lake exploration: first results and future plans // *Philosophical Transactions of the Royal Society A. Mathematical, physical and engineering sciences*. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140466. DOI: [10.1098/rsta.2014.0466](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0466)
4. Bulat S., Petit J.-R. Vostok, Subglacial Lake // *Encyclopedia of Astrobiology*. Springer, 2023. P. 3206-3212. DOI: [10.1007/978-3-662-65093-6_1765](https://doi.org/10.1007/978-3-662-65093-6_1765)
5. Масолов В.Н., Попов С.В., Лукин В.В., Попков А.М. Рельеф дна и водное тело подледникового озера Восток, Восточная Антарктида // *Доклады Академии наук*. 2010. Т. 433. № 5. С. 693-698.
6. Siegert M. A 60-year international history of Antarctic subglacial lake exploration // *Geological Society, London, Special Publications*. 2018. Vol. 461. P. 7-21. DOI: [10.1144/SP461.5](https://doi.org/10.1144/SP461.5)
7. Горелик Г.Д., Егоров А.С., Шуклин И.А., Ушаков Д.Е. Обоснование оптимального комплекса геофизических исследований глубинного строения района озера Восток // *Горный журнал*. 2024. № 9. С. 56-61. DOI: [10.17580/gzh.2024.09.09](https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.09)
8. Studinger M., Bell R.E., Karner G.D. et al. Ice cover, landscape setting, and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. Vol. 205. Iss. 3-4. P. 195-210. DOI: [10.1016/S0012-821X\(02\)01041-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01041-5)
9. Killingbeck S.F., Dow C.F., Unsworth M.J. A quantitative method for deriving salinity of subglacial water using ground-based transient electromagnetics // *Journal of Glaciology*. 2022. Vol. 68. Iss. 268. P. 319-336. DOI: [10.1017/jog.2021.94](https://doi.org/10.1017/jog.2021.94)
10. Pattyn F. Antarctic subglacial conditions inferred from a hybrid ice sheet/ice stream model // *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. Vol. 295. Iss. 3-4. P. 451-461. DOI: [10.1016/j.epsl.2010.04.025](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.04.025)
11. Zotikov I.A. Bottom melting in the central zone of the ice shield on the Antarctic continent and its influence upon the present balance of the ice mass // *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*. 1963. Vol. 8. Iss. 1. P. 36-44. DOI: [10.1080/02626666309493295](https://doi.org/10.1080/02626666309493295)
12. MacKie E.J., Schroeder D.M., Caers J. et al. Antarctic Topographic Realizations and Geostatistical Modeling Used to Map Subglacial Lakes // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 2020. Vol. 125. Iss. 3. № e2019JF005420. DOI: [10.1029/2019JF005420](https://doi.org/10.1029/2019JF005420)
13. Галалай П.Г., Фан С. Альтернативные решения экологически чистого вскрытия подледникового озера Восток // *Проблемы Арктики и Антарктики*. Т. 70. № 4. С. 499-513 (in English). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-499-513](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-499-513)
14. Siegfried M.R., Venturelli R.A., Patterson M.O. et al. The life and death of a subglacial lake in West Antarctica // *Geology*. 2023. Vol. 51. № 5. P. 434-438. DOI: [10.1130/G50995.1](https://doi.org/10.1130/G50995.1)
15. Livingstone S.J., Yan Li, Rutishauser A. et al. Subglacial lakes and their changing role in a warming climate // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2022. Vol. 3. Iss. 2. P. 106-124. DOI: [10.1038/s43017-021-00246-9](https://doi.org/10.1038/s43017-021-00246-9)
16. Егоров А.С., Агеев А.С., Шуклин И.А., и др. О подобии глубинного строения фундамента и генезиса формирования впадин восточного фланга Восточной Антарктиды и региона озера Байкал // *Записки Горного института*. 2025. Т. 273. С. 26-41.
