



**TGC**  
совет молодых ученых



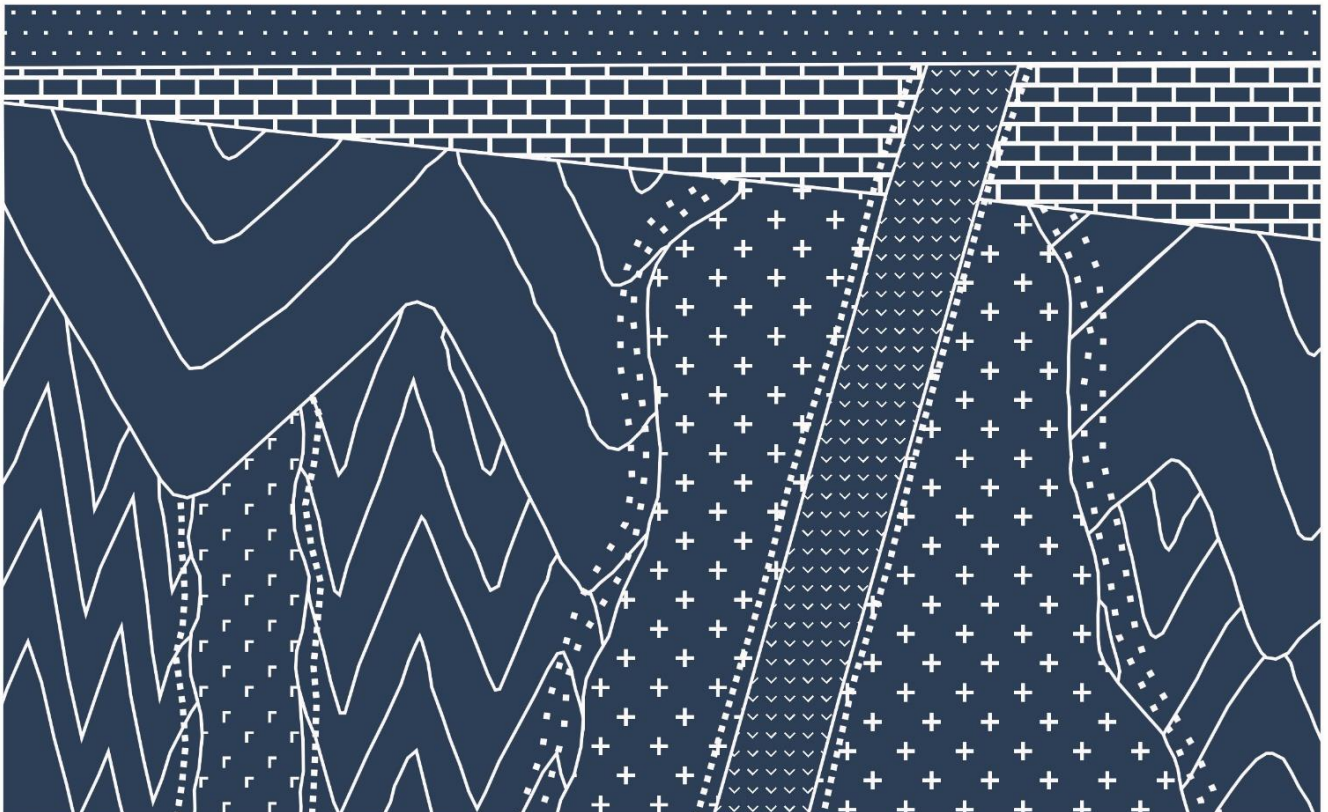
Всероссийская конференция молодых ученых

# СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ - 2023

11-16 сентября 2023 г.  
ИГХ СО РАН, г. Иркутск - Байкал



Материалы конференции



Всероссийская конференция молодых ученых

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
ГЕОХИМИИ - 2023**

11-16 сентября 2023 г.  
ИГХ СО РАН, г. Иркутск - Байкал



Материалы конференции

УДК 550.4:552.2/552.4:543/545+548.3  
ББК Д312  
С56

**Современные проблемы геохимии – 2023:** Материалы конференции молодых ученых (Иркутск, 11–16 сентября 2023 г.) – Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2023. – 167 с.

Сборник тезисов содержит основные результаты научных исследований студентов, аспирантов и молодых ученых, которые обсуждались на конференции «Современные проблемы геохимии – 2023», прошедшей в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН с 11 по 16 сентября 2023 г.

Представленные доклады охватывают три направления:

1. Геохимия и минералогия магматических, метаморфических и осадочных пород;
2. Геохимия рудно-магматических систем и геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых;
3. Геохимия окружающей среды, геоэкология.

*Председатель Организационного комитета конференции:*

Перепелов Александр Борисович – д.г.-м.н., директор ИГХ СО РАН

*Зам. председателя Организационного комитета:*

Каримов Анас Александрович – к.г.-м.н., председатель СНМ ИГХ СО РАН

*Ученый секретарь конференции:*

Калашникова Татьяна Владимировна – к.г.-м.н., ИГХ СО РАН

## ВВЕДЕНИЕ

Всероссийская конференция молодых ученых «Современные проблемы геохимии», проводится в Институте геохимии им. А.П. Виноградова в 2023 году уже в двенадцатый раз. Проводимая Советом молодых ученых и инициативной группой молодых сотрудников ИГХ СО РАН конференция стала традиционной площадкой для выступлений и научных дискуссий, посвященных фундаментальным и прикладным исследованиям студентов и магистрантов ВУЗов, аспирантов и молодых специалистов, сотрудников естественнонаучных факультетов и академических организаций Сибири и Российской Федерации.

В этом году научная программа конференции включает 53 доклада, содержащих результаты исследований природных магматических, метаморфических, гидротермальных и метасоматических процессов, а также посвященных проблемам экзогенного и техногенного минералообразования и миграции элементов в техногенных системах, экспериментальному исследованию процессов роста кристаллов, развитию современных аналитических методов и методик и геоинформационных систем. Доклады участников, представляющих научно-образовательные организации Иркутска, Москвы, Санкт-Петербурга, Новосибирска, Томска, Казани, Минска, Екатеринбурга, Миасса, Улан-Удэ, Якутска, Тюмени, Сургута, Сыктывкара, Петропавловска-Камчатского объединены в 3 тематические секции.

**Секция 1 «Геохимия магматических, метаморфических и осадочных пород»** включает в себя материалы исследований процессов минералообразования в природных эндогенных и экзогенных системах. Рассматриваются магматизм и метаморфизм различных геодинамических обстановок от мантийных глубин до приповерхностных процессов осаждения. На **секции 2 «Геохимия рудно-магматических систем и геохимические методы поисков»** представлены доклады, посвященные минералогии благородных и редких металлов, характеристике рудоносных магматогенных, метаморфогенных и осадочных формаций. Одной из насыщенных стала **секция 3 «Геохимия окружающей среды»**. Здесь исследователи отдали предпочтение в своих исследованиях актуальным вопросам распределения и миграции элементов в техногенных системах и экосистемах, мониторинга и охраны окружающей среды.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b>	3
Баенгуев Б. А., Белоголова Г. А. АККУМУЛЯЦИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ И МЫШЬЯКА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ РИЗОСФЕРНЫХ БАКТЕРИЙ AZOTOBACTER И BACILLUS В ТЕХНОГЕННЫХ ПОЧВАХ	8
Барановская А.Ю., Барановская Н.В. ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ РАСТЕНИЙ СЕМЕЙСТВА РЯСКОВЫЕ (LEMNACEAE) КАК ИНДИКАТОР ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ТЕРРИТОРИЙ	10
Беляев В.А., Каримов А.А. ПЕТРОЛОГИЯ И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ БОНИНИТОВОЙ И ОСТРОВОДУЖНОЙ ТОЛЕИТОВОЙ СЕРИЙ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА	12
Белякова А.Ю., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Толстов А.В. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОДЫ С ПРЕОБЛАДАНИЕМ СИДЕРИТА МАССИВА ТОМТОР (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)	15
Берзин С.В., Иванов К.С., Панкрушина Е.А., Лепеха С.В., Мороз М.Л. НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ БИТУМА В ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ БАЗАЛЬТАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	18
Бубнова М.В., Чайковский И.И. НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ	20
Вергунов А.В. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОНШТЕЙНОВ КУЗБАССА	24
Волчатова Е.В., Безрукова Е.В., Кербер Е.В. ИСТОРИЯ ФИТОРАЗНООБРАЗИЯ БАССЕЙНА ОЗЕРА ИЛЬЧИР ЗА ПОСЛЕДНИЕ 6500 ЛЕТ	27
Воробей С.С., Гаранин В.К. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ И ВЛИЯНИЕ НА НИХ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА НА ПРИМЕРЕ ТРУБОК МИР, УДАЧНАЯ И ОБНАЖЕННАЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)	30
Воробей С.С., Коньшев А.А., Сидкина Е.С. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД С РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ИЗ ОТВАЛОВ «ЛЮПИККО-1» «БЕКК» И «ГЕРБЕРТЦ-1» (ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО РАЙОНА)	33
Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНА И МЕЛИЛИТА В МЕЛИЛИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ ПАРАЛАВАХ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ	36
Гончаров Г.А., Соктоев Б.Р. ЛИСТЬЯ ТОПОЛЯ КАК ИНДИКАТОР ПРОМЫШЛЕННОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГОРОДА УФА	39
Григорьева В.М., Перчук А.Л., Шацкий В.С. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ ИЗ КСЕНОЛИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ АНАБАРСКОЙ ПРОВИНЦИИ	42

Гуляев И.М., Гребенщикова В.И. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФТОРА В ВОДЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ	45
Гусев Н.И., Романова Л.Ю., Скублов С.Г. ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЗМА В ХАПЧАНСКОЙ ЗОНЕ АНАБАРСКОГО ЩИТА ПО РЕДКОЭЛЕМЕНТНОМУ СОСТАВУ ЦИРКОНА ИЗ ГНЕЙСОВ	48
Долгих П.Г., Полетаева В.И., Пастухов М.В. ПОСТУПЛЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЫ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	51
Етобаев Д.В., Елбаев А.Л. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ПОРОД ШАРА-АЗАРГИНСКОГО МАССИВА ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ КАЛЕДОНИД (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	54
Жабоедов А.П., Непомнящих А.И. РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ И ЭТАПОВ ОБОГАЩЕНИЯ ДЛЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА	58
Зак А.А., Васильева И.Е., Шабанова Е.В. ИССЛЕДОВАНИЕ КАТИОННЫХ ЭФФЕКТОВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕТОДОМ ПЛАМЕННОЙ АТОМНО-ЭМИССИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ	60
Зубов А.А., Шумилова Т.Г. ОСОБЕННОСТИ КОРИЧНЕВЫХ ЖИЛЬНЫХ РАСПЛАВНЫХ ИМПАКТИТОВ С ТРОИЛИТОМ (КАРСКАЯ АСТРОБЛЕМА)	63
Извекова А.Д., Дамдинов Б. Б., Рипп Г.С. ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА ГУРВУНУРСКОГО АПАТИТ-МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ОЗЕРНИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)	66
Калашникова Т.В. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И СВЯЗЬ С АЛМАЗОНОСНОСТЬЮ	70
Каримов А.А., Горнова М.А., Беляев В.А. ТРАНСФОРМАЦИЯ СОСТАВА ПИРОКСЕНОВ В ПРОЦЕССАХ СУБСОЛИДУСНОГО ПЕРЕУРАВНОВЕШИВАНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С ПРОСАЧИВАЮЩИМИСЯ РАСПЛАВАМИ, НА ПРИМЕРЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕРЦОЛИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ (ВУЛКАН ТУМУСУН)	73
Кирпичев В.Э., Кодиров Ш.Ш. ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИЙ И ИНСТРУМЕНТОВ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА В РАСПОЗНАВАНИИ И ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ	76
Козырь В.С., Поволанский А.В. КОНТРОЛЬ СОДЕРЖАНИЯ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ	78
Корекина М.А., Савичев А.Н., Игуменцев К.В. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОЛОЧНО-БЕЛОГО КВАРЦА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	81
Корнеева А.А., Каменецкий В.С., Некрылов Н.А. РЕКОНСТРУКЦИЯ СОДЕРЖАНИЯ СЕРЫ В РАСПЛАВЕ И УСЛОВИЙ СУЛЬФИДНОГО НАСЫЩЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ	83

## РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

- Кузина Д.М., Юсупова А.Р., Нургалиев Д.К., Хонгчун Ли ИСТОРИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 900 ЛЕТ НА ОСНОВЕ ЭЛЕМЕНТНОГО И ПЕТРОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ШИРА (ХАКАСИЯ) 86
- Левшин Д.Г., Запевалов М.А. ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ СТОЙКИМИ ОРГАНИЧЕСКИМИ ЗАГРЯЗНИТЕЛЯМИ И ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИМИ АРОМАТИЧЕСКИМИ УГЛЕВОДОРОДАМИ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ЦЕЛЛЮЛОЗНО-БУМАЖНОГО КОМБИНАТА 88
- Максименко Н.И., Шумилова Т.Г., Ковальчук Н.С. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ЗЮВИТОВ И ПОРОД МИШЕНИ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ 92
- Максимова Ю.А., Дубенский А.С., Окина О.И. ПРОБЛЕМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЛЕДОВЫХ СОДЕРЖАНИЙ ВЫСОКОЗАРЯДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ 94
- Мигдисова И.А., Стародымова Д.П., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Булохов А.В. ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В РАЗНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВКАХ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА 97
- Милаушкин М.В., Мальковец В.Г., Гибшер А.А., Яковлев И.В. ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ И ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОД НЕКОТОРЫМИ КИМБЕРЛИТОВЫМИ ТРУБКАМИ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН) 101
- Муминов Б.Х., Фоменко И.К., Смирнов П.В. КАРТИРОВАНИЕ ОПОЛЗНЕВОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ С ПРИМЕНЕНИЕМ МОДЕЛИ ЭНТРОПИИ ШЕННОНА НА ОСНОВЕ ГИС ДЛЯ НУРЕКСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ ТАДЖИКИСТАН 105
- Немов А.Б., Медведева Е.В. ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ ИЛЬМENO-ВИШНЕВОГОРСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ 109
- Николаев А.В., Мехоношин А.С., Финкельштейн А.Л. МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОИДОВ В БОРНИТ-ХАЛЬКОПИРИТОВЫХ ОБОСОБЛЕННЫХ РУДАХ ТАЛНАХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ 112
- Рубцова Е.А., Дягилева Д.Р., Акинфиев Н.Н., Зотов А.В., Обысова С.Е., Привалова К.А., Тагиров Б.Р. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ПАЛЛАДИЯ В СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ СУЛЬФИДНЫХ И ХЛОРИДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДАХ 115
- Павлова А.А. АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ОТХОДОВ 119
- Пашкевич М.А., Коротаева А.Э. ИЗУЧЕНИЕ АККУМУЛЯЦИОННОЙ СПОСОБНОСТИ ПРИБРЕЖНО-ВОДНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПО ОТНОШЕНИЮ К МЕТАЛЛАМ 122

Соктоев Б.Р. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ УРАНА В АНТРОПОГЕННЫХ КАРБОНАТАХ (НАКИПИ)	125
Сукнёва М.О., Власюк И.А., Гавриленко В.В., Дергин А.А., Мамонтова С.Г., Радомская Т.А. СРАВНЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СПИНИФЕКС В ПРИРОДЕ И В ЭКСПЕРИМЕНТЕ	128
Таныкова Н.Г., Петрова Ю.Ю., Спасенных М.Ю. ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ И СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД НЕТРАДИЦИОННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ МЕТОДАМИ ИК-ФУРЬЕ-СПЕКТРОСКОПИИ	132
Теренин С.Ю., Зимин М.Д., Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Шендрик Р.Ю. ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ВОДЫ В МИНЕРАЛЬНОМ КВАРЦЕВОМ СЫРЬЕ МЕТОДОМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ	136
Ушакова С.А., Козловский В.М., Сафонов О.Г., Япаскурт В.О. ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДЕРБИТОВ И ЧАРНОКИТОВ КОМПЛЕКСА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК, КАРЕЛИЯ	138
Филатова О.Р. РАСЧЕТНАЯ ОЦЕНКА СОСТАВА ДРЕНАЖНЫХ ВОД ЗОЛОТО- СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОБЪЕКТОВ-АНАЛОГОВ	142
Цветкова Е.А., Полетаева В.И. ТАЛЫЕ ВОДЫ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ТЕХНОГЕННО-НАГРУЖЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ	145
Чачанагова О.И., Блинов А.В., Просекин С.Н., Будяк А.Е., Баранова С.А. ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ РФ-АНАЛИЗАТОРА В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ПРИ ГЕОЛОГО- ГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТАХ	148
Шадринова О.В. ТЕХНОГЕННОЕ ЗАСОЛЕНИЕ ПОЧВ ПРИ АЛМАЗОДОБЫЧЕ (СЕВЕРО-ЗАПАД ЯКУТИИ)	152
Шипаева М.С., Судаков В.А., Старцева А.С., Мингазов Д.Ф. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ АКТУАЛЬНЫХ ЗАДАЧ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ	155
Шутов В.А. РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В НЕФРИТАХ, КАК ИНДИКАТОРЫ НЕФРИТООБРАЗОВАНИЯ	159
Юнусова М.М. УДАЛЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКОГО ШУМА ПРИ ОЦЕНКЕ РУДОНОСНОСТИ ШУМАКОВСКОЙ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АЛТАЙСКОГО КРАЯ	161
Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г., Кузина Д.М. ИЗУЧЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПО ЭЛЕМЕНТНОМУ И МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ШИРА	164
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	166



# АККУМУЛЯЦИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ И МЫШЬЯКА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ РИЗОСФЕРНЫХ БАКТЕРИЙ *AZOTOBACTER* И *BACILLUS* В ТЕХНОГЕННЫХ ПОЧВАХ

Баенгуев Б. А.<sup>1</sup>, Белоголова Г. А.<sup>1</sup>

1 - Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия;  
baenguev@igc.irk.ru

В настоящее время наиболее опасными поллютантами, загрязняющими окружающую среду, считаются тяжелые металлы (ТМ). Попадая в почву, ТМ поглощаются растениями и вовлекаются в круговорот элементов в биосфере. Как известно, растения и микроорганизмы играют непосредственную роль в миграции химических элементов [Kabata-Pendias, 2011]. В настоящее время считается перспективным использование ризосферных бактерий PGPR (Plant Growth-Promoting Rhizobacteria), обладающих рядом полезных для растений свойств. Остается малоизученным вопрос о влиянии бактериальных биопрепаратов на процессы миграции химических элементов в системе «почва – растение».

Целью данного исследования являлось изучение особенности накопления ТМ и As в растениях под влиянием ризобактерий *Azotobacter* и *Bacillus* в техногенных почвах г. Свирска. Одним из градообразующих предприятий города был Ангарский металлургический завод (АМЗ), который вплоть до 1949 г. занимался выпуском мышьяка для оборонной промышленности. Оставшиеся после ликвидации завода руины и отвалы огарков представляли значительную экологическую опасность, так как содержали большую концентрацию мышьяка, свинца и других ТМ. По результатам ранее проведенных эколого-геохимических исследований в г. Свирске выявлено мышьяковое загрязнение не только на территории бывшего АМЗ, но и на большей территории города [Белоголова, 2009]. Ключевые площадки были заложены на разном удалении от объекта загрязнения (АМЗ): 10, 100 и 500 метров соответственно и на условно-фоновых почвах 15 км от г. Свирска. Полученные пробы почв были разделены на контрольные и опытные. Опытные образцы почв подверглись обработке биопрепаратами Азотобактерина, Кремнебактерина и Фосфобактерина, разработанных на основе ризобактерий *Azotobacter* и *Bacillus* в Томском госуниверситете [Вайшля, 2007]. Совместно с Сибирским институтом физиологии и биохимии растений СО РАН проводилось выращивание растений (овес, пшеница, горох, редис) в фитотроне. Пробы растений не достигли зрелого состояния, так как после 37 дней роста на техногенных почвах они начали высыхать. В почвах, на которых выросли растения, изучено валовое распределение концентраций As, Pb и Cd и проанализирована вытяжка этилендиаминтетраацетата натрия (ЭДТА), которая характеризует хелатные соединения.

Анализ почвенных образцов проводили методом атомной абсорбции на атомно-абсорбционных спектрометрах модели 403 и 503 фирмы Perkin-Elmer. Химический состав проб растений определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISP - MS). В настоящее время различные хелатообразующие реагенты используются для диагностики мобильности и биологической доступности микроэлементов для растений и микроорганизмов. Наиболее распространенным хелатообразующим реагентом является ЭДТА. Приведены данные эксперимента, проведенного с использованием техногенных почв в 10 м от основного источника загрязнения, показанные на рис. 1.

Видно, что среднее содержание As, Pb и Cd в растениях, выращенных с применением ризосферных бактерий в опытных образцах, значительно ниже по сравнению с контрольными растениями (рис. 1). Обратная закономерность прослеживается по фракции почв, выделенной с помощью ЭДТА. В опытных образцах почв рис. 1 (Б) содержание исследуемых химических элементов резко увеличивается, что доказывает способность бактерий уменьшать поступление As и ТМ в растения, частично связывая и аккумулируя их

в ризосферной части почв. Это объясняется тем, что ризобактерии инициировали сорбцию тяжелых металлов и As бактериальными клетками. Известно, что поглощение тяжелых металлов может происходить посредством биосорбции на поверхности клетки бактерий в виде хелатных форм [Tabak, 2005]. Это указывает также на высокую толерантность ризобактерий к высоким концентрациям тяжелых металлов и As.

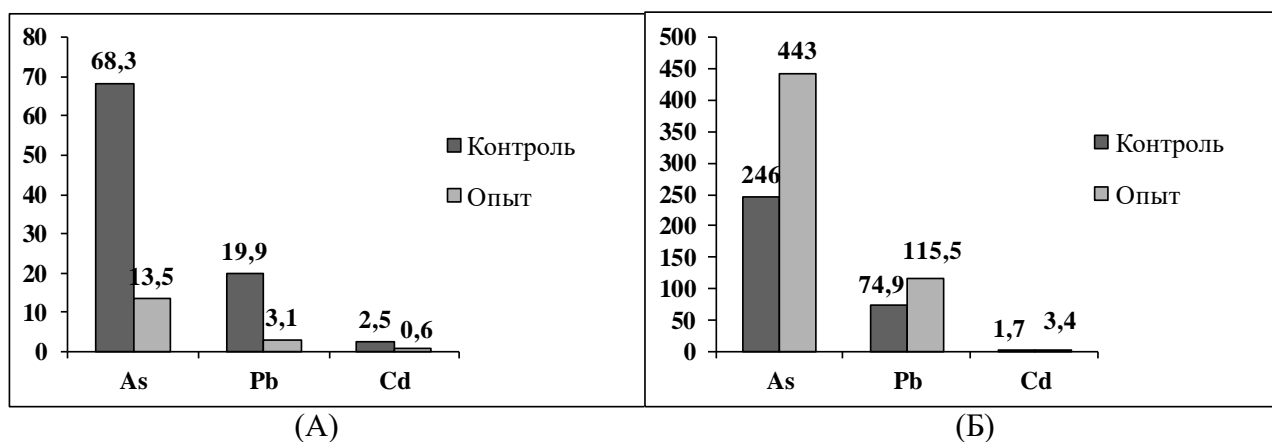


Рис. 1. (А) - Средняя концентрация As, Pb и Cd мг/кг в растениях (сухое вещество), выращенных на техногенных почвах (10 м от мышьяковых отвалов), (Б) – содержание As, Pb и Cd мг/кг в вытяжке ЭДТА техногенных почв.

На фоновых почвах в диапазоне низких содержаний химических элементов ризосферные бактерии могут инициировать незначительное накопление тяжелых металлов и As в растениях, которое остается ниже предельно допустимых концентраций для растений.

Таким образом, установлено значительное влияние ризобактерий *Azotobacter* и *Bacillus* на миграцию As, Pb и Cd в системе «почва – растение». Это может иметь большое практическое значение при разработке новых биотехнологий для биоремедиации техногенных почв и в растениеводстве.

#### Литература:

1. Белоголова Г.А. Закономерности распределения и формы нахождения тяжелых металлов в техногенно трансформированных черноземах Южного Приангарья и Северо-Восточного Китая / Г.А. Белоголова, О.Н. Гордеева, П.В. Коваль, К.Х. Джао, Г.Л. Гао // Почвоведение. – 2009. – № 4. – С. 1-12.
2. Вайшла О.Б. Микробиологические аспекты гипергенеза. [Текст]: учеб. пособие для вузов / О.Б. Вайшла, А.А. Ведерникова, А.П. Бондаренко. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2007. – 288 с.
3. Kabata-Pendias A. Trace elements in soil and plants. 4rdedn. – Boca Raton: CRC Press Taylor and Francis Group, LLC, 2011. – 505 p.
4. Tabak H.H. Developments in Bioremediation of soils and sediments polluted with metals and radionuclides – 1. Microbial processes and mechanisms affecting bioremediation of metal contamination and influencing metal toxicity and transport / H.H. Tabak, P. Lens, E.D. van Hullebusch, et al // Rev. Environ. Sci. Bio Technol. – 2005. – V.1, №4. – P. 115-156.

# ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ РАСТЕНИЙ СЕМЕЙСТВА РЯСКОВЫЕ (LEMNACEAE) КАК ИНДИКАТОР ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ТЕРРИТОРИЙ

Барановская А.Ю.<sup>1</sup>, Барановская Н.В.<sup>1</sup>

*1 - Томский политехнический университет, Томск; kuzmen44@mail.ru*

Изучение элементного состава макрофитов, а именно ряски, как индикатора окружающей среды сравнительно новое направление в экологической геохимии и биогеохимии. Особый интерес представляет оценка степени реагирования ряски на различные локальные геохимические аномалии, обусловленные как природными, так и техногенными факторами [Landolt&Kandeler, 1987; Favas et al., 2016; Ekperusi et al., 2019; Sasmaz et al., 2016]. При этом интерес к исследованию сорбционных способностей данного водного растения возник уже несколько десятков лет назад.

В рамках данной работы впервые представлены данные по среднему содержанию 29 элементов в водных растениях семейства рясковые (Lemnaceae) на территории Российской Федерации. Изучены особенности элементного состава ряски урбанизированных районов России, пространственное распределение и коэффициенты концентраций исследуемых элементов в макрофитах. Показано, что элементный состав макрофитов несет значительную информацию о сложившейся эколого-геохимической ситуации исследуемой территории и может служить объективным индикатором воздействия техногенных и природных факторов на окружающую среду [Борзенко и др., 2017; Борзенко и др., 2019; Глазовский, 1982; Харитонов и др., 2018].

Для изучения индикаторных свойств элементного состава ряски, было отобраны пробы рясковых, произраставших на территории 48-ми регионов Российской Федерации. Пробы отбирались во время вегетационного периода растения с 2013 по 2018 гг. Количественное определение элементов в исследуемом макрофите осуществлялось методом инструментального нейтронно-активационного анализа на Томской исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т (аналитик с.н.с А.Ф. Судыко) и атомно-абсорбционной спектроскопии в лаборатории ядерно-геохимических методов исследования Отделения геологии Томского политехнического университета.

По результатам исследования определен средний элементный состав рясковых на территории Российской Федерации, а также региональные особенности элементного состава макрофита на территории Томской области.

По результатам статистической обработки полученных аналитических данных, выявлено, что содержание всех исследуемых элементов в исследуемых макрофитах отличаются неоднородностью распределения на исследуемой территории, что может говорить о высокой степени чувствительности данного растения к элементному составу окружающей среды, которая отличается частой сменой геохимической ситуации [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Определена высокая взаимосвязь элементного состава ряски с местом ее произрастания. Выявлено, что наиболее широкий спектр элементов, концентрации которых превышают средние значения по России характерны для высоко урбанизированных территорий, характеризующиеся высокой антропогенной нагрузкой, в то время как влияние природного фактора определяется повышенными значениями одного или нескольких элементов в ряске.

Изучены индикаторные соотношения химических элементов в исследуемом растении. Наиболее высокие значения Th/U характерны для Волгограда, Магнитогорска, Санкт-Петербурга, Томска и Красноярска.

Среднее медианное значение ртути, как одно из наиболее опасных эко-токсикантов для живой природы, в ряске на территории Российской Федерации составляет 14, 7 нг/г, что не превышает фоновых значений ртути для макрофитов (20 нг/г).

Концентрирование ртути растениями семейства Lemnaceae характерно для субъектов Российской Федерации, в которых сосредоточены крупные производства, в технологических циклах которых используются данный экотоксикант и с выбросами поступает в окружающей среде.

По результатам данного исследования, были изучены особенности элементного состава ряски урбанизированных районов Российской Федерации. Показано, что состав растений семейства рясковых несет значительную информацию об особенностях эколого-геохимического состояния окружающей среды и может служить индикатором техногенной и природной составляющей воздействия на исследуемые объекты.

Относительно региональной специфики элементного состава ряски на территории Томского региона, стоит отметить, что особый интерес привлек Александровский район Томской области, который характеризуется повышенными содержаниями серебра, рубидия, золота и урана в ряске. Данный район расположен в северной части региона и имеет высокую нефтегазаность. Южная часть, а именно Томский район характеризуется наиболее повышенным содержанием широкого спектра химических элементов в исследуемом растении, в том числе редкоземельных и радиоактивных.

Изучены индикаторные соотношения некоторых радиоактивных и редкоземельных элементов ряске на территории Томской области. Наиболее информативным из чаще используемых соотношений, является Th/U. Так для исследуемого региона среднее значения Th/U - 1,2. Большая часть исследуемой выборки рясковых характеризуется преимущественно ториевой природой. Наибольшее содержание Th обнаружено для ряски из с.Апсагачево. Наиболее содержание урана обнаружено в рясковых, произрастающих в с.Озерное, с.Инкино, с.Молчаново и с.Осиновка.

Полученные результаты элементного состава ряски на территории 10 районов Томской области позволили установить внутрорегиональную специфику концентрирования элементов в макрофите по отношению к радиоактивным и редкоземельным элементам. Микроэлементный состав растений семейства рясковых характеризуется высокой информативностью относительно экогеохимического состояния среды произрастания.

#### *Литература:*

1. Борзенко С.В., Замана Л.В., Исупов В.П., Шацкая С.С. Уран, литий и мышьяк в соленых озерах Восточного Забайкалья //Химия в интересах устойчивого развития – 2017. – Т. 25. – №. 5. – С. 479-488.
2. Борзенко С. В., Фёдоров И. А. Закономерности поведения некоторых микроэлементов в минеральных озерах Восточного Забайкалья // Успехи современного естествознания. – 2019. – №. 1. – С. 69-74.
3. Глазовский, Н. Ф. Техногенные потоки веществ в биосфере // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. – М.: Наука, 1982. – С. 7–28.
4. Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. – Т. 384.
5. Харитоновна Н.А., Челноков Г.А., Брагин И.В., Асеева А.В., Чудаев О.В., Корзун А.В., Фунникова В.В. Геохимия и фракционирование редкоземельных элементов и иттрия в термальных водах месторождения Паратунка (Камчатка) // Подземные воды востока России. – 2018. – С. 512-517
6. Ekerusi A., Sikoki F., Nwachukwu E. Application of common duckweed (*Lemna minor*) in phytoremediation of chemicals in the environment: State and future perspective // Chemosphere. – 2019. – Т. 223. – С. 285-309.
7. Favas, P. J., Pratas, J., Mitra, S., Sarkar, S. K., & Venkatachalam, P. Biogeochemistry of uranium in the soil-plant and water-plant systems in an old uranium mine //Science of the Total Environment. – 2016. – Т. 568. – С. 350-368.
8. Landolt E., Kandeler R. Biosystematic investigations in the family of duckweeds (Lemnaceae), Vol. 4: the family of Lemnaceae-a monographic study, Vol. 2 (phytochemistry, physiology, application, bibliography) //Veroeffentlichungen des Geobotanischen Instituts der ETH, Stiftung Ruebel (Switzerland). – 1987.
9. Sasmaz M., Obek E., Sasmaz A. Bioaccumulation of uranium and thorium by *Lemna minor* and *Lemna gibba* in Pb-Zn-Ag tailing water [Text] / M. Sasmaz, E. Obek, A. Sasmaz // Bulletin of environmental contamination and toxicology. – 2016. – Т. 97. – №. 6. – С. 832-837.

# ПЕТРОЛОГИЯ И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ БОНИНИТОВОЙ И ОСТРОВОДУЖНОЙ ТОЛЕИТОВОЙ СЕРИЙ ОФИОЛИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Беляев В.А.<sup>1</sup>, Каримов А.А.<sup>1,2</sup>

1 – *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; belyaev@igc.irk.ru*

2 – *Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

Надсубдукционные офиолиты являются одним из основных источников информации о генезисе примитивных расплавов над зонами субдукции. Среди надсубдукционных офиолитов по набору и химизму породных ассоциаций выделяются офиолиты преддугового типа (forearc type), которые также известны как офиолиты зарождения субдукции (subduction initiation) [Furnes and Dilek, 2022]. Подобные офиолиты распространены в складчатых поясах, а их современным аналогом является преддуговая область Идзу-Бонин-Марианской дуги [Reagan et al., 2017]. Офиолиты преддугового типа характеризуются эволюцией магматизма от преддуговых базальтов (FAB, которые близки по составу к MORB) или островодужных толеитов (IAT) к бонинитам [Whattam and Stern, 2011]. К офиолитам преддугового типа отнесены комплекс Троодос на Кипре и ряд других офиолитовых комплексов [Whattam and Stern, 2011].

В настоящем сообщении рассмотрен генезис магматических серий офиолитов Восточного Саяна, которые находятся в обрамлении Гарганского блока Тувино-Монгольского микроконтинента (Центрально-Азиатский складчатый пояс). Эти офиолиты сформировались около 1020 Ма (U-Pb возраст циркона из плагиогранитов) и характеризуются наличием всех членов офиолитовой последовательности (мантийные перидотиты, основные-ультраосновные кумуляты расслоенного комплекса, изотропные габбро, дайковый комплекс, подушечные лавы) [Khain et al., 2002; Кузьмичев, 2004; Скляр и др., 2016]. Дайки и лавы сложены преимущественно бонинитами ( $\text{SiO}_2 > 52\%$ ,  $\text{MgO} > 8\%$ ,  $\text{TiO}_2 < 0.5\%$ ) высоко-Si типа (по классификации [Pearce and Reagan, 2019]) и андезитами бонинитовой серии ( $\text{TiO}_2 < 0.5\%$ ) [Кузьмичев, 2004; Скляр и др., 2016]. Подчиненное развитие имеют базальты и андезито-базальты островодужной толеитовой серии (IAT), обладающие содержаниями  $\text{TiO}_2$  0.6-1.4% при  $\text{SiO}_2 = 51-57\%$  и  $\text{MgO} = 5-9\%$  [Khain et al., 2002; Belyaev et al., 2017]. Породы бонинитовой серии обогащены LREE ( $\text{La/Sm}_{\text{CN}} = 1.4-3.4$ ) и Th, имеют варьирующие низкие содержания HREE ( $\text{Yb} = 0.5-1.6$  ppm) и отрицательные аномалии Nb, Ti. Островодужные толеиты имеют в основном ровное распределение REE ( $\text{La/Sm}_{\text{CN}} = 1.0-1.7$ ) при более высоком уровне HREE ( $\text{Yb} = 1.9-2.8$  ppm), демонстрируют отрицательные аномалии Nb, в меньшей мере – Zr, Hf. Изученные породы бонинитовой и островодужной толеитовой серий показывают согласованную систематику редких элементов и изотопных отношений Nd: значения  $\epsilon\text{Nd}(1020\text{Ma})$  уменьшаются от +2.3...+4.5 в IAT до – 2.8...+1.9 в бонинитах и андезитах бонинитовой серии, по мере обогащения пород LREE и Th.

По данным изучения расплавных включений в Cr-шпинелидах из даек, бониниты Восточного Саяна представлены низко-Sa разновидностями [Беляев и др., 2019]. По распределению несовместимых элементов, бониниты Восточного Саяна наиболее близки низко-Sa бонинитам Папуа-Новой Гвинеи [König et al., 2010], и отличаются от высоко-Sa бонинитов, например комплекса Троодос. Стоит отметить, что для низко-Sa бонинитов предполагается более деплетированный источник (гарцбургиты) и большие степени плавления, чем для высоко-Sa бонинитов (источник – деплетированные лерцолиты). Модели генезиса бонинитов предполагают повторное плавление мантийного источника, ранее обедненного предыдущим эпизодом экстракции расплавов. Повторное плавление становится возможным над зоной субдукции и обусловлено привнесением надсубдукционных флюидов/расплавов в горячий астеносферный или литосферный источник в мантийном

клине. Перидотиты мантийного клина, которые испытывали плавление при формировании бонинитов Восточного Саяна, могли иметь изотопный состав Nd, близкий к деплетированной MORB-мантии (DM, DMM), возможно её обогащенного компонента (E-DMM). Кроме того, источник бонинитов мог также включать фрагменты литосферной мантии, представленной гарцбургитами высоких степеней плавления. Источник IAT, судя по всему, был деплетирован относительно DMM, но менее обеднен, чем источник бонинитов, и испытал частичное плавление под влиянием флюидов из субдуцирующей плиты. Субдукционный компонент для бонинитов включал расплавы субдуцирующих пелагических/терригенных осадков, а также флюид из базитовой части субдуцирующей литосферы (измененной океанической коры). Субдукционный компонент для IAT, вероятнее всего, был представлен флюидами из субдуцирующей измененной океанической коры.

Для бонинитов и IAT офиолитов Восточного Саяна можно предложить модель их формирования при зарождении новой зоны субдукции. Породы островодужной толеитовой серии, по-видимому, образовались в этом процессе до бонинитов. Продолжающаяся субдукция привела к формированию бонинитов, возможно за счет плавления реститов от выплавления IAT. Стоит отметить, что непосредственно в офиолитах Восточного Саяна пока не обнаружены лавы и дайки с составом MORB(BABB) или FAB, которые должны формироваться при зарождении субдукции перед бонинитами [Whattam and Stern, 2011; Reagan et al., 2017].

Однако, в пределах Бутугольского блока Тувино-Монгольского микроконтинента недавно описаны амфиболиты с геохимическими особенностями BABB или FAB и  $\epsilon\text{Nd}(1000\text{Ma}) = +4.1$ , ассоциирующие с надсубдукционными метариолитами с U-Pb возрастом циркона 1009 Ma [Школьник и др., 2023]. Эти амфиболиты структурно являются продолжением одной из ветвей офиолитов Восточного Саяна и могли формироваться с ними в одном процессе инициального надсубдукционного магматизма. Ассоциация IAT и низко-Sa бонинитов в офиолитах Восточного Саяна позволяет классифицировать их как офиолиты преддугового типа, образовавшиеся при процессе зарождения субдукции.

*Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГХ СО РАН № 0284-2021-0006.*

#### *Литература:*

1. Беляев В.А., Крашенинников С.П., Каменецкий В.С., Горнова М.А., Дриль С.И., Каримов А.А., Белозерова О.Ю. Петрогенезис бонинитов из офиолитов Восточного Саяна по данным изучения расплавных включений в хромите // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). – 2019. – Вып. 17. – С. 25-26.
2. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: Пробел-2000. – 2004. – 192 С.
3. Складаров Е.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Кузьмичев А.Б., Лавренчук А.В., Переляев В.И., Щипанский А.А. Бониниты и офиолиты: проблемы их соотношения и петрогенезиса бонинитов // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 1. – С. 163-180.
4. Школьник С.И., Беляев В.А., Летникова Е.Ф., Демонтерова Е.И., Брянский Н.В., Колесов К.К., Иванов А.В. Бутугольская глыба – экзотический докембрийский блок в строении фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Восточный Саян) // Доклады Академии наук. Науки о Земле. – 2023. – Т. 510. – № 2. – С.5-11.
5. Belyaev V.A., Wang K.-L., Gornova M.A., Dril S.I., Karimov A.A., Medvedev A.Ya., Noskova Yu.V. Geochemistry and origin of the Eastern Sayan ophiolites, Tuva-Mongolian microcontinent (Southern Siberia) // Geodynamics & Tectonophysics. – 2017. – V. 8. – P. 411-415.
6. Furnes H., Dilek Y. Archean versus Phanerozoic oceanic crust formation and tectonics: Ophiolites through time // Geosystems and Geoenvironment. – 2022. – V.1. – 100004.
7. Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A., Zhuravlev D.Z., Sklyarov E.V., Fedotova A.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth and Planetary Science Letters. – 2002. – V. 199. – P. 311–325.

8. König S., Münker C., Schuth S., Luguet A., Hoffmann J.E., Kuduon J. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2010. – V. 74. – P. 684–704. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.10.011>.
9. Pearce J.A., Reagan M.K. Identification, classification, and interpretation of boninites from Anthropocene to Eoarchean using Si-Mg-Ti systematics // *Geosphere*. – 2019. – V. 15. – P. 1008-1037.
10. Reagan M.K., Pearce J.A., Petronotis K. et al. Subduction initiation and ophiolite crust: new insights from IODP drilling // *International Geology Review*. – 2017. – V. 59. – P. 1439-1450.
11. Whattam S.A., Stern R.J. The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2011. V. 162. – P. 1031-1045.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОДЫ С ПРЕОБЛАДАНИЕМ СИДЕРИТА МАССИВА ТОМТОР (АРКТИЧЕСКАЯ СИБИРЬ)

Белякова А.Ю., Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Толстов А.В.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск;  
a.belyakova@g.nsu.ru*

Томторский массив щелочных пород и карбонатитов известен своими уникально-богатыми Nb-REE рудами, которые залегают в виде трёх пластовых залежей (участки Буранный, Северный и Южный) на коре выветривания по карбонатитам. В профиле выветривания выделяются четыре горизонта (сверху вниз): пироклор-крандаллит-монацитовый (Nb-REE руды), сидеритовый, гетитовый и франколитовый [Толстов, 2006; Толстов и др., 2011]. Их перекрывают пермские терригенные угленосные отложения, морские осадки юрского возраста и четвертичные отложения [Лазарева и др., 2015]. Дискуссионным остается вопрос не только формирования Nb-REE руд, но и сидеритового горизонта: в профиле выветривания породы с преобладанием Fe(II) (сидеритовые) залегают над породами с преобладанием Fe(III) (гетитовые). Целью данной работы было исследование особенностей минерального состава породы с преобладанием сидерита, вскрытой скважиной 212 на глубине 79.9 м при разведочном бурении участка Северный.

Порода сложена сидеритом, рутилом и минералами группы крандаллита. Наблюдаются единичные кристаллы пироклора, циркона, агрегаты субмикронных выделений монацита, небольшое количество каолинита и пирит. Na-Ca пироклор формируется в магматическом процессе, но его состав значительно преобразуется постмагматическими и наложенными гидротермальными флюидами [Melgarejo et al., 2012]. Первый тип замещения обеспечивается выносом из структуры Na, что сопровождается выносом F. Вакансия в позиции Na частично замещается Ba, Sr, Pb, REE и т.д. Второй тип предполагает удаление из структуры Ca. Разные типы замещений трактовались как гидротермальные постмагматические и гипергенные [Nasraoui, Bilal, 2000]. Пироклор в изучаемой сидеритовой породе встречается в виде кристаллов от 20 до 200 мкм. Исходный состав минерала полностью преобразован и Na замещён Ba, Sr и Pb, что характерно также и для пироклора богатых руд участка Буранный [Лазарева и др., 2015]. В исследуемом образце наблюдаются кристаллы пироклора, частично замещённые минералом группы крандаллита (рис. 1б).