17. Studinger M., Karner G.D., Bell R.E. Geophysical models for the tectonic framework of the Lake Vostok region, East Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. Vol. 216. Iss. 4. P. 663-677. DOI: [10.1016/S0012-821X\(03\)00548-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00548-X)
18. Tabacco I.E., Cianfarra P., Forieri A. et al. Physiography and tectonic setting of the subglacial lake district between Vostok and Belgica subglacial highlands (Antarctica) // *Geophysical Journal International*. 2006. Vol. 165. Iss. 3. P. 1029-1040. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2006.02954.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02954.x)
19. Лукин В.В., Марков А.Н. Гипотеза тектонического доледникового генезиса котловины и водного тела антарктического озера Восток // *География и природные ресурсы*. 2024. № 2. С. 153-164. DOI: [10.15372/GIPR20240216](https://doi.org/10.15372/GIPR20240216)
20. Попов С.В., Боронина А.С., Екайкин А.А. и др. Дистанционные исследования и математическое моделирование озера Восток, Восточная Антарктида: прошлое, настоящее и будущее // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024. Т. 70. № 4. С. 460-476 (in English). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-460-476](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-460-476)
21. Litvinenko V. Foreword: Sixty-year Russian history of Antarctic sub-glacial lake exploration and Arctic natural resource development // *Geochemistry*. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125652. DOI: [10.1016/j.chemer.2020.125652](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125652)
22. Brisbourne A.M., Smith A.M., Rivera A. et al. Bathymetry and bed conditions of Lago Subglacial CECs, West Antarctica // *Journal of Glaciology*. 2023. Vol. 69. Iss. 278. P. 1546-1555. DOI: [10.1017/jog.2023.38](https://doi.org/10.1017/jog.2023.38)
23. Coustou L.-A., Siegert M. Dynamic flows create potentially habitable conditions in Antarctic subglacial lakes // *Science Advances*. 2021. Vol. 7. Iss. 8. № eabc3972. DOI: [10.1126/sciadv.abc3972](https://doi.org/10.1126/sciadv.abc3972)
24. Hodson T.O., Powell R.D., Brachfeld S.A. et al. Physical processes in Subglacial Lake Whillans, West Antarctica: Inferences from sediment cores // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. Vol. 444. P. 56-63. DOI: [10.1016/j.epsl.2016.03.036](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.03.036)
25. Peters L.E., Anandkrishnan S., Holland C.W. et al. Seismic detection of a subglacial lake near the South Pole, Antarctica // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35. Iss. 23. № L23501. DOI: [10.1029/2008GL035704](https://doi.org/10.1029/2008GL035704)
26. Васильев Н.И., Лейченко Г.Л., Загивный Э.А. Перспективы получения образцов донных отложений подледникового озера Восток // *Записки Горного института*. 2017. Т. 224. С. 199-208. DOI: [10.18454/PMI.2017.2.199](https://doi.org/10.18454/PMI.2017.2.199)
27. Попов С.В. Шесть десятилетий радиолокационных и сейсмических исследований в Антарктиде // *Лед и Снег*. 2021. Т. 61. № 4. С. 587-619. DOI: [10.31857/S2076673421040110](https://doi.org/10.31857/S2076673421040110)
28. Leitchenkov G.L., Antonov A.V., Luneov P.I., Lipenkov V.Ya. Geology and environments of subglacial Lake Vostok // *Philosophical Transactions of the Royal Society A. Mathematical, physical and engineering sciences*. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20140302. DOI: [10.1098/rsta.2014.0302](https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0302)
29. Bell R.E., Studinger M., Fahnestock M.A., Shuman C.A. Tectonically controlled subglacial lakes on the flanks of the Gamburtsev Subglacial Mountains, East Antarctica // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33. Iss. 2. № L02504. DOI: [10.1029/2005GL025207](https://doi.org/10.1029/2005GL025207)



30. Priscu J.C., Kalin J., Winans J. et al. Scientific access into Mercer Subglacial Lake: scientific objectives, drilling operations and initial observations // *Annals of Glaciology*. 2021. Vol. 62. Iss. 85-86. P. 340-352. DOI: [10.1017/aog.2021.10](https://doi.org/10.1017/aog.2021.10)
31. Shuai Yan, Blankenship D.D., Greenbaum J.S. et al. A newly discovered subglacial lake in East Antarctica likely hosts a valuable sedimentary record of ice and climate change // *Geology*. 2022. Vol. 50. № 8. P. 949-953. DOI: [10.1130/G50009.1](https://doi.org/10.1130/G50009.1)
32. Hodgson D.A., Roberts S.J., Bentley M.J. et al. Exploring former subglacial Hodgson Lake, Antarctica. Paper II: palaeolimnology // *Quaternary Science Reviews*. 2009. Vol. 28. Iss. 23-24. P. 2310-2325. DOI: [10.1016/j.quascirev.2009.04.014](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.04.014)
33. Левитан М.А., Гурин Ю.П., Лукина В.Л. и др. Современная седиментационная система озера Унтерзее (Восточная Антарктида) // *Геохимия*. 2011. № 5. С. 483-505.
34. Pritchard H.D., Fretwell P.T., Fremant A.C. et al. Bedmap3 updated ice bed, surface and thickness gridded datasets for Antarctica // *Scientific Data*. 2025. Vol. 12. № 414. DOI: [10.1038/s41597-025-04672-y](https://doi.org/10.1038/s41597-025-04672-y)
35. Dunbar G., Niessen F., Vogel S. Late Pleistocene to Holocene Strata from Soft-Sediment Coring at the AND-1B Site, ANDRILL McMurdo Ice Shelf Project, Antarctica // *Terra Antarctica*. 2007. Vol. 14. № 3. P. 141-154.