Типичными акцессорными минералами карбонатитов также являются рутилы. Среди изоморфных примесей высокозарядных элементов в рутилах различных пород, и карбонатитов Томторского комплекса в том числе, наиболее обычны Nb и V. Границы по содержанию Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> для ниобиевого рутила не оговаривались, и в публикациях авторы выделяют собственные категории по этому параметру. Резницкий Л.З. разделяет рутилы на Nb-содержащие (от 0.1 до 1-3% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) и ниобиевые (>10 мас.% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) [Резницкий и др., 2016]. Красоткина А.О. приводит более дробное деление рутила по содержанию Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, которое колеблется от 0.03 до 23.9 мас. % Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. В исследуемой породе массива Томтор встречается рутил двух разновидностей. Первая представлена метакристаллами с включениями сидерита (рис. 1а – Rt). Минерал содержит Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> от 1.89 до 2.56 мас.%, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – от 1.5 до 2.96 мас. %, FeO – от 1.92 до 5.38 мас.%. Содержания Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> имеют положительную корреляцию с содержаниями Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Иногда наблюдается обогащение внешней части зерна Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 8.7 мас.%. Вторая разновидность выполняет интерстиции между зёрнами сидерита (рис. 1а – Nb-Rt). Гистограмма распределения Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рутилах второй разновидности имеет 2 моды с интервалами 1-4 и 8-11 мас.%. Не выявляется закономерности в распределении участков, обогащённых Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (более светлые, рис. 1а – Nb-Rt). Распределение FeO также бимодальное с интервалами от 2,5 до 3,5 мас.% и от 5 до 7 мас.%. Более высокие содержания FeO характерны для участков, обогащённых Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Содержания V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> как правило не превышают 1 мас.%.



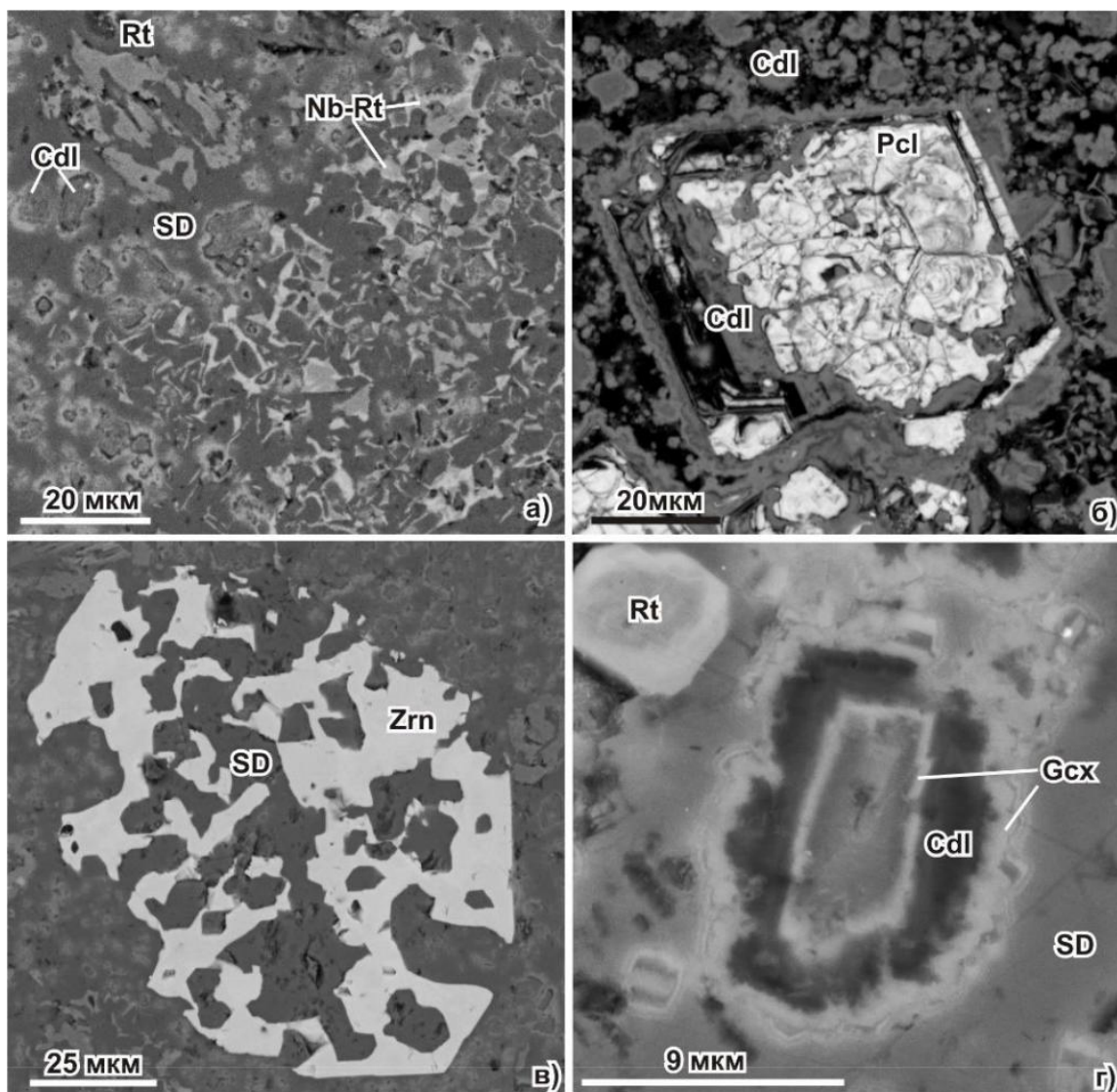


Рис.1. Особенности минералов породы с преобладанием сидерита: (а) главные минералы сидерит (SD), рутил (Rt) и Nb-содержащий рутил (Nb-Rt) и зональные образования минералов группы крандаллита (Cdl); (б), кристалл Ba- Sr- и Pb пироклора (Pcl), частично замещенный минералом группы крандаллита (Cdl); (в) метакристалл циркона (Zrn) с включениями сидерита (SD); (г) горсекситовый (Gcx) и крандаллитовый минералы (Cdl) сменяют друг друга в зональном кристалле, который обрастает агрегатом горсейксита (Gcx) с повышенным содержанием REE.

В некоторых работах оценивались температуры кристаллизации высоконикобиевого рутила как соответствующие условиям высокотемпературной гидротермальной стадии (430-600°C), причём для высокотемпературной (790°C) разновидности характерны низкие содержания Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> [Макеев, Борисовский, 2013]. Существует мнение, что P-T условия кристаллизации не оказывают непосредственного влияния на изоморфизм Nb в рутилах, который зависит от сочетания таких факторов, как соотношение скоростей роста кристаллов, диффузии ионов и содержания Nb в системе [Резницкий и др., 2016]. Таким образом, в исследуемой породе состав рутила может указывать гидротермальный генезис в широком диапазоне температур. Рутил первой разновидности мог кристаллизоваться совместно с сидеритом, второй – после него. Именно для второго характерны высокие содержания Nb, что указывает на увеличение его содержания в системе. В богатых Nb-REE рудах участка

Буранный пирохлор - это основной минерал Nb [Лазарева и др., 2015]. В рассматриваемой породе основным минералом, содержащим Nb является рутил. Вероятно, увеличение содержания в нём Nb произошло при частичном разложении пирохлора.

Огранка метакристаллов циркона представлена комбинацией дипирамид. Внутри наблюдаются захваченные фрагменты сидерита, в том числе идиоморфные, что позволяет предположить кристаллизацию циркона на том же гидротермальном этапе, что и рутила. Это подтверждает высокое содержание неформульных элементов (Fe, Al, Ca, Na и др.) в цирконе, которые отражают специфику состава гидротермального раствора. Минерал содержит примесь Sc (до 0.28 мас.%) и Hf (до 1.22 мас. %).

Сидерит отличается равномерностью состава (FeO – 2-8,9 мас.%, MnO – 2,5-4,5 мас.%, MgO -2,5-4 мас.%, CaO – 5,5-7 мас.%, BaO – до 1 мас.%). В центральной части содержание Ca- и Ba миналов почти равны. В средней части Ca- минал преобладает. Более крупные кристаллы обрастают агрегатом мелких индивидов (рис. 1г). В них преобладает горсейкситовый (Ba) минал и наблюдается самое высокое содержание REE (до 4.6 мас. %). Расположены индивиды зачастую закономерно по трещинам спайности в сидерите. В ассоциации с каолинитом в некоторых участках породы установлены колломорфные выделения минерала группы крандаллита с преобладанием горсейкситового (Sr) минала.

Анализ минерального состава выявил следующие этапы формирования исследуемой породы: магматический, (формирование пирохлора); постмагматический гидротермальный и/или гидротермальный (замещение пирохлора Ba-Sr-Pb разностями, кристаллизация сидерита, рутила и циркона); гипергенный (образование каолинита и колломорфных выделений минералов группы крандаллита). Минералы группы крандаллита могли формироваться как в гидротермальную стадию (зональные кристаллы и их агрегаты) так и в гипергенную (колломорфные образования).

#### *Литература:*

1. Красоткина А.О., Мачевариани М.М., Королёв Н.М., Макеев А.Б., Скублов С.Г. Типоморфные особенности ниобиевого рутила из рудопоявления Ичетью (Средний Тиман) // ЗРМО – 2017. – N2. – с. 89-100.
2. Лазарева Е.В., Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Толстов А.В., Щербов Б.Л., Карманов Н.С., Герасимов Е.Ю., Брянская А.В. Главные рудообразующие минералы аномально богатых руд месторождения Томтор (Арктическая Сибирь) // Геология и геофизика. - 2015 - Т. 56, N 6. - с. 1080-1115.
3. Макеев А.Б., Борисовский С.Е. Типоморфизм и источники титановых и ниобиевых минералов проявления Ичетью, Средний Тиман // Известия вузов. Геология и разведка – 2013. – N2. – с. 30-37.
4. Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Суворова Л.Ф., Канакин С.В., Карманов Н.С., Бараш И.Г. Ниобиевые рутилы из Cr-V-содержащих метаморфических пород Слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // Геология и геофизика – 2016. – т. 57, № 12 – с. 2178-2191.
5. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. - М.: Издательство ИМГРЭ, 2006. - 212 с.
6. Толстов А.В., Коноплев А.Д., Кузьмин В.И. Особенности формирования уникального редкометалльного месторождения Томтор и оценка перспектив его освоения // Разведка и охрана недр. – 2011. - N 6 – с. 20-26.
7. Melgarejo J.C., Costanzo A., Bambi A.C., Gonçalves A.O., Neto A.B. Subsolidus processes as a key factor on the distribution of Nb species in plutonic carbonatites: The Tchivira case, Angola // Lithos – 2012. – v. 152 – p. 187-201.
8. Nasraoui M., Bilal E. Pyrochlores from the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo): a geochemical record of different alteration stages // J. Asian Earth Sci. – 2000. – v. 18 – No 2. – p. 237-251.

# НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ БИТУМА В ПЕРМСКО-ТРИАСОВЫХ БАЗАЛЬТАХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Берзин С.В.<sup>1</sup>, Иванов К.С.<sup>1</sup>, Панкрушина Е.А.<sup>1</sup>, Лепеха С.В.<sup>1</sup>, Мороз М.Л.

1 - *Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург,  
sbbersin@ya.ru*

2 - *НАЦ РН им. В.И. Шпилемана, г. Тюмень*

Изучение доюрского фундамента Западно-Сибирской платформы является актуальным ввиду перспектив нефтегазоносности данного комплекса. Наибольшие промышленные запасы нефти в фундаменте сосредоточены в месторождениях Рогожниковской группы и приурочены к пермско-триасовым измененным вулканитам [Лобова и др., 2014, Тугарева и др., 2017]. Находки битумов и других органических веществ (ОВ) в магматических породах крайне редки и в каждом случае требуют детального изучения.

При изучении керн глубоких скважин, вскрывших доюрский фундамент Западно-Сибирской платформы, нами были встречены включения твердого битума в скв. 108 Литваковской пл. в метасоматитах по пермско-триасовым базальтам.

Аналитические работы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Минералогическое изучение образцов проводилось при помощи СЭМ JSM-6390LV с ЭДС приставкой INCA Energy 450 X-Max 80. Рамановские спектры битума изучались с помощью спектрометра LabRAM HR800 Evolution. Исследование инфракрасных спектров битума выполнено в таблетках, прессованных с KBr, на спектрометре Spectrum One, в диапазоне 450-4000 см<sup>-1</sup> с разрешением 4 см<sup>-1</sup>.

В скв. 108 Литваковской пл. в интервале глубин 2719,4-2721,3 м (на 62 м глубже кровли фундамента) в разрезе базальтов установлена зона светло-зеленых низкотемпературных апобазальтовых метасоматитов, окруженная зонами метасоматически-измененных базальтов, мощностью 0,5 м. В последних присутствуют миндалины размером до 3 см с карбонатом, центральная часть которых заполнена твердым битумом (антраксолитом). Метасоматиты сложены кварцем, гидрослюдами, шамозитом, карбонатами (доломит-анкерит, сидерит) и цеолитами (филлипсит, мезолит) и классифицируются как низкотемпературные основные метасоматиты. В метасоматитах антраксолит заполняет тонкие трещины (< 1 мм), на стенках которых присутствуют микроскопические кристаллы кварца (20-50 мкм).

На ИК-спектре битума высокая интенсивность полос 2945 см<sup>-1</sup>, 2918 см<sup>-1</sup> и 2863 см<sup>-1</sup> (валентные колебания C-H связей метиленовых групп) и полос 1455 см<sup>-1</sup> и 1376 см<sup>-1</sup> (деформационные колебания этих связей), указывает на преобладание в составе битума алифатических углеводородов. Данный битум относится к низшим антраксолитам. Процедура деконволюции суммарного контура («Peak fitting») и определение температуры преобразования битума производилось в соответствии с термометром [Kouketsu et al., 2014]. Температура преобразования битума составляет менее 150 °С и, в целом, соответствует температуре формирования вмещающих метасоматитов.

Ранее нами были найдены микровключения битума найдены в миндалинах в базальтах в скв. Тюменская СГ-6 с глубины 7310,6 м. Температура преобразования битума по данным рамановской спектроскопии была оценена нами в 150-300 °С, что, в целом, соответствует условиям преобразования вмещающих базальтов и современной пластовой температуре на данной глубине [Берзин и др., 2023]. В пермско-триасовых вулканитах битумы были описаны на р. Синара (Средний Урал) [Erokhin, Ivanov, 2019] и на р. Нижняя Тунгуска (Сибирь) [Гусев и др., 2018]. Известны находки битумов в миндалинах в базальтах нижнего девона Минусинской впадины в Хакасии [Бу Ван Хай, Серебренникова, 2012], в

мезозойских долерито-базальтах земли Франца Иосифа [Клубов и др., 1997], в гидротермальных образованиях богемского массива в Чехии [Филиппов, 2013].

Приуроченность находок битумов к толще Пермско-Триасовых трапповых вулканитов на большом удалении друг от друга позволяет сделать вывод о связи их образования с гидротермальными процессам, происходившими на обширной территории, вероятно связанными с суперплюмом. Наличие включений битума в миндалинах может быть свидетельством миграции углеводородов через толщу трапповых базальтов. В результате низкотемпературного метасоматоза породы стали хрупкими и сформировали трещинный коллектор и зону флюидопроницаемости. Исследование включений битума в метасоматитах может быть полезно для понимания процессов миграции углеводородов в земной коре.

*Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГГ УрО РАН, тема № 123011800014-3 с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.*

*Литература:*

1. Берзин С.В., Иванов К.С., Панкрушина Е.А., Солошенко Н.Г. Пермско-триасовый трапповые вулканиты в доюрском фундаменте арктической части Западно-Сибирской платформы // Литосфера. – 2022. – Т. 22. – № 5. – с. 624-643.
2. Ву Ван Хай, Серебренникова О.В. Углеводороды битумных включений в магматических породах на севере Хакасии // Вестник Томского государственного университета. – 2012. – Т. 362. – с. 173-177.
3. Гусев Н.И., Строев Т.С., Шарипов А.Г., Назаров Д.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист Q-47 – Тура. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2018. – 328 с.
4. Клубов Б.А. Винокуров И.Ю., Гарибьян Е.В. Битумопроявления на о-ве Хейса // Геология нефти и газа. – 1997. – № 2. – с. 1-6.
5. Лобова Г.А., Коржов Ю.В., Кудряшова Л.К. Генезис доюрских залежей нефти Рогожниковской группы месторождений по данным гравиразведки и геохимии (Тюменская область) // Известия Томского политехнического университета. – 2014. – Т. 324. – №1. – с. 65-72.
6. Тугарева А.В., Чернова Г.А., Яковлева Н.П., Мороз М.Л. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности доюрских отложений центральной части Западно-Сибирской плиты // Известия ВУЗов. Нефть и газ. – 2017. – № 5. – с. 58-66.
7. Филиппов М.М. Антраксолиты. СПб.: ФГУП «ВНИГРИ». – 2013. – 296 с.
8. Erokhin Yu.V., Ivanov K.S. On the discovery and study of anthraxolite in Triassic plagioryolite on the border of the Ural and western Siberia // Geosciences Journal. – 2019. – V. 23. – p. 273-279.
9. Kouketsu Y., Mizukami T., Mori H., Endo S., Aoya M., Hara H., Nakamura D., Wallis S. A new approach to develop the R aman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width // Island Arc. – 2014. – V. 23. – Is. 1. – p. 33-50

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОХИМИИ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СОЛЕЙ

Бубнова М.В.<sup>1</sup>, Чайковский И.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Горный институт УрО РАН, г. Пермь; [marina\\_bubnova\\_2013@mail.ru](mailto:marina_bubnova_2013@mail.ru)

Несмотря на большое количество проводимых химических анализов, закономерности поведения малых элементов в соляных породах остаются практически неизученными. Попытки выявления особенностей эволюции состава солей по разрезу и реконструкции условий осадконакопления проводились только для брома, рубидия и лития. Изучение малых химических элементов на Верхнекамском месторождении ранее проводилось только для карбонатных и сульфатных пород надсоляной толщи [Калинина, Чайковский, 2015]. Объектом исследования являлись породы соляной толщи Верхнекамского месторождения калийных и магниевых солей (ВКМС), локализованного в Предуральском прогибе и сложенного породами кунгурского возраста ранней перми. Соляная толща сложена практически тремя минералами (галит, сильвинит и карналлит) с незначительной примесью (до 5 %) глинистых минералов, сульфатов (ангидрита и гипса) и карбонатов (кальцит, доломит, магнезит). Галогенная толща месторождения состоит из (снизу-вверх) подстилающей каменной соли (ПдКС), сильвинитовой (СЗ) и карналлититовой (КЗ) зон, покровной каменной соли (ПКС) и переходной пачки (ПП), которая сложена мергелями с прослоями каменной соли. До середины карналлитовой зоны бассейн седиментации претерпевал прогрессирующую эвапоритизацию, а затем трансформацию в морской бассейн.

Для исследования геохимических особенностей состава и закономерностей распределения малых элементов из соляной толщи Верхнекамского месторождения было отобрано 605 проб из пяти скважин (№ 1119, 2211, 1405, 1408, 2016) из западной и восточной части залежи. Определение содержаний малых элементов в соляных породах было выполнено на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой Aurora M90 «BRUKER» в Секторе наноминералогии ПГНИУ (аналитики М.А.Волкова, А.Ю. Пузик).

Для выявления общей природы элементов на Верхнекамском месторождении проводилось сопоставление среднего содержания в соляных породах с кларком морской воды. Способность элементов накапливаться в морской воде характеризовалась А.И. Перельманом [1989] как талласофильность. Использование диаграммы позволило разбить элементы на три крупные группы (Рис. 1): I – собственно талласофильные (Sr, Li, Rb, Ba), унаследованные от морской воды; II – элементы, характеризующие фемическую специализацию области сноса и поступающие в бассейн в виде механической взвеси (Fe, Mn, Se, Ti, Co, Cr, Cu, Sc, Cu, Ni, Zn); III – элементы, не склонные к накоплению.

Сопоставление содержаний элементов в соляных породах со значениями стандартизированных уровней содержаний рудо- и ореолообразующих элементов в литосфере [Вострокнутов, 1985] позволило показать (Табл. 1) как геохимическую специализацию соляных пород, так и потенциальную возможность извлечения попутных компонентов.

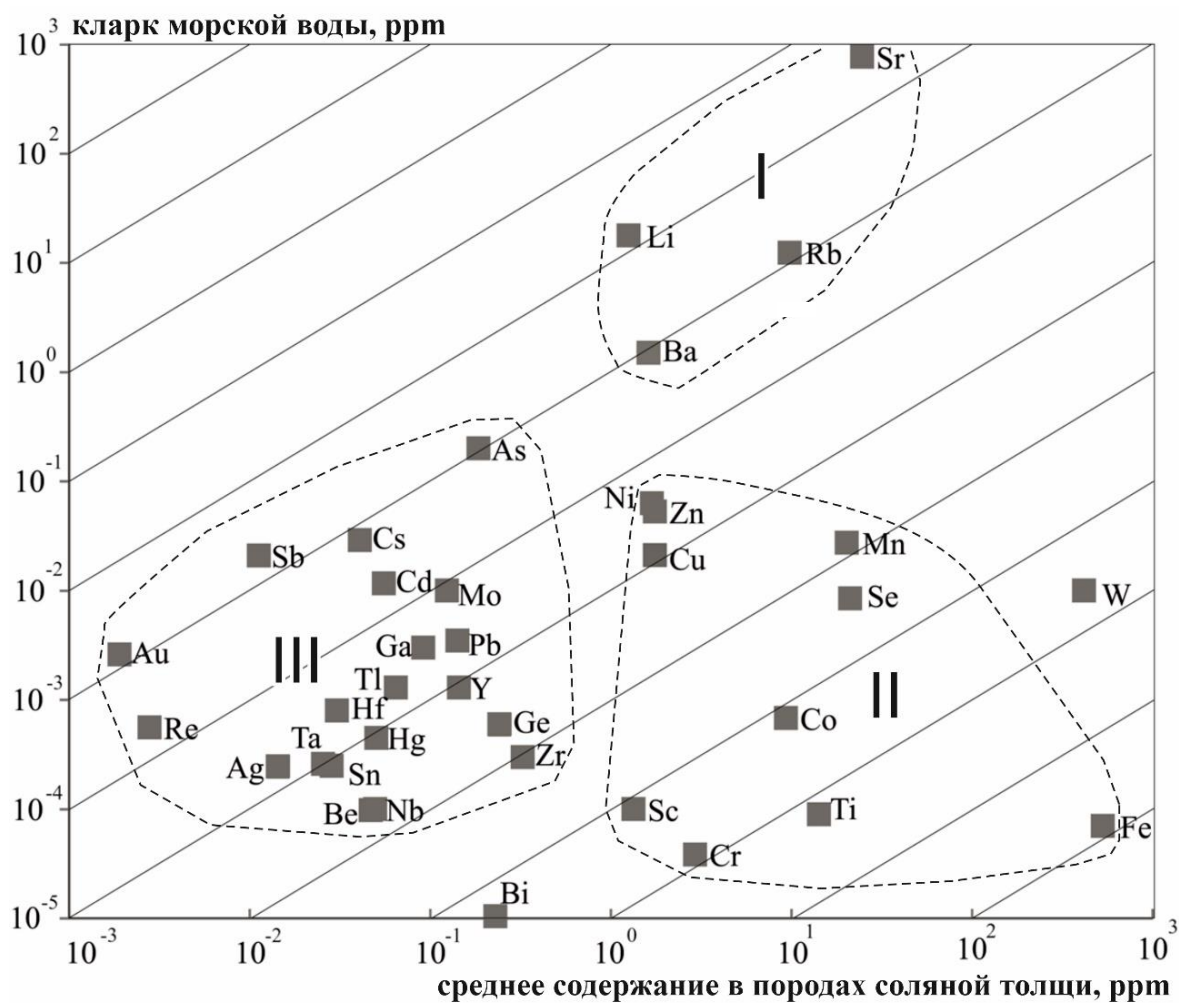


Рис. 1. Сопоставление среднего состава соляных пород (скв. 1405) с кларком морской воды

Таблица 1  
Малые элементы соляной толщи ВКМС, достигающие литорудогенного, рудогенного и рудного уровней\*

Литорудогенный уровень	Рудогенный уровень	Рудный уровень
Hg, Li, Ge, Au Ag, Pd, Pt, (Sr, Sc, Ni, As, Rb, Sr, Ta, Cd, Sn, Co, Bi, Tl)	Te, Au, Pd (Se, Ge, Rb, As, Cs, W, Bi)	Se (Ge)

\*в скобках указаны элементы, достигающие соответствующих уровней эпизодически

Имеющиеся повышенные значения связаны, в основном, с породами, обогащенными глинистым материалом. Интерес представляют содержания некоторых элементов Se, Te, (Au, Pd, Pt), которые, при наличии соответствующих технологий обогащения, могут быть экономически привлекательны.

Для выявления общего характера поведения малых элементов по разрезу были построены кривые их распределения, анализ которых позволил сгруппировать их в пять типов (Рис. 2, Табл. 2).

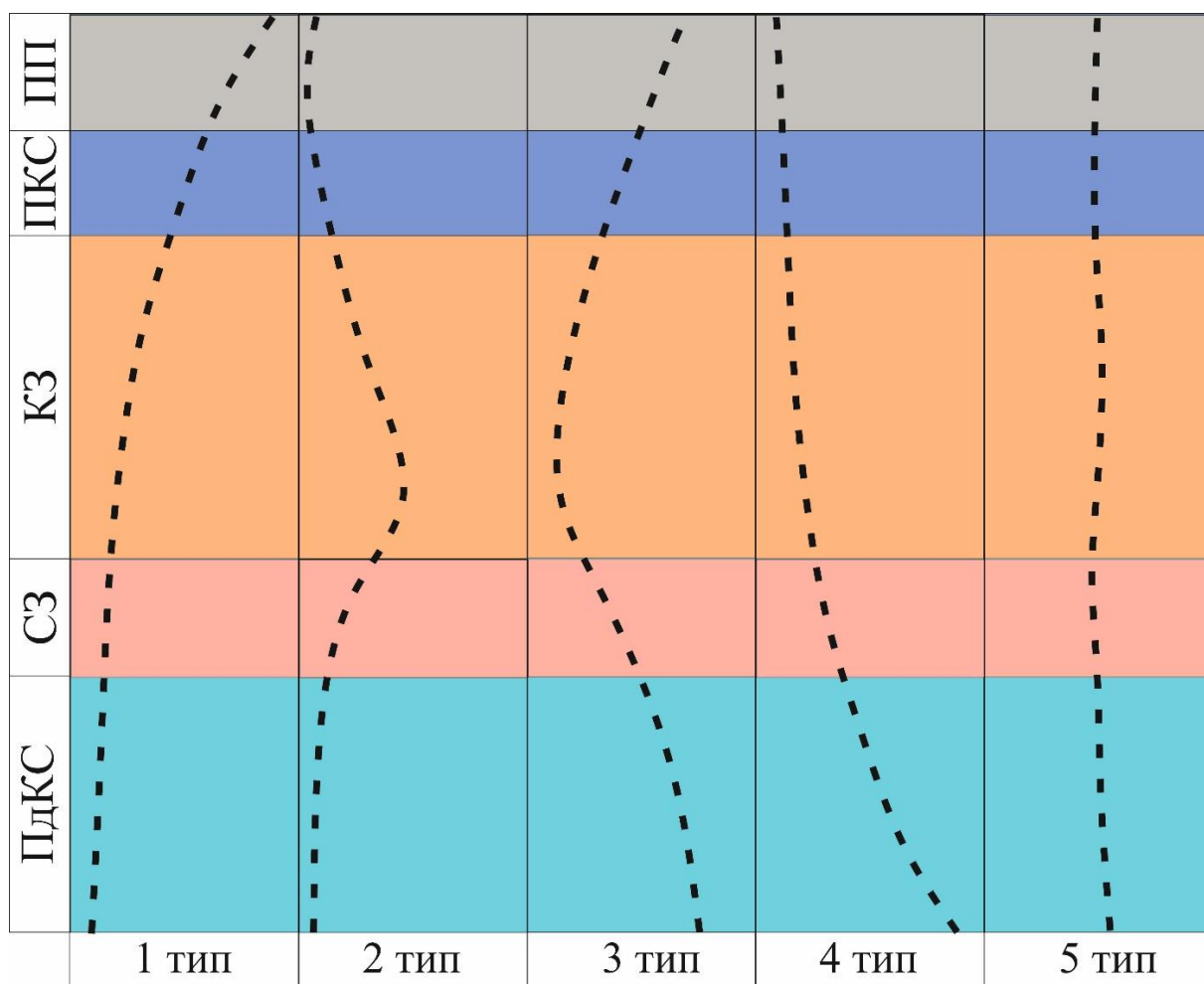


Рис. 2. Типы кривых распределения малых элементов по разрезу соляной толщи ВКМС

Таблица 2

Элементы, характеризующиеся различным типом распределения по разрезу\*

1 тип	2 тип	3 тип	4 тип	5 тип
Ag, Cu, Li, Ge, Zn, Sc, As, Mo, Ru, Sb, (Te, Hg, Pt, Be, Cs, Tl, Cr, Mn, Ni, Nb, Ba, Pb, Bi, Pd, Au, Hf, Sr, In, Rh, Cd)	Li, Rb, Mn, Fe, Ni, Ga, Be, Cr, Co, Cd, V, Cu, Sn, Pd, Te, Hf, Zr, Y, U, Nb, Ba, Sb, Cs, W, Ir, Pb, Sc, Pt, TR <sub>3</sub> (Sr, Mo, Bi, Th, In, Zn, Ru, Rh, Ta, Re, Au, Tl, Ge, Nb, Ag, Cs, Tl)	(Sb, Rh Cs, Sr, W, Hg, Co, Ge TR <sub>1</sub> )	Se, Rh, Tl, Hg, Pt, (Au In, Ge, Bi, Co, Cd, Te, Ta, Ru, Re Cr, Fe, Zn, Mo, W, Os, Pb, Th, TR <sub>2</sub> )	(Be, Ti, Ir, Pd, Hg, Ta, Os)

\* в скобках указаны элементы, с данным типом кривых лишь в отдельных скважинах

Первый тип, проявляющийся в постепенном росте содержаний вверх по разрезу соляной толщи, отражает накопление этих элементов в водорастворенной форме, которые в дальнейшем связывались глинистым материалом, привносимым в бассейн во время трансгрессии.

Второй тип кривой, согласующийся с ростом эвапоритизации и последующего распреснения, может объясняться изоморфным вхождением на место калия (Li, Rb, Cs, Ba и др.) и магния (Mn, Fe, Ni и др). Однако для большинства других элементов их поведение пока не выяснено.

Третий тип распределения проявляется спорадически. В качестве основного концентратора стронция и легких лантаноидов предполагается типичный для каменной соли ангидрит.

Четвертый тип кривых характерен для элементов, постепенно убывающих вверх по разрезу. Такой тип распределения отражает фракционирование элементов из рассола. В качестве наиболее вероятного варианта рассматривается придонная сульфатредукция и связывание сидерофильных и халькофильных элементов в виде сульфидов.

Пятый тип кривых отмечен для некоторых элементов только в отдельных скважинах. Предполагается, что эти элементы поступали в бассейн и осаждались относительно равномерно.

Таким образом, в соляных породах Верхнекамского месторождения, кроме породобразующих элементов (Cl, Na, K, Mg), накапливаются талласофильные (Sr, Li, Rb, Ba) микроэлементы, а также некоторые сидерофилы и халькофилы, унаследованные от фемической области сноса механических осадков. Некоторые из них (Se, Ge, Te, Au, Pd) достигают рудных и рудогенных концентраций и могут представлять экономический интерес. Установлено пять типов распределения элементов по разрезу, обусловленных различной формой их накопления (изоморфной, сорбционной и других).

*Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от 29.12.20 (рег. № 122012000400-0).*

Литература:

1. Вострокнутов Г.А. Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений. – Новосибирск: Наука, 1985, стр. 52-53.
2. Калинина Т.А., Чайковский И.И. Литогеохимия кунгурских эвапоритов западного борта Юрюзано-Сылвенской впадины // Литосфера. - 2015. - № 2. - С. 65–80.
3. Перельман А.И. Геохимия:– М.: Высш. шк., 1989. – 528 с.



# МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОНШТЕЙНОВ КУЗБАССА

Вергунов А.В.<sup>1</sup>

*1 – Тюменский государственный университет, Тюмень; alexeivergunov@rambler.ru*

Вулканогенно-осадочные породы широко распространены в составе угленосной толщи верхнего палеозоя Кузбасса. Первые работы [Алехина, 1960; Будников и др., 1960], в которых упоминается о присутствии пеплового материала в угленосных отложениях бассейна появились благодаря открытию месторождения бентонитовых глин ишановской подсерии верхнебалахонской свиты на северо-востоке бассейна. На основе проведенных исследований, А.П. Чухряева [Чухряева, 1965] предположила, что пирокластический материал играет значительную роль в составе угленосной толщи Кузбасса. Согласно исследованиям, проведенным А.В. Ваном [Ван, 1968; 1972], было установлено, что пепловый материал присутствует во всех свитах угленосной толщи и на всей территории Кузбасса. В угольных пластах отмечалось присутствие каолинистых прослоев, известных под термином тонштейны, рассматриваемые как продукт изменения пеплового материала [Ван, Казанский, 1985]. В 1982 году были опубликованы методические рекомендации по использованию тонштейнов и туфогенных прослоев при детальной корреляции угольных пластов в Кузнецком бассейне [Редичкин и др., 1982]. В работе было продемонстрировано успешное применение тонштейнов и туфогенных прослоев в условиях Кузбасса на примере корреляции некоторых угольных пластов кемеровской и усятской свит верхнебалахонской подсерии.

В 1989 г. В.В. Ершовым было выявлено редкометальное оруденение в угольном пласте XI кемеровской свиты на юге Кузнецкого бассейна, но данные не были опубликованы. Впервые сообщил об этом оруденении Б.Ф. Нифантов в бюджетном отчете 1994 г. В.В. Середин кратко описал и опубликовал данные о содержании ниобия в углях пласта [Середин, 1994; 2004]. В последующих работах было указано на наличие редкометально-угольного месторождения в углях пласта XI с предварительной оценкой ресурсов руд [Арбузов и др., 2000; Арбузов, Ершов, 2007]. Природа данного месторождения была установлена сравнительно недавно и связана с туфогенным горизонтом представленным пеплом пантеллеритового состава [Арбузов и др., 2019; Arbuzov et al., 2019].

Установлены и охарактеризованы тонштейны из угольных пластов 5 и 6 Уропского месторождения. Угленосные отложения месторождения относятся к грамотеинской свите ерунаковской подсерии кольчугинской серии Кузбасса [Будина, 2016]. В указанной работе были установлены минералого-геохимические особенности изученных тонштейнов, а также углей, вмещающих данные породы.

Нами выявлены тонштейны в угольных пластах III, IV-V, VI, XXIX-XXX, XXX, XXXII, XXXV Кузбасса [Вергунов, 2021]. Наличием тонштейнов характеризуются все свиты (Промежуточная, Ишановская и Кемеровская) в составе верхнебалахонской подсерии балахонской серии Кузбасса.

Группой исследователей под руководством В.В. Силантьева [Силантьев и др., 2023] проведена датировка тонштейнов угольного пласта 78, залегающего в основании тайлуганской свиты ерунаковской подсерии кольчугинской серии. Угольный пласт, вмещающий тонштейны был опробован на территории Галдинского месторождения.

На сегодняшний день наличие тонштейнов в угольных пластах Кузбасса достоверно установлено в южной (Томь-Усинский район) и центральной части бассейна (Ленинский и Ерунаковский районы). Несмотря на широкое распространение пирокластического материала в угленосных отложениях бассейна в виде туфогенных горизонтов и тонштейнов в большинстве угольных пластов, их применение для корреляции угленосного разреза ограничивается единичными месторождениями бассейна. Главной причиной, является

игнорирование уже известных и поиск новых реперных горизонтов, легко распознаваемых в разрезе угольных пластов. В настоящее время в связи с ростом интенсивности отработки углей Кузбасса существует возможность опробования и изучения тонштейнов в большей части разреза угленосных отложений, а современные аналитические методы позволяют более корректно подойти к анализу состава тонштейнов и к реконструкции первичного состава пирокластического материала.

Выявленные нами тонштейны сосредоточены в угольных пластах верхнебалахонской подсерии балахонской серии в южной части Кузбасса. Наличием тонштейнов характеризуются III, IV-V, VI, XXIX-XXX, XXX, XXXII, XXXV угольные пласты Томь-Усинского района. Всего в указанных угольных пластах выявлено 10 тонштейнов.

Изученные тонштейны характеризуются малой мощностью (1-10 см), выдержанной по простираанию. Благодаря своей светлой, на фоне угля, окраске (от светло-серого до светло-коричневого цвета) и четким границам с вмещающим углем, тонштейны надежно диагностируются в горных выработках. Характерным свойством, позволяющим диагностировать тонштейны в полевых условиях, является их раковистый излом, а также возможность поцарапать породу ногтем, что связано с преобладанием в минеральном составе каолинита.

В угольных пластах Кузбасса встречаются как одиночные тонштейны, так и парные, т.е. два тонштейна находящиеся на небольшом (5-15 см) расстоянии один над другим. Такие особенности, являются полезными при стратиграфической корреляции отдельных угольных пластов с разной синонимикой в пределах месторождений и бассейнов. Так, парные тонштейны выявлены в угольных пластах III и XXX.

Исследования показывают, что изученные тонштейны имеют преимущественно каолинитовый состав. При микроскопических исследованиях тонштейнов диагностируются червеобразно изогнутые агрегаты каолинита, являющиеся характерными для данных пород. Второстепенными минералами в составе тонштейнов, являются кварц и полевые шпаты.

Первичный состав вулканогенной пирокластике реставрировать достаточно сложно, так как она претерпела практически полное изменение, в минеральный состав самих тонштейнов для этих целей пригоден в малой степени. Традиционно для восстановления состава пирокластического материала преимущественно используются элементы инертные в зоне гипергенеза – Al, Ti, Zr, Y, Nb, Sc, Ta, Th. Нами предложен комплекс минералогеохимических критериев идентификации состава измененного пирокластического материала, включающий в себя  $TiO_2/Al_2O_3$  (титановый модуль), диаграмму Nb/Y–Zr/ $TiO_2$ , графики распределения РЗЭ, содержание редких и радиоактивных элементов. Особенности применения данного комплекса обсуждались в ряде работ [Арбузов и др., 2019; Arbuzov et al., 2019; Вергунов, 2021].

Применение данного комплекса методов позволило определить состав исходного пеплового материала, послужившего источников для формирования тонштейнов Кузнецкого бассейна. Так, в угольном пласте XXXV промежуточной свиты верхнебалахонской подсерии отмечается наличие пеплов среднего состава щелочного ряда. Выше по разрезу в пласте XXXII состав пеплового материала изменяется до кислого, но также имеет высокую щелочность. Угольный пласт XXX ишановской свиты характеризуется наличием тонштейнов, сформированных из пирокластике кислого состава щелочного ряда. В составе этого пласта наблюдается большее количество породных прослоев, которые сформировались благодаря пепловому материалу. Выше по разрезу, в угольном пласте XXIX-XXX состав пирокластического материала изменяется до среднего щелочного ряда. В угольном пласте VI кемеровской свиты верхнебалахонской подсерии отмечается наличие пеплового материала кислого состава щелочного ряда. Выше по разрезу, в пласте IV-V состав пирокластике изменяется до среднего щелочного ряда. В составе угольного пласта III отмечается наличие пирокластике среднего состава нормальной щелочности.

Минералого-геохимические особенности пеплов также повлияли и на редкометалльную специализацию углей, вмещающих тонштейны. Со всеми тонштейнами сформировавшимися при участии кислой и щелочной пирокластики связаны высокие концентрации РЗЭ, Zr, Nb, Ta, Hf, Th в угле, а особенно в золе угля как над, так и под тонштейном. Эти особенности тонштейнов могут использоваться в качестве диагностического признака для маркирующих горизонтов. Наличие в углях бассейна пирокластики кислого и щелочного состава дает основание для поиска подобных горизонтов как в угольных пластах, так и за их пределами.

При успешном выявлении новых маркирующих горизонтов представляется возможным провести стратиграфическую корреляцию угленосных отложений не только в пределах угольных месторождений Кузбасса, но и за его пределами, проведя сопоставление угленосных отложений и отдельных тонштейнов Минусинского угольного бассейна. Перспективы последующих исследований могут быть связаны с поиском туфогенных прослоев как в самих угольных пластах, так и за их пределами.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования в рамках государственного задания FEWZ-2020-0007.*

#### *Литература:*

1. Алехина Л.П. О монтмориллонитовых породах ишановской подсвиты Заломненской депрессии Кузбасса // Тр. СНИИГГИМС. – 1960. – вып. 9.
2. Арбузов С. И., Вергунов А.В., Ильенок С.С., Иванов В.А., Иванов В.П., Соктоев Б.Р. Геохимия, минералогия генезис редкометалльно-угольного месторождения в пласте XI на юге Кузнецкого бассейна // Геосферные исследования. – 2019. – № 2. – с. 35-61.
3. Арбузов С.И., Ершов В.В. Геохимия редких элементов в углях Сибири. – Томск: Д-Принт, 2007. – 468 с.
4. Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. – Кемерово, 2000. – 248 с.
5. Будина Э.Р. Минералого-геохимическое исследование тонштейнов Кузбасса: дипломный проект / Э.Р. Будина; науч. рук. С. И. Арбузов. – Томск, 2016. – 76 с.
6. Будников В.И., Казанский Ю.П., Лежнин А.И. Открытие бентонитов в Кузбассе // Докл. АН СССР. – 1960 – Т.131. – № 6. – с. 1417-1419.
7. Ван А. В. Вулканогенный пепел в угленосных отложениях верхнего палеозоя Средней Сибири // Литология и полезные ископаемые. – 1972. – № 1. – с. 40-51.
8. Ван А. В. Роль пирокластического материала в угленосных отложениях Кузнецкого бассейна // Советская геология. – 1968. – № 4. – с. 129-137.
9. Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. – Новосибирск: Наука, 1985. – 128 с.
10. Вергунов А.В. Минералого-геохимическая идентификация пирокластического вулканогенного материала карбона-перми в углях Кузнецкого и Минусинского бассейнов: диссертация ... кан. геол.-мин. наук / А.В. Вергунов. – Томск, 2021. – 124 с.
11. Редичкин Н.А., Черновьянц М.Г., Албул В.Ф. Методические рекомендации по использованию тонштейнов и туфогенных прослоев при детальной корреляции угольных пластов в Кузнецком бассейне. – Ростов-на-Дону: ВНИГИуголь, 1982. – 121 с.
12. Середин В.В. Первые данные об аномальных концентрациях ниобия в углях России // Доклады академии наук. – 1994. – Т. 335. – № 5. – С. 634-636.
13. Середин В.В. Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI. – Москва: Геоинформмарк, 2004. – С. 453-509.
14. Силантьев В.В., Гутак Я.М., Тихомирова М., Куликова А.В., Фелькер А.С., Уразаева М.Н., Пороховниченко Л.Г., Карасев Е.В., Бакаев А.С., Жаринова В.В., Наумчева М.А. Первые радиометрические датировки тонштейнов из угленосных отложений Кузнецкого бассейна: U-Pb-геохронология тайлуганской свиты // Георесурсы. – 2023. – Т. 25. – № 2. – С. 203-227.
15. Чухряева А.П. Пепловые породы Кузбасса. Сб. Геология углей Сибири и Дальнего Востока - М., Наука, 1965.
16. Arbuzov S.I., Spears D.A., Vergunov A.V., Plenok S.S., Mezhibor A.M., Ivanov V.P., Zarubina N.A. Geochemistry, mineralogy and genesis of rare metal (Nb-Ta-Zr-Hf-Y-REE-Ga) coals of the seam XI in the south of Kuznetsk Basin, Russia // Ore Geology Reviews. – 2019. – Vol. 113. – Article 103073.

# ИСТОРИЯ ФИТОРАЗНООБРАЗИЯ БАССЕЙНА ОЗЕРА ИЛЬЧИР ЗА ПОСЛЕДНИЕ 6500 ЛЕТ

Волчатова Е.В., Безрукова Е.В., Кербер Е.В.

*Институт геохимии им. А. П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, г. Иркутск, Россия, volchatova@igc.irk.ru*

Таксономическое разнообразие фитоценоза имеет тесную связь с климатическим режимом региона. Растительность, сформировавшаяся при определенных параметрах температуры воздуха, почвенных и гидрологических условий, световом режиме и других факторах, может изменяться, если изменяется даже один из этих факторов. Эти изменения могут служить основой для реконструкции истории формирования ландшафтов.

Объектом исследований данной работы является изменение таксономического альфа-разнообразия в голоцене в котловине озера Ильчир, которое находится на Окинском плато (Восточный Саян).

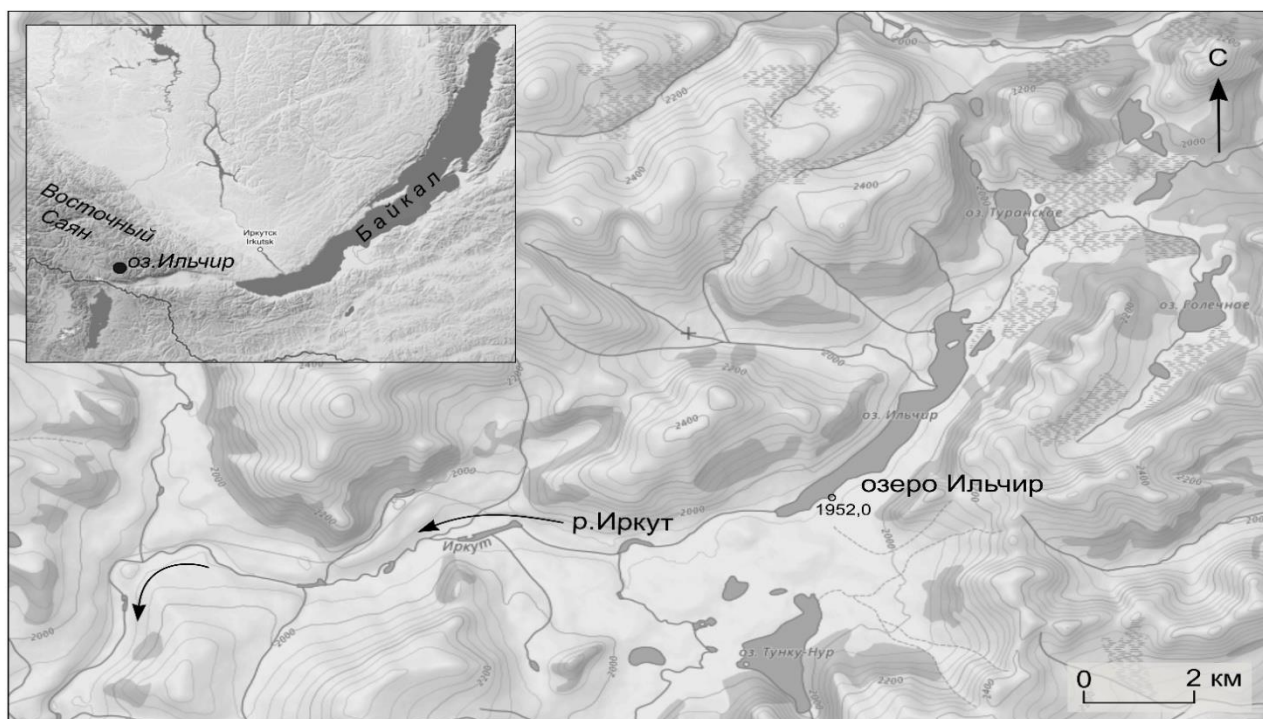


Рисунок 1. Картограмма, показывающая местонахождение оз. Ильчир

Озеро располагается на высоте 1952 над уровнем моря. Керн донных отложений озера был пробурен в 2013 г. Для исследования отложений озера применялись методы спорово-пыльцевого анализа, статистические и стратиграфические методы, а также метод радиоуглеродного анализа для датировки отложений. Непосредственно для анализа изменения таксономического разнообразия в котловине озера Ильчир применен метод разрежения (являющийся частью статистической обработки данных спорово-пыльцевого анализа).

В экологии разрежение — это метод оценки видового богатства по результатам отбора проб. Разрежение позволяет рассчитать видовое богатство для заданного количества отдельных образцов на основе построения так называемых кривых разрежения. Эта кривая представляет собой график зависимости количества таксонов от количества образцов.

Для наглядности отображения статистического анализа построена диаграмма изменения таксономического состава в бассейне озера Ильчир за последние 6500 лет (Рисунок 2.).

Визуально на кривой палинотаксономического разнообразия выделяются четыре этапа изменения таксономического разнообразия в котловине озера Ильчир.

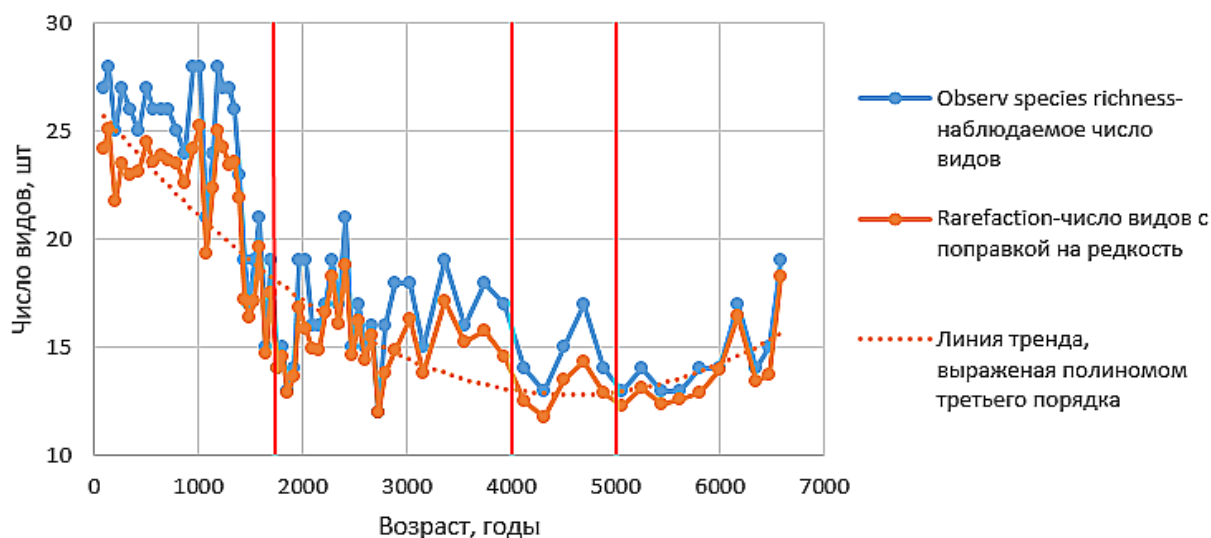


Рисунок 1. Таксономическое разнообразие в бассейне озера Ильчир за последние 6500 лет.

В исследуемый промежуток времени фиторазнообразии в котловине озера претерпело существенные изменения. В более ранний период времени, начинающийся от 6500 лет и до 5000 лет назад разнообразие таксонов на исследуемой территории постепенно снижается. Количество таксонов к отметке в 5000 лет снижается примерно до 14-ти, тогда как на отметке в 6500 лет достигает примерно 19-ти.

Мы предполагаем, что снижение количества видового разнообразия в котловине озера Ильчир может быть связано с таянием ледников и последовавшим за ним изменением гидрологического режима, а также переувлажнением почвы.

После этого следует период застоя – несмотря на колебания кривой *Observed* и *Rarefaction*, линия тренда, выраженная полиномом третьего порядка, отображает стабильное состояние фиторазнообразия в период времени с 5000 лет до 4000 лет назад.

В промежуток времени 4000 – 1800 л.н. отмечается слабая тенденция к увеличению числа таксонов в котловине озера, а после 1800 л.н. – к современности тенденция усиливается.

За последние 1800 лет количество таксонов в котловине озера Ильчир возрастает с 17 до 27. Согласно спорово-пыльцевому анализу донных отложений озера Ильчир, основные колебания фиторазнообразия происходят среди травянистой растительности, тогда как среди древесных и кустарниковых растений существенного изменения видового разнообразия не наблюдается.

В целом, рассчитанное число таксонов на исследуемой территории на протяжении 6500 лет выросло с 19 до 27, однако изменения происходили равномерно, в течении длительного периода времени, что указывает на постепенное развитие растительного покрова и отсутствие резких перепадов температур воздуха. Климат региона претерпел изменения, постепенно обрел аридный характер, наиболее благоприятный для развития лугово-степных группировок, за счет которых, в основном, и произошло увеличение таксономического разнообразия в котловине озера Ильчир.

*Литература:*

1. Безрукова Е.В, Решетова С.А., Волчатова Е.В., Кузьмин М.И. Первые реконструкции ландшафтно-климатических изменений в центральной части Окинского плато (Восточный Саян) в среднем-позднем голоцене // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2022. – Т. 506, № 1. – С. 104-110. – DOI 10.31857/S2686739722600722
2. Кучеров И. Б. Линейная зависимость состава и обилия видов растений от климатических факторов на суходольных лугахсевера и северо-запада Европейской России / И. Б. Кучеров // Фиторазнообразии Восточной Европы. — 2016. — №2. — С. 4-32.
3. Andrew F. Siegel (2006). "Rarefaction Curves". In Kotz, Samuel / Campbell B.; Balakrishnan, N; Vidakovic, Brani (eds.) // Encyclopedia of Statistical Sciences. doi:10.1002/0471667196.ess2195.pub2. ISBN 9780471667193.
4. Rudaya N. Quantitative reconstructions of mid-late Holocene climate and vegetation in the north-eastern Altai Mountains recorded in Lake Teletskoye / N. Rudaya, L. Nazarova, E. Novenko [et al.]. – DOI: 10.1016/j.gloplacha.2016.04.002. // Global and Planetary Change. – 2016. – Vol. 141. – P. 12–24.
5. Stepanova O.G. Glacier dynamics in the southern part of East Siberia (Russia) from the final part of the LGM to the present based on from biogeochemical proxies from bottom sediments of proglacial lakes / O. G. Stepanova, V. A. Trunova, E.Yu. Osipov et al. // Quaternary International. — 2019. — Vol. 524. — P. 4-12.
6. Vladimirov I. N. Natural Conditions and Ecological Potential of Geosystems in the Central Part of the Oka Plateau (Eastern Sayan) / I. N. Vladimirov, V. B. Vyrkin, E. A. Ilyicheva, D. V. Kobylkin et al. // Geography and Natural Resources. — 2019. — Vol. 40 (No. 3). — P. 264-274.

# МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ И ВЛИЯНИЕ НА НИХ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА НА ПРИМЕРЕ ТРУБОК МИР, УДАЧНАЯ И ОБНАЖЕННАЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Воробей С.С.<sup>1</sup>, Гаранин В.К.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия;  
e-mail: Patesonchic77@mail.ru*

<sup>2</sup>*Минералогический музей РАН им. А.Е. Ферсмана, Москва, Россия*

Ксенолиты ультраосновных и основных глубинных пород, в том числе алмазоносных, часто несут следы метасоматических и близповерхностных преобразований различной степени интенсивности, которые указывают на многоэтапную и сложную историю эволюции в мантийных условиях. Эти процессы протекают в мантии еще до захвата ее субстрата кимберлитовым расплавом, затем в процессе подъема кимберлита к поверхности Земли. Согласно литературным данным [Griffin et al., 1996; 1999; Walter, 1999; Griffin et al., 2009], литосферная мантия первоначально имела реститовое происхождение, по составу она отвечала деплетированным гарцбургит-дунитовым породам. В результате обогащения и просачивания по трещинам флюидов/расплавов (базальтового, карбонатитового и силикатного составов) произошла рефертилизация (вторичное обогащение) литосферной мантии Сибирского кратона [Harte, 1983; Kelemen et al., 1998; Griffin et al., 1996; 1999; 2007; Zedgenizov et al., 2007; Agashev et al., 2013; и другие].

Целью настоящих исследований явилось детальное минералого-петрографическое и геохимическое исследование мантийных ксенолитов, в результате которых были выделены поэтапные процессы изменений в минералах, на примере алмазоносных трубок Мир (Мирнинское кимберлитовое поле) и Удачная (Далдыно-Алакитский район), а также неалмазоносной трубки Обнаженная (Куойкское рудное поле).

Геохимические спектры распределений РЗЭ в зернах граната и клинопироксена из различных типов пород кимберлитовых трубок Мир, Удачная и Обнаженная подтверждают признаки проявленного глубинного процесса метасоматоза. По соотношению  $[La/Yb]_n - Ti/Eu$  в клинопироксенах можно выделить два геохимических типа высокотемпературного мантийного метасоматоза: карбонатитовый и силикатный, что подтверждает просачивание флюидов/расплавов в глубинах мантии.

Наличие широко проявленных оксидных фаз в структурах распада (Рис. 1) граната и пироксена, развитых на минералах келифитовых кайм различного минерального состава и мощности, (Рис. 2) а также присутствие внутри породообразующих минералов прожилков хлорит-серпентин-карбонатного и серпентинового составов подтверждает последующие события, которые происходили в мантии, и связаны с деформациями пород, резкой сменой РТ- параметров, воздействием кимберлитового/протокимберлитового расплава на минералы.

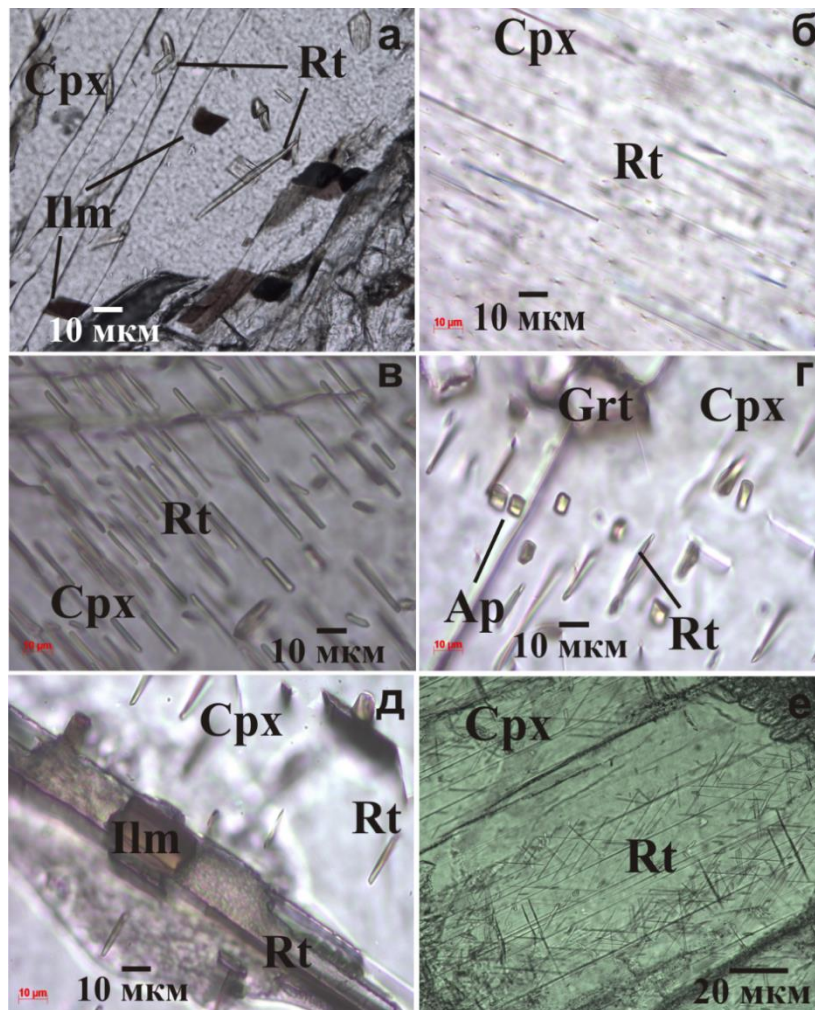


Рисунок. 1. Продукты распада в клинопироксене (проходящий свет): А) – структуры распада ильменита и рутила (эклогит, обр. ТМ-109, трубка Мир); Б) – ориентированные тонкие иглы рутила (гранат-шпинелевый лерцолит, обр. ТО-212, трубка Обнаженная); В) – ориентированные иглы рутила (шпинелевый лерцолит ТО-91, трубка Обнаженная); Г) – ориентированные иглы рутила и апатита (верлит, обр. ТО-78, трубка Обнаженная); Д) – составные продукты распада ильменита и рутила ( верлит, обр. ТО-78, трубка Обнаженная); Е) – тонкие иглы рутила (гранатовый вебстерит, обр. ТО-131, трубка Обнаженная)

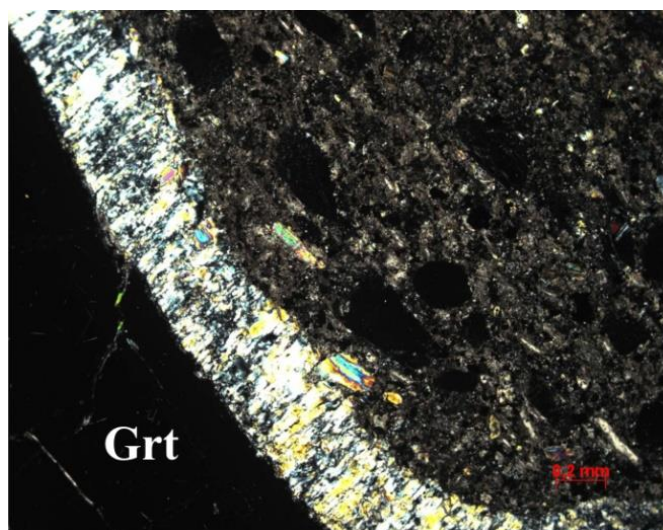


Рисунок. 2 Мощная келифитовая кайма на контакте ксенолита с кимберлитом. Гранатовый лерцолит (обр. ТО-281, трубка Обнаженная). В скрещенных николях, проходящий свет.



Результаты исследования мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок Мир, Удачная и Обнаженная позволили выявить различную степень интенсивности глубинных процессов и изменений минералов из ксенолитов различных типов пород, что позволило разделить глубинный (мантийный) и кимберлитовый метасоматоз. Воздействие глубинного метасоматоза отражаются в спектрах распределений РЗЭ в гранатах и пироксенах, тогда как наличие явно проявленных келифитовых кайм на гранатах, это явный признак кимберлитового метасоматоза.

*Литература:*

1. Agashev, A.M.; Ionov, D.A.; Pokhilenko, N.P.; Golovin, A.V.; Cherepanova, Y.; Sharygin, I.S. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya. // *Lithos*. 2013. V. 160-161. P. 201–215.
2. Griffin W. L., Smith D., Ryan C. G., O'Reilly S. Y., Win T. T. Trace-element zoning in mantle minerals: metasomatism and thermal events in the upper mantle // *The Canadian Mineralogist*. 1996. V. 34, N. 6. P. 1179–1193.
3. Griffin, W. L., S. R. Shee, C. G. Ryan, T. T. Win, and B. A. Wyatt, Harzburgite to Iherzolite and back again: Metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V.134. P. 232–250.
4. Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Cratonic lithospheric mantle: is anything subducted // *Episodes*. 2007. V. 30. P. 43–53.
5. Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Afonso J.C., Bregg G.C. The composition and evolution of lithospheric mantle: a Re-evaluation and its tectonic implications // *Journal of Petrology*. 2009. V.50, N. 7. P. 1185–1204
6. Kelemen P.B., Hart S.R., Bernstein, S. Silica enrichment in the continental upper mantle via melt/rock reaction // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 164. P. 397–406
7. Walter M.J. Melting residues of fertile peridotite and the origin of cratonic lithosphere. In: Fei, Y., Bertka, M., Mysen, B.O. (Eds.). *Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation* // The Geochemical Society, Spec. Publ. Houston: TX. 1999. P. 225–240.
8. Zedgenizov D.A., Ragozin A.L. Chloride-carbonate fluid in diamonds from the eclogite xenolith // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V.415, №6. P.961–964.

# МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД С РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ ИЗ ОТВАЛОВ «ЛЮПИККО-1» «БЕКК» И «ГЕРБЕРТЦ-1» (ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО РАЙОНА)

Воробей С.С.<sup>1,3</sup>, Коньшев А.А.<sup>1,2,3</sup>, Сидкина Е.С.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, д. 19, Москва, 119991 Россия; ratesonchic77@mail.ru*

<sup>2</sup> *Институт Геологии, Карельский научный центр РАН, ул. Пушкинская, д. 11, Петрозаводск, 185910 Россия*

<sup>3</sup> *Геологический институт РАН, Пыжжевский пер, 7, стр.1, 119017 Москва*

В настоящей работе рассматриваются минералогические породы Питкярантского рудного района (Республика Карелия) на основе изучения нескольких образцов, отобранных в ходе полевых работ на заброшенных техногенных объектах «Люпикко-1», «Бекк» (Рис. 1), «Гербертц-1» а также сравнения их с уже известными литературными данными. В конце XIX – начале XX века в Питкярантском районе активно велась разработка магнетитовой руды [Булах и Франк-Каменецкий, 1961; Trüstedt, 1907]. Мощность рудных тел как правило была небольшой, и добыча руды велась непродолжительное время. Данное исследование является частью комплексного изучения поведения химических элементов в системе вода-порода на рудных объектах Северного Приладожья в условиях зоны гипергенеза. В фокусе внимания исследования – тяжелые металлы и другие потенциально токсичные химические элементы. Одним из важнейших аспектов работы является исследование источников этих элементов. Поэтому целью настоящего исследования является получение новых данных о минеральном составе пород, химическом составе отдельных фаз. Всего было изучено 10 образцов, отобранных в ходе полевых работ 2020-2022 годов. Минеральный состав пород определялся с помощью современных аналитических методов исследований: при помощи оптического микроскопа (Carl Zeiss) и Olympus BX51, с использованием сканирующей электронной микроскопии TESCAN MIRA в ГЕОХИ РАН.

Главный рудный минерал на отвалах «Люпикко – 1» – *магнетит* (Рис. 1). Совместно с магнетитом в руде отмечается сфалерит, флюорит, халькопирит, пирит, касситерит и галенит [Шеков, 2014; Булах и Франк-Каменецкий, 1961; Иващенко и др., 2011]. Основными породами в которых находятся изученные минералы, это скарны и апоскарновые грейзены. Следует отметить, что практически по всем породам, а в особенности по магнезиальным скарнам, развиваются минералы группы серпентина и хлорита, карбонаты Ca и Mg, флюорит. Широко распространенными минералами в данной районе является шеелит, сульфиды, а именно это: пирротин, халькопирит и сфалерит, в меньших количествах присутствует пирит, кубанит, лёллингит, галенит, молибденит. В грейзенах встречается самородный висмут, теллуриды Bi, Pb, Ag и Au, члены ряда Au-Ag минералов [Пеков и др., 2008].

Породы рудника «Бекк» [Пеков и др., 2008] скарнированы, магнетит представлен псевдоморфозами по гематиту (мушкетовит). Также распространены сфалерит, кварц и флюорит (Рис. 2), они содержатся в рудных телах неправильной формы и гнездах. Гранитогайсы в лежачем боку глубоко изменены на глубину до нескольких десятков см. Это изменение выражается в обогащении хлоритовым агрегатом, развивающимся по полевым шпатам, появляется флогопит совместно с небольшим количеством флюорита.



Рисунок 1. Фото разведочной шахты «Бекк»: а-б) западная шахта; в-г) восточная шахта. Фото Е.С. Сидкиной.

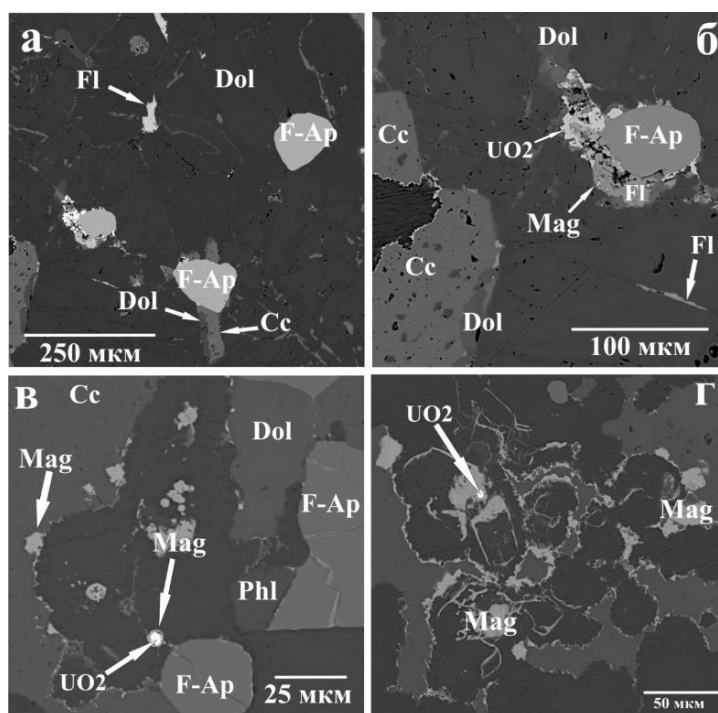


Рисунок 2. Минеральные фазы: а – включения зерен фтор-апатита и флюорита в серпентиновой матрице; б – каймы магнетит-флюорит-карбонатного состава вокруг фтор-апатита; в – тонкие каймы магнетита вокруг зерен урана; г – магнетит с редкими включениями зерен урана. Условные обозначения минералов: Fl – флюорит; Dol – доломит; F-Ap – фтор-апатит; Cc- кальцит; Mag – магнетит; Phl – флогопит. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

Рудник «Герберц-1» состоит из двух вертикальных шахтных стволов («западного» и «восточного»). Первые 10-15 м стволы шахт идут по рыхлым (песчано-глинистым) четвертичным отложениям, а далее – по слюдистым сланцам, ниже которых вскрывается крутопадающая рудная залежь мощностью 0.5-1.5 м в серпентинизированных скарнах Питкярантской свиты [Trüstedt, 1907]. Эти скарны имеют сложный состав, помимо магнетита, в них содержится: сфалерит, халькопирит, гематит, флюорит, кальцит, диопсид, везувиан, хлорит, гранат и другие минералы [Волошин и Пахомовский, 1988].

В результате изучения минералов оптической и сканирующей электронной микроскопии были идентифицированы высокие концентрации Fe, Zn, Ni, Co, Sr, Cd, U и РЗЭ в следующих минеральных фазах: магнетит, сфалерит, пирит, халькопирит, и др. Проведенные исследования показали, что породы отвалов шахт «Люпикко-1», «Бекк», «Герберц-1» схожи по минеральному и химическому составу, что согласуется с ранее полученными данными других авторов [Булах и Франк-Каменецкий, 1961; Иващенко и др., 2011; Нефедов, 1967].

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №22-77-10011.*

*Литература:*

1. Булах А.Г., Франк-Каменецкий В.А. Геологическая экскурсия в окрестности Питкяранты. Петрозаводск: Госкарелиздат, 1961. 105 с.
2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. О стокезите из гранитных пегматитов Кольского п-ова и скарноидов Карелии (Питкяранта) // Тр. Минералогического музея. Вып. 35. Новые данные о минералах СССР. М.: Наука, 1988. - С. 36–39.
3. Дорога горных промыслов / Ответственный редактор В. А. Шеков. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2014. - 362 с.
4. Иващенко В.И., Валкама М., Сундблад К., Голубев А. И., Алексеев В. Ю. Новые данные по минералогии и металлогении Питкярантского рудного района // ДАН - 2011. - Т. 440, № 2. - С. 229–233
5. Нефедов Е.И. Берборит, новый минерал // Доклады АН СССР. Серия геологическая. - 1967. - № 174. - С. 189–192.
6. Пеков И.В., Власов Е.А., Герасимова Е.И. Питкярантская учебная минералогическая практика. М., 2008 - 60 с.
7. Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See// Bull. la Comm. Géologique Finlande. - 1907. - V. 19. - P. 243-244 (in German).

# ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНА И МЕЛИЛИТА В МЕЛИЛИТ-НЕФЕЛИНОВЫХ ПАРАЛАВАХ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ

Глушкова В.Е.<sup>1</sup>, Перетяжко И.С.<sup>1</sup>, Савина Е.А.<sup>1</sup>, Хромова Е.А.<sup>2</sup>

1 – Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; [glushkova@igc.irk.ru](mailto:glushkova@igc.irk.ru)

2 – Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ

Недавно открытые на территории Монголии пирометаморфические комплексы – Нилгинский и Хамарин-Хурал-Хид [Peretyazhko et al., 2017; Перетяжко и др., 2018; Савина и др., 2020] – сложены породами, которые образовались во время многократных природных буроугольных пожаров в осадочных толщах. В результате частичного или полного плавления пелитовых и карбонатно-силикатных осадочных пород формировались клинкеры и паралавы с различными минеральными ассоциациями. Породообразующие минералы наиболее распространенной в пределах комплексов мелилит-нефелиновой паралавы представлены фенокристами основного плагиоклаза, клинопироксена и мелилита, интерстиции между которыми заполняет нефелин (Нилгинский комплекс) или Са-содержащий минерал группы нефелина – давидсмитит (Хамарин-Хурал-Хид) ± алюмосиликатное стекло с включениями минералов группы оливина, К-Ва полевых шпатов (цельзиана, гиалофана, Ва-содержащего ортоклаза), шпинели, рёнита-куратита, пирротина и других редких минералов.

Клинопироксен в мелилит-нефелиновых паралавах имеет состав обогащенного Al диоксида-геденбергита (мол.%): 22 – 45 *Wo*, 3 – 38 *En*, 3 – 33 *Fs*, 9 – 42 *Ks* (кушироит,  $\text{CaAlAlSiO}_6$ ) и 23 – 41 *Wo*, 0 – 49 *En*, 0 – 55 *Fs*, 4 – 49 *Ks* (Табл. ан. 1 – 4). Центральные зоны фенокристов обогащены Mg (Mg#,  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) = 0.5 - 0.8$ ) и Al<sub>VI</sub> до 0.25 к. ф., что приводит к смещению точек состава клинопироксена на классификационной диаграмме *Wo* – *En* – *Fs* выше полей диоксида и геденбергита, а на диаграмме  $(\text{Si} + \text{Ti})^{4+} - \text{Al}^{3+}$  количество Al достигает 0.8 к.ф. (Рис. а, б). От центра к краю фенокристов снижается содержание Al, Mg и возрастает Fe.

Составы мелилита рассчитаны масс-балансовым методом в программе CRYSTAL [Перетяжко, 1996] на пять миналов: *Ak*, акерманит  $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ ; *Aak*, алюмоакерманит  $\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$ ; *Gh*, геленит  $\text{Ca}_2\text{AlAlSiO}_7$ ; *Fe2-Ak*,  $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$  и *Fe3-Ak*,  $\text{CaNaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_7$ . Мелилит характеризуется значительными вариациями содержаний миналов (мол.%): 4 – 92 *Gh*, 13 – 58 *Ak*, 0 – 54 *Aak*, 0 – 34 *Fe2-Ak*, 0 – 21 *Fe3-Ak* и 0 – 80 *Gh*, 10 – 83 *Ak*, 0 – 45 *Aak*, 0 – 44 *Fe2-Ak*, 0 – 23 *Fe3-Ak*, соответственно, в паралах комплексов Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского (Табл., ан. 5-8, рис., в). Количество миналов *Gh* и *Fe2-Ak* в фенокристах изменяются от 15 – 47 и 4 – 20 в центральных до 8 – 15 и 17 – 36 мол.% в краевых зонах (Табл. ан. 6, 7). В реликтах ксенолитов мергелистого известняка находится геленит (43 – 92 мол.% *Gh*) в ассоциации с монтichelлитом-кирштейнитом, перовскитом, кальцитом, обогащенными Al шпинелью и диопсидом (Табл. ан. 8).

Хорошо проявленные тренды изменения состава мелилита и клинопироксена, направленные от центра к краевым зонам фенокристов при значительном снижении их глиноземистости, а также наличие реликтов ксенолитов мергелистого известняка с геленитом отличают породообразующие минеральные ассоциации монгольских паралав от таковых из других пирометаморфических комплексов.

Минеральная ассоциация геленита и обогащенного Al клинопироксена в мергелистом известняке образовалась на стадии высокотемпературного и низкобарического метаморфизма [Савина и др., 2020; Peretyazhko et al., 2021]. Повышение температуры осадочной толщи во время подземных угольных пожаров происходило при относительно высоком парциальном давлении  $\text{CO}_2$  в уникальных *P-T* условиях, препятствующих

разложению кальцита. Предполагается, что в результате инконгруэнтного плавления термически метаморфизованного мергелистого известняка при  $T > 1100$  °С плавился К-На полевой шпат, а при  $T > 1250$  °С – кальцит, мелилит, клинопироксен и другие тугоплавкие минералы, что привело к образованию несмесимых расплавов – карбонатного ( $\text{CaCO}_3 + \text{CaO}$  или кальцитового) и нескольких силикатных с большими вариациями состава [Peretyazhko et al., 2021]. После слияния силикатных расплавов образовался недосыщенный по кремнезему и обогащенный Са расплав, из которого формировались мелилит-нефелиновые паралавы. В локальных областях таких паралав сохранились зерна обогащенного Al диопсида и геленита, которые обрастали железистым акерманитом-алюмоакерманитом, формируя зональные фенокристы, а также реликты ксенолитов мергелистого известняка.

**Таблица.** Средние составы и кристаллохимические формулы клинопироксена и мелилита.

Компоненты	Клинопироксен				Мелилит			
	1425		1128		1410	1419		1234
	1(4)	2(4)	3(16)	4(19)	5 (7)	6(12)	7(9)	8(4)
SiO <sub>2</sub>	42.49	43.64	42.34	42.42	42.81	39.17	41.78	30.84
TiO <sub>2</sub>	2.64	2.40	1.78	1.64	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.34	6.90	13.27	12.37	8.59	14.41	9.60	20.64
FeO	2.31	10.86	4.72	8.33	1.92	1.28	5.12	0.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.61	10.01	3.91	4.09	0.71	1.48	2.16	2.20
MnO	0.20	0.58	-	0.27	0.06	-	0.35	0.13
MgO	7.96	3.67	9.19	7.21	6.98	5.33	4.25	5.31
CaO	23.62	22.93	24.20	23.85	34.90	35.97	33.80	40.37
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	3.94	3.61	4.30	0.39
Сумма	99.15	100.99	99.41	100.16	99.82	101.11	101.17	100.49
	Формульные коэффициенты							
Ca	0.97	0.96	0.98	0.97	1.69	1.72	1.64	1.98
Na					0.35	0.31	0.38	0.03
Fe <sup>2+</sup>	0.07	0.35	0.15	0.27	0.07	0.05	0.19	0.03
Fe <sup>3+</sup>	0.28	0.29	0.11	0.12	0.02	0.05	0.07	0.08
Mn	0.01	0.02		0.01			0.01	0.01
Mg	0.45	0.21	0.52	0.41	0.47	0.36	0.29	0.36
Al <sub>VI</sub>	0.09	0.02	0.19	0.17	0.39	0.51	0.41	0.52
Ti	0.08	0.07	0.05	0.05				
Сумма	1.93	1.92	2.00	2.00	2.99	3.00	3.00	3.01
Si	1.62	1.70	1.60	1.62	1.94	1.75	1.90	1.41
Al <sub>IV</sub>	0.38	0.30	0.40	0.38	0.06	0.25	0.10	0.59
Сумма	3.93	3.92	4.00	4.00	4.99	5.00	5.00	5.01
O	6	6	6	6	7	7	7	7
Mg#	0.56	0.25	0.67	0.52	0.83	0.78	0.52	0.77
Wo, CaSiO <sub>3</sub>	34.81	38.47	32.24	32.97				
En, Mg <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	22.18	10.59	24.73	19.46				
Fs, Fe <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	17.01	32.29	11.86	18.11				
Ks, CaAlAlSiO <sub>6</sub>	26.00	18.64	31.17	29.46				
Ak, Ca <sub>2</sub> MgSiO <sub>7</sub>					49.20	37.37	30.41	36.13
Aak, CaNaAlSi <sub>2</sub> O <sub>7</sub>					30.73	24.78	29.49	0.00
Gh, Ca <sub>2</sub> AlAlSiO <sub>7</sub>					7.75	25.81	11.16	56.29
Fe2-Ak, Ca <sub>2</sub> Fe <sub>2</sub> +Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub>					9.44	6.62	21.09	3.21
Fe3-Ak, CaNaFe <sup>3+</sup> Si <sub>2</sub> O <sub>7</sub>					2.89	5.42	7.85	4.36

Номера образцов имеют префикс “MN-”. После порядкового номера в скобках – количество СЭМ ЭДС анализов. Концентрации элементов в оксидах – мас.%, миналов – в мол.%. Прочерк – ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС. Mg# =  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ . 1, 2, 5-7 – Хамарин-Хурал-Хид; 3, 4, 8 – Нилгинский комплекс.

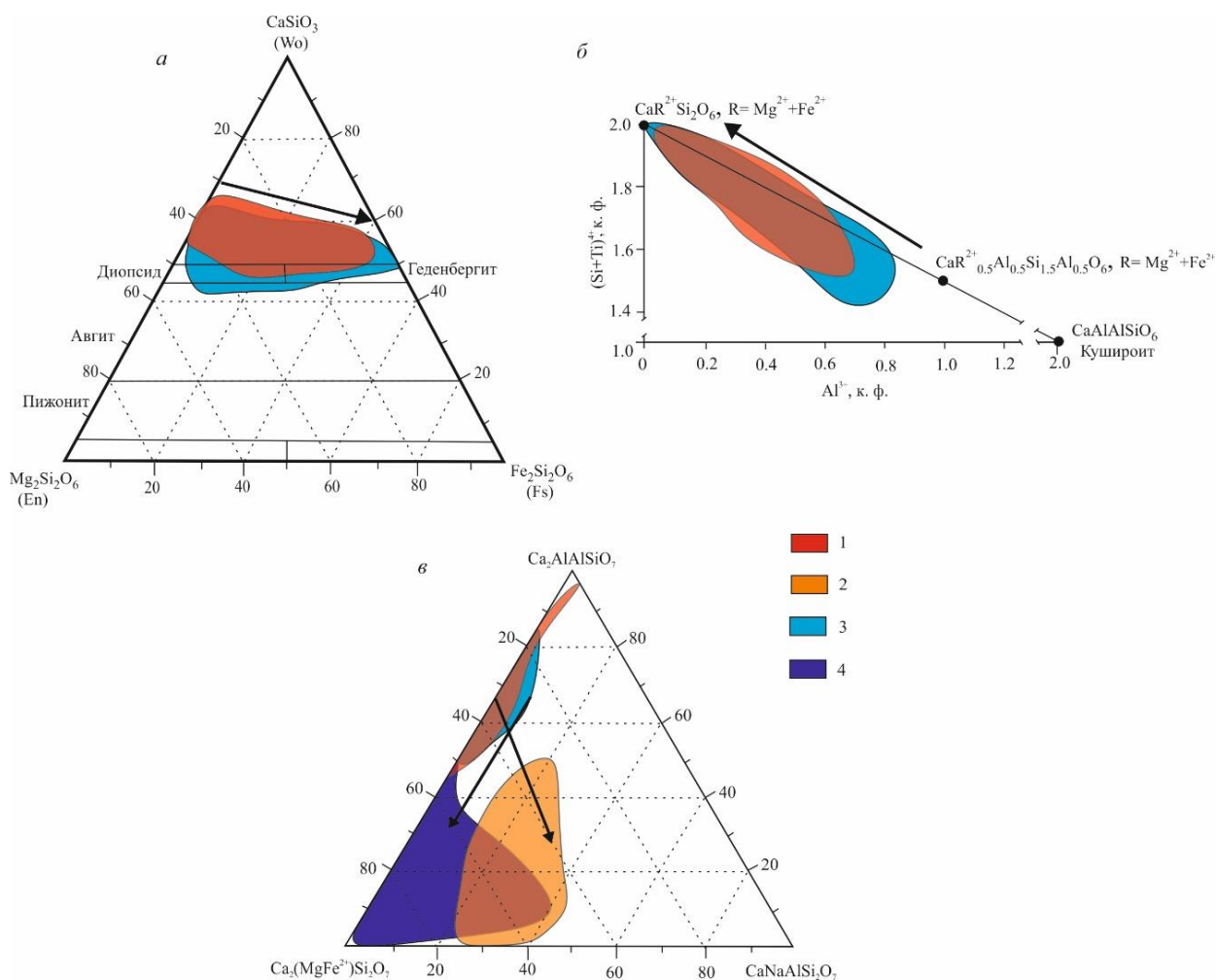


Рисунок 1. Эволюция состава клинопироксена и мелилита.

(а) Классификационная диаграмма  $Wo - En - Fs$ . (б) Эволюция состава клинопироксена на диаграмме  $(\text{Si} + \text{Ti})^{4+} - \text{Al}^{3+}$ . (в) Мелилит из паралав и реликтов ксенолитов осадочных карбонатно-силикатных пород. 1, 3 – клинопироксен и геленит, 2, 4 – мелилит из паралав Хамарин-Хурал-Хида и Нилгинского комплекса, соответственно. Стрелки на диаграммах показывают изменение состава от центральной к краевой зонам фенокристов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ 23-27-00031.

#### Литература:

1. Перетьяжко И.С. CRYSTAL – прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Зап. ВМО. – 1996 – № 3. с. 141–148.
2. Перетьяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А., Карманов Н.С., Иванов А.В. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. – 2018 – Т. 26. – № 2. с.178–210.
3. Савина Е.А., Перетьяжко И.С., Хромова Е.А., Глушкова В.Е. Плавленные породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // Петрология. – 2020 – Т.28. – № 5. с. 482–510.
4. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the rhönite-kuratite series in paralaivas from a new combustion metamorphic complex of Choir-Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages, and formation conditions // Miner. Mag. – 2017 – Vol. 81. N 4. p. 949–974.
5. Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (> 4 MPa) and high-temperature (> 1250°C) incongruent melting of marly limestone: formation of carbonate melt and melilite–nepheline paralaiva in the Khamaryn–Khural–Khiid combustion metamorphic complex, East Mongolia // Contrib. Miner. Petrol. – 2021 – Vol. 176:38.

# ЛИСТЬЯ ТОПОЛЯ КАК ИНДИКАТОР ПРОМЫШЛЕННОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГОРОДА УФА

Гончаров Г.А., Соктоев Б.Р.

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, E-mail:  
gavriil.goncharov@gmail.com, bulatsoktoev@tpu.ru*

Объекты окружающей среды как индикаторы играют важную роль в оценке экологических условий в различных экосистемах. Одной из актуальных проблем в области геоэкологии является поиск, изучение и применение эффективных индикаторов состояния окружающей среды [Алексеев и др., 2013].

Использование листьев тополя в качестве индикаторов загрязнения воздуха является эффективным и надёжным методом мониторинга экологической ситуации, так как они способны накапливать загрязняющие вещества, поступающие из почвы, а также абсорбировать взвешенные частицы из атмосферного воздуха на своей поверхности. Их широкое распространение на урбанизированных территориях, лёгкая доступность к отбору образцов без нарушения жизненных процессов растений делает их перспективными объектами исследований в данной области [Щербатюк, 2013].

Основными работами на территории России за последние 10 лет по данной тематике можно отметить статьи Л.П. Рихванова, Н.В. Барановской, Д.В. Юсупова, в которых представлены результаты изучения более 1,5 тысячи проб из более чем 60 городов РФ и СНГ [Юсупов и др., 2021]. Опубликованные ими данные можно рассматривать как фоновые значения, к которым можно пронормировать данные на урбанизированных территориях [Юсупов, 2022].

Цель данной работы является изучение индикаторных свойств элементного состава листьев тополя на территории города Уфа (Республика Башкортостан), на территории которого сконцентрировано большое количество промышленных предприятий различного профиля, основными из которых являются нефтепереработка, машиностроение, теплоэнергетика.

На территории города Уфа летом 2021 и 2022 гг. были отобраны пробы листьев тополя (всего – 104 пробы). Количественное определение 28 химических элементов осуществлялось методом инструментального нейтронно-активационного анализа ядерно-геохимической лаборатории Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» им. Л.П. Рихванова на исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т ТПУ.