36. Bentley M.J., Christoffersen P., Hodgson D.A. et al. Subglacial Lake Sediments and Sedimentary Processes: Potential Archives of Ice Sheet Evolution, Past Environmental Change, and the Presence of Life // *Antarctic Subglacial Aquatic Environments*. American Geophysical Union, 2011. Vol. 192. P. 83-110.
37. Campbell T.D., Skidmore M.L., Patterson M.O. et al. Dynamic subglacial meltwater history archived in Antarctic subglacial lake sediments // *Geological Society of America Bulletin*. 2025. Vol. 137. № 7-8. P. 3055-3068. DOI: [10.1130/B37731.1](https://doi.org/10.1130/B37731.1)
38. Yan Zhou, Xiangbin Cui, Zhenxue Dai et al. The Antarctic Subglacial Hydrological Environment and International Drilling Projects: A Review // *Water*. 2024. Vol. 16. Iss. 7. № 1111. DOI: [10.3390/w16081111](https://doi.org/10.3390/w16081111)
39. Таловина И.В., Бабенко И.А., Илалова Р.К., Дурагина А.М. Оливин-шпинелевая геотермометрия – индикатор формационной принадлежности пород и основа для геодинамических реконструкций в условиях Антарктиды // *Горный журнал*. 2024. № 9. С. 77-82. DOI: [10.17580/gzh.2024.09.12](https://doi.org/10.17580/gzh.2024.09.12)
40. Abdrakhmanov I.A., Gulbin Y.L., Skublov S.G., Galankina O.L. Mineralogical Constraints on the Pressure–Temperature Evolution of Granulites in the Bunge Hills, East Antarctica // *Minerals*. 2024. Vol. 14. Iss. 5. № 488. DOI: [10.3390/min14050488](https://doi.org/10.3390/min14050488)
41. Litvinenko V., Trushko V. Modelling of geomechanical processes of interaction of the ice cover with subglacial Lake Vostok in Antarctica // *Antarctic Science*. 2025. Vol. 37. Iss. 1. P. 39-48. DOI: [10.1017/S0954102024000506](https://doi.org/10.1017/S0954102024000506)
42. Makinson K., Anker P.G.D., Garcés J. et al. Development of a clean hot water drill to access Subglacial Lake CECs, West Antarctica // *Annals of Glaciology*. 2021. Vol. 62. Iss. 85-86. P. 250-262. DOI: [10.1017/aog.2020.88](https://doi.org/10.1017/aog.2020.88)
43. Youhong Sun, Bing Li, Xiaopeng Fan et al. Brief communication: New sonde to unravel the mystery of polar subglacial lakes // *The Cryosphere*. 2023. Vol. 17. Iss. 3. P. 1089-1095. DOI: [10.5194/tc-17-1089-2023](https://doi.org/10.5194/tc-17-1089-2023)
44. Audehm J., Bachmayer R., Bande M. et al. TRIPLE – Technologies for Rapid Ice Penetration and Subglacial Lake Exploration: Whitepaper for the TRIPLE Project within the German Space Agency Explorer Initiative at DLR. German Space Agency at DLR, 2025. 36 p. DOI: [10.22541/essoar.175371779.92742499/v2](https://doi.org/10.22541/essoar.175371779.92742499/v2)
45. Липенков В.Я., Туркеев А.В., Екайкин А.А. и др. Вскрытие подледникового озера Восток: уроки и выводы для будущих полномасштабных исследований // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024. Т. 70. № 4. С. 477-498 (in Russian). DOI: [10.30758/0555-2648-2024-70-4-477-498](https://doi.org/10.30758/0555-2648-2024-70-4-477-498)
46. Vasiliev N.I., Talalay P.G., Bobin N.E. et al. Deep drilling at Vostok station, Antarctica: history and recent events // *Annals of Glaciology*. 2007. Vol. 47. P. 10-23. DOI: [10.3189/172756407786857776](https://doi.org/10.3189/172756407786857776)
47. Сербин Д.В., Буслаев Г.В., Лаврик А.Ю. и др. Исследование взаимодействия заливающей жидкости и озерной воды при вскрытии подледникового озера Восток в Антарктиде // *Записки Горного института*. 2025. Т. 273. С. 136-146.