По результатам статистической обработки полученных аналитических данных и их анализа с фоновыми значениями установлено, что на территории города Уфа в пробах золы листьев тополя отмечается тенденция к повышенным концентрациям Та, Вг, As, Са, Rb и Со (Рис. 1).

Кальций является биологически значимым элементом, его содержания в исследуемых образцах отмечается наиболее высокими концентрациями (от 159300 до 274200 мг/кг), он входит в состав клеточных стенок растений и не может рассматриваться нами как элемент, повышенные концентрации которого определяются техногенными источниками.

Однако Та, Вг, As и Со могут служить элементами индикаторами для промышленных предприятий на территории города.



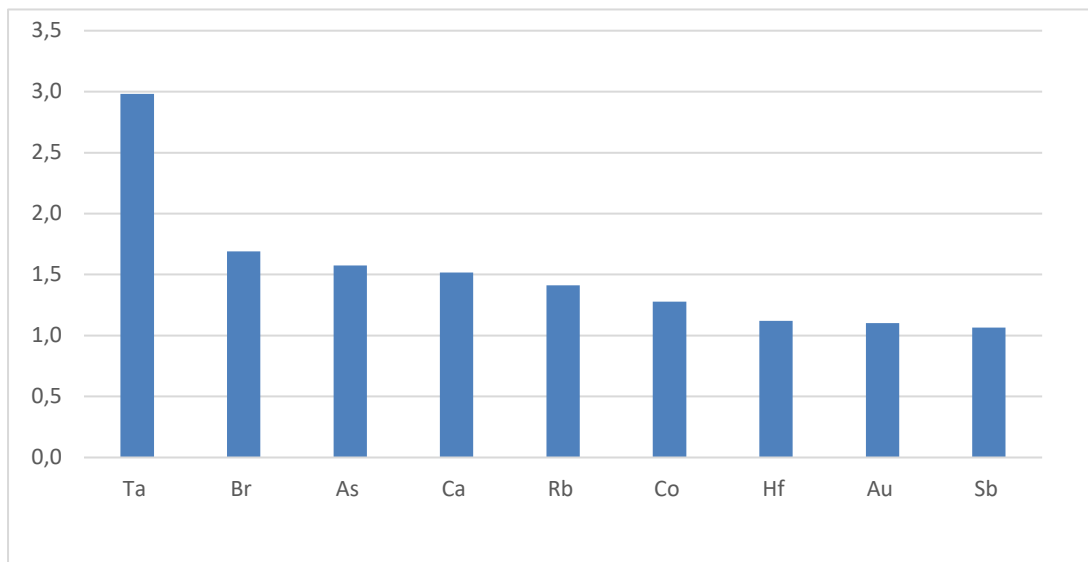


Рис. 1. Коэффициенты концентрации ряда химических элементов в золе листьев тополя на территории г. Уфа (относительно фоновых значений) [Юсупов, 2022]

Кластерный анализ общей выборки (Рис. 2) показал, что ассоциация Та-Со, вероятнее всего, имеет один источник поступления в окружающую среду, а также что существует основной источник поступления Вг и Аs.

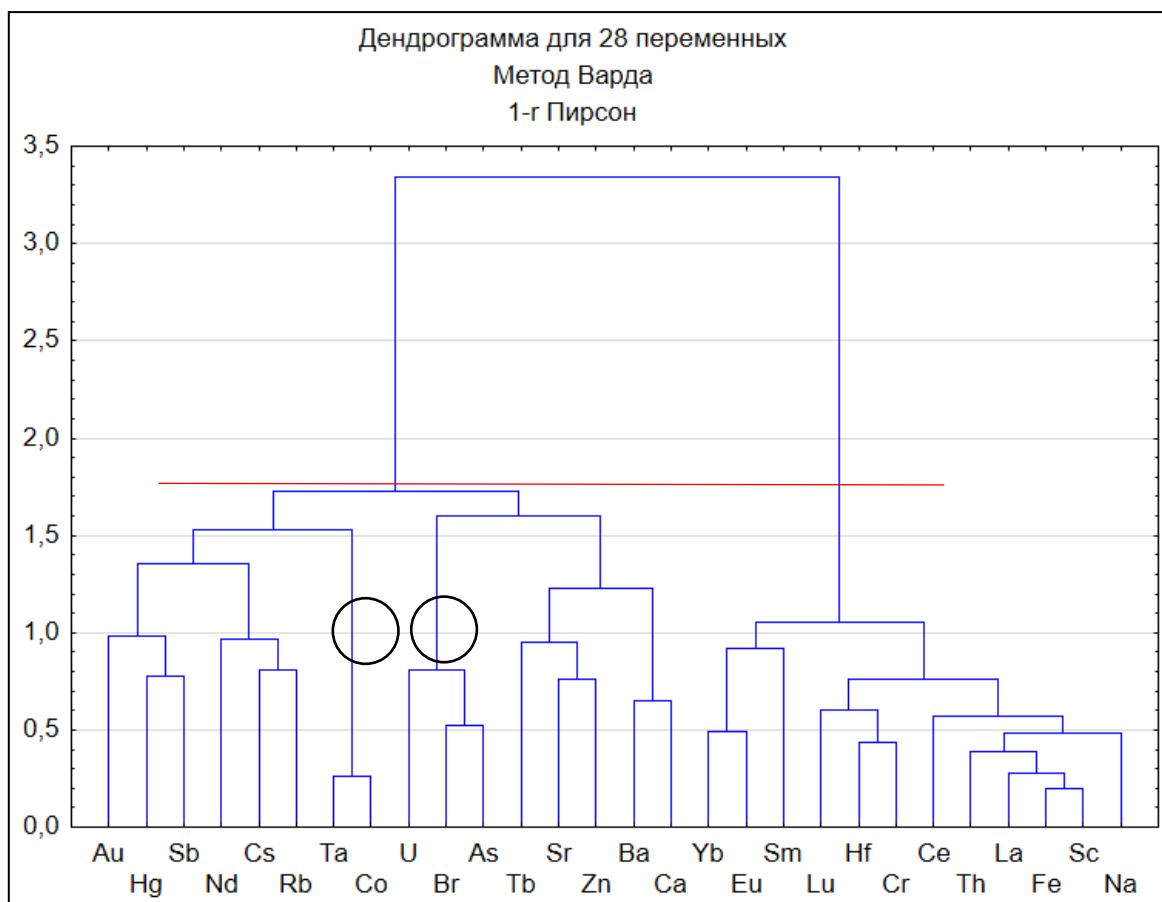


Рис. 2. Дендрограмма корреляционной матрицы геохимического спектра элементов в почвенном покрове на территории г. Уфа.  
(1-Pearson  $r(0,14) = 0,86$ ; объем выборки – 104 пробы)

Кобальт широко используется в производстве высокопрочных сплавов, что делает его незаменимым компонентом во всех металлообрабатывающих процессах. Тантал, в виду своих антикоррозийных качеств и отличных физико-химических свойств также используется на предприятиях, связанных с циклами металлообработки [Астапов и др., 2018].

Бром и мышьяк, вероятнее всего, указывают на химическую и нефтехимическую специализацию города. Бром может использоваться в бромистых соединениях и огнезащитных добавках. Мышьяк используется в качестве катализатора и применяется в производстве многих органических соединений [Коряков и др., 2019].

По результатам данного исследования можно отметить, что листья тополя эффективно применяются в роли индикаторов при оценке эколого-геохимического состояния исследуемой территории. Сопоставление полученных данных с ранее опубликованными исследованиями позволили определить группу элементов (Ta, Co, Br, As) чьи повышенные концентрации характерны для исследуемой урбанизированной территории.

*Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема FSWW-2023-0010)*

*Литература:*

1. Алексеенко В. А., Бузмаков С. А., Панин М. С. Геохимия окружающей среды: учебное пособие для вузов // Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет. – 2013.
2. Астапов, С. Ю., Остриков, В. В., Мишин, М. М., Кузнецов, П. Н., Рожнов, А. Б., Хатунцев, В. В. Металлообрабатывающие станки и инструменты. Учебное пособие // Мичуринский государственный аграрный университет – 2018. – №. 1. – с. 167.
3. Коряков А. Е., Шишкина А. А., Шишкина П. А. Воздействие предприятий металлургической промышленности на почву и пути его снижения // Известия Тульского государственного университета. Технические науки. – 2019. – №. 9. – с. 371-375.
4. Щербатюк А. П. Растения как индикаторы состояния урбанизированных экосистем // Вестник Забайкальского государственного университета. – 2013. – №. 2. – С. 56-60
5. Юсупов Д. В., Рихванов Л. П., Барановская Н. В. Бром в листьях тополя урбанизированных территорий: природные и антропогенные источники поступления // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т. 332. – №. 1. – с. 76-87.
6. Юсупов Д. В. Методология биогеохимической индикации урбанизированных и горнопромышленных территорий на основе анализа древесной растительности: диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук: спец. 1.6. 21 : дис. Томск. – 2022.

# ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАФИЧЕСКИХ ГРАНУЛИТОВ ИЗ КСЕНОЛИТОВ В КИМБЕРЛИТАХ АНАБАРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Григорьева В.М.<sup>1</sup>, Перчук А.Л.<sup>2</sup>, Шацкий В.С.<sup>3</sup>

1 - Геологический факультет МГУ, Москва, griva02@gmail.com;

2 - Геологический факультет МГУ, Москва, alperchuk@gmail.com;

3 - Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск.

Наиболее древние участки континентальной коры расположены в пределах архейских и палеопротерозойских кратонов [Щипанский, 2012]. Породы верхней части коры являются наиболее доступными для изучения, а глубинные ее части исследовать сложнее. Тем не менее, средне- и нижнекоровые породы являются важными для понимания образования и эволюции континентальной коры.

Ксенолиты коровых гранулитов, вынесенные на поверхность кимберлитовыми магмами, являются надежным источником информации о континентальной коре [Rudnick, 1992]. В данной работе объектом исследования являются три образца ксенолитов мафических гранулитов из малоизученных кимберлитовых трубок Комсомольская, Юбилейная и Новинка, расположенных в Анабарской провинции Сибирского кратона. Целью работы является восстановление термодинамических условий образования гранулитов методами геотермобарометрии и моделирования фазовых равновесий в программе *Perple\_X*.

Гранулит из трубки Комсомольская состоит из клинопироксена (40 объемн. %), граната (35%), плагиоклаза (20%), амфибола (5%); акцессорные минералы - ильменит и рутил (менее 1%); вторичные – хлорит, КПШ.

Гранулит из трубки Юбилейная состоит из плагиоклаза (40%), клинопироксена (25%), граната (20%), ортопироксена (10%); акцессорные минералы - амфибол (1-2%) и ильменит (2%); вторичные – хлорит, КПШ.

Гранулит из трубки Новинка состоит из плагиоклаза (60%), клинопироксена (15%), ортопироксена (10%), граната (7%); акцессорные минералы - ильменит, магнетит, титаномагнетит (до 3%), апатит (до 2%), кварц, рутил и циркон (менее 1%); вторичные – амфибол, биотит, хлорит, КПШ.

Составы *гранатов*: Alm<sub>48-55</sub>, Prp<sub>28-33</sub>, Grs<sub>17-19</sub> (тр. Комсомольская); Alm<sub>52-58</sub>, Prp<sub>24-30</sub>, Grs<sub>16-18</sub> (тр. Юбилейная); Alm<sub>53-58</sub>, Prp<sub>24-29</sub>, Grs<sub>17-19</sub> (тр. Новинка). Составы *клинопироксенов*: Di<sub>71-78</sub> Jd<sub>1-5</sub> Aeg<sub>1-6</sub> CaTs<sub>9-14</sub> (тр. Комсомольская); Di<sub>68-76</sub>, Jd<sub>1-6</sub> Aeg<sub>6-12</sub> CaTs<sub>7-12</sub> (тр. Юбилейная); Di<sub>77-85</sub>, Jd<sub>1-5</sub> Aeg<sub>1-6</sub> CaTs<sub>1-6</sub> Ess<sub>3-13</sub> (тр. Новинка). Составы *ортопироксенов*: En<sub>60-69</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1-3 масс.% (тр. Юбилейная); En<sub>62-66</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1.5-2 масс.% (тр. Новинка). Составы *плагиоклазов* соответствуют андезину в образцах из трубок Комсомольская и Новинка и олигоклазу в образце из трубки Юбилейная. Составы *амфиболов* во всех образцах соответствуют паргаситу по [Leake et al. 1997].

С использованием микрозондовых анализов минералов методом термобарометрии в программе *PTQuick* были восстановлены P-T условия метаморфизма гранулитов. Применялись Grt-Cpx [Ai, 1994; Krogh, 1988], Grt-Opx [Harley, 1984; Лаврентьева, Перчук, 1990] и Cpx-Opx [Bertrand, Mercier, 1985; Wells, 1977] геотермометры, а также Grt-Opx [Harley, 1984] и Grt-Cpx-Pl-Q [Eckert et al, 1991] геобарометры. На рис. 1 показаны результаты термо- и барометрии для средних значений анализов краевых частей минералов.

Для гранулита из трубки Комсомольская применялся Grt-Cpx термометр и Grt-Cpx-Pl-Q барометр. Температурный интервал соответствует 640-710°C при давлении от 8,2 до 10,2 кбар, диапазон P-T параметров указывает на образование образца в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Для образцов из трубок Юбилейная и Новинка было возможно использование ортопироксен-содержащих термометров и барометров, в результате для данных пород установлено по два поля Р-Т условий, которые определяются разницей в температурных оценках гранат-содержащих термометров и двупироксенового термометра. Наличие двух температурных полей указывает на регрессивный тренд метаморфизма: 1) от  $T = 790^{\circ}$ - $890^{\circ}$  при  $P = 6.3$ - $11.4$  кбар до  $T = 520^{\circ}$ - $610^{\circ}$  при  $P = 6.8$ - $9$  кбар для образца из тр. Юбилейная; 2) от  $T = 800^{\circ}$ - $880^{\circ}$  при  $P = 6.1$ - $9.7$  кбар до  $T = 530^{\circ}$ - $650^{\circ}$  при  $P = 6.8$ - $8.1$  кбар для образца из тр. Новинка.

На рис. 1 представлены литературные данные термобарометрии для гранулитов из трубок Комсомольская, Юбилейная и Новинка [Jin et al., 2021; Shatsky et al., 2016; Shatsky et al., 2022]. В предыдущих исследованиях для коровых ксенолитов восстановлены данные лишь для одного из этапов эволюции пород. Таким образом, регрессивный тренд метаморфизма для ксенолитов Сибирского кратона установлен впервые. Определенные в данной работе Р-Т интервалы отражают переход пород из условий низов гранулитовой фации в условия низов амфиболитовой фации, иллюстрируя основную гипотезу образования ниже- и среднекоровых гранулитов в результате субизобарического остывания магм основного состава на больших глубинах [Perchuk et al, 2021].

Методом моделирования фазовых равновесий в программе *Perple\_X* были установлены узкие интервалы Р-Т условий образования пород, которые хорошо коррелируют с данными термобарометрии: 1)  $730^{\circ}\text{C}$  и  $9.3$  кбар (тр. Комсомольская); 2)  $540^{\circ}\text{C}$  и  $7.6$  кбар (тр. Юбилейная); 3)  $530^{\circ}\text{C}$  и  $7.2$  кбар (тр. Новинка). В связи с особенностями изученных пород (развитие вторичных изменений, неравномерность распределения минералов и др.), данный метод является наиболее надежным для восстановления условий их образования.

В результате моделирования также определена фугитивность кислорода для гранулитов со значительным содержанием  $\text{Fe}^{3+}$  в клинопироксенах: 1)  $\lg f_{\text{O}_2} = -19.4$  для образца из тр. Юбилейная; 2)  $\lg f_{\text{O}_2} = -19.3$  для образца из тр. Новинка. Стоит отметить, что вопрос фугитивности кислорода для коровых пород является малоизученным и ранее не поднимался для гранулитов из указанных трубок.

#### *Литература:*

1. Лаврентьева И. В., Перчук Л. Л. Ортопироксен-гранатовый термометр: эксперимент и теоретическая обработка банка данных // Доклады АН СССР. – 1990 – Т. 310. - № 1. – с. 179.
2. Щипанский А.А. Субдукционная геодинамика в архее и формирование алмазоносных литосферных килей и ранней континентальной коры кратонов // Геотектоника. – 2012 – №2. – с. 42-64.
3. Ai, Y. A revision of the garnet-clinopyroxene  $\text{Fe}^{2+}$ - $\text{Mg}$  exchange geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1994. – V. 115. - №4. – p. 467-473.
4. Bertrand P., Mercier J. C. C. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? // Earth and Planetary Science Letters. – 1985 – V. 76. - № 1-2. – p. 109-122.
5. Eckert, J.O. et al. The  $\Delta H$  of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in the CMAS system by solution calorimetry // American Mineralogist. – 1991 – V. 76. – p. 148-160.
6. Harley, S. L. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1984 – V. 86. - №4. – p. 359-373.
7. Jin T. et al. Water content and deformation of the lower crust beneath the Siberian Craton: evidence from granulite xenoliths // The Journal of Geology. – 2021 – V. 129. - № 5. – p. 475-498.
8. Krogh E. J. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer — a reinterpretation of existing experimental data // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1988 – V. 99. – p. 44-48.
9. Leake, B. E. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names // Mineralogical magazine. – 1997 – V. 61. - №405. – p. 295-310.
10. Perchuk A.L. et al. Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // Precamb. Res. – 2021 – V. 357. – p. 106122.
11. Rudnick, R. L. Xenoliths—samples of the lower continental crust // Continental lower crust. – 1992 – V. 23. – p. 269-316.

12. Shatsky, V. S. et al. Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research*. – 2016 – V. 282. – p. 1-20.
13. Shatsky V. S. et al. Features of the Structures and Evolution of the Lower Part of the Continental Crust of the Yakutian Diamondiferous Province within the Upper Muna Kimberlite Field // *Doklady Earth Sciences* – 2022 –V. 507. - №. Suppl 3. – p. S365-S374.
14. Wells, P.R.A. Pyroxene Thermometry in Sample and Complex System // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1977 – V. 62. – p. 129-139.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФТОРА В ВОДЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ

Гуляев И.М.<sup>1,2</sup>, Гребенщикова В.И.<sup>2</sup>

1 - Иркутский государственный университет, Иркутск; E-mail: fsxv.svsvs@mail.ru

2 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; E-mail: vgreb@igc.irk.ru

Фтор, присутствующий в природной воде, относится к биогенным элементам и имеет важное значение для здоровья человека и биоты. Избыток или недостаток F в воде и соответственно в живом организме отражается в различных негативных заболеваниях [Ефимова и др., 2022; Жмакин и др., 2020 и др.]. Средняя концентрация F в речных водах мира составляет 0,09 мг/л [Добровольский, 1983].

Большая часть территории Прибайкалья относится к биогеохимической провинции с дефицитом F в поверхностных водах [Ломоносов, 1974; Ломоносов, Покатилов, 1986 и др.]. В пределах Южного Прибайкалья и Забайкалья средняя концентрация F в природных водах составляет 0,2 мг/л [Гребенщикова и др., 2008]. По природным источникам поступления F в поверхностные воды территорию Прибайкалья можно разделить на две части – западную, включающую южную часть Сибирской платформы, и восточную, представленную горными сооружениями, обрамляющими оз. Байкал (Забайкалье).

Чехол Сибирской платформы сложен соленосными осадочно-терригенными отложениями фанерозойского возраста, не содержащими фтористой минерализации. Поверхностные воды здесь обеднены F (рис. 1). В то же время Забайкалье характеризуется широким развитием гранитоидов с повышенным содержанием F и присутствием фторсодержащих рудопроявлений. Содержание F в поверхностных водах здесь соответствует предельно допустимым концентрациям для питьевых вод (ПДК – 0,7-1,5 мг/л), но чаще ниже этих значений и составляет 0,2-0,3 мг/л.

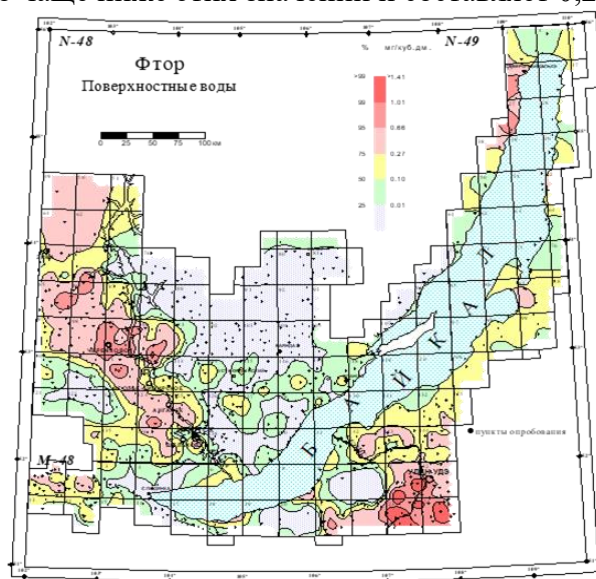


Рис. 1. Распределение концентраций фтора в поверхностных водах Байкальского региона [Гребенщикова и др., 2008].

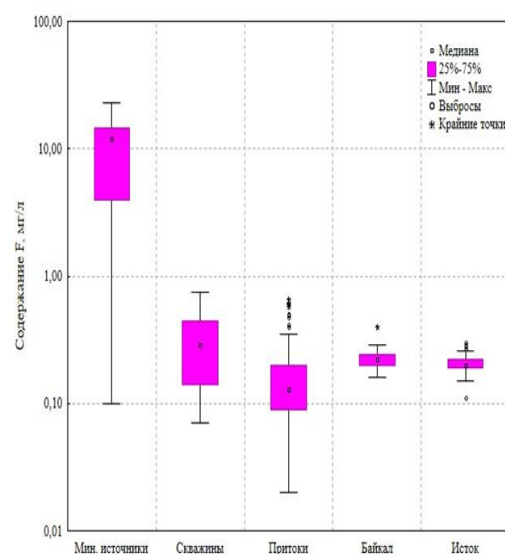


Рис. 2. Диаграмма распределения концентраций F в сопряженных водных компонентах Байкальской экосистемы.

Рассмотрим распределение F в воде сопряженных компонентов Байкальской экосистемы – минеральные источники, скважины, притоки, Байкал, исток Ангары. Отбор воды и анализ проводился в 1998-2022 гг. Определение концентраций F в воде выполнено потенциометрическим методом в ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» ИГХ СО РАН [Скузоватов и др., 2022].

**Минеральные источники.** На берегах Байкала отмечается значительное количество холодных и горячих минеральных источников, часто с повышенной (иногда в 100 раз) концентрацией F относительно средних значений в речной воде Байкальского региона. Информация по содержанию F в 13 горячих источниках (32 определения фтора в разное время года) (по авторским и литературным данным [Ломоносов, 1974; Плюснин и др., 2013; Sklyarov et al., 2015 и др.]) вблизи Байкала показала изменения его концентрации от более 20 до 2 мг/л, а в холодных источниках  $\leq 0,2$  мг/л (рис. 2).

Примером горячих источников с высокой концентрацией F являются Котельниковский, Змеиный и др. Источники с более низкой концентрацией (2-3,5 мг/л) – Горячинск, Фролиха, Хакусы и др. Повышенные концентрации F в горячих минеральных источниках фиксируют их связь с более глубинными флюидно-гидротермальными системами Байкальской рифтовой зоны [Ломоносов, 1974; Шпейзер, 2010 и др.]. Поскольку в горячих источниках часто отмечаются и рудные элементы, то Е.В. Складов [Sklyarov et al., 2015] предполагал, что некоторые термальные источники могут быть «природными загрязнителями» редкими и рудными элементами для воды Байкала.

**Подземная вода (скважины).** Анализ подземных вод вокруг Байкала изучен в 17 скважинах. Выполнено 22 анализа на определение F. Подземная вода из скважин имеет менее высокие концентрации F, чем вода горячих минеральных источников, но иногда достигает нормальных значений ПДК – 0,75 мг/л (на острове Ольхон, пос. Еланцы и др.) и является полезной для человека. Содержание F обусловлено его повышенными содержаниями в палеопротерозойских гранитоидных породах, распространенных на западном берегу Байкала и острове Ольхон [Байкаловедение., 2012; Sklyrova et al., 2017].

**Притоки Байкала.** Химический состав воды 35-40 устьев притоков вокруг Байкала исследовался с 2007 по 2022 гг. в разное время года. Вода притоков заметно различается по концентрациям F, что обусловлено влиянием различных по составу дренируемых коренных пород. Соответственно геологической карте Байкала повышенные содержания F (0,3-0,65 мг/л) отмечаются в устьях тех крупных притоков, которые дренируют разновозрастные гранитоидные породы – р. Рель, р. Анга, Верхняя Ангара, р. Бугульдейка, р. Кучелга, р. Усть-Баргузин и некоторые другие. В истоке р. Селенги содержание F может достигать 0,6 мг/л, что обусловлено антропогенным фактором за счет промышленных объектов на ее берегах. В большинстве притоков в юго-восточной части Байкала (р. Снежная, Хара-Мурин, Слюдянка и др.) концентрации F низкие – 0,05-0,1 мг/л. Эти притоки дренируют метаморфизованные породы Хамар-Дабана (мрамора, кварциты и др.). В ю-з части Байкала концентрации в воде притоков возрастают до 0,2 мг/л, как в самом Байкале. Здесь реками дренируются породы архейского комплекса (гнейсы и др.).

**Вода Байкала.** Выполнено 118 анализов воды на определение концентраций F. В глубинной и поверхностной воде оз. Байкал содержание фтора не превышает 0,2-0,3 мг/л. Заметных изменений содержаний F от поверхности озера на глубину 1640 м в разное время года в течение 2018-2022 гг. не отмечено. Максимальное содержание F – 0,4 мг/л установлено в поверхностной воде в центральной котловине Байкала только 1 раз – напротив устья р. Селенги, в которой концентрации F часто достигают повышенных значений F относительно других притоков Байкала.

**Вода истока р. Ангары.** За 1998-2022 гг. в мониторинговом ежемесячном опробовании истока Ангары получены результаты анализа на F по 488 пробам воды (рис. 3). Установлено, что концентрации F в воде истока низкие от 0,11 мг/л, максимум редко достигает 0,3 мг/л, среднее и медиана одинаковы – 0,2 мг/л, т.е. концентрация F в 5-10 раз ниже, чем ПДК для питьевых вод – 0,7-1,5 мг/л. За рассмотренный период повышенные значения F в воде истока отмечались в 1998-2003 гг. Затем до 2017 г. наблюдается заметное уменьшение его концентраций. В последние 2017-2022 годы среднегодовые значения в истоке Ангары вновь незначительно увеличиваются до 0,22-0,25 мг/л (рис. 3).

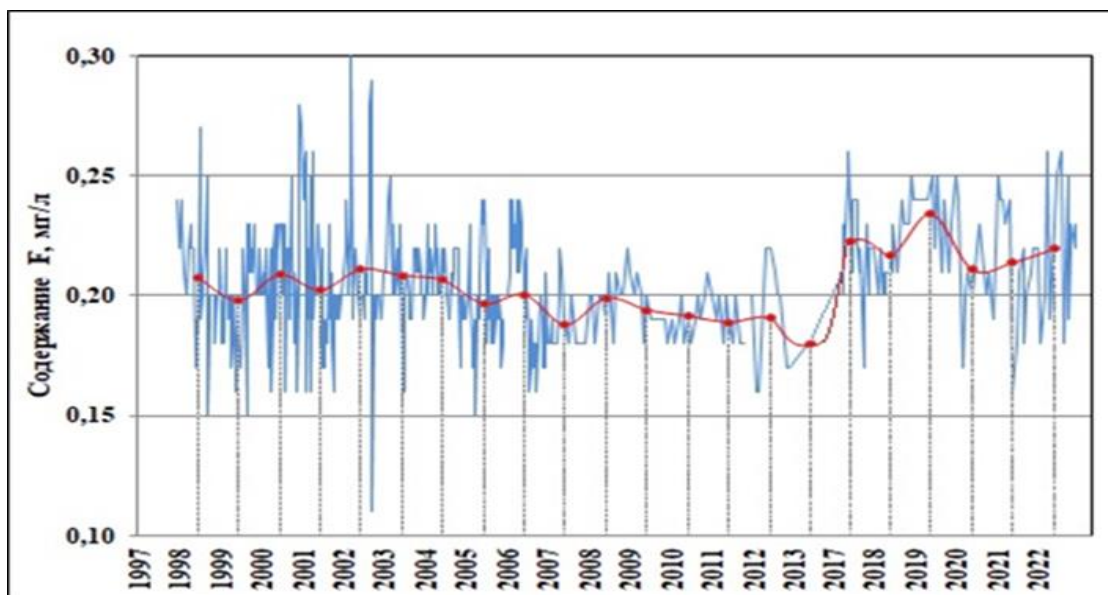


Рис. 3. Ежемесячные (синий) и среднегодовые концентрации (красный) F в воде истока Ангары в 1998-2022 гг.

Таким образом, F в воде Байкальской экосистемы распределен по-разному в разных компонентах. В воде Байкала и истока Ангары его концентрация ниже ПДК питьевых вод. В воде многих притоков и подземных водах его концентрация увеличивается до уровня ПДК. При этом максимальные количества F характерны для многочисленных термальных источников вокруг Байкала, которыми активно пользуются жители Байкальского региона в лечебных целях.

*Работа выполнялась при поддержке проекта РФФИофи\_м № 17-29-05022 и государственного задания ИГХ СО РАН № 0284-2021-0003.*

*Литература:*

1. Байкаловедение: книга 1. Новосибирск: Наука. 2012. - 320 с.
2. Гребенщикова В.И., Лустенберг Э.Е., Китаев Н.А., Ломоносов И.С. Геохимия окружающей среды Прибайкалья (Байкальский геоэкологический полигон). Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. – 236 с.
3. Добровольский В.В. География микроэлементов: глобальное рассеяние. М.: Мысль.1983. – 272 с.
3. Ефимова Н.В., Лисецкая Л.Г., Савченков М.Ф. Оценка экскреции фтора из организма детей при различных уровнях воздействия выбросов производства алюминия // Экология человека. - 2022. - Т. 29. № 8. - С. 599–607.
5. Жмакин И.А., Аль-Гальбан Л.Н., Маркина А.Д., Панасенко А.С. Оценка влияния соединений фтора в питьевой воде на отдельные показатели здоровья // Тверской медицинский журнал. - 2020. - Вып. №5.
6. Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: изд-во Наука СО РАН. 1974. - 168 с.
7. Ломоносов И.С., Гребенщикова В.И., Складорова О.А. и др. Токсичные (ртуть, бериллий) и биогенные (селен, фтор) элементы в аквальных экосистемах Байкальской природной территории // Водные ресурсы. - 2011. - Т. 38. № 2. - С. 193-204.
8. Плюснин А.М., Замана Л.В., Шварцев С.Л., Токаренко О.Г., М.К. Чернявский М.К. Гидрогеохимические особенности состава азотных терм Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 5. № 5. - С. 647-664.
9. Скузоватов С.Ю., Белозерова О.Ю., Васильева И.Е., Зарубина О.В., Канева Е.В., Сокольников Ю.В., Чубаров В.М., Шабанова Е.В. Центр коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН: современное состояние методов изучения вещества на микро- и макроуровне // Геодинамика и тектонофизика. 2022. - Т.13. №2. - №0585.
10. Шпейзер Г.М. Курортно-рекреационный потенциал Иркутской области // Известия ИГУ. Серия «Науки о Земле». 2010. - Т. 3. № 2. - С.190-216.
11. Sklyarov E.V., Sklyarova O.A., Lavrenchuk A.V., Menshagin Yu.V. Natural pollutants of Northern Lake Baikal // Environ Earth Sci. - 2015. V. 74. - P. 2143–2155.



# ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЗМА В ХАПЧАНСКОЙ ЗОНЕ АНАБАРСКОГО ЩИТА ПО РЕДКОЭЛЕМЕНТНОМУ СОСТАВУ ЦИРКОНА ИЗ ГНЕЙСОВ

Гусев Н.И.<sup>1</sup>, Романова Л.Ю.<sup>1</sup>, Скублов С.Г.<sup>2,3</sup>

1 – *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, nikolay\_gusev@vsegei.ru*

2 - *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, skublov@yandex.ru*

3 - *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург*

На востоке Анабарского щита Хапчанский метакarbonатно-метаграувакковый седиментогенный пояс имеет возраст детритового циркона не древнее 2.4 млрд лет, а возраст гранулитового метаморфизма около 1.97 млрд лет [Розен и др., 2005]. В качестве фундамента бассейна осадконакопления вначале рассматривались архейские гранулиты далдынской и верхнеанабарской серий [Condie et al., 1991]. После появления данных о палеопротерозойском Nd-модельном возрасте гранулитов хапчанской серии, накладывающих ограничения на возраст источника сноса, обстановкой накопления хапчанской серии стала считаться пассивная окраина Биректинского гранит-зеленокаменного террейна [Розен и др., 2005].

В строении Хапчанского пояса участвуют два комплекса пород гранулитовой фации метаморфизма. Нижний комплекс представлен мезократовыми и лейкократовыми двупироксеновыми и ортопироксеновыми гнейсами, слагающими слои и пачки различной мощности. Переходы между ними могут быть как резкими, так и постепенными. В подчиненном количестве, в виде согласных линзовидных прослоев и пачек мощностью от нескольких сантиметров до 300 м, присутствуют характерные для этого комплекса меланократовые двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы. Нижний комплекс обычно относился к верхнеанабарской серии архея.

Верхний комплекс принадлежит хапчанской серии и сложен метаосадочными породами – гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами, мраморами, кальцифирами, пироксен-скаполитовыми породами, протолиты которых формировались в Хапчанском осадочном бассейне [Zlobin et al., 2002]. Для парапород хапчанской серии характерна тонкая слоистость с элементами ритмичности. Геохимические особенности парагнейсов хапчанской серии указывают, что их протолитами были граувакки, подобные накапливающимся в палеозое на активных или пассивных континентальных окраинах [Condie et al., 1991; Zlobin et al., 2002].

Изотопно-геохимические данные по нижнему комплексу метаморфических пород указывают, что мафические гранулиты относятся к толеитовой серии. Lu-Hf систематика циркона с возрастом 2.1 млрд лет указывает на деплетированный мантийный резервуар и, как следствие, на существование ювенильной коры этого возраста. Геохимические особенности гранулитов дают основание предполагать, что ювенильная кора была представлена базальтоидами, подобными N-MORB и E-MORB типам. Гранулиты с возрастом протолита  $2030 \pm 17$  млн лет имеют геохимические характеристики известково-щелочных субдукционных гранитоидов. Метамагматические породы Хапчанского пояса интерпретируются как метаморфизованный надсубдукционный комплекс [Гусев и др., 2021]. Изучение пород пограничного слоя между нижним и верхним метаморфическими комплексами показало сложную эволюцию метаморфических событий с двумя пиками возрастов 1970-1950 млн лет и 1930-1900 млн лет.

Наиболее поздний метаморфизм изучен в представительном образце высокоглиноземистых кианит-гранатовых гнейсов (обр. 217, минеральный состав (в %):

Qz 30, Pl (An<sub>20</sub>) 30, Grt 15, Kfs 15, Bt 5, Ky 2-3, индексы минералов по [Whitney, Evans, 2010]), который характеризуется величиной отношения  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.0943$ , положительным значением  $\epsilon_{\text{Nd}}(T_{2030})=+2.5$ , указывающим на вероятный магматический протолит, и модельным возрастом протолита  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})=2.24$  млрд лет. Порода содержит гетерогенную монофракцию циркона. Единичные призматические зерна представлены футляровидными кристаллами, ядерные части которых сложены более темным реликтовым цирконом магматического типа (рис. а), иногда с сохранившейся в оптическом изображении ритмичной зональностью и отношением  $\text{Th}/\text{U}=0.59-0.63$ . Оболочки представлены светло-серым и белым в CL цирконом, который, кроме того, образует самостоятельные зерна с радиальной секториальной зональностью и секториальной зональностью «ёлочкой», характерной для гранулитового циркона, и более высоким отношением  $\text{Th}/\text{U}=1.00-1.77$ .

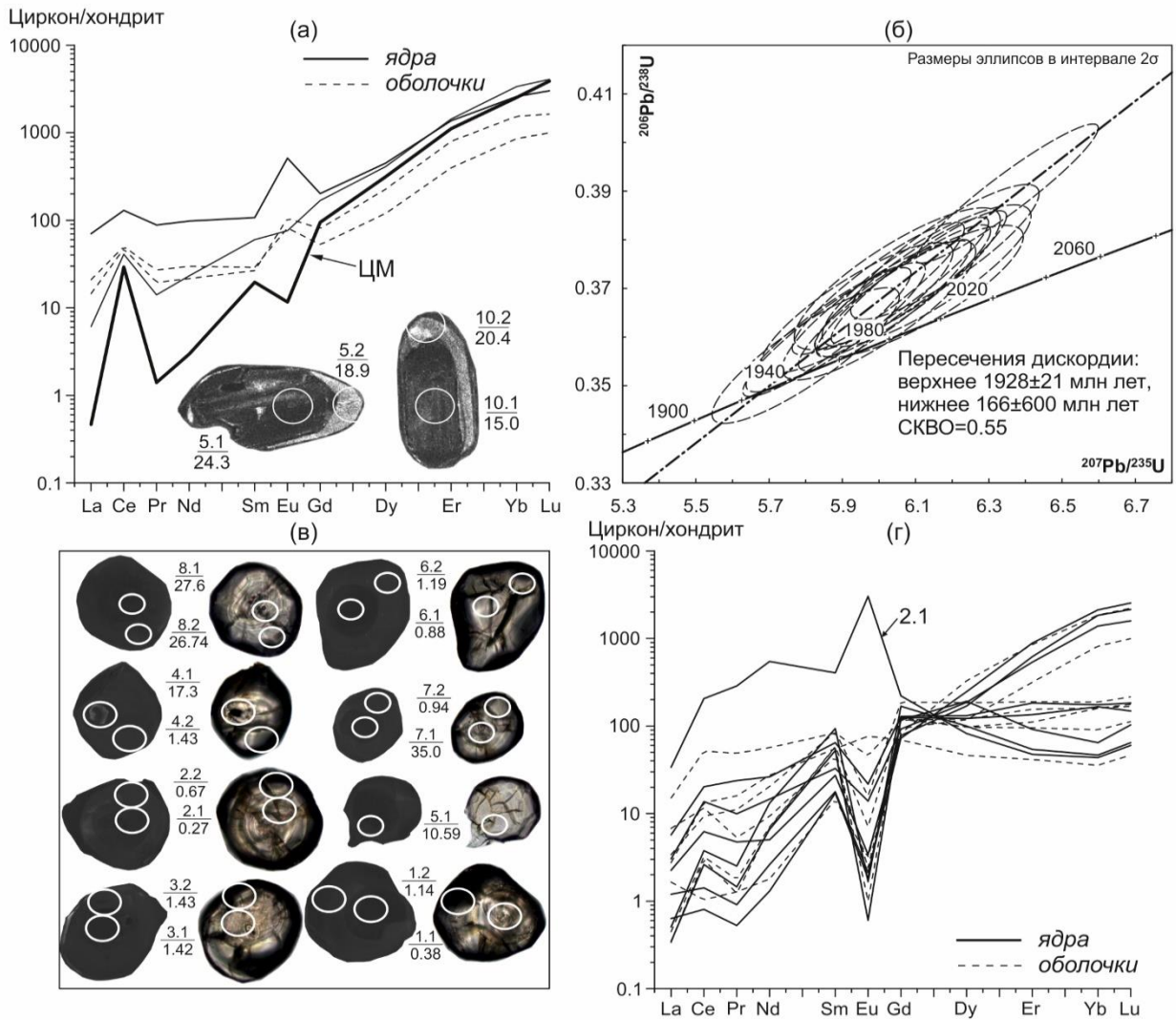


Рис. 1. Изотопные и геохимические данные циркона из Ky-Grt гнейсов (обр. 217).

(а) - катодолуминесцентные (CL) изображения типичного циркона с белыми каймами и оболочками. Белые окружности – положение аналитических точек определения U-Pb возраста (SHRIMP-II). Здесь и далее в числителе указаны номера аналитических точек, в знаменателе – величина отношения  $\text{Lu}/\text{Gd}$ . В них же выполнен анализ редких и редкоземельных элементов на ионном микрозонде Cameca IMS-4f и показаны полученные спектры распределения REE. Нормализация содержаний REE на хондрит C1 [Sun, McDonough, 1989]. ЦМ – циркон магматического типа по [Hoskin, 2005]; (б) – диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  для CL-черного циркона обр. 217; (в) CL- и рядом оптические изображения зерен циркона с возрастом  $1928\pm 21$  млн лет; (г) – спектры распределения REE в CL-черном цирконе, показанном на рис. 1в.

Черный в CL циркон присутствует в секториальном цирконе, а также образует самостоятельные округлые зерна (рис. 1в). Только в оптическом изображении в них различаются перекристаллизованные ядра с тонким концентрически-зональным строением, характерным для магматического циркона и однородные метаморфические каймы и оболочки.

По 15 анализам ядер и оболочек зерен циркона на SHRIMP-II получено верхнее пересечение дискордии  $1928 \pm 21$  млн лет, которое указывает на возраст наиболее позднего метаморфизма (рис. 1б). Содержания U в цирконе относительно ровные 203–760 ppm, а Th – существенно колеблется от 8 до 191 ppm. Низкие отношения  $Th/U=0.01-0.05$ , указывают на присутствие субсолидусного метаморфического циркона, они получены в трех случаях по ядерным частям зерен, только в одном по оболочке. Низкие отношения  $Th/U$  обусловлены низким содержанием Th 8–35 ppm, что, вероятно, связано с одновременным ростом вместе цирконом монацита и аланита, главных ториевых фаз [Yakymchuk et al., 2018].

Спектры REE на рис. 1а отличаются от типового спектра магматического циркона (ЦМ). Распределения REE в цирконе магматического генезиса характеризуется крутым подъёмом линии распределения от La к Lu с положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями. Обогащение LREE с уменьшением Ce аномалии характерно для гидротермального циркона [Hoskin, 2005], поэтому можно полагать, что рост этих зерен происходил в условиях высокой флюидонасыщенности, причем как ядер, принимаемых нами за магматические, так и светлых оболочек гранулитового циркона. Уменьшение отрицательной и появление положительных Eu-аномалий (рис. 1а) связано с нестабильностью плагиоклаза в процессе метаморфизма. Плагиоклаз содержит высокие концентрации Eu по отношению к другим REE, поэтому, когда плагиоклаз стабилен, он содержит непропорционально высокую часть европия, и все другие минералы имеют отрицательные Eu-аномалии. При изменении пород в эклогитовой и гранулитовой фациях, плагиоклаз замещается пироксенами и гранатом, которые не содержат повышенного количества Eu по отношению к другим REE [Kohn, 2016]. Разрушение плагиоклаза высвобождает Eu в окружающее пространство, который накапливается и дает положительные аномалии в синхронно растущем цирконе. В CL-черном цирконе с возрастом около 1928 млн лет влияние синхронного роста граната фиксируется по низким отношениям Lu/Gd (рис. 1в, г), которые получены как по зернам целиком (анализы 1.1, 1.2, 2.1, 2.2, 3.1, 3.2, 6.1, 6.2 (ядра и оболочки), так и только по оболочкам зерен 4.2, 7.2, ядра которых имеют высокие отношения Lu/Gd.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФ 23-27-00098.*

#### *Литература:*

1. Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г. Свидетельства субдукции палеопротерозойской океанической коры в Хапчанском поясе Анабарского щита Сибирского кратона // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 115-135.
2. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 3-24.
3. Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anabar Shield, Siberia // Precambrian Research. 1991. V. 50. P. 37-47.
4. Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637-648.
5. Kohn M.J. Metamorphic chronology – a tool for all ages: Past achievements and future prospects // Amer. Mineral. 2016. V. 101. P. 25-42.
6. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.
7. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185-187.
8. Yakymchuk C., Kirkland C.L., Clark C. Th/U ratios in metamorphic zircon // J. Metam. Geol. 2018. V. 36. P. 715-737.
9. Zlobin V.L., Rosen O.M., Abbyasov A.A. Two metasedimentary basins of the Early Precambrian granulites of the Anabar Shield (Polar Siberia): normative mineral compositions calculated by the MINLITH program and basin facies interpretations. In: International Association of Sedimentologists Special Publication 33. Blum M. ed. Fluvial Sedimentology VII. 2002. P. 275-291.

# ПОСТУПЛЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВОДЫ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Долгих П.Г.<sup>1</sup>, Полетаева В.И.<sup>1</sup>, Пастухов М.В.<sup>1</sup>

1 - Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия,  
pdolgikh@igc.irk.ru

При создании водохранилищ ангарского каскада произошло коренное преобразование р. Ангары и глубокое изменение гидрологического, гидрохимического и гидробиологического режимов. В результате трансформации реки в Иркутское, Братское, Усть-Илимское и Багучанское водохранилища резко снизилась способность водоёма к самоочищению. Поступающие вещества техногенного происхождения, особенно в районах с развитой промышленностью, зачастую становятся главными факторами, влияющим на развитие экосистем водохранилищ. Непрерывно влияющие токсичные элементы на биологический круговорот водохранилищ создают серьезную опасность, как для водных экосистем в целом, так и для человека [Алекин, 1970, Алиева, 2013]. В то же время природные источники поступления микроэлементов в водоём также имеют большое влияние на химический состав вод водохранилища.

Целью данного исследования является изучение особенностей поступления и распределения концентраций микроэлементов (Al, As, Mn, Cd, Fe, Pb, Cu, Zn, Hg) в водах Усть-Илимского водохранилища.

Отбор проб воды осуществлён по всей акватории Усть-Илимского водохранилища (рис. 1). Пробы воды отбирались батометром OceanTest110A с двух горизонтов: поверхностного – с глубины 0,6 м и придонного – в метровом слое от дна.

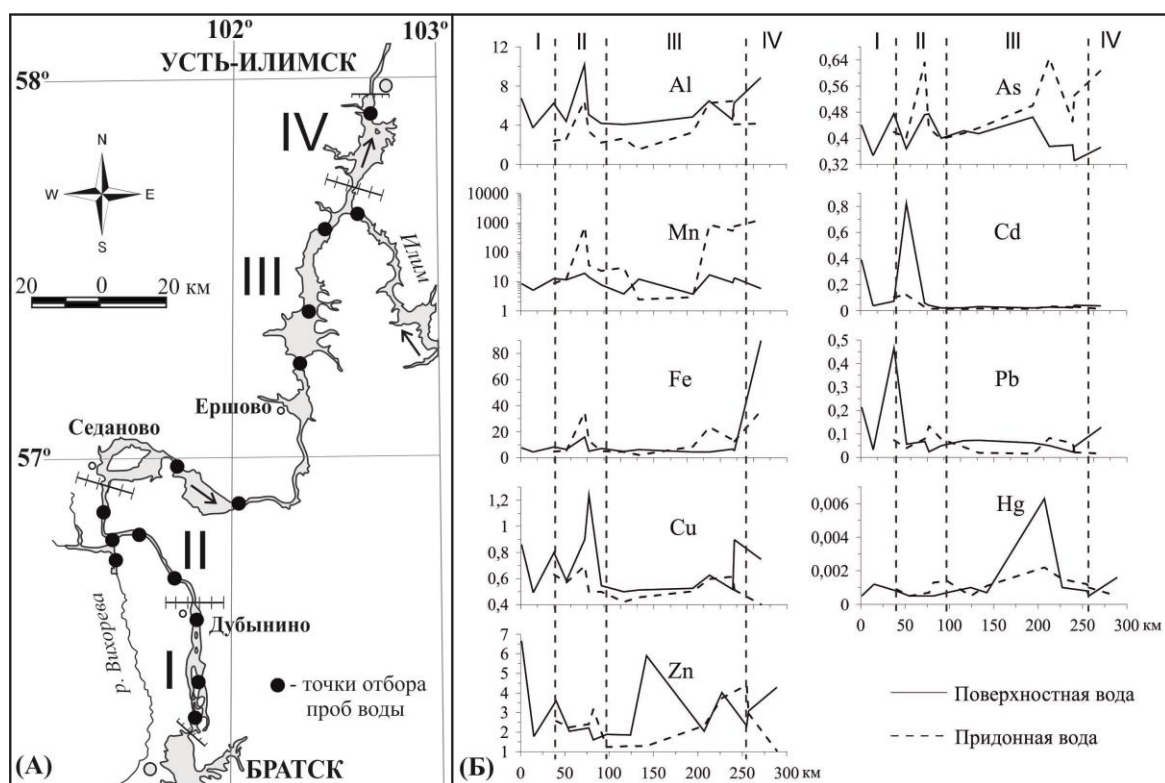


Рисунок 1. (А) – карта-схема станций отбора проб воды Усть-Илимского водохранилища; (Б) – концентрации микроэлементов (мкг/л) в воде водохранилища.

В качестве фоновых значений были приняты концентрации микроэлементов в воде оз. Байкал [Склярова, 2011]. Аналитические работы выполнены с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Микроэлементы в воде проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивной связанной плазмой на масс-спектрометре ELEMENT-2, Hg определяли атомно-абсорбционным методом на анализаторе РА-915+.

Результаты исследований показали, что концентрации микроэлементов в воде Усть-Илимского водохранилища значительно превышают фоновые значения. Изменение химического состава вод р. Ангары по мере движения реки от оз. Байкал связано с влиянием вод притоков, литологией и геоморфологией водосборного бассейна, техногенным поступлением элементов и т.д. Наиболее близкими по уровню накопления микроэлементов в водах оз. Байкал и Усть-Илимского водохранилища являются концентрации As и Hg, но, вместе с тем, в водохранилище они периодически значительно превышают байкальские показатели. Распределение Al, Mn, Fe, Cu, Zn, Cd и Pb в воде Усть-Илимского водохранилища отличается неоднородностью, как во временном, так и пространственном аспекте (рис. 1).

Поступление элементов техногенного происхождения в водную среду Усть-Илимского водохранилища определяется двумя основными источниками. Первый – промышленная зона г. Братск. Повышенные концентрации микроэлементов обнаружены в поверхностной воде нижнего бьефа Братской ГЭС (до 6 км), с большими их показателями у берегов: Al, Mn, Zn, Cd, Pb в воде правого берега и Mn – левого берега водоема. Наиболее значимым источником поступления потенциально токсичных микроэлементов на данном участке водохранилища являются аэроперенос и стоки от предприятия теплоэнергетики, развитая автомобильная инфраструктура и т.д., которые влекут за собой формирование высокого уровня загрязнения всех компонентов окружающей среды. Вторым источником загрязнения является одна из самых загрязненных рек Иркутской области – р. Вихорева [Госдоклад, 2014, 2017], в которую происходит сброс как бытовых стоков г. Братск, так и промышленных высокозагрязнённых отходов алюминиевого завода и Братского ЛПК. Далее практически не очищенные воды поступают в Вихоревский залив Усть-Илимского водохранилища.

Основным источником Al в водохранилище является Братский алюминиевый завод. Перед поступлением в Вихоревский залив в воде р. Вихорева концентрация алюминия составляет 224 мкг/л., а в придонном слое залива отмечена максимальная концентрация этого элемента, составляющая 761,4 мкг/л. Сходное с алюминием распределение наблюдается у железа. Наибольшие концентрации Fe – 1567 мкг/л отмечены в придонном слое воды Вихоревского залива на станции, расположенной в 2 км ниже устья р. Вихорева. Далее до места впадения Вихоревского залива в русловую часть водохранилища его концентрации в поверхностной и придонной воде не превышают 80,1 мг/л. Поступление вод р. Вихорева в Вихоревский залив определяет его как зону повышенного загрязнения Усть-Илимского водохранилища. Значительные концентрации Al и Fe в придонной воде залива указывают на накопление микроэлементов в донных отложениях этого участка. Увеличение концентраций металлов в придонных водах Вихоревского залива происходит за счет их миграции на поверхности взвешенных частиц, которые на участке смешения вод р. Вихорева и Вихоревского залива при уменьшении скорости течения оседают на дно, увеличивая их концентрации в придонной воде.

Результаты изучения динамики микроэлементного состава вод Усть-Илимского водохранилища после воздействия техногенных источников позволяют выделить довольно значимую особенность водоема, при которой качество воды, благодаря естественным процессам самоочищения, остается в пределах установленных

норм. Средние концентрации большинства рассматриваемых микроэлементов в воде III и IV участков водохранилища (рис.1) характеризуется близкими к фоновым значениями. Однако, в пределах участков выделяются точки наблюдений, на которых микроэлементный состав вод отличается значительными вариациями, выраженными в значительном превышении фоновых концентраций элементов, в некоторых случаях достигающих значений выше, чем в техногенных зонах. Такие превышения, выделяются в водах Шаманского, Ершовского, Воробьевского расширений, и верхнего бьефа плотины Усть-Илимской ГЭС. При различном спектре элементов, повышающихся на отдельных точках наблюдения, наиболее часто встречаемыми являются Al и Fe. Подвижность этих элементов в около нейтральной, окислительной среде Усть-Илимского водохранилища очень низкая, в связи с чем, их происхождение в воде связано не только с техногенными источниками, но и с природными факторами – горными породами, подземными водами и др. Устойчивое накопление концентраций Mn в придонном слое воды в межгодовом аспекте, также может свидетельствовать об обогащенности этим элементом водовмещающих пород.

Из токсичных элементов, концентрации которых в придонных водах в большинстве случаев преобладают над поверхностными, наибольшей степенью встречаемости в воде Усть-Илимского водохранилища выделяется As. В большинстве случаев высокие концентрации микроэлементов фиксируются локально и не имеют протяженного распространения. Выделяются и исключения, так концентрации Cd, Zn, Pb, Cu. в придонных водах явно преобладают над поверхностными. Известно, что большинство ионов металлов ( $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Cd}^{2+}$ ,  $\text{Hg}^{2+}$  и др.) при  $\text{pH} > 6$  осаждаются в виде плохо растворимых гидроксидов, карбонатов, сульфидов и концентрируются в донных отложениях. Поэтому можно предположить, что их повышенные концентрации в придонных водах могут нести информацию о длительно протекающих процессах, при которых происходит постоянное поступление этих элементов в Усть-Илимском водохранилище.

*Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0003.*

*Литература:*

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии / О. А. Алекин. – Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1970. – 444 с.
2. Алиева В.И. Влияние природных и техногенных факторов на гидрохимический состав рек промышленной зоны г. Иркутска / В. И. Алиева, Н.А. Загорюлько // Вода: химия и экология. – 2013. – № 6. – С. 16–21.
3. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2015 году». – Иркутск: ООО Издательство "Время странствий", 2014 г. – 316 с.
4. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Иркутской области в 2016 году». – Иркутск: ООО «Мегапринт», 2017 г. – 274 с
5. Складорова О.Н. Распределение микроэлементов в водной толще Среднего Байкала / О.Н. Складорова // География и природные ресурсы. – 2011. – № 1. – С. 53– 59.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВОЗРАСТ ПОРОД ШАРА-  
АЗАРГИНСКОГО МАССИВА ДЖИДИНСКОЙ ЗОНЫ КАЛЕДОНИД  
(ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Етобаев Д.В.<sup>1,2</sup>, Елбаев А.Л.<sup>1,2</sup>

*1-Бурятский государственный университет имени Доржи Банзарова, Улан-Удэ, Россия, denisetobaev@gmail.com*

*2-Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, elbaev@ginst.ru*

Проблема формирования раннепалеозойских, по составу существенно натровых, батолитовых гранитоидов джидинского интрузивного комплекса Юго-Западного Забайкалья, представленных в Модонкульском, Купчинском и Шара-Азаргинском массивах (ареал-плутонах) является одной из нерешенных до конца задач геологии Джидинской зоны каледонид. Одни исследователи доказывали палингенно-метасоматическую природу гранитоидов комплекса [Дистанова, 1975, 1978], другие интрузивную магматическую [Баянов и др., 1993ф; Гордиенко и др., 2007, 2012]. Также остается открытым вопрос о возрасте пород джидинского комплекса и их геодинамической природе. Целью нашего исследования является геохимическая и минералогическая характеристика, определение времени и условий формирования гранитоидов джидинского комплекса на примере Шара-Азаргинского массива.

Шара-Азаргинский массив находится в Закаменском районе Республики Бурятия вблизи одноименного села и расположен по левобережью реки Джиды. Он занимает площадь 150 км<sup>2</sup> и сложен в основном диоритоидами, при подчиненном распространении тоналитов и плагиогранитов. Вмещающими породами являются вулканиты базальтовой толщи (NP<sub>3</sub>-Є<sub>1</sub>) и отложения джидинской свиты (Є<sub>2</sub>-O<sub>1</sub>?). На юге массив прорывается гранитоидами бичурского интрузивного комплекса (P<sub>2</sub>). При проведении прогнозно-поисковых работ на золото [Гунтыпов, Баянов, 2003ф] породы Шара-Азаргинского массива разделены на две ассоциации. Одна ассоциация (комплекс) пород слагает южную часть массива и представлена среднезернистыми гнейсовидными разностями диоритоидов, ее геологи-поисковики рассматривают как собственно джидинский (Є<sub>2</sub>-Є<sub>3d</sub>). Вторая ассоциация пород соответственно развита в северной части и характеризуется мелко-, мелко-среднезернистым массивным видом. Предполагается более молодой ордовикский их возраст и сопоставление с гранитоидами дархинтуйской группы массивов, по классификации [Дистанова, 1978]. Далее при вещественной характеристике пород мы придерживаемся вышеописанного разделения, так как действительно структурно-текстурные особенности ассоциаций хорошо выражены.

Породы северной части массива содержат 53.4-69.9% SiO<sub>2</sub> и соответствуют диоритам, кварцевым диоритам, тоналитам и плагиогранитам нормальной щелочности, тогда как породы южной части содержат 55.10-60.40% SiO<sub>2</sub> и соответствуют диоритам, незначительно отклоняясь в сторону кварцевых диоритов и монцодиоритов. На классификационной диаграмме K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> все породы массива полностью попадают в поле низкокальциевой известково-щелочной серии. При классификации пород по методике Фроста [Frost et al., 2001] подтверждается известково-щелочной тип и умеренная магнезиальность. По «алфавитной» классификации [Chappell, White, 1992] породы сопоставимы с гранитоидами I-типа и рассматриваются как результат частичного плавления (анатексиса) метамагматических коровых субстратов. На вариационных диаграммах [Harker, 1909] массивные разности образуют непрерывный тренд с отрицательной тенденцией по титану, железу, магнию, кальцию и алюминию от диоритов и кварцевых диоритов к тоналитам и

плагиигранитам, при этом фигуративные точки гнейсовидных разностей практически ложатся на общий тренд.

Для реконструкции условий кристаллизации массивных диоритоидов были использованы геобарометры, учитывающие содержание Al в амфиболе [Hammarstrom, Zen, 1986; Hollister et al., 1987]. Среди отобранных зерен выделены две разности амфибола, чермакит, характеризующий, скорее всего ранние условия кристаллизации, так как содержат наиболее высокие содержания оксида титана и алюминия, и магнезиальная роговая обманка характеризующая более поздние условия. Вычисленные значения величин давлений, полученные с использованием состава чермакита отвечают абиссальным фациям глубинности (5-6 кбар). Полученные значения давлений нами интерпретируется как начало кристаллизации раннего амфибола в промежуточном очаге или в подводящем канале, когда как образования большей части магнезиальных роговых обманок массивных диоритоидов показывает, что становление массива проходило в мезоабиссальных условиях (3-6 км) при  $P = 1-2$  кбар.

Температуры кристаллизации диоритового расплава с учетом полученных величин давления (для массивных разностей) и использовании программы Nb-Pl 1.2 [Holland, Blundy, 1994], показали варьирующие значения. Отметим, что ассоциация чермакита и основного плагноклаза ( $An_{55}$ ) дают величины от 800 до 950°C, тогда как магнезиальная роговая обманка и кислый андезин ( $An_{32}$ ) показывают значения от 730 до 830°C.

Геологический возраст пород джидинского комплекса считается средне-позднекембрийским в виду прорывания ими эдиакарий-раннекембрийских пород базальтовой толщи, для которых возраст принят по находкам археоциат в горизонтах известняков, ассоциирующих с вулканитами. U-Pb изотопный возраст (SHRIMP-II, Санкт-Петербург) для массивной разности диоритов установлен для пробы кварцевого диорита ША08-1 и, как показал анализ, возраст ядерных и краевых частей кристаллов циркона конкордантен и находится в пределах 490-511 млн. лет, а средневзвешенные значения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста для десяти точек –  $499 \pm 3.3$  млн. лет. Для датирования U-Pb методом (SHRIMP-II, Санкт-Петербург) гнейсовидных разностей диоритов джидинского комплекса использовалась проба из Модонкульского массива M07-3/3, который считается петротипическим для данного комплекса. Выделенные цирконы чаще представлены фрагментами, реже кристаллами, в которых зональность выражена слабо. Данные по 10-ти точкам как краевых, так и центральных зон циркона дал близкие значения и конкордантный возраст -  $511.5 \pm 3.6$  млн лет.

При геодинамической типизации пород массива [Pearce et al., 1984] (рис. 1.) все фигуративные точки располагаются в полях гранитоидов островных дуг и островных дуг-синколлизонных зон. Структурно-тектоническое положение массива, то есть пространственная ассоциация с вулканогенными образованиями Джидинской островной дуги не противоречит подобной интерпретации. Однако по многочисленным палеогеодинамическим реконструкциям известно, что островодужные системы, функционировавшие при активной деятельности Палеоазиатского океана, имели эдиакарий-раннекембрийский возраст, а с интервала 510-450 млн лет геологические структуры, такие как островные дуги, задуговые бассейны, океанические острова причленялись друг другу или к крупным континентальным массам, прекращали магматическую активность и формировали коллизионно-аккреционный ороген [Владимиров и др., 1999, 2003; Гордиенко и др., 2007, 2012; Руднев, 2012, 2013; и др.].

Нами предполагается, что полученный возраст по гнейсовидным диоритам укладывающийся на начало аккреционно-коллизионных событий характеризует процесс причленения Джидинской островодужной дуги к Сибирскому кратону или Тувино-Монгольскому микроконтиненту, а структурно-текстурные особенности диоритов указывают на нестабильные условия, то есть внедрение расплава в условиях сжимающихся сил и соответственно в синаккреционной геодинамической обстановке. Массивные разности



диоритоидов внедрились уже спустя более 10 млн лет и возможно указывают на «постаккреционную» обстановку? В первом случае источником тепла и вещества служила остаточная деятельность от Джидинской островодужной системы, а на втором этапе скорее всего произошел отрыв слэба, свидетельством которого в какой-то мере служат обогащенные ниобием базитовые (NEB) дайковые образования, развитые в районе исследований (неопубликованные данные). Отметим, что сходство двух разновидностей диоритоидов Шара-Азаргинского массива между собой и с «типичными» гранитоидами островных дуг, скорее всего связан с тем, что при образовании (выплавлении) расплавов принимали участие одни и те же или схожие по геохимическим параметрам протолиты (нижняя мафическая кора островной дуги).

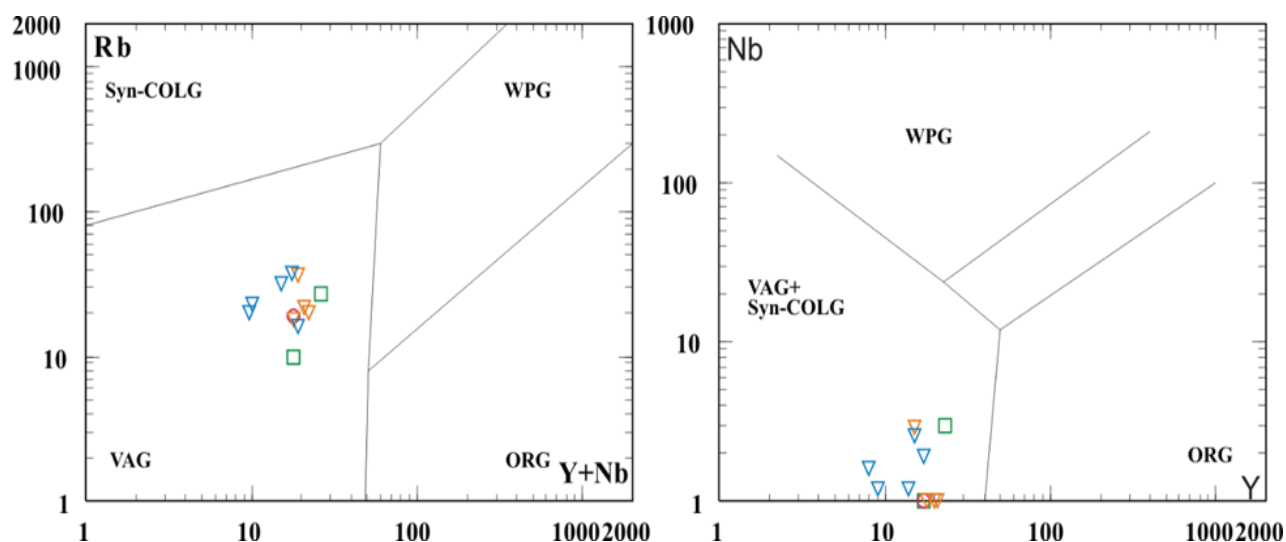


Рис. 1. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса Rb-(Y+Nb) и Nb-Y для исследуемых гранитоидов. VAG – поле гранитов вулканических дуг; syn-GOLG – граниты синколлизийных областей; WPG – внутриплитные граниты; ORG – граниты океанических областей.

#### Литература:

1. Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. – 1992 - V. 83. - p. 1-23.
2. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. – 2001 - V. 42. - p. 1771-1802.
- Hammarstrom J.M., Zen E-An. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer // American Mineralogist. – 1986. - V. 76. - p. 1297-1313.
3. Harker A. The natural history of igneous rocks. - London: Methuen & Co, 1909. - 379 p.
4. Holland T.J.B., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1994 - V. 116. - p. 433-447.
5. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. – 1984 - V. 25. - p. 956-983
6. Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Изох А.Э., Руднев С.Н. Раннепалеозойские гранитоидные батолиты Центральной Азии: масштабы, источники и геодинамические условия формирования // Доклады РАН. – 1999 - Т. 369. - № 6. - с. 795-798.
7. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизийных орогенов // Геология и геофизика. – 2003 - Т. 44 - № 12. - с. 1321-1338.
8. Гордиенко И.В., Филимонов А.В., Минина О.Р., Горнова М.А., Медведев А.Я., Климук В.С., Елбаев А.Л., Томуртоого О. Джидинская островодужная система Палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое // Геология и геофизика. – 2007 - Т. – 48. - № 1. - с. 120-140.
9. Гордиенко И.В., Ковач В.П., Елбаев А.Л., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницкий Л.З., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Возраст и условия формирования коллизийных гранитоидов Джидинской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса, Юго-Западное Забайкалье // Петрология. – 2012 - Т. 20. - № 1. - с. 45-65.

10. Дистанова А.Н. Раннепалеозойский гранитоидный комплекс Джидинского района (Юго-Западное Забайкалье) // Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. – Новосибирск: Наука, 1975. - с. 49-123.
11. Дистанова А.Н. Формационный тип гранитоидов Купчинского плутона (Юго-Западное Забайкалье). Вопросы магматической геологии Сибири. – Новосибирск: Наука, 1978. - с. 49-80.
12. Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Шелепаев Р.А., Орихаши Ю., Лобанов К.В., Вишневский А.В. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озерной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохимические данные) // Геология и геофизика. -2012 – Т. 53. - № 5. – с. 557-578.
13. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2013. - 300 с.

# РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ И ЭТАПОВ ОБОГАЩЕНИЯ ДЛЯ КВАРЦЕВОГО СЫРЬЯ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА

Жабоедов А.П., Непомнящих А.И.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск; rover2808@yandex.ru*

Геохимические и физико-химические характеристики кварцевой породы определяют технологию получения кварцевых концентратов. Условия образования кварцевых пород определяют их минералогический состав, содержание структурных и флюидных примесей.

Этапы получения кварцевых концентратов устанавливаются в результате комплексного минералоготехнологического исследования исходных кварцевых пород. На данный момент времени основные этапы получения кварцевых концентратов включают в себя: дробление, грохочение, термодробление, магнитная и электростатическая сепарация, различные методы флотации, высокотемпературное хлорирование и др. [Haus et al., 2012].

В работе представлены результаты минералого-технологического исследования кварцитов Гарганской кварцевой провинции Восточного Саяна, гранулированного жильного кварца Анахчи-Чипикетского жильного поля Патомского нагорья (жила 2821) и горного хрусталя (Бразилия). Изучены текстурно-структурные особенности и второстепенные минералы.

В результате петрографических исследований и количественного анализа минеральных фаз в отдельных разновидностях кварцитов Восточного Саяна установлено присутствие трех видов карбонатного материала: доломита, кальцита и сидерита. В качестве аксессуарных минералов обнаружен апатит, рутил, ксенотим. Второстепенные и аксессуарные минералы расположены, преимущественно, по трещинам и в межзерновом пространстве. Для данного типа сырья разработана и опробована методика получения высокочистых кварцевых концентратов [Жабоедов, 2017]. Технологическая схема обогащения включает следующие процессы: ручное дробление куска до фракции –50+40 мм на руднике; промывка куска; дробление куска до фракции – 25 мм; классификация куска до фракции -25+мм; химическое травление куска HCl-10%; сушку куска; термодробление; истирание; классификацию крупки до фракции -450+174 мкм; химическое обогащение в растворе кислот 20% HCl:20%HF; сушку кварцевой крупки; контроль качества кварцевого концентрата; упаковку. При использовании данной методики и дополнительных этапов термообработки получены кварцевые концентраты различной степени чистоты из кварцитов и гранулированного жильного кварца. Результаты обогащения представлены в таблице 1.

Таблица 1. Массовые доли примесей в кварцевых концентратах, ppm.

Тип кварца	Fe	Al	Ti	Ca	Mg	Cu	Mn	Na	K	Li	Σ10	К.к.
Суперкварцит исх.	6	27	1,7	0,8	1	0,17	0,02	3,5	6,3	0,13	<b>46,6</b>	7,28
Суперкварцит ХО.	0,9	4,5	0,8	0,7	0,2	0,14	0,01	2,5	0,5	0,12	<b>10,4</b>	7,28
Мелкозернистый исх.	7,1	65,9	2,4	4,6	4,4	0,16	0,09	5,9	23,9	0,14	<b>115</b>	6,53
Мелкозернистый ХО.	0,6	9,3	1,1	1,3	1,3	0,12	0,01	4,0	2,3	0,14	<b>20,2</b>	6,53
Сливной исх.	4,9	10,4	0,3	7,3	0,9	0,2	0,1	19,3	6,2	0,3	<b>50</b>	6,73
Сливной ХО.	6,9	5,3	0,2	2	0,5	0,11	0,05	1,1	0,9	0,4	<b>17</b>	6,73
Порфиоровидный исх.	5,08	62,6	1,5	2,7	3	0,06	0,01	4,1	24	0,04	<b>103</b>	6,66
Порфиоровидный ХО.	1,6	9,9	0,8	2,1	0,6	0,04	0,01	1,8	2,5	0,02	<b>19,9</b>	6,66
Уренгенур исх.	13,8	234	17,5	186	51	0,1	0,9	6,8	124	0,1	<b>634</b>	6,46
Уренгенур ХО.	3,5	11,1	1,8	1,7	1,4	0,08	0,06	2,8	1,9	0,1	<b>24</b>	6,46
Урда-Гарган первый тип исх.	17	59	3,2	20	10	0,3	0,9	6	22	0,1	<b>138</b>	6,62
Урда-Гарган первый тип ХО.	0,1	7,1	0,8	1,9	0,3	0,1	0,01	1,6	0,3	0,4	<b>12,3</b>	6,62
Урда-Гарган второй тип исх.	29	84	3,6	6,7	6,4	0,2	0,9	6,5	34	0,1	<b>171</b>	6,17

Урда-Гарган второй тип ХО.	0,4	9,0	2,0	5,4	0,9	0,20	0,12	3,4	0,6	0,27	<b>22,3</b>	6,17
Гранулированный кварц жилы 2821 исх.	2,9	23,9	1,8	0,3	0,4	0,01	0,01	1,9	4	1,4	<b>37</b>	7,09
Гранулированный кварц жилы 2821 ХО.	0,5	13,6	1,8	0,5	0,1	0,01	0,01	1,5	0,3	1,4	<b>20</b>	7,09
Бразильский горный хрусталь	0,8	49,6	16,5	27,5	1,3	0,07	0,17	12,3	4,2	4,5	<b>117</b>	7,54
Бразильский горный хрусталь	0,2	46,8	0,2	1,5	0,2	0,05	0,05	5,6	2	4,04	<b>61</b>	7,54

Из анализа данных таблицы 1 видно, чистота полученных кварцевых концентратов предопределяется условиями образования кварцевой породы. Так, например, кварцевые концентраты, полученные из гранулированного жильного кварца и горного хрусталя, характеризуются высоким содержанием Al и Li, которые входят в кристаллическую решетку и не удаляются в процессе обогащения.

Литература:

1. Haus R., Prinz S., Priess C. Assessment of high purity quartz resources //Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics. – Springer, Berlin, Heidelberg, 2012. – P. 29-51.
2. Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Соломеин О.Н./ Кварцевые концентраты из кварцитов Восточного Саяна. // Известия РАН. Серия физическая. - 2017. - №9. - С. 1232-1237.

# ИССЛЕДОВАНИЕ КАТИОННЫХ ЭФФЕКТОВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕТОДОМ ПЛАМЕННОЙ АТОМНО-ЭМИССИОННОЙ СПЕКТРОМЕТРИИ

Зак А.А., Васильева И.Е., Шабанова Е.В.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, zak@igc.irk.ru*

Определение содержаний щелочных элементов (Na, K, Li, Rb и Cs – ЩЭ) является неотъемлемой частью химического анализа геологических проб, представленных разнообразными природными и техногенными объектами [Васильева, 2017]. Пламенная атомно-эмиссионная спектрометрия (ПАЭС) – широко распространенный селективный метод их определения [Полуэктов, 1967]. Однако вследствие того, что распространенность ЩЭ в природе отличается в тысячи раз, их одновременное определение весьма затруднительно. Тем не менее, многоканальные фотоэлектрические детектирующие системы успешно преодолевают это препятствие [Лабусов, 2007; Зак, 2017]. Для анализа методом ПАЭС необходимо переведение твёрдых геологических образцов в раствор. Получаемые при использовании минеральных кислот растворы содержат не только аналиты (ЩЭ), но также высокие концентрации анионов и катионов других элементов, которые могут приводить к возникновению матричных эффектов, связанных со смещением атомно-ионного равновесия, образованием устойчивых, трудно диссоциируемых соединений, и изменять величины аналитических сигналов (АС) аналитов. Влияние анионных эффектов на аналитические сигналы ЩЭ в низкотемпературном пропан-бутановом пламени исследовано в работе [Шабанова и др., 2018]. Изучение катионных эффектов при анализе геологических проб освещено в работах [Полуэктов, 1967; Зарубин, 2004; Куриленко, 2016; Мазняк, 2012 и др.]. Однако до настоящего времени данных о влиянии высоких концентраций катионов породообразующих элементов на аналитические сигналы ЩЭ в широких концентрационных диапазонах недостаточно.

В целях повышения точности результатов анализа геологических образцов было исследовано влияние катионных эффектов от породообразующих (матричных) элементов (Na, K, Ca, Mg, Al, Mn и Fe), присутствующих в растворах, на величины аналитических сигналов ЩЭ при их определении методом ПАЭС в низкотемпературном пропан-бутановом пламени.

## **Экспериментальная часть**

**Оборудование.** Измерения выполнены на многоканальном спектрометре «Колибри-2» спектры обрабатывали в коммерческой программе «АТОМ» (ООО «ВМК-Оптоэлектроника», г. Новосибирск). Операционные условия получения и регистрации спектров описаны в [Зак, 2017].

**Реактивы и приготовление растворов.** Модельные одноэлементные растворы ЩЭ и макроэлементов готовили с использованием дистиллированной воды из солей металлов: NaCl, KCl, Li<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, RbCl, CsCl, CaCl<sub>2</sub> и MgCl<sub>2</sub> (х.ч.); MnCl<sub>2</sub>\*4H<sub>2</sub>O (ч.); AlCl<sub>3</sub>\*6H<sub>2</sub>O и FeNH<sub>4</sub>(SO<sub>4</sub>)\*2H<sub>2</sub>O (ч.д.а.).

Для исследования катионных эффектов готовили наборы серий модельных бинарных растворов в диапазонах концентраций элементов, типичных для геологических образцов разнообразного состава и генезиса (т.е. растворам реальных проб). Соли металлов сушили до постоянной массы при температуре 105-115°C (кроме сульфата железа(III)-аммония), концентрации элементов в исходных моноэлементных растворах составили (мкг/мл<sup>3</sup>): Li, Rb и Cs – 1000; Na, K и Mn – 2000; Mg и Al – 5000; Ca – 6000; Fe – 10000. Из одноэлементных растворов готовили серии бинарных модельных смесей, состоящие из одного щелочного элемента (ЩЭ) и одного макроэлемента (Э). Для оценки величины АС только от одного ЩЭ были приготовлены «нулевые» серии – одноэлементные растворы каждого ЩЭ.

Одноэлементные растворы с соответствующей концентрацией только матричного элемента (Э) использовали как контрольный опыт для учёта загрязнения реактивов щелочными элементами. Диапазоны концентраций ЩЭ и Э приведены в таблице 1.

Таблица 1. Серии бинарных водных модельных растворов для оценки катионного эффекта.

Содержание элемента в растворах, % мас.														
Cs	Rb	Li	K	Na	Серия									
					Al	Mg	Ca	Mn	Fe					
нет	Нет	нет	Нет	нет	«Нулевая» серия»									
0,0002	0,0002	0,0002	0,01	0,01						Контрольный опыт				
0,0005	0,0005	0,0005	0,02	0,02										
0,001	0,001	0,001	0,04	0,04										
0,005	0,005	0,005	0,1	0,1										
0,02	0,02	0,01	0,2	0,2										
0,05	0,05	0,02	0,5	0,5										
-	0,10	0,05	1	1										
-	0,15	0,10	2	2										
-	-	0,20	5	4										
-	-	0,40	10	8	0,5 - 15	0,5 - 25	0,5 - 30	0,5 - 10	1 - 50					

**Обработка измерений.** Для каждого ЩЭ аналитические сигналы были измерены на соответствующих характеристических длинах волн (Табл. 2). Оценка катионных эффектов выполнена по разности величин аналитических сигналов в бинарных, «нулевых» и контрольных модельных растворах. Величины АС, полученные от серий растворов с разными концентрациями ЩЭ и макроэлемента, сравнивали путём перевода в относительные единицы через операцию нормирования на величину АС в «нулевом» растворе. Влияние концентрации каждого макроэлемента на величину АС щелочного элемента рассчитывали, как  $\Delta$  (% отн.).

### Обсуждение результатов

Для одновременного определения ЩЭ методом ПАЭС в низкотемпературном пропан-бутановом пламени выполнена оценка на величины сигналов аналитов матричного катионного влияния породообразующих элементов Na, K, Ca, Mg, Al, Mn и Fe в широких концентрационных диапазонах. Изменение величин АС каждого щелочного элемента при увеличении содержания породообразующих элементов в пробах представлено в таблице 2. Каждый щелочной элемент имеет индивидуальный отклик на изменения содержания разных породообразующих элементов. Для нескольких спектральных линий одного аналита степень катионного влияния может отличаться. Так, любые концентрации железа в растворе ослабляют АС лития в широком концентрационном диапазоне, в то время как натрий их увеличивает. При содержании кальция в пробе более 5 % мас. величины АС лития и натрия снижаются на 5-15 % отн. Магний при содержании более 5 % мас. понижает АС калия до 10 % отн. Содержание в пробе алюминия от 2 % мас. снижает эмиссию натрия на 10 % отн., а при достижении 15 % мас. – до 20 % отн. На АС рубидия депрессирующее влияние наблюдается во всех диапазонах концентраций натрия и алюминия; большие содержания калия и кальция увеличивают АС рубидия. Разные линии рубидия реагируют на изменение концентраций макроэлементов по-разному. Содержания железа, превышающие 20 % мас., снижают величины АС Li, Rb и Cs до 20 % отн. С ростом содержания натрия увеличиваются АС калия, повышенные концентрации Mg, Al и Fe снижают АС калия на 20-15 %. АС цезия существенно усилены в присутствии высоких концентраций Na и K в растворе и значительно снижаются при высоких концентрациях Al. Влияние марганца на аналитические сигналы ЩЭ не выявлено. Показано, что установленное взаимное влияние ЩЭ на величины АС друг друга не повторяет ранее выявленную для слабоминерализованных растворов зависимость усиления катионного эффекта от атомного номера и потенциала ионизации ЩЭ [Полуэктов,

1967]. Изменение величины аналитических сигналов ЩЭ зависят как от их содержания, так и от содержания макроэлемента (Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn) в модельном растворе или в пробе.

Таблица 2. Изменение величины аналитических сигналов ЩЭ в исследованном диапазоне содержаний породообразующих элементов.

Породообразующий элемент, диапазон содержания, % мас.		$\Delta$ (% отн.) на характеристических длинах волн (нм) аналитов в исследованном диапазоне массовых долей				
		Li	Na	K	Rb	Cs
		670,776	588,998	766,490	780,0268	852,113
		0,0002 – 0,4	0,01 – 8	0,01 – 15	0,0002 – 0,15	0,0002 – 0,05
Na	0,01 – 8	13 ... 1	–	1 ... 0	-15 ... 3	0 ... 1
		24 ... -2		20 ... 0	-11 ... 1	57 ... 49
K	0,01 – 15	-4 ... 0	–	–	-7 ... 2	0 ... -2
		-14 ... -2			-5 ... 0	37 ... 22
Ca	0,5 – 30	-3 ... -2	-12 ... -1	-9 ... -1	-2 ... -3	-12 ... 4
		-10 ... -12	-28 ... 2	-12 ... -4	20 ... -6	12 ... -4
Mg	0,5 – 25	-10 ... 1	*	-12 ... -1	-2 ... 2	0 ... 2
		10 ... -1		-19 ... 1	2 ... 3	4 ... 5
Al	0,5 – 15	1 ... 1	-2 ... -1	3 ... -2	-10 ... -2	-10 ... -4
		-6 ... -3	-30 ... -1	-20 ... -4	-27 ... -15	-79 ... -38
Fe	1 – 50	-19 ... -2	-8 ... 0	-2 ... 0	-2 ... -3	0 ... 9
		-32 ... -17	-2 ... 9	-15 ... 2	-5 ... -5	-15 ... -5
Mn	0,5 – 10	0 ... 0	-5 ... 0	-4 ... 2	0 ... 0	0 ... 1
		4 ... -1	-4 ... 2	3 ... -2	1 ... 1	11 ... 3

Примечание. \* – содержание натрия в контрольных растворах  $MgCl_2$  составляло более 1%, поэтому измерения не проводили.

#### Литература:

1. Васильева И.Е., Шабанова Е.В. Стандартные образцы геологических материалов и объектов окружающей среды: проблемы и решения // Журнал аналитической химии. – 2017. Т. 69. – № 2. – с. 99–118.
2. Зак А.А., Шабанова Е.В., Васильева И.Е. Новые возможности многоканального спектрометра «Колибри-2» при анализе геологических образцов // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. – 2017. – Т. 83. – № 1. – с. 30–45.
3. Зарубин А.Г., Зарубина Р.Ф., Сметанина И.В. Особенности пламенно-фотометрических методик определения стронция, лития и калия в солоноватых водах // Известия Томского политехнического университета. – 2004. – Т. 307. – №5. – с. 99–102.
4. Куриленко Л.Н. Костырева Т.Г. Определение натрия и калия в стеклах и цеолитах пламенно-эмиссионным методом с учетом их взаимного влияния // Физика и химия стекла. – 2016. – Т. 42. – № 3. – с. 371–375.
5. Лабусов В.А., Путьмаков А.Н., Саушкин М.С., Зарубин И.А., Селюнин Д.О. Многоканальный спектрометр «Колибри-2» и его использование для одновременного определения щелочных и щелочноземельных металлов методом пламенной фотометрии // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. – 2007. – Т. 73. – с. 35–39.
6. Мазняк Н.В., Верхотурова А.П., Лосев В.Н., Замай Т.Н. Определение натрия и калия в биологических объектах методами атомно-абсорбционной и атомно-эмиссионной спектроскопии // Журнал Сибирского Федерального Университета. Серия: Химия. – 2012. – Т. 5. – № 3. – с. 320–330.
7. Полуэктов Н. С. Методы анализа по фотометрии пламени / Н. С. Полуэктов – М.: Химия, 1967. – 308 с.
8. Шабанова Е.В., Зак А.А., Васильева И.Е. Пробоподготовка геологических образцов для одновременного определения пяти щелочных элементов методом пламенной атомно-эмиссионной спектроскопии // Журнал аналитической химии. – 2018. – Т. 73. – № 9. – с. 671–679.

## ОСОБЕННОСТИ КОРИЧНЕВЫХ ЖИЛЬНЫХ РАСПЛАВНЫХ ИМПАКТИТОВ С ТРОИЛИТОМ (КАРСКАЯ АСТРОБЛЕМА)

Зубов А.А.<sup>1</sup>, Шумилова Т.Г.<sup>1</sup>

*1 – Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; alexander.zubov.1994@gmail.com*

Карская астроблема является одной из самых крупных из известных на Земле [Масайтис, 1980; Машак, 1990]. Её диаметр составляет ~65 км, возраст ~70 млн. лет [Trieloff et al., 1998]. Она расположена на территории Ненецкого и Ямало-Ненецкого автономных округов, приурочена к Карскому синклинию и частично к северо-восточной окраине Пай-Хойского антиклинория в районе устья р. Кара. Данная астроблема является уникальным объектом импактогенеза [Шумилова и др., 2017].

В ходе импактного воздействия породы мишени претерпевают значительные трансформации – от дробления до плавления и испарения вещества. В гигантских кратерах в зоне контакта ударника с породами мишени температуры могут достигать 30000 °С и давления до первых сотен ГПа [Langenhorst et al., 1994; Вишневский, 2007]. Расплавные импактиты представляют особый интерес, поскольку при их формировании вещество пород мишени претерпевает наиболее значительные изменения – плавление с последующей солидификацией с разной степенью кристаллизации в зависимости от условий остывания.

Расплавные импактиты Карской астроблемы представлены массивными телами, лентовидными жильными телами и бомбами. Предыдущими исследователями импактные стёкла Карской астроблемы были разделены по окраске на две группы: тёмные (от вишневых до чёрных) и светлые (от жёлтых до зелёных и серые) [Импактные кратеры, 1990]. Характер выделения воды при нагревании был проанализирован в работе [Гурович, 1993]. Изучением распределения урана в импактных стёклах Карской астроблемы занимался Л.Л. Кашкаров с соавторами [Кашкаров и др., 2000]. Описан минеральный состав жильных тагамитов и сульфидная минерализация в массивных и жильных телах расплавных импактитов [Мальков, Филиппов, 2006, Мальков 2006а, 2006б; Мальков, Андреичев, 2010]. Были изучены магнитные свойства и магнитные минералы глыбово-агломератовых зювитов и тагамитов Карской астроблемы [Badjukov et al., 1989; Цельмович, Сергиенко, 2012].

Среди расплавных импактитов Карской астроблемы наибольший интерес представляют именно жильные тела. Они образуют штокверкоподобную систему тонких субпараллельных жил мощностью до 10 см в раздувах, пронизывающих вмещающий её зювит. Коренной выход жильного комплекса находится на правом и левом берегах р. Кара в районе руч. Тогорей в юго-восточном секторе импактного кратера. Данные стёкла отмечались предыдущими исследователями как «жильные тагамиты» [Мальков, Андреичев, 2010]. Позднее они нами были детально исследованы при помощи комплекса современных методов [Shumilova et al., 2018; 2020]. В данной работе описываются детали минералогии выявленной нами коричневой разновидности жильных стекол.

Методы исследования включают оптическую поляризационную микроскопию, сканирующую электронную микроскопию на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 3 (Czech Republic) с энергодисперсионной приставкой Oxford instruments X-Max и EBSD приставкой, рентгеновскую дифракцию порошковых проб жильных сиреневых стёкол на дифрактометре XRD-6000 (Shimadzu, Япония) (в стандартной алюминиевой кювете, Cu-анод, ток – 30 мА, напряжение – 30 кВ), а также порошковой пробы коричневого стекла на дифрактометре DX2700BH (Haoyuan, Китай) (рентгеновская трубка с Cu анодом при токе – 30 мА, напряжении – 40 кВ на кремниевом держателе), рамановскую спектроскопию при помощи спектрометра высокого разрешения LabRam HR 800 (Horiba Jobin Yvon) при комнатной температуре и атмосферном давлении с возбуждением лазером Ar<sup>+</sup> (514.5 нм).



Жильные стёкла коричневого цвета нами обнаружены в ходе экспедиций 2017, 2020 гг. на левом берегу р. Кара выше по течению от устья руч. Тогорей. В коренном залегании они имеют аналогичное сиреневым стёклам пространственное взаимоотношение с вмещающим их зювитом и морфологию тел, отличаются коричневой окраской и стекляннным блеском. Коричневые стёкла в меньшей степени распространены, имеют меньшие мощности, как правило – до 1 см. В шлифах данные стёкла прозрачные, выглядят бесцветными. Среди массивных, жильных тел и бомб Карской астроблемы данная разновидность расплавленного импактита обладает наименьшей степенью кристалличности. По данным СЭМ коричневое стекло в отличие от сиреневых и серых жильных стекол характеризуется практически полным отсутствием в матриксе микрокристаллов пироксенов, отмечаются редкие участки их скоплений вокруг реликтовых фрагментов пород мишени. Согласно данным локальной энергодисперсионной спектроскопии стекло по вещественному составу близко по составу с жильными сиреневыми стёклами, по данным силикатного анализа коричневые стёкла характеризуются на 1-2 вес. % большим содержанием  $FeO_{(общ.)}$  и являются более восстановленными, т.е. характеризуются преобладанием в составе примесей закисного железа над окисным. Стекло менее обводнено, на что на термограмме указывает слабый термоэффект, соответствующий выделению воды (по сравнению с жильным сиреневым стеклом), а также суммы локальных анализов ЭДС стекла близкие к 100%. Включения реликтовых фрагментов в стекле относительно редки и представлены обломками пород мишени (ближе к периферической части жильного тела) – песчаников и алевролитов, а также редких обломков кварца и полевого шпата. Одной из важных особенностей данных стёкол является присутствие пирротинов в виде округлых обособлений и обломков. Среди них присутствуют две разновидности, различающиеся по вещественному составу: первая - Fe – 46% (ат. %), S – 54% (ат. %); вторая - стехиометрический FeS - Fe – 50% (ат. %), S – 50% (ат. %). Последняя по комплексу методов идентифицирована как троилит, который обычно образуется в сильно восстановительных средах, встречается в метеоритах и медно-никелевых рудах [Kaliwoda et al., 2013; Scott, 2020].

Таким образом, жильные тела коричневого цвета с троилитом являются крайним членом структурного ряда проксимальных расплавленных импактитов Карской астроблемы по степени кристалличности, являются «сухими» и существенно восстановленными.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-35-90065 (аспиранты) и темы НИР государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.*

#### *Литература:*

1. Вишневецкий С.А. Астроблемы. Новосибирск: Нонпарель, 2007. - 288 с.
2. Гурович Ж.Г. Водосодержащие стекла Карского взрывного кратера. Проблемы геологии Тимано-Североуральского сегмента литосферы/РАН. УрО. Коми науч. центр. Ин-т геол., Сыктывкар, 1993. - С. 12.
3. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя / Ред. В.Л. Масайтис. - Л.: Наука, 1990. - 185 с.
4. Кашкаров Л.Л., Назаров М.А., Калинина Г.В., Лоренц К.А., Кононкова Н.Н. Распределение урана в импактных стеклах Карской и Болтышской ударных структур// Москва, Вестник ОГГТГН РАН, 2000. V.2, No.2, Issue 12.
5. Мальков Б.А., Филиппов В.Н. Особенности минерального состава жильных тагамитов Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии: материалы IV международного минералогического семинара, Сыктывкар, Республика Коми, 17-20 мая 2006 г. - Сыктывкар: Геопринт, 2006. - с. 156-159.
6. Мальков Б.А., Филиппов В.Н. Купроаурид в жильных тагамитах Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии : материалы IV международного минералогического семинара, Сыктывкар, Республика Коми, 17-20 мая 2006 г. - Сыктывкар : Геопринт, 2006а. - с. 160-162.
7. Мальков Б.А., Филиппов В.Н. Сульфиды никеля и меди в жильных тагамитах Карской астроблемы // Теория, история, философия и практика минералогии : материалы IV международного минералогического семинара, Сыктывкар, Республика Коми, 17-20 мая 2006 г. - Сыктывкар : Геопринт, 2006б. - с. 162-165.

8. Мальков Б.А., Андреичев В.Л. Алмазоносные тагамиты Карской астроблемы // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. - 2010. - №3.
9. Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Машак М.С. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. - 231 с.
10. Машак М.С. Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя, Л., 1990 - с. 24-37.
11. Шумилова Т. Г., Zubov A. A. Карская астроблема - уникальный модельный объект для изучения импактитов // Природное геологическое наследие Европейского Севера России: Материалы Всероссийской научной конференции. Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 17–18 октября 2017. Сыктывкар: Геопринт, 2017. с. 104–105.
12. Цельмович В.А., Сергиенко Е.С., Долотов А.В., Попов В.В., Сапожников А.В., Смирнов Р.В. Магнитные минералы Карской астроблемы // Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» Санкт-Петербург, Петергоф 8 – 12 октября 2012 г. - СПб: СОЛО, 2012.
13. Badjukov D.D., Nazarov M.A. and Suponeva I.V. Impact glasses from the Kara and Ust-Kara structures // Abstracts of the Lunar and Planetary Science Conference. – 1989. – V. 20. – P. 36.
14. Discovery of Upper-Going Intrusive Complex of Ultrahigh Pressure Impact Melt Glasses in Kara Astrobleme // 81st Annual Meeting of The Meteoritical Society. – 2018 (LPI Contrib. No. 2067) 6089.
15. Kaliwoda M., Hochleitner R., Hoffmann V.H., Mikouchi T., Gigler A.M. & Schmahl W.W. New Raman Spectroscopic Data of the Almahata Sitta Meteorite // Spectroscopy Letters: An International Journal for Rapid Communication – 2013. - V.46, № 2 – P. 141-146.
16. Langenhorst F., Deutsch A. Shock Experiments on Pre-Heated  $\alpha$ - and  $\beta$ - Quartz: I. Optical and density data // Earth and Planet. Sci. Lett. - 1994. – v. 125 – P. 407–420.
17. Scott E.R.D. Iron meteorites: Composition, age, and origin // Oxford Research Encyclopedia of Planetary Science, Oxford University Press, Oxford. – 2020. – DOI: 10.1093/acrefore/9780190647926.013.206.
18. Shumilova T., Lutoev V., Isaenko S., Kovalchuk N.S., Makeev B., Lysiuk A., Zubov A., Ernstson K. Spectroscopic features of ultrahigh-pressure impact glasses of the Kara astrobleme // Scientific Reports. – 2018. – V. 8. DOI: 10.1038/s41598-018-25037-z.
19. Shumilova T.G., Zubov A.A., Isaenko S.I., Karateev I.A., Vasiliev A.L. Mysterious long-living ultrahigh pressure or secondary impact crisis // Scientific Reports. — 2020. - V.10. #2591. DOI: <https://doi.org/10.1038/s41598-020-59520-3>.
20. Tieloff M., Deutsch A., and Jessberger E.K., The age of the Kara impact structure, Russia. Meteoritics & Planetary Science. - 1998. - V. 33. P. 361–372.

# ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КИСЛОРОДА ГУРВУНУРСКОГО АПАТИТ-МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ОЗЕРНИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Извекова А. Д.<sup>1</sup>, Дамдинов Б.Б.<sup>1</sup> Рипп Г.С.

*1 - Геологический институт им. Н.Л. Дobreцова Сибирского Отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН), г. Улан-Удэ; boxjer@mail.ru*

Месторождения с апатит-магнетитовым оруденением встречаются сравнительно редко. Однако они представляют особый интерес, поскольку являются важным источником Fe, а также ввиду типичного присутствия в них минералов редкоземельных элементов [Jonsson et al., 2013; Tornos et al., 2016, Williams et al., 2005; Chang et al., 2019; Zhang et al., 2021, H. Li et al., 2023]. К такому типу относится Гурвунурское апатит-магнетитовое месторождение. Оно расположено в Еравнинском районе в 2.5 км от Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения и входит в состав Озернинского рудного узла, приуроченного к Удино-Витимской островодужной системе, сформировавшейся в позднем рифее-палеозое в области активного взаимодействия Сибирского кратона и Палеоазиатского океана [Рипп и др., 2017; Гордиенко и др., 2010].

Месторождение сложено вулканогенно-осадочными отложениями олдындинской свиты нижнего-среднего палеозоя. В его строении принимают участие туфы, риолиты, риолит-порфиры, известняки и кварц-серицитовые сланцы. Эти отложения прорваны породами витимканского средне-поздне-палеозойского интрузивного комплекса, представленного диоритами и базальтовыми порфиритами и гуджирского интрузивного комплекса, представленного дайками диоритов, базальтовых порфиритов, сиенитов и сиенит-порфиров. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы олдындинской свиты района Гурвунурского месторождения претерпели метаморфические изменения. Наиболее интенсивно проявились процессы серицитизации, окварцевания, карбонатизации, биотитизации и альбитизации. Мощность рудоносного горизонта около 300 м. Рудное поле месторождения нарушено серией разломов, которые представляют собой зоны дробления и сопровождаются интенсивной трещиноватостью вулканогенно-осадочных пород.

Гурвунурское месторождение представлено 4 субсогласными рудными телами, представленными линзообразными и плитообразными телами, практически не выходящими на дневную поверхность и вскрытыми скважинами. На месторождении выделены 2 основных типа руд, выделенных на основе преобладающих минералов: кварц-магнетитовые, преобладающие на месторождении (74%), пироксен-apatит-магнетитовые руды (26%), пользующиеся меньшим распространением по сравнению с кварц-магнетитовыми.

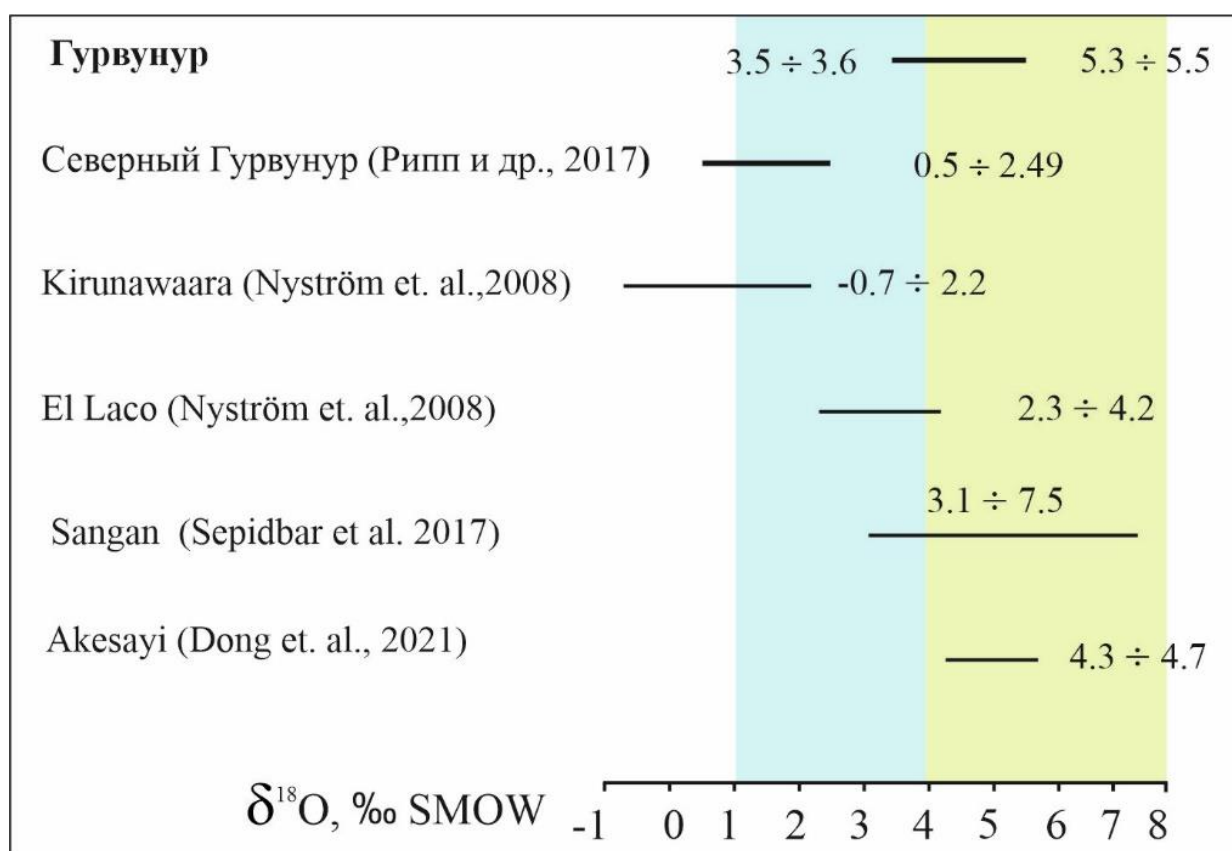
Наиболее распространённым минералом на месторождении является магнетит, который часто замещен мартитом. В рудах он распределен неравномерно. Выделяются средне-, мелко-, и крупнозернистые разновидности магнетита, однако наиболее распространён мелкозернистый магнетит. Он слагает кварц-магнетитовые и пироксен-apatит-магнетитовые руды, иногда встречается в виде вкрапленности во вмещающих породах. Среди сульфидов в незначительных количествах также встречаются пирит и халькопирит.

В целом нерудные минералы представлены кварцем, карбонатами (кальцитом, доломитом), апатитом, пироксеном, актинолитом, флогопитом, эпидотом, алланитом, в малых количествах - баритом, гранатом, гейландитом, хлоритом, сфеном, плагиоклазом.

Кварц относится к числу распространённых на месторождении минералов. Он слагает кварц-магнетитовые руды, а в пироксен-apatит-магнетитовых рудах он выполняет гнезда и жилки. Обычно кварцем выполнены промежутки между зёрнами магнетита с образованием кварц-магнетитового агрегата.

Апатит является одним из распространённых (3-18%) минералов апатит-пироксен-магнетитовых руд, небольшие количества его установлены в кварц-магнетитовых рудах, и в рудах переходного типа. Он образует вкрапленность, гнезда и пятнистые обособления среди магнетита. По составу он соответствует фтор-апатиту. В апатите в повышенных количествах присутствуют редкоземельные элементы (до 1,2%). Они представлены в основном легкими лантаноидами с отношениями Ce/La - 1,97, Ce/Nd - 2,99, La/Nd - 1,52. На месторождении подобно другим апатит-магнетитовым месторождениям [Рипп и др., 2017] проявилось отделение редкоземельных элементов от апатита с образованием эмульсионной вкрапленности монацита.

Изотопный состав кислорода в магнетитах лежит границах многих месторождений IOA типа (Iron Oxide Apatite), или типа Кируна [Nyström et. al., 2008, Jonsson et. al., 2013], но также характерен для скарновых железорудных месторождений [Li et al. 2019]. Он совпадает с полями мантийного источника, принятыми для магнетитов магматического происхождения (рис. 1). Гематит имеет несколько повышенные значения изотопного состава кислорода и характеризуется более высокими значениями  $\delta^{18}\text{O}$ .



**Рис. 1** Изотопный состав кислорода в магнетитах месторождений IOA типа. Голубым цветом показано поле магматических магнетитов, зеленым поле магнетитов скарновых месторождений по [Weis, 2013, Tornos et al, 2016; Li et al. 2019 Akesayi et. al., 2021], Гурвунурское месторождение характеризуется наличием двух полей, которые соответствуют значениям характерным как для IOA, так и для скарновых месторождений.

Исходя из равновесности изотопных составов кислорода в парах магнетит – апатит, образование руд, согласно (Valley, 2003), происходило в пределах 909°C и свидетельствует о их магматическом происхождении. Расчет изотопных температур в паре магнетит – кварц, согласно (Zheng et al. 1991), также показал на образование руд при  $t$  926°C. Термометрические исследования включений и данные расчетов по минеральным и

изотопным геотермометрам апатит-магнетитовых месторождений как правило превышают 600°C, достигая до 900°C (Sillitoe, Barrous, 2002; Weis, 2013). Изотопные составы таких минералов как кварц, гранат, амфибол и алланит характеризуются повышенными значениями  $\delta^{18}\text{O}$  (+5.3 - +5.5‰). В более позднем жильном кварце фиксируется существенное обогащение изотопом  $\delta^{18}\text{O}$  (+3.5 – +3.6‰) по сравнению с кварцем из кварц-магнетитовых руд, это свидетельствует о наличии другого источника вещества.

Результаты исследований изотопных составов фиксируют участие двух источников вещества в их образовании. Один из них характеризуется однородностью состава и близостью к значениям мантийного источника. Другую группу представляет минералы пострудных парагенезисов, такие как алланит, жильные кварц и кальцит, гранат и амфибол, для которой характерны метеорные значения. Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатных минералах в основном имеют значения характерные для глубинной углекислоты. В то же время в карбонатных прожилках пострудной стадии наблюдается более легкий изотопный состав кислорода и несколько более тяжелый углерода, указывающие на участие воды метеорного источника.

Таким образом изотопный состав кислорода Гурвунурского месторождения может говорить об признаках, характерных как для ЮА типа, так и для скарновых железорудных месторождений. К числу наиболее важных признаков, характерных для скарновых месторождений относится наличие руд кварц-магнетитового состава большей части рудных тел и наличие руд пироксен-apatит-магнетитового состава. К признакам ЮА (тип Кируна) относятся характерные для этого типа вмещающие субмаринные вулканические породы, присутствие в рудах относительно большого количества апатита, содержащего редкоземельные элементы. Гурвунурское месторождение также характеризуется типичным для ЮА месторождений набором второстепенных и акцессорных минералов, таких как амфибол, алланит, сульфиды, сульфаты, цеолиты и незначительное количество скарновых минералов (пироксен, гранат, эпидот). Дальнейшие исследования позволят уточнить генезис апатит-магнетитовых руд.

#### *Литература:*

1. Гордиенко И. В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И. История развития Удино-Островодужной систем Забайкальского сектора палеоазиатского океана в позднем рифее-палеозое // Геология и геофизика. - 2010. - Т. 51. - С. 589-614.
2. Г. С. Рипп, Е. В. Ходырева, И. А. Избродин, М. О. Рампилов, Е. И. Ласточкин, В. Ф. Посохов. Генетическая природа апатит-магнетитовых руд Северо-Гурвунурского месторождения (Западное Забайкалье)// Геология рудных месторождений. - 2017. - №5. - С. 419-433.
3. R. Dong, H. Wang, W. Li, Q.-H. Yan, X. Zhang The geology, magnetite geochemistry, and oxygen isotopic composition of the Akesayi skarn iron deposit, Western Kunlun Orogenic Belt, Xinjiang, northwest China: Implications for ore genesis Ore Geol. Rev. - 2021. - V. 130. - P. 103854
4. Chang, Z.S., Shu, Q.H., Meinert, L.D. Skarn deposits of China. SEG Special Publications, Economic Geology, 2019. - p. 189–234.
5. Jonsson E., Troll V.R., Hogdahl K., Harris, C., Weis F., Nilsson K.P., Skelton A. Magmatic origin of giant 'Kiruna-type' apatite-iron-oxide ores in Central Sweden// Sci. Rep. - 2013. - V.3. - P. 1644–1652.
6. Li H., Zhang Z., Liu B., Jin Y., Santosh M. The genetic link between iron oxide-apatite and iron skarn mineralization in the Beizhan deposit, Western Tianshan, NW China: Evidence from magnetite and gangue mineral geochemistry, Journal of Asian Earth Sciences, 2023, 241 105460
7. Heimann, A., Beard, B.L., and Johnson, C.M., 2008, The role of volatile exsolution and subsolidus fluid/rock interactions in producing high  $^{56}\text{Fe}/^{54}\text{Fe}$  ratios in siliceous igneous rocks: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 72, p. 4379–4396.
8. Li, W., Xie, G.Q., Mao, J.W., Zhu, Q.Q., Zheng, J.H., 2019. Mineralogy, fluid inclusion, and stable isotope studies of the chengchao deposit, Hubei Province, Eastern China: Implications for the formation of high-grade Fe Skarn Deposits. Econ. Geol. 114, 325–352.
9. Nyström, J.O., Billström, K., Henríquez, F., Fallick, A.E. & Naslund, R.H., 2008: Oxygen isotope composition of magnetite in iron ores of the Kiruna type from Chile and Sweden. GFF, Vol. 130, pp. 177–188.
10. Sepidbar F, Mirnejad H, Li J-W, Ma C (2017) Mineral and stable isotope compositions, phase equilibria and  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology from the iron skarn deposit in Sangan, northeastern Iran. Ore Geol Rev 91:660–681

- Sillitoe, R. H. and Burrows, D. R., 2002- New field evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile: *Econ. Geol.*, v. 97, p. 1101-1109.
11. Tornos, F., Velasco, F., Hanchar, J.M., 2016. Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile. *Geology* 44, 427–430.
12. Weis F, Troll VR, Jonsson E, Högdahl K, Barker A, Harris C, Millet M-A, Nilsson KP (2013) Iron and oxygen isotope systematics of apatite–iron-oxide ores in central Sweden. In: Abstract volume, SGA biennial meeting 2013, Uppsala, Sweden, pp 1675–1678
13. Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontbot'e, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., Marschik, R., 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, spacetime distribution, and possible modes of origin. *Econ. Geol.* 100th Anniversary Volume, 371–406.
14. Valley, J.W. (2003). Oxygen isotopes in zircon, in Hanchar, J.M. & Hoskin, P.W.O. (eds.), *Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 53, 343-385.
15. Zhang, Z.C., Li, H.M., Li, J.W., Song, X.Y., Hu, H., Li, L.X., Chai, F.M., Hou, T., Xu, D.R. Geological settings and metallogenesis of high-grade iron deposits in China// *Sci. China Earth Sci.* - 2021. - V. 64, №5. - P. 691–715.
16. Zheng Y.-F. & Simon K. Oxygen isotope fractionation in hematite and magnetite: A theoretical calculation and application to geothermometry of metamorphic iron-formation// *European Journal of Mineralogy* - 1991. - V.3. - P. 877-886.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ  
СЕВЕРО-ВОСТОКА СИБИРСКОГО КРАТОНА:  
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА И СВЯЗЬ С АЛМАЗОНОСНОСТЬЮ

Калашникова Т.В.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; e-mail:  
Kalashnikova@igc.irk.ru*

Метасоматические процессы в литосферной мантии, ее генезис и формирование древних кратонов давно привлекают внимание исследователей, начиная с 1960-х гг. Прямым источником информации о составе литосферной мантии являются ксенолиты мантийных пород, выносимые на поверхность породами глубинного происхождения (в частности, кимберлитами). Согласно доминирующей гипотезе, при высокой степени плавления первоначальной примитивной мантии образовывались коматитовые и базальтовые расплавы, а также комплементарные к ним деплетированные гарцбургитовые реститы [Agashev et al., 2013; Похиленко и др., 2015]. В дальнейшем происходило изменение состава минералов реститов под воздействием флюидов или расплавов силикатного или карбонатитового состава. Считается, что под воздействием расплавов происходит процесс магматического замещения, приводящий к рефертилизации, с образованием крупно-зернистых лерцолитов с высоким содержанием незонального граната и клинопироксена, а также отслаивание нижней части литосферы [Похиленко и др., 2015]. Исследователи обращали более пристальное внимание на перидоты из алмазо-содержащих кимберлитовых трубок центральной части Сибирского кратона. В тоже время пироксенитовые и эклогитовые породы в трубке Удачная составляют менее 5% от количества всех ксенолитов [Уханов и др., 1988]. Вместе с тем вопрос о происхождении данных пород, механизме их генезиса и взаимосвязи с ультраосновными породами, составе метасоматизирующих расплавов остается дискуссионным. Обсуждались различные точки зрения на происхождение пород основного состава литосферной мантии: субдукция вещества древней океанической литосферы и его дальнейшее плавление; кумулатное происхождение из расплавов астеносферного происхождения при высоких P-T параметрах [Aulbach, 2016]. Предполагается, что «классические» кратонные эклогиты представляют собой древнюю океаническую кору, в дальнейшем претерпевшую субдуцирование и возможные дальнейшие метасоматические процессы.

Авторами была исследована коллекция пироксенитовых и эклогитовых ксенолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Далдынское поле, Далдынский террейн).

В целом гранатовые пироксениты из трубки Удачная характеризуются оранжево-красноватым цветом граната и темно-зеленым цветом пироксена. Среди них преобладают средне-крупно-зернистые гипидиоморфнозернистые и мозаичные структуры. В гранатовых клинопироксенитах обычно присутствует рутил, как в виде тонких (1-0.5 мкм) пластинок распада в клинопироксене, так и в виде мелких (20 – 100 мкм) изометричных или ограненных зерен в матрице. Эклогиты характеризуются гранатом розово-фиолетового цвета. Клинопироксен в этих породах часто изменен, обладает бледно-зеленой окраской. Структуры данных пород можно охарактеризовать как средне-мелкозернистые гранобластовые (до мозаичных) либо пойкилобластовые, что характерно для перекристаллизованных метаморфизованных пород. Часто в породах наблюдается амфибол, развивающийся по пироксену, по составу он относится к натриево-кальциевым амфиболам ряда рихтерит - магнезиотарамит. Также отмечено наличие сульфидов пентландитового состава.

Исследование химического состава минералов из эклогитов и клинопироксенитов проводилось на рентгеновском микроанализаторе Jeol Superprobe JXA-8200 (метод EPMA) в центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН

(аналитик Л.Ф. Суворова). Гранаты из эклогитов отличаются от гранатов из клинопироксенитов более высоким содержанием CaO и FeO ( $\text{Prp}_{55-40}\text{Alm}_{14-28}\text{Grs}_{26-30}$  - эклогиты,  $\text{Prp}_{60-65}\text{Alm}_{20-27}\text{Grs}_{8-15}$  - пироксениты). Клинопироксены из эклогитов отличаются пониженной магнезиальностью (91-84), а также пониженным содержанием CaO (16-18 мас.%). Высокое содержание жадеитовой компоненты в клинопироксене ( $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$  - 25-32%) позволило отнести данную группу пород к эклогитам.

Также был изучен состав редких элементов в минералах. Концентрации редких элементов в минералах были получены методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на микроанализаторе Cameca IMS 4f Ion probe в Центре коллективного пользования научным оборудованием «Диагностика микро- и наноструктур» (ЦКП ДМНС, Ярославский филиал Физико-технического института РАН, г. Ярославль; аналитик Симакин С.Г.). Большинство гранатов демонстрируют содержания редкоземельных элементов, близкие к т.н. «нормальным», соответствующим коэффициентам элемент - базальтовый расплав [Burgess&Harte, 2003], отсутствует «синусоидальное» распределение. Все гранаты характеризуются максимумом по Ta, минимумом La-Ce, минимумом по Ti. Эклогиты (особенно с блочной и мозаичной структурой), характеризуются небольшим минимумом по Eu, что может свидетельствовать о наличии Pl в исходной породе, которая подверглась плавлению и перекристаллизации. Для 3 образцов эклогитов из трубки Удачная наблюдается низкое, «истощенное» содержание редкоземельных элементов. В то же время гранаты из клинопироксенитов в целом характеризуются отсутствием такой аномалии. Данные характеристики свидетельствуют о кристаллизации гранатов из расплава. По содержанию  $\text{TiO}_2$  и Zr большинство гранатов (согласно дискриминационной диаграмме [Griffin et al., 1999]) относятся к области расплавного метасоматизма. Несколько образцов гранатов из эклогитов с высоким содержанием Zr (80-100 ppm) попадают в область флюидного метасоматоза (производимого флюидами, сопровождающегося кристаллизацией флогопита). Клинопироксены характеризуются достаточно большими вариациями состава по редким элементам, но в целом также наблюдаются максимумы по танталу и минимумы по Nb, Ti. Кривые распределения редких элементов в амфиболах характеризуются довольно широким разбросом значений (до 20-30 раз), максимумами по Ba и Nb, значительными минимумами по Ti, Zr+Hf, а также постепенным уменьшением значений концентраций REE. На дискриминационной диаграмме Ti/Eu - La/Yb [Coltorti et al., 2013] все образцы клинопироксена и амфибола попадают в область силикатных (не карбонатитовых) расплавов.

Таким образом, на основании содержания редких элементов в минералах из ксенолитов можно сделать вывод, что в литосферной мантии под кимберлитовой трубкой Удачная наблюдалось несколько этапов метасоматических процессов. Присутствие эклогитовых ксенолитов (с Eu-минимумом) указывает на влияние субдукционной компоненты. Наличие пироксенитовых ксенолитов с узкими вариациями состава минералов указывает на их кристаллизацию из расплавов - второй этап метасоматических процессов, который в дальнейшем мог сопровождаться метаморфической перекристаллизацией. Содержание редких элементов в гранатах указывает на астеносферную природу расплавов. Такие расплавы приносили элементы группы HFSE, REE, а также Pt, Pd и Re. Последний этап наиболее четко прослеживается с помощью модального Amph метасоматоза. Наличие вторичного амфибола свидетельствует о широком проявлении силикатного докимберлитового метасоматоза в литосферной мантии под центром Сибирского кратона.

*Исследование выполнено за счет гранта РФФИ (проект № 22-77-10073). Аналитические исследования выполнены в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.*



*Литература:*

1. Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д. и др. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом// Геология и геофизика. - 2015. - Т. 56. № 1–2. - С. 361–383.
2. Уханов А.В, Рябчиков И.Д., Харьков А.Д. Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука. 1988. - 286 с.
3. Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P. et al. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya// Lithos. - 2013. - V. 160–161. - P. 201–215.
4. Aulbach S., Jacob D.E. Major- and trace-elements in cratonic mantle eclogites and pyroxenites reveal heterogeneous sources and metamorphic processing of low-pressure protoliths// Lithos. - 2016. - V. 262. - P. 586–605.
5. Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry// Journal of Petrology. - 2004. - V.45. - P. 609–634.
6. Coltorti M., Bonadiman C., Hinton R.W. et al. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from Clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean // Journal of Petrology. - 1999. - V.40. №1. - P. 133–165.
7. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian Lithosphere Traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. - 1999. - V.310. - P. 1–35.

# ТРАНСФОРМАЦИЯ СОСТАВА ПИРОКСЕНОВ В ПРОЦЕССАХ СУБСОЛИДУСНОГО ПЕРЕУРАВНОВЕШИВАНИЯ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ С ПРОСАЧИВАЮЩИМИСЯ РАСПЛАВАМИ, НА ПРИМЕРЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕРЦОЛИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ (ВУЛКАН ТУМУСУН)

Каримов А.А.<sup>1,2</sup>, Горнова М.А.<sup>1</sup>, Беляев В.А.<sup>1</sup>

*1 – Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; anas@igc.irk.ru*

*2 – Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

Ксенолиты мантийных пород представляют собой фрагменты верхней мантии Земли, которые выносятся на поверхность кимберлитами – глубина захвата ксенолитов обычно >100 км, и щелочными базальтами – глубина захвата ксенолитов ~30-100 км. География распространения местонахождений мантийных ксенолитов протягивается от древних кратонов до океанических островов, что позволяет исследовать мантийные процессы в разрезе как по глубине, так и по латерали. Зачастую ксенолиты могут иметь реакционные зоны вокруг минералов первичного парагенезиса (оливин, орто- и клинопироксен, гранат/шпинель). Природа этих реакционных зон до сих пор дискуссионна, модели их формирования включают как процессы частичного плавления вызванного различными факторами [Su et al., 2011; Pan et al., 2018] и метасоматическими преобразованиями под действием просачивающихся флюидов и/или расплавов [Carpenter et al., 2002], так и комбинациями этих факторов [Lu et al., 2015]. Таким образом, установление истинной природы образования минералов реакционных зон позволяет дискриминировать процессы наложенного метасоматоза и первично-мантийные процессы определяющие гетерогенность мантии Земли.

Кайнозойский базальтовый вулканизм Южно-Байкальской вулканической области активен в течение 35 млн лет от олигоцена до голоцена, и некоторые исследователи связывают этот вулканизм с действием мантийного плюма. Крупнейший вулканический импульс 21–15 млн лет назад образовал крупное лавовое плато, охватившее хребет Хамар-Дабан. Кайнозойские базальтовые лавы извергались на неоднородный коровый фундамент, сложенный метаморфизованными обломками островодужных и задуговых комплексов, которые составляют метаморфический Хамар-Даманский рельеф. Хамар-Дабанский террейн состоит из нескольких серий: Слюдянской (метаморфизованные вулканогенные и осадочные породы), Хангарульской (метаморфизованные граувакки, туфы и карбонаты) и Хамардабанской (метаморфизованные флишевые отложения). Состав литосферной мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающими районами изучался многими авторами [Iopov et al., 1995 и мн. др.]. Одним из местонахождений мантийных ксенолитов является вулкан Тумусун (51°19'19" с.ш., 103°14'48" в.д.), расположенный в пределах хребта Хамар-Дабан на водоразделе рек Тумусун и Утулик. Вулкан Тумусун является одним из крупнейших извергающихся центров среди других неогеновых базальтовых областей хребта Хамар-Дабан. Лавовые потоки вулкана Тумусун представлены оливиновыми базальтами, гавайитами и базанитами. Базаниты вулкана Тумусун содержат большое количество мантийных ксенолитов, представленные перидотитами и пироксенитами.

Изученные ксенолиты перидотитов представляют собой шпинелевые лерцолиты. Они имеют среднезернистую протогранулярную текстуру. Породы не имеют признаков деформации. Оливин и ортопироксен имеют одинаковый размер ~ 2 мм, но некоторые образцы содержат более крупные (до 6 мм) зерна ортопироксенов. Клинопироксен имеет меньшие размеры (до 1 мм). Пироксены не содержат структур распада. Модальные составы перидотитовых ксенолитов: оливин (55.4–61.0 %), ортопироксен (22.7–28.9 %), клинопироксен (10.8–18.6 %), шпинель (1.8–3.5 %). Оливин (O11) имеет реакционную зону шириной 50–100 мкм при непосредственном контакте ксенолита с базанитом. Зона реакции

имеет волнистую границу и представлена оливином отличающегося состава (Ol2). Ортопироксен (Orx) в прямом контакте с базанитом сохранил лишь небольшие участки Orx1, окруженные ортопироксеновой реакционной зоной шириной до сотен мкм. Реакционная зона Orx1 сложена срастанием мелких субидiomорфных зерен оливина (Ol3) и клинопироксена (Crx3) и червеобразных агрегатов щелочного полевого шпата. Во всех образцах от контакта базанит/ксенолит к центральной части ксенолитов зоны реакции ортопироксена сужаются. В центральных частях наиболее крупных ксенолитов реакционная зона ортопироксена отсутствует или развита не вокруг всего зерна и имеет вид интерстициальных агрегатов. Реакционная зона вокруг клинопироксена (Crx1) образована каймой вторичного клинопироксена (Crx2), которая содержит вермикулярные агрегаты плагиоклаза и реже мелкие зерна оливина (Ol4) и хром-шпинели (Sp4). Реакционная зона шпинели (Sp1) представлена срастанием мелкой субидiomорфной шпинели (Sp2) и щелочного полевого шпата. Она развивается либо на контакте базанит/ксенолит, либо на контакте с зоной реакции ортопироксена или полевошпатовыми прожилками (см. рис. 2 к, л). В остальных случаях реакционная зона шпинели отсутствует.

Первичный оливин из центральных частей ксенолитов имеет состав характерный для лерцолитов с малыми степенями плавления (Mg# 0.89-0.91; NiO 0.31-0.42 мас. %), т.е. имеет явно реститовую природу. Оливин реакционных кайм (Ol2) имеет заметно более низкую Mg# (0.73–0.78) и содержание NiO (0.13–0.16 мас. %) и более высокий CaO (0.31–0.46 мас. %). Первичный ортопироксен (Orx) по составу соответствует энстатит, гомогенен от центра до края. Orx2 из реакционной зоны имеет более низкое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~0.2 мас. %), более высокие Mg# (0.91-0.92) и CaO (~1.3 мас. %). Первичный клинопироксен (Crx) представлен Cr-диоксидом, в нем не наблюдается зональности от центра к краю. Во внешней контактовой зоне ксенолит-базанит зерна вторичного клинопироксена (Crx2) имеют низкие Mg# (0.74-0.78), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2.5-4.0 мас. %) и Na<sub>2</sub>O (0.5-1.0 мас. %) и высокое содержание TiO<sub>2</sub> (0.6-1.5 мас. %) и CaO (21.5-22.5 мас. %) и по составу подобны вкрапленникам клинопироксена из базанита. Первичная хромшпинель однородна в пределах одного образца, по составу отвечает алюмохромиту. Вторичная шпинель (Sp2) из реакционных зон шпинели и ортопироксена имеет более высокие Cr#, TiO<sub>2</sub>, MnO и V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и более низкие Mg# и NiO по сравнению с первичной шпинелью.

Первичные клинопироксены без реакционных кайм имеют два типа распределения РЗЭ. Для первого типа характерны недифференцированные HREE-MREE спектры и обеднение по LREE, т.е. форма спектра распределения характерна для реститовых лерцолитов малых степеней плавления. Клинопироксены второго типа имеют плоское HREE-MREE распределение и обогащены в части LREE, т.е. не отвечают реститовой модели образования. Стоит отметить, что зачастую уровень содержания HREE-MREE в клинопироксенах второго типа ниже чем в клинопироксенах первого. В первичных ортопироксенах наблюдаются схожие картины распределения REE, но практически не имеют различий в распределении HREE-MREE.

Петрографические наблюдения свидетельствуют о циркуляции расплава внутри перидотитовых ксенолитов и взаимодействии расплава с минералами. Это выражается в следующем: 1 – образование реакционных зон происходит не со всех сторон зерен Orx, Crx и Sp; 2 – реакционные зоны клинопироксена и шпинели шире в контакте с реакционными зонами ортопироксена. В то же время оливин, находящийся внутри ксенолитов, не зональный, т. е. в нем отсутствуют реакционные зоны. Более того, внутри ксенолитов меняется состав расплава. Это отражается в различном минеральном составе реакционных зон ортопироксена, различии состава полевых шпатов в реакционных зонах разных минералов и широких вариациях составов главных элементов вторичных клинопироксенов. Расплав неоднороден, так как минералы лерцолитовых ксенолитов (ортопироксен, клинопироксен, шпинель) растворяются в разных пропорциях, поэтому вносят разный вклад в состав циркулирующего расплава. Экспериментальные исследования механизмов

растворения ортопироксена в недосыщенных кремнеземом щелочных расплавах при давлении 1 атм и от 0.4 до 2 ГПа [Shaw, 1999] показывают, что недосыщенный SiO<sub>2</sub> расплав вызывает инконгруэнтное растворение ортопироксена с образованием богатого кремнеземом и щелочью расплава с последующей кристаллизацией высокомагнезиального оливина и клинопироксена. Состав новообразованного расплава определяется составом растворяющегося ортопироксена и диффузией элементов (Ca, Al, Na, K) из базанитового расплава. Следовательно, вторичные минералы богаты магнием, как и первичные минералы перидотитов.

Несоответствие кривых распределения HREE-MREE в паре Сrx-Орх нельзя объяснить моделью взаимодействия с расплавом, известно, что Kd минерал-расплав увеличиваются в ряду La-Yb и большее обогащение расплавом может привести только к значительному подъему LREE и сравнительно небольшому HREE. Dygert и Liang [2015 и ссылки в нем] в своих работах показали, что при достаточно долгом остывании пород происходит субсолидусное переуравновешивание в паре Сrx-Орх, что выражается в обеднении Сrx и одновременном обогащении Орх HREE.

Таким образом, в лерцолитовых ксенолитах фиксируется как минимум два события повлекшие за собой трансформацию редкоэлементного состава пироксенов – процесс рефертилизации ксенолит-несущими расплавами – базанитами, а также предшествующий этому этап субсолидусного переуравновешивания.

*Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 22-27-00821, <https://rscf.ru/project/22-27-00821/>).*

#### Литература:

1. Su B.-X., Zhang H.-F., Sakyi P.A., Yang Y.-H., Ying J.-F., Tang Y.-J., Qin K.-Z., Xiao Y., Zhao X.-M., Mao Q., et al. The Origin of Spongy Texture in Minerals of Mantle Xenoliths from the Western Qinling, Central China // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2011 – V. 161 – p. 465–482.
2. Pan S., Zheng J., Yin Z., Griffin W.L., Xia M., Lin A., Zhang H. Spongy Texture in Mantle Clinopyroxene Records decompression-Induced Melting // *Lithos* – 2018 – V. 320–321 – p. 144–154.
3. Carpenter R.L., Edgar A.D., Thibault Y. Origin of Spongy Textures in Clinopyroxene and Spinel from Mantle Xenoliths, Hessian Depression, Germany // *Mineral. Petrol.* – 2002 – V. 74 – p. 149–162.
4. Lu J., Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Microscale Effects of Melt Infiltration into the Lithospheric Mantle: Peridotite Xenoliths from Xilong, South China // *Lithos* – 2015 – V. 232 – p. 111–123.
5. Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-Bearing Lherzolite Xenoliths in Alkali Basalts from Hamar-Daban, Southern Baikal Region, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1995 – V. 122 – p. 174–190.
6. Shaw C.S.J. Dissolution of Orthopyroxene in Basanitic Magma between 0.4 and 2 GPa: Further Implications for the Origin of Si-Rich Alkaline Glass Inclusions in Mantle Xenoliths // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1999 – V. 135 – p. 114–132.
7. Dygert N., Liang U. Temperatures and cooling rates recorded in REE in coexisting pyroxenes in ophiolitic and abyssal peridotites // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2015 – V. 420 – p. 151–161.

# ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИЙ И ИНСТРУМЕНТОВ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА В РАСПОЗНАВАНИИ И ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Кирпичев В.Э.<sup>1</sup>, Кодиров Ш.Ш.<sup>2</sup>

*1 - МБОУ СОШ №8 имени М.И. Бусыгина; e-mail - kirpichev.vladimir@list.ru*

*2 - Кафедра "Информационно-измерительная техника" Южно-Уральского  
государственного университета; e-mail - kodirovss@susu.ru*

Россия по праву считается лесной державой, на неё приходится 1/5 часть всех лесов мира, 1/2 часть всех хвойных лесов, леса занимают ~50% всей площади страны и составляют 1,2 млрд. Га. Защита лесных ресурсов от пожара является важной задачей управления лесным хозяйством. Основная причина гибели лесов - это пожары. На расходы по тушению лесных пожаров выделяются и тратятся огромные средства. По данным министерства природных ресурсов ущерб от лесных пожаров в 2021 составил 10.6 млрд рублей. Следует заметить, что реальный экономический ущерб от лесного пожара складывается не только из урона, нанесенного лесу, промышленным и другим объектам, но и из затрат, связанных непосредственно с тушением. Соответственно для того, чтобы минимизировать выше отмеченные ущербы и затраты, необходимо на ранних стадиях локализовать и ликвидировать пожары. Однако, для того чтобы на ранних стадиях предвидеть пожары (например, местоположение, тип пожара, возможное время возникновения), необходимо иметь достоверные прогнозы о рисках их возникновения. Для этого необходимо разработать систему мониторинга и прогнозирования рисков возникновения пожаров с применением передовых технологии обработки данных. Из сказанного выше становится очевидна огромная важность организации надёжной системы мониторинга и прогнозирования рисков возникновения пожаров для своевременного обнаружения и принятия мер по недопущению лесных пожаров, позволяющая минимизировать экономический, экологический (а в некоторых случаях и человеческий) ущерб [1-4].