48. Alemany O., Talalay P., Boissonneau P. et al. The SUBGLACIOR drilling probe: hydraulic considerations // *Annals of Glaciology*. 2021. Vol. 62. Iss. 84. P. 131-142. DOI: [10.1017/aog.2020.79](https://doi.org/10.1017/aog.2020.79)
49. Сербин Д.В. Предотвращение образования эмульсии при вскрытии подледниковых водоемов // *Известия Уральского государственного горного университета*. 2021. Вып. 3 (63). С. 80-88. DOI: [10.21440/2307-2091-2021-3-80-88](https://doi.org/10.21440/2307-2091-2021-3-80-88)
50. Da Gong, Xiaopeng Fan, Yazhou Li et al. Coring of Antarctic Subglacial Sediments // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2019. Vol. 7. Iss. 6. № 194. DOI: [10.3390/jmse7060194](https://doi.org/10.3390/jmse7060194)
51. Litvinenko V.S., Leitchenkov G.L., Vasiliev N.I. Anticipated sub-bottom geology of Lake Vostok and technological approaches considered for sampling // *Geochemistry*. 2020. Vol. 80. Iss. 3. № 125556. DOI: [10.1016/j.chemer.2019.125556](https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.125556)
52. Vasiliev N.I., Bolshunov A.V., Dmitriev A.N., Podoliak A.V. Round-trip assembly for investigations of subglacial lake Vostok // *International Journal of Applied Engineering Research*. 2016. Vol. 11. № 9. P. 6376-6380.
53. Keen P., Saw K., Rundle N. et al. A mini-corer for precision sampling of the water-sediment interface in subglacial lakes and other remote aqueous environments // *Limnology and Oceanography: Methods*. 2018. Vol. 16. Iss. 12. P. 856-867. DOI: [10.1002/lom3.10288](https://doi.org/10.1002/lom3.10288)
54. Rosenheim B.E., Michaud A.B., Broda J. et al. A method for successful collection of multicores and gravity cores from Antarctic subglacial lakes // *Limnology and Oceanography: Methods*. 2023. Vol. 21. Iss. 5. P. 279-294. DOI: [10.1002/lom3.10545](https://doi.org/10.1002/lom3.10545)
55. Hodgson D.A., Bentley M.J., Smith J.A. et al. Technologies for retrieving sediment cores in Antarctic subglacial settings // *Philosophical Transactions of the Royal Society A. Mathematical, physical and engineering sciences*. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20150056. DOI: [10.1098/rsta.2015.0056](https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0056)
56. Makinson K., Ashurst D., Anker P.G.D. et al. A new percussion hammer mechanism for a borehole deployable subglacial sediment corer // *Annals of Glaciology*. 2020. Vol. 62. Iss. 85-86. P. 385-389. DOI: [10.1017/aog.2020.83](https://doi.org/10.1017/aog.2020.83)
57. Da Gong, Nan Zhang, Yunchen Liu et al. Small-diameter vibrocorer for sediment coring beneath Antarctic ice shelves: General concept and testing // *Ocean Engineering*. 2016. Vol. 126. P. 232-239. DOI: [10.1016/j.oceaneng.2016.09.023](https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2016.09.023)
58. Бобин Н.Е., Талалай П.Г., Янкилевич С.В. Технические средства для исследования подледниковых водоемов на примере озера Восток в Антарктиде // *Записки Горного института*. 2004. Т. 157. С. 147-149.
59. Mowlem M., Saw K., Brown R. et al. Probe technologies for clean sampling and measurement of subglacial lakes // *Philosophical Transactions of the Royal Society A. Mathematical, physical and engineering sciences*. 2016. Vol. 374. Iss. 2059. № 20150267. DOI: [10.1098/rsta.2015.0267](https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0267)



60. Behar A.E., Chen D.D., Ho C. et al. MSLED: The Micro Subglacial Lake Exploration Device // Underwater Technology. 2015. Vol. 33. № 1. P. 3-17. DOI: [10.3723/ut.33.003](https://doi.org/10.3723/ut.33.003)
61. Dück Y., Lorke A., Jokiel C., Gierse J. Laboratory and field investigations on freeze and gravity core sampling and assessment of coring disturbances with implications on gas bubble characterization // Limnology and Oceanography: Methods. 2019. Vol. 17. Iss. 11. P. 585-606. DOI: [10.1002/lom3.10335](https://doi.org/10.1002/lom3.10335)
62. Jun Han Bae, Wonse Jo, Jee Hwan Park et al. Evaluation of Sampling Methods for Robotic Sediment Sampling Systems // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 2020. Vol. 46. Iss. 2. P. 542-554. DOI: [10.1109/JOE.2020.3005576](https://doi.org/10.1109/JOE.2020.3005576)

Авторы: **Илья Витальевич Ракитин**, аспирант (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), ilja.rakitin@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0002-7874-1859>, **Дмитрий Александрович Васильев**, канд. техн. наук, ассистент (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0000-0001-8132-8881>, **Алексей Викторович Большунов**, канд. техн. наук, научный руководитель лаборатории (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-3879-7380>, **Анатолий Юрьевич Ожигин**, инженер-конструктор (Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия), <https://orcid.org/0000-0002-8279-8866>.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.