Раньше проблема лесных возгораний являлась нерешимой ни в одной стране мира, поскольку условия возникновения пожара, характер его поведения и возможности его тушения зависят от сочетания множества самых разных факторов, как прямых, так и косвенных. Ныне существующие прогностические модели [3-6] имеют недостаточную точность прогнозирования, а также они построены на синтетических данных, что ограничивает их применять в реальных условиях. Кроме того, в существующих моделях не учитывается временные характеристики возникновения типов пожаров. Следовательно, необходимо разработать алгоритм обработки данных и модель прогнозирования лесных пожаров учитывающий временные и географические особенности территории Российской Федерации.

В представленной работе, предлагается новая методика разработки алгоритма обработки данных и модели прогнозирования лесных пожаров по времени и по локации их возникновения для территории Российской Федерации. В данной работе, применились самые передовые методы обработки данных, а также алгоритмы машинного обучения.

## **Основные результаты и выводы:**

1. С применением алгоритма обработки данных и метода разведочного анализа данных (exploratory data analysis), выявлены неочевидные закономерности возникновения лесных пожаров, по времени и локации их возникновения. В частности, по графикам агрегированных значения возникновения лесных пожаров по месяцам года, по неделям года, по дням года, по дням месяца и дням недели, выявлены явные закономерности возникновения пожаров по времени.

2. С целью минимизации неполноты информации и повышения репрезентативности информации о возникновении лесных пожаров, на основе выявленных закономерностей, с применением инструментов «инженерия данных» (data engineering) были рассчитаны и введены дополнительные дискредитирующие элементы данных.

3. Для оценки статистической взаимосвязи между типами лесных пожаров и введенными элементами данных, рассчитаны парные коэффициенты корреляции и построена корреляционная матрица. По значениям коэффициентов корреляции, было установлено, что рассчитанные и введенные дополнительные элементы данных являются значимыми, и могут вполне использоваться в качестве входных данных для построения модели прогнозирования лесных пожаров.

4. На основе алгоритма «k-ближайших соседей (k-NN)», разработана модель прогнозирования лесных пожаров по времени и локации их возникновения. Разработанная модель на экспериментальных тестовых данных демонстрировал аккуратность (accuracy), точность (precision) и полноту (recall) прогнозирования от 0,82 до 0,925, что превосходит по точности традиционных методов на 15-20%.

5. С применением такого метода кластеризации как k-средних (k-means clustering), экспериментальные данные о лесных пожарах по времени и локации их возникновения были кластеризованы. Это было сделано для того, чтобы дополнительно оценить схожесть и различие между типами лесных пожаров.

#### *Литература:*

1. Воробьев Ю.Л. Лесные пожары на территории России: Состояние и проблемы/Ю.Л. Воробьев, В.А. Акимов, Ю.И. Соколов; Под общ. ред. Ю.Л. Воробьева; МЧС России. — М.: ДЭКС-ПРЕСС, 2004.
2. Коваль Ю.Н. Анализ пожаров на территории Усинского лесничества / Коваль Ю.Н. Анализ пожаров на территории Усинского лесничества // Безопасность жизнедеятельности. - 2021. - №1 (421). - С. 50-53.
3. Станкевич Т.С. Разработка метода оперативного прогнозирования динамики развития лесного пожара посредством искусственного интеллекта и глубокого машинного обучения // Вестник Иркутского государственного технического университета. - 2018. - Т. 22. - № 9. - С. 111-120.
4. Барталев С.А., Стыщенко, Ф.В., Егоров, В.А., Лупян, Е.А. Спутниковая оценка гибели лесов России от пожаров. – Лесоведение, – 2015. - № 2, с. 83-94.
5. Бондур В.Г., Гинзбург, А.С. Эмиссия углеродсодержащих газов и аэрозолей от природных пожаров на территории России по данным космического мониторинга. – Доклады Академии наук, – 2016. - т. 466, № 4. - С. 473-477. doi:10.7868/S0869565216040186.
6. Бондур В.Г., Гордо, К.А., Кладов, В.Л. Пространственно-временные распределения площадей природных пожаров и эмиссий углеродсодержащих газов и аэрозолей на территории Северной Евразии по данным космического мониторинга. – Исследование Земли из космоса, – 2016. № 6. - С. 3-20. Doi:10.7868/S0205961416060105.

## КОНТРОЛЬ СОДЕРЖАНИЯ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ

Козырь В.С., Поволанский А.В.

*УО «Национальный детский технопарк», Минск; vsevolodkozyr@gmail.com*

Проблема загрязнения поверхностных вод биогенными элементами (соединениями азота и фосфора) является актуальной для Республики Беларусь. Источниками их поступления в водные объекты выступают преимущественно хозяйственно-бытовые сточные воды и поверхностный сток. Высокая концентрация соединений азота и фосфора приводит к эвтрофикации, а в последствии и к заболачиванию.

Для определения содержания в воде биогенных элементов преимущественно используются лабораторные методы. В качестве альтернативного варианта может рассматриваться способ с применением экспресс-тестов, позволяющих быстро оценить качество воды по интересующим показателям, но обладающие меньшей достоверностью.

Целью работы является контроль содержания биогенных элементов в поверхностных водах лабораторными и экспресс-методами.

Для достижения поставленной цели были решены следующие задачи:

- отобраны пробы поверхностных вод;
- в лабораторных условиях определена концентрация азота нитратного, нитритного, аммонийного, фосфатов;
- параллельно экспресс-методами с применением тест-систем установлена концентрация азота нитратного и фосфатов, проведено сравнение полученных результатов;
- сделаны выводы о качестве отобранных проб воды и соответствии их установленным нормативам.

Объектом исследования в работе являлись пробы поверхностных вод, отобранные в р. Свислочь (в пределах г. Минска), оз. Белое и Рыбница (Гродненская область). Отбор производился в 16-ти точках в два периода времени – в начале апреля (средняя температура воздуха составляла 8°C). Отбор проб проводили в соответствии требованиями природоохранного законодательства и методиками лабораторного анализа. Отбор проб воды проводили в соответствии с ТКП 17.13-14-2021, ГОСТ 31861-2012.

Определение нитрат-ионов и ионов аммония в пробах воды проводили потенциометрическим методом [Лихачева, 2011] с использованием ионоселективного электрода на иономере И-160МИ. Нитрит-ионы определяли фотометрически с реактивом Гриса-Илосвая в кислой среде [Жарская, 2007] на спектрофотометре ПЭ-5400УФ, а также с применением набора VladOx. Фотометрический метод определения концентрации фосфат-ионов основан на их взаимодействии в кислой среде с молибдатом аммония [Жарская, 2007], измерения также проводили на спектрофотометре ПЭ-5400УФ. Для экспресс-определения использовали набор НИЛПА.

Результаты определения представлены в таблицах 1–2.

Потенциометрическое определение нитратов в пробах воды показало, что их концентрация изменяется от 0,41 до 2,08 ПДК в пробах воды из озер. Наибольшая концентрация нитрат ионов в озере зафиксирована в пробе, отобранной рядом с сельскохозяйственным полем, что связано с применением удобрений и их попаданием в водный объект. Достаточно высокие концентрации нитратов видны в пробах вдоль дороги по ул. Задубье и под мостом по ул. Советской. Это можно объяснить, скорее всего, попаданием в озеро поверхностного стока, а также оседанием оксидов азота из атмосферы.

В пробах воды из реки Свислочь концентрация нитратов составляла 0,94–1,38 ПДК, что свидетельствует о высокой антропогенной нагрузке на водный объект. Соединения азота

попадают в реку со сточными водами, поверхностным стоком, а также осаждаются из атмосферы.

Таблица 1. Результаты определения нитрат- и нитрит-ионов.

№	Место	Нитрат-ионы		Нитрит-ионы	
		концентрация, мг/дм <sup>3</sup>	С/ПДК*	концентрация, мг/дм <sup>3</sup>	С/ПДК*
озера Белое и Рыбница					
1	Деревоперерабатывающие предприятие (ул. Заводская 1А)	18,53	0,41	0,014	≤0,01
2	Пляж аг. Озёры (1 проба)	22,38	0,50	0,012	≤0,01
3	Жилые Дома	22,38	0,50	0,017	≤0,01
4	Детский лагерь "Озёры"	21,44	0,48	0,013	≤0,01
5	Дорога вдоль ул. Задубье	45,22	1,00	0,018	≤0,01
6	Мост (ул. Советская)	42,58	0,95	0,018	≤0,01
7	Лесной массив	26,68	0,59	0,016	≤0,01
8	Пляж аг. Озёры (2 проба)	42,76	0,95	0,015	≤0,01
9	Рядом с полем вдоль ул. Советская	93,75	2,08	0,017	≤0,01
река Свислочь в пределах г. Минска					
10	Остров птиц (рядом с Комсомольским озером)	54,11	1,20	0,088	0,03
11	Под мостом по ул. М.Богдановича	52,92	1,18	0,153	0,05
12	У отстойников БГТУ (ул. Белорусская)	56,64	1,26	0,075	0,02
13	Сброс шиномонтажного сервиса по ул. Полевой	61,91	1,38	0,031	0,01
14	У дамбы (пер.Соколянский)	55,74	1,24	0,042	0,01
15	На южной окраине Чижовского водохранилища	42,14	0,94	0,034	0,01
16	Левый берег, возле ГЭС по ул.Ташкентская	42,45	0,94	0,338	0,10

По данным фотометрического определения нитрит-ионов можно сказать, что в пробах воды, отобранных в озерах Белое и Рыбница, их содержание намного ниже нормативного значения. В пробах воды из реки Свислочь концентрация нитритов изменяется в десять раз и составляет от 0,01 до 0,1ПДК. Полученные результаты в основном согласуются с экспресс-определением, за исключением двух проб – отобранных по ул. Белорусской и по ул. Ташкентской.

Важно учесть, что при расчете отношения  $C_p/ПДК$  сначала нужно сделать пересчет концентрации фосфат-ионов на фосфор, т.к. в Республике Беларусь нормируется именно эта концентрация. По данным фотометрического определения можно сказать, что концентрация фосфатов (в пересчете на фосфор) в отобранных пробах поверхностных вод составила от 0,05 до 0,2 ПДК для озер Белое и Рыбница, 0,23–0,53ПДК – для реки Свислочь. Результаты определения концентраций фотометрическим методом согласуются с экспресс-определением (наибольшая концентрация также зафиксирована в пробах, отобранных по ул. Белорусской).

Как следует из таблицы 2, в пробах воды из озер и реки Свислочь концентрация ионов аммония находится в диапазоне 0,05–0,12 ПДК. Причем нет существенных отличий в значениях полученных концентраций, в отличие, например, от содержания нитратов и фосфатов.

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о высоком содержании биогенных элементов в реке Свислочь в пределах города Минска. Концентрация нитрат-ионов во всех пробах превышает либо близка к нормативному значению. Концентрация нитрат-ионов пробах вод из озера также характеризуется достаточно высокими значениями, что связано, скорее всего, с интенсивным их использованием в сельском хозяйстве региона. Концентрация фосфат-ионов в пробах из р. Свислочь несколько выше, чем в озерах, что



объясняется более высокой антропогенной нагрузкой на реку в городе. Концентрация нитрит-ионов и ионов аммония значительно ниже нормативных значений.

Таблица 2. Результаты определения нитрат- и нитрит-ионов в воде.

№	Место	Ионы аммония		Фосфат-ионы	
		концентрация, мг/дм <sup>3</sup>	С/ПДК*	концентрация, мг/дм <sup>3</sup>	Ср/ПДК*
озера Белое и Рыбница					
1	Деревоперерабатывающие предприятие (ул. Заводская 1А)	0,12	0,06	0,018	0,10
2	Пляж аг. Озёры (1 проба)	0,12	0,06	0,035	0,20
3	Жилые Дома	0,10	0,05	0,023	0,13
4	Детский лагерь "Озёры"	0,17	0,09	0,009	0,05
5	Дорога вдоль ул. Задубье	0,16	0,08	0,018	0,10
6	Мост (ул. Советская)	0,27	0,13	0,019	0,11
7	Лесной массив	0,21	0,10	0,016	0,09
8	Пляж аг. Озёры (2 проба)	0,24	0,12	0,021	0,12
9	Рядом с полем вдоль ул. Советская	0,21	0,10	0,023	0,13
река Свислочь в пределах г. Минска					
10	Остров птиц (рядом с Комсомольским озером)	0,11	0,06	0,070	0,40
11	Под мостом по ул. М.Богдановича	0,13	0,07	0,040	0,23
12	У отстойников БГТУ (ул. Белорусская)	0,16	0,08	0,092	0,53
13	Сброс шиномонтажного сервиса по ул. Полевой	0,18	0,09	0,072	0,41
14	У дамбы (пер.Соколянский)	0,13	0,06	0,072	0,41
15	На южной окраине Чижовского водохранилища	0,20	0,10	0,040	0,23
16	Левый берег, возле ГЭС по ул.Ташкентска	0,24	0,12	0,060	0,34

Сравнение лабораторных и экспресс-методов определения нитрит- и фосфат-ионов свидетельствует о возможности использования тест-систем в качестве индикаторов состояния водных объектов, но для получения точных значений концентраций целесообразно использовать аттестованные лабораторные методики.

*Литература:*

1. Лихачева А.В. Химия окружающей среды. Лабораторный практикум – Минск: БГТУ, 2011 – 202 с.
2. Жарская Т.А. Мониторинг окружающей среды – Минск: БГТУ, 2007 – 185 с.

## ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОЛОЧНО-БЕЛОГО КВАРЦА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Корекина М.А., Савичев А.Н., Игуменцев К.В.

*Южно-Уральский федеральный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс, e-mail: maria@mineralogy.ru*

Кварц – уникальное сырье, используемое для производства обогащенной крупки, применяемой для нужд оптоволоконной, медицинской, авиационной, космической и других отраслей производства. Важным показателем эффективности обогащения являются гранулометрические характеристики кварца, под которыми подразумеваются: размер зерна, полигональность и изометричность кварцевых зерен, позволяющие выбрать метод дробления образцов кварца с целью максимального вскрытия и удаления минеральных и газовой-жидких включений [Игуменцева и др., 2011; Кабанова и др., 2015].

Объектами исследования послужили жилы молочно-белого кварца: Ларинского и Наилинского месторождений, а также проявления Песчаное. Гранулометрические характеристики зернистости кварца всех объектов изучены методом компьютерного анализа изображения. Из штучных образцов кварца изготавливалось по 2 петрографических шлифа, распиленных в двух взаимоперпендикулярных плоскостях. Исследования производились с использованием поляризационного бинокулярного микроскопа МПСУ-1 с цифровой фотокамерой. Было получено несколько фотографий шлифов при разных увеличениях и разных углах поляризатора микроскопа. Обработка фотографий шлифов проводилась с помощью графических программ и программы количественного анализа изображения Image Tool [Игуменцева и др., 2007].

Результаты компьютерного анализа изображения шлифов представлены в Таблице 1. Изученные объекты близки по своим гранулометрическим характеристикам, однако более крупнозернистым кварцем (средний размер зерна 1.07 см) сложены жилы Наилинского месторождения, в то время как более мелкозернистым является кварц проявления Песчаное (средний размер зерна 0.91 см). Показатели изометричности, отражающие степень деформационных преобразований зёрен кварца, по изученным объектам составляют 1.68-1.83 отн.ед., в то время как полигональность, показывающая морфологический тип границ зерен несколько выше в кварце проявления Песчаное (4.77 отн.ед.). Это связано с преобладанием в кварце реликтовых зерен (до 90%), имеющих зубчатые и ступенчатые границы, что значительно усложняет процесс обогащения. Отличия в гранулометрических характеристиках кварца связаны с различной степенью воздействия на кварцевые жилы процессов метаморфизма, что привело к неоднородным деформационным изменениям кварцевых тел, таким как появление системы трещин, блокование и перекристаллизация с образованием «чистых» новообразованных зерен. Самые высокие содержания (до 50%) новообразованных зерен, не содержащих минеральные и газовой-жидкие включения установлены в краевых жилах Ларинского месторождения, кварц Наилинского месторождения и проявления Песчаное менее рекристаллизован (от 5 до 20%).

Таблица 1. Обобщенные результаты исследования кварца методом компьютерного анализа изображений.

Место-рождение (проявление)	Кол-во шлифов	Средний размер зерен, см <u>от – до</u> среднее, отн.ед.	*Изометричность <u>от – до</u> среднее, отн.ед.	*Полигональность <u>от – до</u> среднее, отн.ед.	Распределение зерен по размеру, %			
					0.1–0.4 см <u>от – до</u> среднее	0.4–1.0 см <u>от – до</u> среднее	1.0–2.0 см <u>от – до</u> среднее	2.0–5.0 см <u>от – до</u> среднее
1	2	3	4	5	7	8	9	10
Ларинское месторождение	36	<u>0.34–3</u> 0.99	<u>1.56–1.96</u> 1.79	<u>3–4.27</u> 3.6	<u>0–25</u> 15	<u>0–63</u> 46	<u>0–29</u> 8	<u>0–50</u> 6
Наилинское месторождение	16	<u>0.22–4.5</u> 1.07	<u>1.35–4.55</u> 1.83	<u>3.13–4.63</u> 3.72	<u>0–46</u> 15	<u>0–56</u> 24	<u>0–80</u> 25	<u>0–60</u> 18
Проявление Песчаное	40	<u>0.4–1.26</u> 0.91	<u>1.54–1.85</u> 1.68	<u>4–5.16</u> 4.77	<u>0–36</u> 0	<u>0–38</u> 35	<u>0–15</u> 7	<u>0–0</u> 0

\* Изометричность – отношение длин большой и малой осей зерна ( $a_{min}/a_{max}$ ), показывает степень деформационных преобразований зёрен кварца. \*\* Полигональность – отражает морфологический тип границ зерен кварца.

*Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда и Челябинской области в рамках научного проекта № 22-27-20077.*

*Литература:*

1. Игуменцева М.А., Зайнуллина Р.Т., Быков В.Н. Исследование гранулометрических характеристик кварца Кузнечихинского и Кыштымского месторождения (Ю. Урал) методом компьютерного анализа изображения // Разведка и охрана недр. - 2011. - № 11. - С. 46–48.
2. Игуменцева М.А., Кораблев А.Г., Быков В.Н. Применение компьютерного анализа изображения для количественной характеристики структуры гранулированного кварца // ЗВМО. - 2007. № 3. - С. 128–131.
3. Кабанова Л.Я., Анфилов В.Н., Игуменцева М.А. Структурно-текстурные особенности пород и морфология минералов, кристаллизующихся в малых геологических телах (по данным экспериментальных исследований) // Онтогения, филогения. Миасс: Имин УрО РАН. - 2015. - С. 100–106.

# РЕКОНСТРУКЦИЯ СОДЕРЖАНИЯ СЕРЫ В РАСПЛАВЕ И УСЛОВИЙ СУЛЬФИДНОГО НАСЫЩЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Корнеева А.А.<sup>1,2</sup>, Каменецкий В.С.<sup>1,2</sup>, Некрылов Н.А.<sup>3,4</sup>

*1 – Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка  
kornealinka@gmail.com*

*2 – Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

*3 – Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, г. Москва*

*4 – Геологический институт НАН РА, г. Ереван, Армения*

Изучение расплавных включений в минералах представляет собой один из наиболее часто используемых способов оценки содержания летучих компонентов в силикатных расплавах, которые в свою очередь влияют на условия образования магмы и ее эволюцию. В частности, содержание серы в силикатных расплавах и возникновение сульфид-силикатной несмесимости тесно связано с условиями плавления мантии и P-T-fO<sub>2</sub> параметрами системы. Достижение силикатным расплавом сульфидного насыщения и эволюция сульфидной жидкости – ключевой фактор для образования сульфидных месторождений [например, Barnes et al., 2016; Maier, 2005; Naldrett, 2004 и др.].

Силикатные расплавные включения в высокомагнезиальном оливине отражают состав наиболее примитивных родоначальных расплавов, однако эти включения наиболее подвержены модификации после захвата. Например, эффект потери железа (Fe-loss) представляет собой наиболее серьезную проблему как для естественно закаленных, так и для экспериментально гомогенизированных включений [Данюшевский и др., 2000]. Этот процесс приводит к обеднению остаточного расплава Fe<sup>2+</sup>, поэтому при изучении состава расплава требуется поправка на кристаллизацию оливина и повторное уравнивание оливина-хозяина при более низких температурах.

В свою очередь, потеря Fe снижает растворимость серы в расплаве [Haughton et al., 1974]. При существенной потере железа в силикатном расплаве достигается сульфидное насыщение, внутри расплавных включений возникает сульфид-силикатная несмесимость и образуются дочерние сульфидные глобулы. Дочерние сульфиды могут содержать более 50% серы всего расплавного включения [Korneeva et al., 2020], и поэтому количество серы, растворенное в силикатном стекле, не является репрезентативным.

На примере серии экспериментов по гомогенизации расплавных включений в оливин-порфировых породах Камчатского мыса (п-ов Камчатка, Россия), мы реконструировали содержание серы в нагретых и закаленных расплавных включениях, захваченных в примитивном оливине (87–90 мол. % Fo). Для этого сравнили результаты 4 серий экспериментов (рис. 1): 4 группы идентичных включений грели в течение 30 мин при 1200 и 1300 °C (серии L-1200 и L-1300), и в течение 5 мин при 1200 °C и 1350 °C (S-1200 и S-1350, соответственно). После предварительного нагрева в течение 5 минут при 750–800 °C Pt-ампулу нагревали до рабочей температуры и выдерживали в течение 5 или 30 минут при 0,1 МПа газовой смеси CO<sub>2</sub>:H<sub>2</sub>, соответствующей кислородному буферу QFM, после чего производили быструю закалку путем отстрела в воду комнатной температуры с помощью пережигания тонкой Pt проволоки, держащей образец.

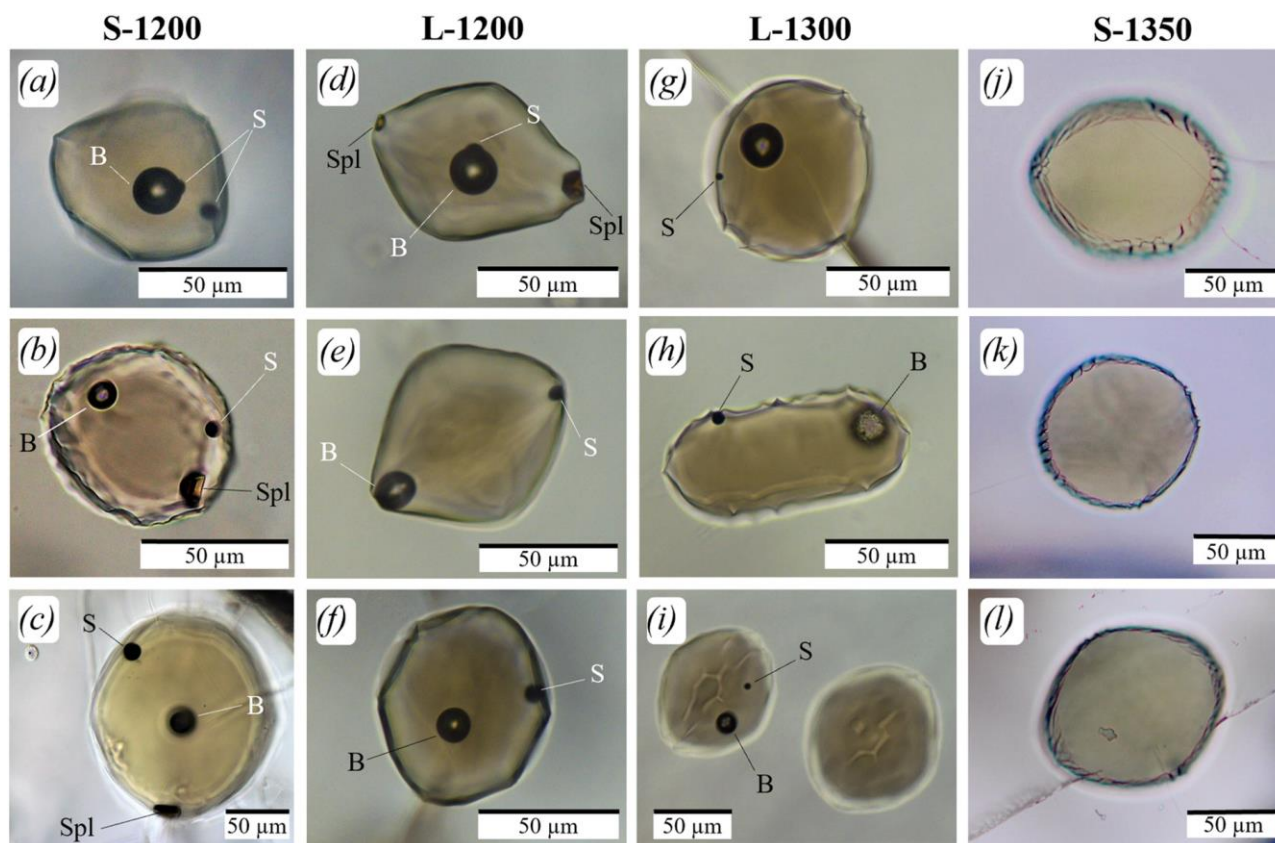


Рисунок 1. Фото в проходящем свете гомогенизированных расплавных включений 4 экспериментальных серий: S-1200 (a-c), L-1200 (d-f), L-1300 (g-i) и S-1350 (j-l). Условные обозначения: S – дочерняя сульфидная глобуль, B – усадочный пузырек (bubble), Spl – хромистая шпинель.

После экспериментов по нагреванию зерна оливина были помещены в препараты из эпоксидной смолы, расплавные включения были выведены на их поверхность, отполированы и проанализированы. Содержание серы рассчитывали в следующих типах расплавных включений, содержащих: (I) как сульфидные глобулы, так и усадочные пузырьки, (II) только сульфидные глобулы, (III) только усадочные пузырьки, (IV) полностью гомогенизированные.

Объемные доли расплавных включений и дочерних сульфидных глобул были определены путем анализа микрофотографий в программе ImageJ, в то время как содержание серы в глобулах было оценено с использованием плотности сульфида  $\sim 5 \text{ г/см}^3$ , плотности стекла  $\sim 2,7 \text{ г/см}^3$  и оценки содержания серы в сульфидах  $\sim 33 \text{ мас.}\%$ . Измеренное среднее содержание серы в стекле включений в сочетании с серой, содержащейся в дочерних сульфидных глобулах, дает оценку начального содержания серы в расплаве. Содержание серы в стекле, наличие и размер дочерней сульфидной глобулы, а также наличие и размер усадочного пузырька во включениях статистически различались в зависимости от температуры эксперимента и его продолжительности.

Полученные нами данные свидетельствуют о том, что содержание серы в усадочных пузырьках расплавных включений Камчатского мыса (близких по составу расплава и условиям кристаллизации к базальтам СОХ, с содержанием воды 0.1-0.2% [Korneeva et al., 2020]) пренебрежимо мало, а дочерние сульфидные глобулы содержат значительное количество исходной серы. Поэтому при оценке исходных содержаний серы в исходных расплавах следует учитывать количества, содержащиеся как в дочернем сульфиде, так и в силикатном стекле.

Также наши эксперименты с расплавленными включениями во вкрапленниках форстеритового оливина в породах типа MORB показывают, что эффективная гомогенизация лучше всего достигается путем кратковременного перегрева расплавленных включений перед быстрой закалкой. Хотя этот метод не позволяет полностью достичь равновесия Mg-Fe между расплавленными включениями и их вмещающим оливином, он способствует растворению дочерних сульфидных глобул и усадочных пузырьков и, таким образом, выделению исходной серы обратно в расплав/стекло.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 21-17-00122).*

Литература:

1. Barnes, S.J., Cruden, A.R., Arndt, N., Saumur, B.M. The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits// *Ore Geology Reviews*. — 2016 — 76, 296-316.
2. Danyushevsky, L.V., Della-Pasqua, F.N., Sokolov, S. Re-equilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications// *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 2000 — 138, 68-83.
3. Haughton, D.R., Roeder, P.L., Skinner, B.J. Solubility of sulfur in mafic magmas// *Economic Geology*. — 1974 — 69, 541-567.
4. Korneeva A. A., Nekrylov N. A., Kamenetsky V. S. et al. Composition, crystallization conditions and genesis of sulfide-saturated parental melts of olivine-phyric rocks from Kamchatsky Mys (Kamchatka, Russia)// *Lithos*. — 2020. — Vol. 370. — P. 105657.
5. Maier, W.D. Platinum-group element (PGE) deposits and occurrences: Mineralization styles, genetic concepts, and exploration criteria// *Journal of African Earth Sciences* — 2005, 41, 165-191.
6. Naldrett, A.J. *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, geochemistry and exploration*// Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. —2004.

# ИСТОРИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 900 ЛЕТ НА ОСНОВЕ ЭЛЕМЕНТНОГО И ПЕТРОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ШИРА (ХАКАСИЯ)

Кузина Д.М.<sup>1</sup>, Юсупова А.Р.<sup>1</sup>, Нургалиев Д.К.<sup>1</sup>, Хонгчун Ли<sup>2</sup>

1 - Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет, Казань; E-mail di.kuzina@gmail.com

2 - Национальный Тайваньский университет, Тайбэй

В работе представлены результаты изучения короткого керна (GC4) озера Ши́ра (Республика Хакасия, Россия). Осадки отобраны с помощью гравитационного керноотборника фирмы UWITEC. Общая мощность изучаемых отложений составила 30 см. Образцы для лабораторных исследований отбирались с шагом 1 см. Озеро Ши́ра является слабосолёным озером, с максимальной глубиной ~ 24 м, и площадью водного зеркала ~ 36 км<sup>2</sup>. Питание водоема осуществляется за счет р. Сон, подземных, атмосферных и антропогенных поступлений [Кусковский, Кривошеев, 1989].

30-сантиметровый керн датирован с помощью измерения <sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs (рисунок 1) и радиоуглеродным методом (<sup>14</sup>C). Подробные результаты датирования не только показывают, что возраст изучаемого осадка составляет около 900 лет (1115 – 2020 год нашей эры), но также обеспечивают возможность расчета скорости осадконакопления 0,041 см/год, 0,006 см/год и 0,206 см/год в период с 1115 по 1460, 1460 до ~1950 и 1950~2020 соответственно.

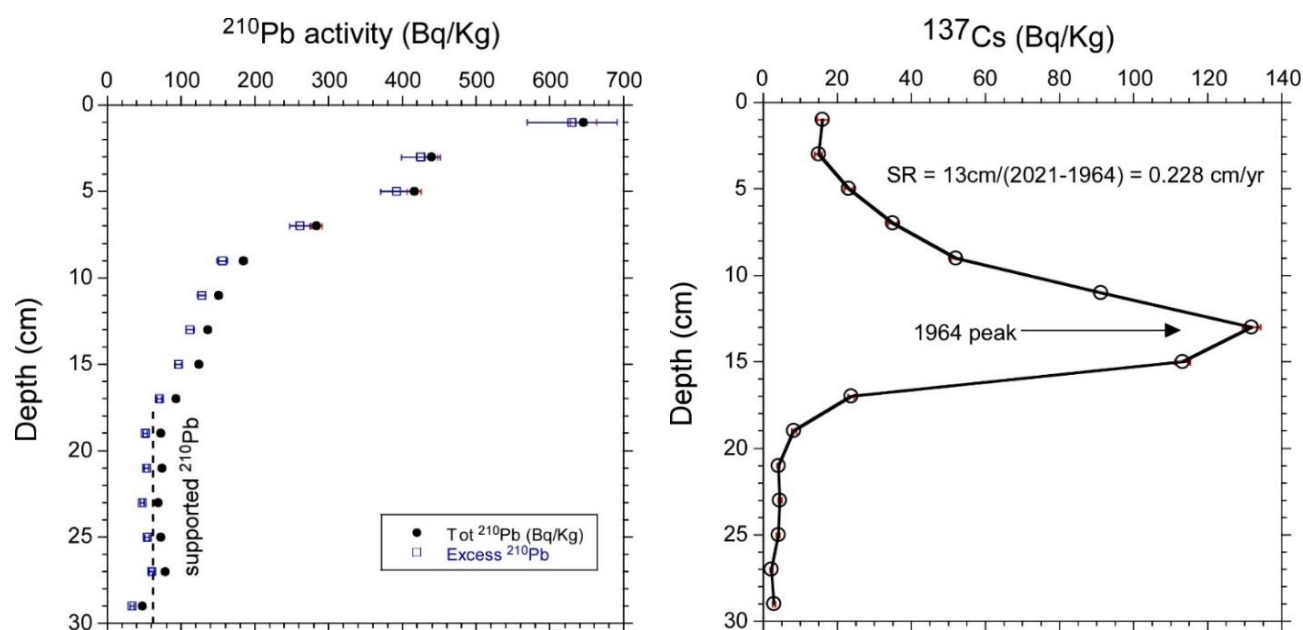


Рисунок 1. Результаты датирования керна с помощью <sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs.

Магнитная восприимчивость (МВ) измерялась для всех образцов на капнометре МФК-1А (AGICO) и калибровалась по массе. Была измерена потеря веса при кислотном выщелачивании 0,5 н. HCl (ALWL%), затем полученный раствор был измерен на оптическом эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ICP-OES) для определения элементного состава (AL). Также были проведены измерения потерь массы при прокаливании 1100°C (LOI%), общего органического углерода (ТОС) и общего органического азота (ТОН) и рентген флуоресцентный анализ.

На основании полученных результатов осадконакопление в озере Ши́ра за последние 900 лет можно разделить на четыре этапа.

В стадию А (1115–1255 гг. н.э.) происходит сильный поверхностный сток во влажных климатических условиях, о чем свидетельствуют низкие значения ТОС и ТОН и относительно высокие значения МВ, указывая на преобладание аллотигенного вещества в осадке. Также в данную стадию прослеживается уменьшение концентрации некоторых элементов (например, U, Fe). В это время в озере, вероятно, были оксидные, олиготрофные условия.

В стадию В (1255–1460 гг. н.э.), глубина и биопродуктивность озера увеличились, что отражается на увеличении значений ТОС и ТОН. Потеря массы при кислотном выщелачивании достигла наивысшей величины, а значения МВ понизились. Сильное увеличение % Na<sub>2</sub>O в этот период, вероятно, отражало сильно возросшую активность ледников, поскольку Na<sub>2</sub>O мог поступать с переработанных ледником пород.

Стадия С: 1460–1950 гг. н.э., холодные и сухие условия во время Малого ледникового периода [Mann, 2003] привели к очень низкой скорости осадконакопления. Вероятно, озеро большую часть времени было покрыто льдом, и продуктивность озера была низкой. Однако скорость разложения органики также была низкой, в связи с этим содержание С<sub>орг</sub> в отложениях оставалось неизменным.

Стадия D: 1950–2020 гг. н.э., сильное потепление и воздействие человека привели к значительному увеличению содержания органических веществ и солености (Cl%) в озере. В озере увеличивается содержание органической компоненты, о чем свидетельствует сильное увеличение ТОС, ТОН. Привнос аллотигенного вещества в бассейн осадконакопления уменьшается, о чем свидетельствует уменьшение значений МВ, AL Fe и AL U.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФ №22-47-08001.*

*Литература:*

1. Mann M. Little Ice Age // Encyclopedia of Global Environmental Change. The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change. (eds. M. C MacCracken; J. S Perry). 2003 – V. 1. - p. 504-509.
2. Кусковский В.С., Кривошеев А.С. Минеральные озёра Сибири // Новосибирск: Наука, 1989. - 200 с.



# ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ СТОЙКИМИ ОРГАНИЧЕСКИМИ ЗАГРЯЗНИТЕЛЯМИ И ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИМИ АРОМАТИЧЕСКИМИ УГЛЕВОДОРОДАМИ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО ЦЕЛЛЮЛОЗНО-БУМАЖНОГО КОМБИНАТА

Левшин Д.Г., Запевалов М.А.

ФГБУ «НПО «Тайфун», г. Обнинск, [levshin@rpatyphoon.ru](mailto:levshin@rpatyphoon.ru)

Побережье Южного Байкала в наибольшей степени подвержено антропогенному воздействию. Здесь сосредоточено основное население Центральной экологической зоны, проходят Транссибирская железная дорога и автомагистраль, сосредоточены крупные города и посёлки, горнорудные предприятия и промышленная площадка Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК). Для хранения накопленных за период эксплуатации БЦБК (1966–2013 гг.) отходов задействованы два полигона общей площадью 154 га. Основная часть отходов представлена шлам-лигнином, золой от сжигания шлам-лигнина, золой и шлаками от сжигания угля, золой корьевых котлов, зольной пульпой от ТЭЦ [Обзор, 2011]. Общий объем отходов оценивается в 6,2 млн тонн [Новости Прибайкалья, 2018]. Влияние деятельности БЦБК на окружающую среду до настоящего времени оценены не полностью.

Для оценки последствий деятельности БЦБК в 2021-2022 гг. были проведены экспедиционные работы по установлению уровней загрязнений почв широким спектром загрязняющих веществ, в том числе полициклическими ароматическими углеводородами (ПАУ) и стойкими органическими загрязнителями (СОЗ): полихлорированными бифенилами (ПХБ), хлорорганическими пестицидами (ХОП) [Обзор, 2022].

Обследованную территорию г. Байкальска и его окрестностей условно можно ранжировать на три категории: фоновые точки, почвы селитебной зоны, а также промышленной зоны (полигоны захоронения отходов и прилегающие к производственной площадке БЦБК). Карта-схема обследуемой территории с указанием точек отбора проб приведена на Рисунке 1.

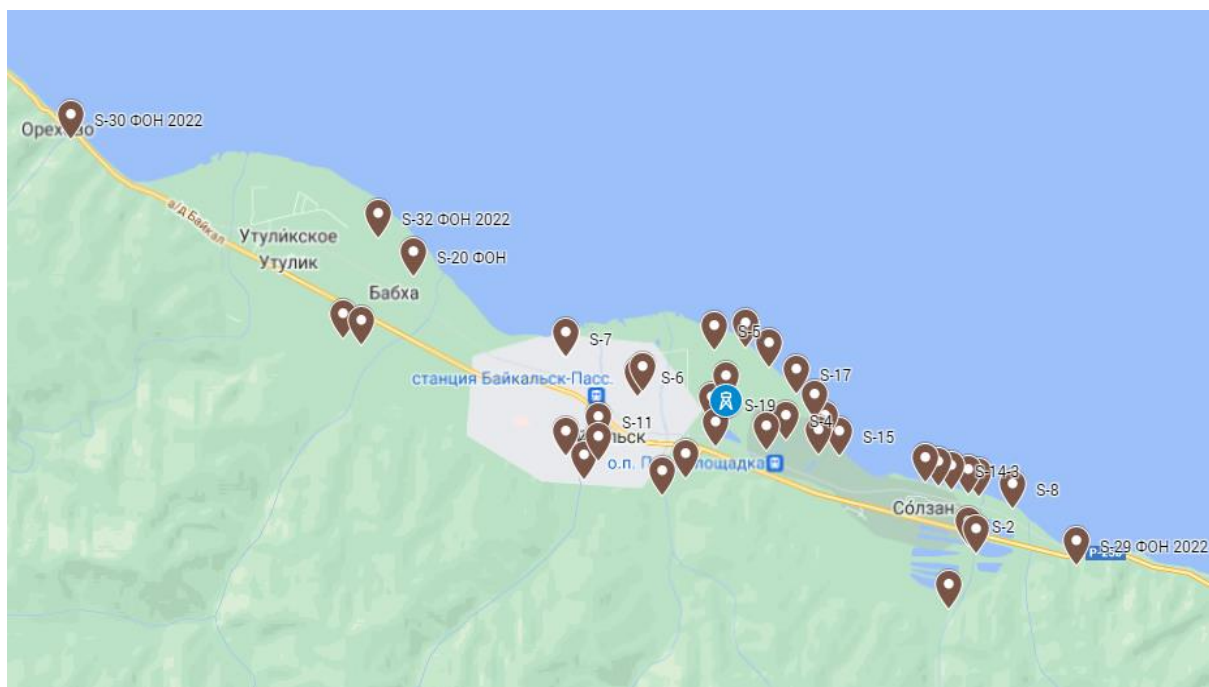


Рисунок 1. Карта-схема отбора проб почв.

ПХБ были обнаружены во всех отобранных 35 пробах почв, в их составе преобладали пента- и гексахлорбифенилы (в среднем 46 % и 32 % (масс.) от суммы ПХБ). Суммарная концентрация ПХБ в пробах изменяется от 0,98 до 674 мкг/кг сухого веса. В пятнадцати пробах наблюдалось превышение ОДК суммы ПХБ. Максимальные значения суммы ПХБ (18,1 ОДК в 2021 г. и 33,7 ОДК в 2022 г.) были зафиксированы на территории промышленной площадки БЦБК вблизи шламонакопителя. Также были превышены допустимые концентрации и индивидуальных нормируемых конгенов ПХБ (Рис. 2). Для ПХБ-28 среднее содержание в проанализированных пробах и наблюдавшийся максимум составляли 0,3 и 6,3 ОДК соответственно, ПХБ-52 – 1,0 и 9,0 ОДК, ПХБ-101 – 0,9 и 7,7 ОДК, ПХБ-118 – 1,4 и 11 ОДК, ПХБ-138 – 1,8 и 19,7 ОДК, 153 – 1,7 и 20,5 ОДК, ПХБ-180 – 0,8 и 19,9 ОДК.

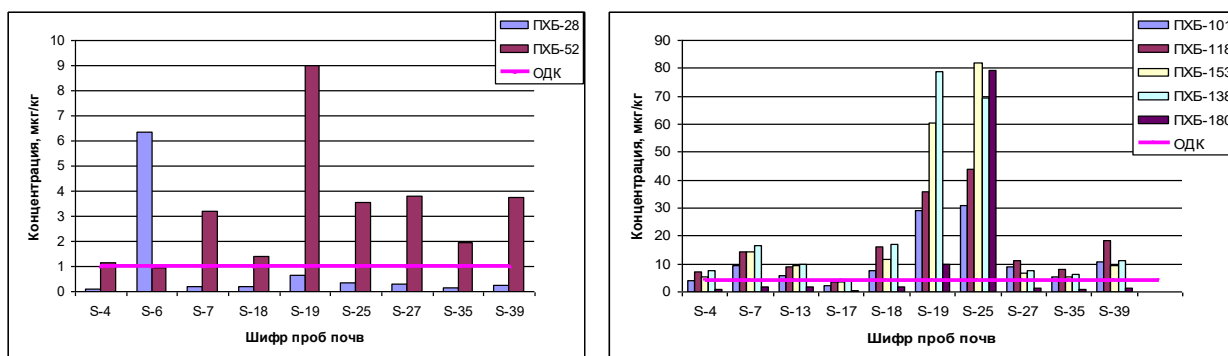


Рисунок 2. Концентрации индивидуальных нормируемых ПХБ, обнаруженные в наиболее загрязненных пробах почв.

По экспериментальным данным обследования 2021-2022 годов (35 точек) с помощью программного обеспечения Surfer 10 были рассчитаны изолинии концентраций ПХБ в почвах на обследуемой территории. По результатам расчетов выделены три участка с превышением допустимых уровней ПХБ. На примере конгенера ПХБ-101 (Рис. 3) рассчитана площадь загрязнения (превышения ОДК, внутри красных линий), которая составила: на территории БЦБК – около 5 км<sup>2</sup>, на территории Бабхинских шламохранилищ – около 0,7 км<sup>2</sup>, а на территории микрорайона «Строитель» г. Байкальска – около 1,8 км<sup>2</sup>. Учитывая высокую корреляцию между составом конгенов ПХБ в пробах, близкие оценки площади загрязненного участка можно ожидать для других конгенов ПХБ и суммы ПХБ.

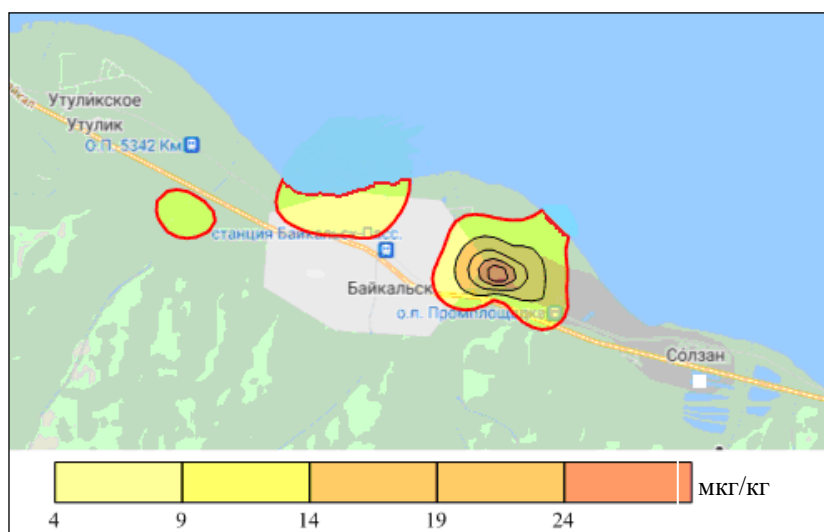


Рисунок 3. Изолинии концентраций конгенера ПХБ-101 в почве.

Исследованные пробы почв содержали ХОП, преимущественно ГХБ и метаболиты ДДТ. Концентрации пестицидов достаточно низкие – от следовых до 24,4 мкг/кг. Максимальные значения ХОП были обнаружены в пробе почвы селитебной территории в микрорайоне «Строитель» г. Байкальска.

Содержание бенз(а)пирена в пробах почв варьировалось в диапазоне от 0,3 до 362 мкг/кг (18,1 ПДК). Суммарные концентрации шестнадцати приоритетных ПАУ находились в диапазоне от 58,9 до 5396 мкг/кг. Среднее содержание бенз(а)пирена в почвах на обследованной территории составило 30,0 мкг/кг, суммы ПАУ – 784 мкг/кг.

На Рисунке 4 представлены изолинии концентраций бенз(а)пирена в почвах на обследуемой территории. Согласно расчету, загрязнение бенз(а)пиреном выше ПДК распространяется не только на территорию города, но и на расстояние до 3 км от основного источника – действующей ТЭЦ в юго-западном направлении. Характерная для г. Байкальска роза ветров показывает, что преобладают ветра с севера и северо-востока, что обуславливает перенос загрязняющих веществ в юго-западном направлении. Повышенное содержание бенз(а)пирена по сравнению с фоновыми значениями отмечено также на территории шламохранилищ № 12-14 (от 0,5 до 0,9 ПДК).

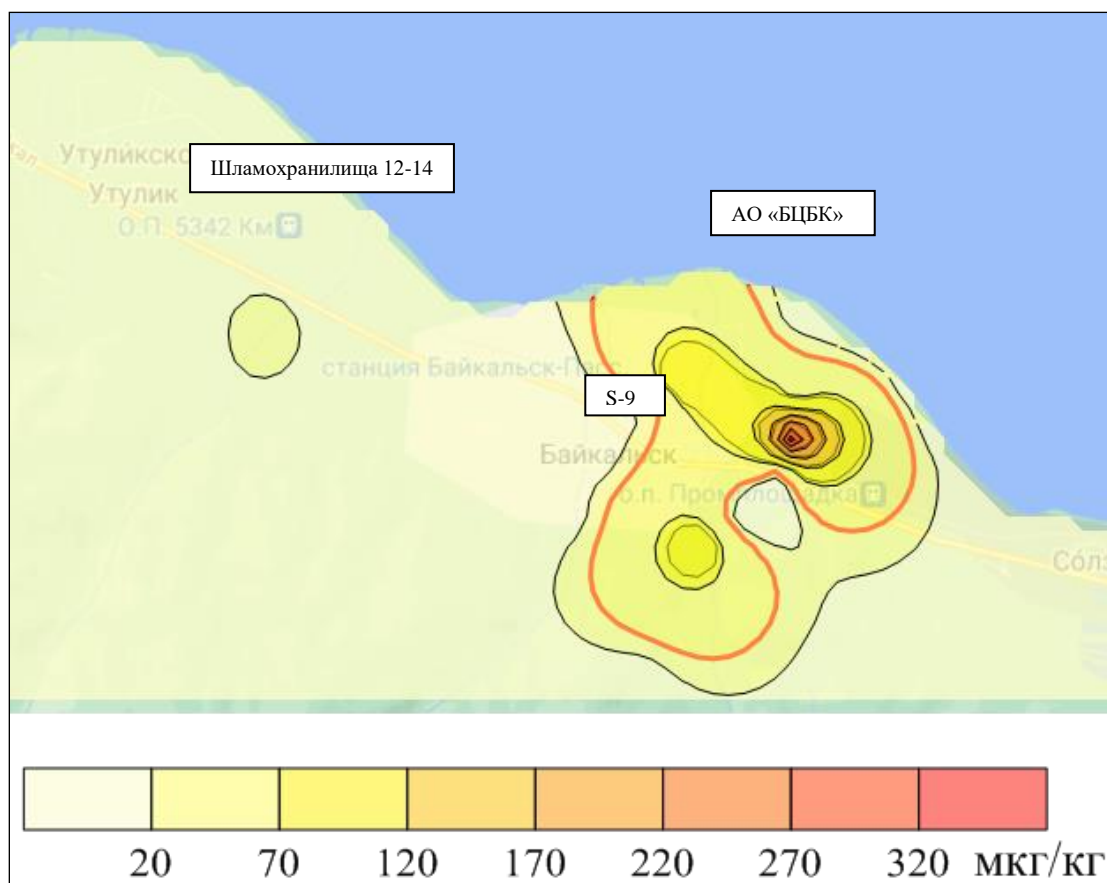


Рисунок 4. Изолинии концентраций бенз(а)пирена в почве

По результатам комплексных обследований в районе г. Байкальск и прилегающих территорий в 2021-2022 г. установлены диапазоны концентраций СОЗ и ПАУ. В зоне влияния БЦБК загрязнение почв обусловлено присутствием ПХБ и бенз(а)пирена. На основе экспериментальных данных установлены ареалы распространения и оценены площади участков территорий, на которых превышены санитарно-гигиенические нормативы ПХБ и бенз(а)пирена.

Установленные уровни загрязнения почв г. Байкальска токсичными химическими веществами являются отправной точкой долгосрочного мониторинга и могут быть

использованы для оценки воздействия на окружающую среду последствий реализации мероприятий по ликвидации накопленного экологического ущерба от деятельности БЦБК.

*Финансирование работ осуществляется в рамках федерального проекта «Сохранение озера Байкал» национального проекта «Экология».*

*Анализ проб выполнен в лаборатории ИПМ ФГБУ НПО «Тайфун» (аттестат аккредитации №РА.RU.21ВА01).*

*Литература:*

1. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2011 год. – М.: Росгидромет, 2011. – 188 с.
2. Новости Прибайкалья <https://www.interfax-russia.ru/siberia/novosti-pribaykalya/rosgeologiya-v-hode-isyvaniy-vuyasnila-chto-likvidirovat-othody-bcbk-mozhno-kruglyu-god> (дата обращения 02.06.2023).
3. Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2021 год. – М.: Росгидромет, 2022. – 220 с.

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ЗЮВИТОВ И ПОРОД МИШЕНИ КАРСКОЙ АСТРОБЛЕМЫ

Максименко Н.И.<sup>1</sup>, Шумилова Т.Г.<sup>1</sup>, Ковальчук Н.С.<sup>1</sup>

*1 - ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар; nadiamaximenko@mail.ru*

Импактиты и ударно-метаморфизованные породы мишени подвергаются постимпактным преобразованиям под воздействием инициированных импактным событием гидротермальных процессов [Наумов, 1996а; Schmieder et al., 2020]. При гидротермальных постимпактных процессах происходит перераспределение химических элементов [Наумов, 1996б]. Считается, что редкоземельные элементы могут быть наиболее подвижны при гидротермальных процессах [Скублов, 2005].

Карская астроблема образовалась в субаквальных условиях, имеет высокую исходную обводненность мишени, что обуславливает интенсивное постимпактное гидротермальное изменение пород [Наумов, 1996а; Schmieder et al., 2020]. Ранее описывались особенности гидротермального изменения как импактных пород [Наумов, 1996а, Юшкин и др., 1976; Наумов, 2002], так и пород окружения Карской структуры [Наумов, 1996а, Ковальчук, Шумилова, 2020].

Зювиты Карской астроблемы активно изучались с 70-х гг. прошлого века. Были описаны структурно-текстурные и петрографические особенности и вещественный состав обломочных импактитов [Селивановская и др., 1990]. До настоящего времени геохимические особенности этих пород не были детально исследованы. Геохимический состав обломочных импактитов рассматривался по астроблеме обобщенно – в целом по импактной структуре [Фельдман, 1990] или по отдельным рудным компонентам в этих породах [Наумов, 1996а]. Не было проведено детального анализа геохимического состава зювитов и пород мишени Карского кратера. В связи с этим, являются актуальными изучение и сравнительный анализ гидротермальной минерализации и геохимической специфики зювитов и пород окружения Карской астроблемы для выявления характера поведения элементов-примесей при постимпактном гидротермальном процессе.

Методика исследований включает оптическую и электронную микроскопию и масс-спектрометрию с индуктивно связанной плазмой. Для анализа пород мишени были опробованы черные сланцы в долинах рек Анарога, Кара, Тогорей, М. Серью, Сибирчатаяха и руч. Лавовый. Исследование зювитов проводилось на материале, отобранном в бассейнах рр. Б. Вануйта, Анарога, Кара, Сопчаю и Саяха.

Среди характерных гидротермальных минеральных ассоциаций в черных сланцах мишени выявлены хлорит, пирит, кальцит, цеолиты и кварц, как правило, бурно развитые по микротрещинам. Пирит ассоциирует с хлоритом, образуя тесные агрегаты [Ковальчук, Шумилова, 2020]. Кварц и кальцит образуют крупные кристаллы размером до 0.5 мм и более. Цеолиты выявлены в виде тонкоигльчатых агрегатов. В зювитах определены хлорит, пирит, цеолиты и кальцит, широко развитые в поровом пространстве матрицы и в импактных стеклах обломочных импактитов, что, в целом, аналогично гидротермальной минеральной ассоциации, установленной в черных сланцах окружения кратера.

При анализе геохимических особенностей черных сланцев выявлено, что анализируемые породы имеют разную геохимическую специфику. Установлено, что неизменные черные сланцы характеризуются разнообразием концентраций микрокомпонентного состава, что проявляется дифференцированным характером распределения элементов на спайдер-диаграммах. Наиболее широкие вариации содержаний отмечаются для циркония, бария, гафния и лантана. Обращает на себя внимание наличие в анализируемых породах Sr- и Eu-максимумов, Ta-, Hf- и La-минимумов, нехарактерных для зювитов.

В то же время, дезинтегрированные (измененные) черные сланцы характеризуются более выдержанным геохимическим составом, близким составу обломочных импактитов по характеру распределения и содержанию элементов-примесей. Спектры дезинтегрированных черных сланцев, так же, как спектры зювитов, характеризуются неравномерным распределением литофильных элементов, урана и иттрия, и степенным распределением редкоземельных элементов. Аналогично зювитам, дезинтегрированные породы мишени характеризуются Sr-, Zr-, Y- и Eu-минимумами, Ba- и U-максимумами.

Таким образом, проведено комплексное исследование, охарактеризованы признаки гидротермального изменения и геохимические особенности зювитов и пород мишени Карской астроблемы. Выявлено сходство гидротермальных минеральных ассоциаций в зювитах и в ударно-метаморфизованных породах окружения кратера. Установлено, что невозмущенные черные сланцы имеют широкие вариации геохимического состава, в то время как зювиты и деформированные породы мишени характеризуются близким и достаточно выдержанным составом. По аналогии с характером изменения вещественной специфики пород при региональном метаморфизме [Махлаев, Коробова, 1972] можно сделать вывод, что при постимпактном гидротермальном воздействии происходит выравнивание состава обломочных импактитов и ударно-метаморфизованных пород мишени по содержанию редких и редкоземельных элементов.

*Авторы выражают благодарность И.И. Голубевой за ценные научные консультации, Е. В. Сусол, М. В. Эховой и В. Л. Утициной за помощь в пробоподготовке, С. В. Бурдюх и А. С. Парамонову за проведение аналитических работ.*

*Литература:*

1. Ковальчук Н. С., Шумилова Т. Г. Минералого-геохимические особенности черных сланцев окружения Карской астроблемы (Пай-Хой) // Литосфера. – 2020. – 20(2). – С. 168-183.
2. Махлаев Л.В., Коробова Н.И. Генетические гранитоидные ряды докембрия Таймыра (метаморфизм, ультраметаморфизм, гранитообразование). - Красноярск: Красн. кн. изд-во, 1972. - 158 с.
3. Наумов М.В. Гидротермальные преобразования импактитов и брекчий в астроблемах. Автореферат дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. Наук. - СПб, 1996а. - 17 с.
4. Наумов М.В. Основные закономерности постимпактного гидротермального процесса // Астрономический вестник. – 1996б, – Т. 30. – № 1. – с. 25-32.
5. Селивановская Т.В., Машак М.С., Масайтис В.Л. Импактные брекчии и импактиты Карской и Усть-Карской астроблем // Импактные кратеры на рубеже мезозоя и кайнозоя. - Ленинград: Наука, 1990. – с. 55-96.
6. Скублов С.Г. Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. - СПб: Наука, 2005. - 147 с.
7. Фельдман В.И. Петрология импактитов. - Москва: изд-во МГУ, 1990. - 299 с.
8. Юшкин Н.П., Маслов М.А., Микляев А.С. Цеолиты (ломонтит, анальцит) Карской кольцевой депрессии на Пай-Хое и их парагенезис // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. – 1976 – Ч. 105. – Вып. 8. – с. 71-76.
9. Naumov N.V. Impact-Generated Hydrothermal Systems: Data from Popigai, Kara, and Puchezh-Katunki Impact Structures // Impacts in Precambrian Shields. Ed. J. Plado, L.J. Pesonen. - Berlin, Heidelberg: Springer, 2002. – p. 117-171.
10. Schmieder M., Kring D.A. Earth's Impact Events Through Geologic Time: A List of Recommended Ages for Terrestrial Impact Structures and Deposits // Astrobiology. – 2020. – 20 (1). – P. 91-141.

# ПРОБЛЕМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЛЕДОВЫХ СОДЕРЖАНИЙ ВЫСОКОЗАРЯДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОДАХ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Максимова Ю.А., Дубенский А.С., Окина О.И.

*Геологический институт РАН, Москва; [yu.a.krasilnikova@mail.ru](mailto:yu.a.krasilnikova@mail.ru)*

В общем смысле к высокозарядным элементам (ВЗЭ) относятся все элементы с отношением заряда к ионному радиусу больше 2,0, т.е. довольно обширный круг элементов, включающий редкоземельные элементы, металлы платиновой группы, уран и торий. В геохимии под ВЗЭ обычно понимают Zr, Hf, Nb и Ta, к которым часто добавляют Ti, Th и U [Salters, 1998; Jiang, 2005; Brenan, 1994]. В рамках данного исследования под высокозарядными элементами будут подразумеваться Zr, Hf, Nb, Ta, Th и U.

Содержание ВЗЭ в ультраосновных породах может составлять сотые доли мкг/г и ниже, что, с учетом сложной матрицы растворов после разложения геологических объектов, создает препятствия для точного и правильного определения даже таким чувствительным методом, как масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой. При этом источники погрешностей результатов определения можно свести в три большие группы, связанные с проблемами полноты вскрытия горных пород (1), с удерживанием в растворе легкогидролизующихся аналитов (например, Ta и Nb) или образующих осадки с компонентами среды (например, Th) (2), а также с концентрированием аналитов подходящим методом (3).

Некоторые примеры процедур разложения и перевода в раствор ультраосновных горных пород приведены в таблице 1. При этом следует учитывать, что пределы обнаружения после кислотного разложения оказываются значительно меньше, несмотря на его большую длительность.

Таблица 1. Примеры условий разложения горных пород для определения ВЗЭ/

Объекты (масса навески, г)	Условия разложения и растворения	Прибор (предел обнаружения 3σ, нг/г)	Источник
Гранит, базальт, диабаз, серпентинит, кимберлит, гранодиорит (0,08-0,1)	Сплавление с LiBO <sub>2</sub> (1:3) с последующим растворением в 4% (об.) HNO <sub>3</sub> со следовыми количествами HF.	МС-ИСП высокого разрешения ELEMENT с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. (90-220)	[Николаева, 2008]
Серпентинит, перидотит, дунит (0,2)	Разложение в смеси HClO <sub>4</sub> :HF (1:1) в закрытых виалах на плитке при 130°C 24 ч. Многостадийное выпаривание длительностью более 20 ч, а затем упаривание с HClO <sub>4</sub> более 10-12 ч. Выпаривание досуха с HCl и растворение остатка в HNO <sub>3</sub> .	МС-ИСП высокого разрешения ELEMENT XR. (0,105-13,8)	[Rospaté, 2018]
Дунит, нефелинит, гарцбургит (0,3)	Разложение в автоклавах в HF:HNO <sub>3</sub> (1:2) более 12 ч, затем упаривание с HClO <sub>4</sub> , HNO <sub>3</sub> +H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub> , HNO <sub>3</sub> и выдерживание ночь в автоклавах в 50%(об.) HNO <sub>3</sub> .	МС-ИСП высокого разрешения ELEMENT. (3-30)	[Okina, 2020]

Устойчивость аналитов в растворе зависит от форм, в которые они переходят в процессе подготовки; от концентрации кислоты в финальном растворе; от присутствия в этом растворе компонентов, с которыми могут образовываться осадки. Например, излишнее упаривание приводит к гидролизу некоторых аналитов, а избыточная остаточная концентрация HF помогает удерживать в растворе Ta, но приводит к выпадению в осадок Th. В зависимости от процедуры разложения эта проблема может решаться по-разному: вводом

стабилизирующих добавок в финальный раствор (пероксида водорода [Karandashev2018], винной и других кислот [Yang, 2019]) или модификацией условий разложения [Okina, 2020].

В нашей научной группе ранее уже была разработана относительно универсальная методика [Okina, 2020], обеспечивающая полноту разложения не только ультраосновных, но и многих других горных пород, и позволяющая сохранить в растворе как Ta, так и Th. Поэтому основные усилия в данной работе были направлены на решение проблемы концентрирования ВЗЭ для достижения необходимой чувствительности при их определении в ультраосновных горных породах.

Для концентрирования ВЗЭ обычно применяется сорбция или экстракция аналитов, значительно реже соосаждение [Rospabé, 2018]. Выбор определенного способа концентрирования зависит от способа разложения образца, последующего метода определения аналитов и ряда других факторов: масштабируемости, простоты исполнения, стоимости, трудоемкости и т.д. Сорбция — метод более простой и легче масштабируемый на большое количество рутинных образцов, кроме того проведение концентрирования в динамическом режиме предполагает возможность повторного использования сорбентов, что уменьшает расход реагентов, а, следовательно, и затраты. В литературе представлено некоторое количество систем, подходящих для сорбции некоторых из ВЗЭ [Trubert,1998; Jakobik-Kolon, 2020], но зачастую рассмотрение таких систем происходит в отрыве от процедуры разложения реальных образцов, а эксперименты выполняются с использованием только стандартных растворов, что может быть не совсем корректно.

Для того, чтобы выбрать работающую сорбционную систему необходимо учесть формы нахождения аналитов в растворе (что бывает крайне непросто с учетом сложности состава растворов и многостадийности процесса разложения), исследовать условия извлечения аналитов в фазу сорбента, подобрать подходящий десорбирующий раствор.

В своем исследовании мы использовали стандартные растворы ВЗЭ в исходном виде на первых этапах; модельные растворы, полученные после проведения стандартных растворов через укороченную процедуру разложения; растворы после разложения стандартных образцов состава горных пород с высоким содержанием ВЗЭ (чтобы иметь возможность проконтролировать полноту извлечения аналитов после полной процедуры разложения) и ультраосновных горных пород; растворы разложения образцов горных пород с неизвестным содержанием ВЗЭ.

В качестве основного сорбента по результатам предварительных экспериментов был выбран DGA (Triskem int, France, 100-150 мкм) на основе N,N,N'N'-тетраоктилдигликольамида и подобраны условия количественного извлечения почти всех ВЗЭ. Степени сорбции (S,%) ВЗЭ на данном сорбенте представлены в таблице 2.

Таблица 2. Динамическая сорбция ( $S \pm \Delta$ , %) из 5 мл модельного раствора, содержащего 20 мкг/л каждого ВЗЭ в 3M азотной кислоте ( $n = 41$ ,  $P = 0,95$ )

S, %	Zr	Nb	Hf	Ta	Th	U
<b>ВЗЭ</b>	100 ± 0.1	49 ± 6	100 ± 0.2	95 ± 2	100 ± 0.1	97 ± 1

Установлено, что сорбции целевых аналитов на DGA не мешают основные макрокомпоненты в концентрациях, превышающих обычные концентрации этих элементов растворах после разложения ультраосновных горных пород, а именно 1000 мг/л Mg, 200 мг/л Fe, 10 мг/л Ca и 10 мг/л Al.

Кроме того, полнота сорбции ВЗЭ была проверена на стандартных образцах состава горных пород с высоким содержанием аналитов: сиените SyMP-1 и нефелиновом сиените MNS-1. Установлено, что даже в неравных соотношениях и в концентрациях, во много раз превышающих модельные по некоторым ВЗЭ, сохраняется извлечение выше 90% Zr, Hf, Th и U и выше 85% — Ta.



Так же были опробованы различные десорбирующие смеси для перевода ВЗЭ в жидкий концентрат, совместимый с последующим определением на квадрупольном и магнитно-секторном масс-спектрометрах с индуктивно связанной плазмой. Разработана процедура определения, проверенная как на стандартных, так и на рутинных образцах.

*Литература:*

1. Brennan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L., Ryerson, F. J. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts // *Earth and Planetary Science Letters* – 1994.- Vol.128. – №.3-4. – P. 327-339.
2. Jakobik-Kolon A., Bok-Badura J. Stripping of hafnium and zirconium from chelating ion-exchange resin // *Polyhedron*. – 2022. – Vol. 224. – P. 116023.
3. Jiang, S. Y., Wang, R. C., Xu, X. S., Zhao, K. D. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems // *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* – 2005 – Vol.30 – №17-18 – P. 1020-1029 (DOI: doi.org/10.1016/j.pce.2004.11.004).
4. Okina O.I., Lyapunov S.M., Dubenskiy A.S., Erofeeva K.G. An investigation of trace elements' behavior during chemical preparation of ultramafic matrix rock samples using bomb digestion for analysis by ICP-MS // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* – 2020. – Vol.35. – №11, P.2627-2638 (DOI: 10.1039/d0ja00255k).
5. Karandashev V.K., Zybinsky A.M., Kolotov V.P., Kordyukov S.V., Simakov V.A., Orlova T.V. Analysis of Niobium–Rare-Earth Ores by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry // *Journal of Analytical Chemistry* – 2018 – Vol. 73 – No. 4, P. 364–373.
6. Rospabé M., Benoit M., Candaudap F. Determination of Trace Element Mass Fractions in Ultramafic Rocks by HR-ICP-MS: A Combined Approach Using a Direct Digestion / Dilution Method and Preconcentration by Coprecipitation // *Geostandards and Geoanalytical Research* – 2018. – Vol. 42. – №. 1. – P. 115-129.
7. Salters, V.J.M. Elements: High field strength // *Geochemistry. Encyclopedia of Earth Science*. Springer, Dordrecht. 1998 (DOI: doi.org/10.1007/1-4020-4496-8\_101).
8. Trubert, D., Guzman, F. M., Le Naour, C., Brillard, L., Hussonnois, M., Constantinescu, O. Behaviour of Zr, Hf, Nb, Ta and Pa on macroporous anion exchanger in chloride–fluoride media// *Analytica chimica acta* – 1998 – Vol. 374 –№ 2-3 – P. 149-158.
9. Yang, H., Jin, L., Wang, X., Liu, W., Wu, S. Accurate determination of high field strength elements (HFSE) in geological samples by ICP-MS using an improved closed digestion with tartaric acid as matrix modifier // *At. Spectrosc* – 2019 – Vol.40 – P. 113-121.
10. Николаева И.В., Полесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // *Геохимия*. – 2008.– № 10. – С. 1085-1091.

# ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ РАССЕЯННОГО ОСАДОЧНОГО ВЕЩЕСТВА В РАЗНЫХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ОБСТАНОВКАХ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА

Мигдисова И.А., Стародымова Д.П., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н., Булохов А.В.

*Институт океанологии имени П. П. Ширшова РАН, Москва; ira-mig@yandex.ru*

Современные седиментационные системы океана являются интереснейшими объектами для исследования из-за их тесной взаимосвязи с гидрологическими и биогеохимическими процессами. Происходящие в настоящее время климатические изменения приводят к трансформации интенсивности седиментационных процессов, а также химического состава осадочного вещества. Выделяется несколько источников поступления осадочного вещества в открытый океан – начиная от материала, переносимого течениями, продуктов эолового и ледово-айсбергового переноса, заканчивая деятельностью гидротермальных источников и развитием локальных биогенных систем [Лисицын, 1978].

В работе представлены результаты исследования осадочного вещества Норвежско-Гренландского бассейна двух геодинамически разных районов: в Лофотенской котловине и на сочленении хребтов Мона и Книповича вблизи гидротермального поля Локи Касл. Главной целью работы стало изучение изменчивости элементного и компонентного состава осадочного вещества в двух разных геодинамических обстановках в ходе процессов седиментогенеза. Для выявления природы взвеси в толще воды был выполнен следующий ряд исследований: оценены потоки вещества с разными вариантами изменчивости (сезонной – по месяцам в течение года, вертикальной – на разных глубинах водной толщи); определен компонентный состав материала; исследован микроэлементный состав осадочного вещества; изучены аутигенные минералы (барит) в верхнем слое водной толщи. Материал отбирался с помощью автоматических глубоководных седиментационных обсерваторий (АГОС) [Лукашин, 2008], в комплектацию которых входили ловушки осадочного вещества, расположенные на разных глубинах. Установлены АГОС были в 2018 и 2019 годах в ходе рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш».

Микроэлементный анализ осаждающихся частиц был выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на приборе Agilent 7500a, содержание  $C_{\text{общ}}$  и  $C_{\text{орг}}$  измеряли на анализаторе Shimadzu TOC-VCPH методом прямого определения концентрации общего углерода. Дополнительно проводился анализ железа и тяжелых металлов (Cu, Ni, Zn) методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) на приборе «Квант-2мт», а также Si и Al фотометрическим методом.

В обеих обстановках, как в котловине, так и в районе сочленения хребтов, наблюдается проявление вертикальной зональности (рис. 1.), выражающееся в увеличении потоков вниз по глубине: в придонном слое (2980 и 2770 м) поток значительно превышает значения потоков в промежуточных горизонтах (327 и 244 мг/м<sup>2</sup>/сут соответственно), что говорит о деятельности придонных течений и существовании нефелоидного слоя [Лукашин, 2008]. В районе хребта Мона в подповерхностном горизонте на глубине 500 м наблюдается локальный максимум потока (89 мг/м<sup>2</sup>/сут), что отражает поступление осадочного вещества преимущественно биогенного происхождения из деятельного слоя. Сезонная изменчивость в подповерхностном и придонном слоях имеет как схожие закономерности – максимумы потоков в теплое время года (июнь–июль), что связано с циклом цветения водорослей кокколитофорид, так и различия – минимум потоков в поверхностном горизонте в ранневесенние месяцы и резкое увеличение потоков в этот период в придонных горизонтах, что связано с усилением действий придонных течений.

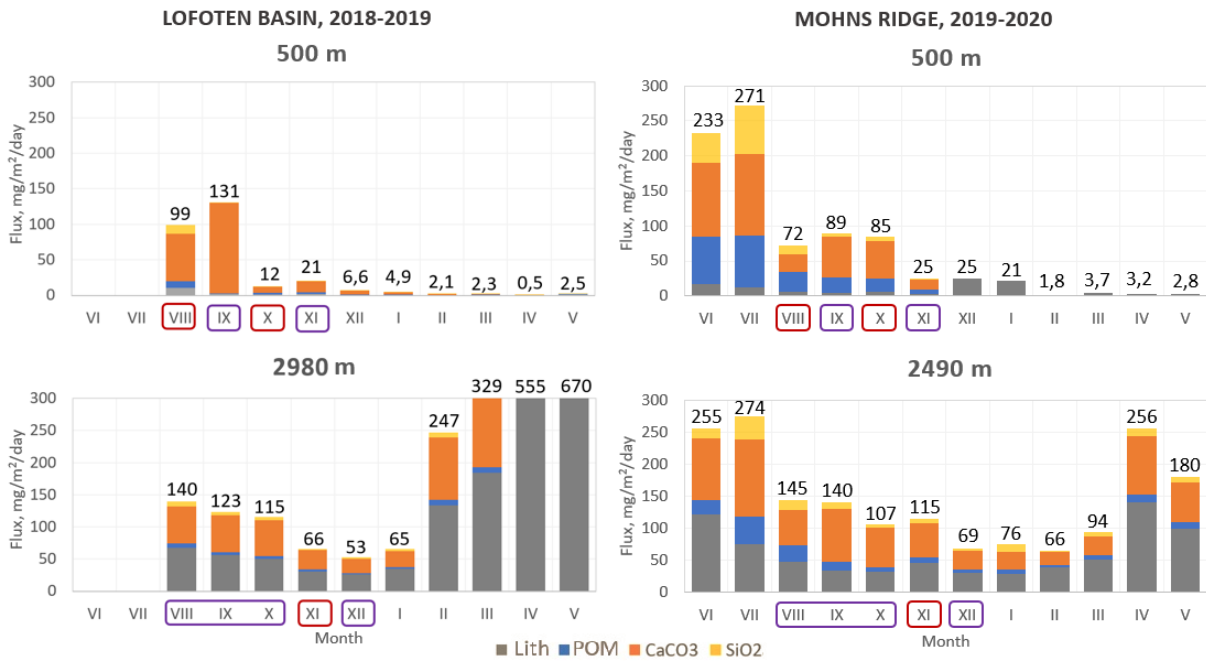


Рис. 1. Сезонное распределение потоков и компонентов осадочного вещества в Лофотенской котловине (левые диаграммы) и в районе сочленения хребтов Мона и Книповича (правые диаграммы).

Компонентный состав взвеси водной толщи в районе хребта Мона практически идентичен распределению компонентов на станции, расположенной в Лофотенской котловине – вниз по профилю водной толщи равномерно возрастает доля литогенного вещества, уменьшается доля органического и карбонатного вещества (рис. 2). Осадочное вещество подповерхностного горизонта содержит значительно больше биогенного вещества по сравнению с глубинными горизонтами, особенно хорошо это прослеживается на станции в районе хребта Мона.

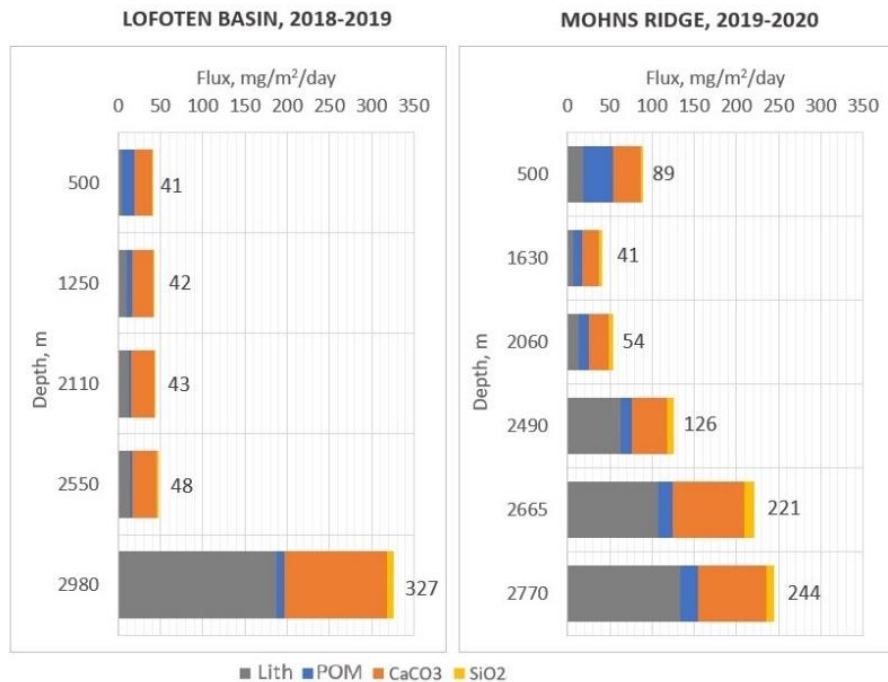


Рис. 2. Вертикальное распределение потоков и компонентов осадочного вещества в Лофотенской котловине (левый график) и в районе сочленения хребтов Мона и Книповича (правый график).

Для того, чтобы оценить степень обогащения вещества элементами, было произведено сравнение полученных значений с аттестованными значениями содержаний элементов в континентальной земной коре (ЗК) [Rudnick, Gao, 2003]. Помимо нормализации на ЗК, для рассеянного осадочного вещества были рассчитаны коэффициенты обогащения (КО):

$$КО = \frac{(C_{эл}/Al)_{проб}}{(C_{эл}/Al)_{ЗК}},$$

использование которого позволяет произвести оценку источников поступления элементов в пробу: если значения КО меньше 3, то источник поступления элемента литогенный, если же больше 3 – существуют другие источники его поступления [Rudnick, Gao, 2003]. По рассчитанным значениям КО был сделан вывод, что элементный состав осадочного вещества в двух обстановках имеет общие закономерности. Верхний горизонт обогащен относительно среднего состава земной коры рядом элементов: Zn, Sr, As, Cd, Ba; вещество придонного горизонта обогащено Mn, Sr, Zn, As, Cd; на промежуточных горизонтах выявлено обогащение Mn и Pb.

В подповерхностном слое наблюдается локальное увеличение содержаний Ba в зимние месяцы – прослеживается совпадение с повышением содержания Sr и органики в этот же период (рис. 3). Была рассчитана доля избыточного бария по формуле [Леин, 2021]:

$$Ba_{изб} = Ba_{общ} - (Al_{общ} * (Ba/Al)_{ЗК}).$$

По рассчитанным значениям  $Ba_{изб}$  определено, что в подповерхностных горизонтах как в Лофотенской котловине, так и на хребте Мона доля  $Ba_{изб}$  варьирует от 73% (минимум в мае) до 96–98% (максимум в период с декабря по февраль), что свидетельствует об активном процессе образования аутигенного (предположительно биогенного) барита in-situ в насыщенных барием микросредах в верхних слоях водной толщи [Dehairs et al., 1980].

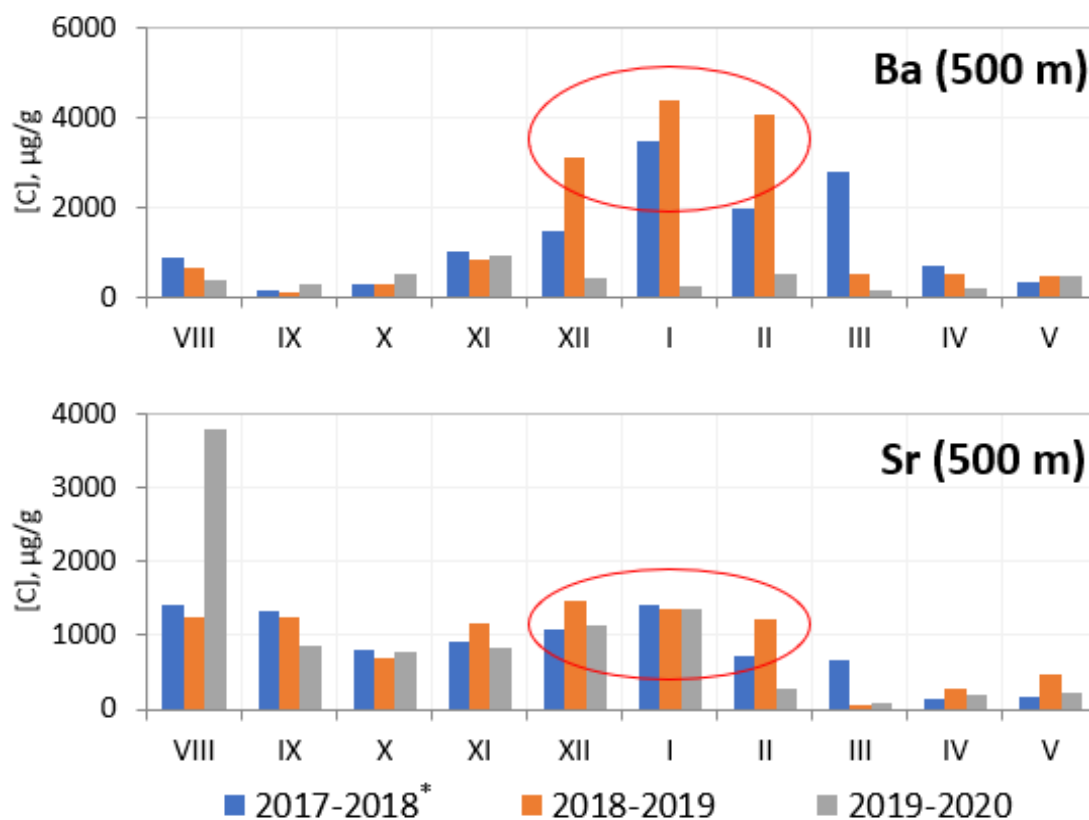


Рис. 3. Сезонная динамика распределения и пик содержаний Ba и Sr в подповерхностном горизонте в Лофотенской котловине (2017-2019 гг) и в районе сочленения хребта Мона (2019-2020 гг).

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект № 20-17-00157).*

*Литература:*

1. Леин А.Ю. Геохимический цикл бария в океане / А.Ю. Леин, М.Д. Кравчишина // Литология и полезные ископаемые. – 2021. – № 4. – С. 293-310.
2. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука. – 1978. – 392 с.
3. Лукашин В.Н. Нефеллоидный слой и горизонтальные потоки осадочного вещества в Норвежском море / В.Н. Лукашин, А.Д. Щербинин // Океанология. – 2008. – Т. 47. - №6. – С. 894-908.
4. Rudnick R. L., Gao S. The Composition of the Continental Crust. // Treatise on Geochemistry. V. 3. The Crust. (Holland H.D. and Turekian K. K., Eds.) Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. – P. 1-64.
5. Dehairs F., Chesselet R., Jedwab J. Discrete suspended particles of barite and the barium cycle in the open Ocean // Earth and Planetary Science Letters. – 1980. – V. 49. – P. 528-550.

# ТЕРМАЛЬНЫЙ РЕЖИМ ЛИТОСФЕРЫ И ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОД НЕКОТОРЫМИ КИМБЕРЛИТОВЫМИ ТРУБКАМИ АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН)

Милаушкин М.В.<sup>1</sup>, Мальковец В.Г.<sup>1</sup>, Гибшер А.А.<sup>1</sup>, Яковлев И.В.<sup>1</sup>

1 - Институт геологии и минералогии СО РАН им. В.С. Соболева, Новосибирск, milaushkin1997@mail.ru

## Введение

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле (АМКП) на Сибирском кратоне известно крупными алмазонасными кимберлитовыми трубками. Понимание свойств и характеристик литосферной мантии под этим регионом имеет важное значение для выяснения геодинамических процессов и образования алмазов.

Мономинеральная клинопироксеновая геотермобарометрия широко используется в мантийной петрологии в первую очередь из-за дефицита мантийных ксенолитов, а также из-за высокой степени вторичных изменений слагающих их минералов. Этот метод позволяет реконструировать мантийные палеогеотермы и дает оценки теплового состояния мантии при кимберлитовом магматизме, а также оценки мощности и строения субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ) в конкретных районах кратона. Термобарометрия по гранату и исследование его геохимических характеристик позволяет выяснить характер и степень метасоматических процессов в мантийных колоннах под отдельными кимберлитовыми телами.

В данной работе основное внимание уделяется оценке термального состояния литосферной мантии в пределах АМКП по анализу клинопироксенов из кимберлитов трубки Юбилейная. Мы использовали геотермобарометр NT00 [Nimis, Taylor, 2000] для расчета P-T параметров равновесия клинопироксенов и программу FITPLOT [McKenzie et al. 2005, Mather, 2011] для реконструкции мантийной палеогеотермы на момент внедрения кимберлитов в позднедевонское-раннекарбонное (D3-C1) время. На основании изучения микроэлементного состава гранатов, а также с помощью Ni-в-гранате и Cr-в-гранате геотермобарометра [Rayan et al., 1996] и методологии по глубинному картированию [O'Reilly and Griffin, 2006] были охарактеризованы основные особенности мантии под низкоалмазонасными трубками им. Бобкова, ЦНИГРИ, им. Щукина расположенных в непосредственной близости от трубки Юбилейная.

Химический состав клинопироксенов из концентрата тяжёлой фракции (КТФ) (199 зерен) трубки Юбилейная и состав гранатов из кимберлитовых трубок им. Бобкова (113 зерен), ЦНИГРИ (108 зерен), им. Щукина (170 зерен) определялся методом РСМА на приборе Jeol JXA 8100 в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Микроэлементный состав гранатов определялся методом (ЛА-ИСПМС) в Лаборатории экспериментальной геохимии и петрологии мантии Земли (Геолого-геофизический факультет Новосибирского государственного университета).

## Результаты

В трубке Юбилейная проанализировано 199 зерен клинопироксенов. По содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$  [Nimis, Taylor, 2000] большинство этих зерен, 174 (87,44%) соответствуют клинопироксенам из кратонных гранатовых перидотитов; 13 зерен (6,53%) содержат менее 0,5 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и попадают в поле эклогитов и пироксенитов; а 12 зерен (6,03%) в поле шпинелевых перидотитов и внекратонных гранатовых перидотитов.

Мы использовали фильтры, рекомендованные [Ziberna et al., 2016] для отбраковки клинопироксенов не находящихся в равновесии с гранатом и ортопироксеном в мантии. После применения фильтров, 136 анализов клинопироксенов были исключены из процедуры

построения геотермы. Остальные 63 зерна, прошедшие фильтрацию, были идентифицированы как хром-диопсиды с вариациями состава (в %):  $Ca\# = 100 \times Ca / (Ca + Mg + Fe) = 32-49$ ;  $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe) = 88-96$ ;  $Cr_2O_3 = 0,5-4,4$  мас. %,  $Na_2O = 0,91-4,02$  мас. %. Среди этих 63 хром-диопсидов 16 зерен (25,4 %) характеризовались концентрациями  $Na_2O$  превышающими 3 мас. %.

Используя полученные Р-Т параметры, мы реконструировали палеогеотерму для трубки Юбилейная. Значение теплогенерации в мантии мы приняли равным  $0 \text{ мВт/м}^3$ , а значение температуры мантийной адиабаты на поверхности  $1315 \text{ }^\circ\text{C}$  [Mather, 2011]. Выбранные значения мощности верхней (ВК) и нижней коры (НК) составили 12 км и 29 км, а значения теплогенерации для ВК  $0,76 \text{ мВт/м}^3$  и  $0,36 \text{ мВт/м}^3$  для НК, соответственно [Cherapanova, et al., 2013, Розен, 2009]. Результирующий поверхностный тепловой поток составил  $35,5 \text{ мВт/м}^2$ , при мощности литосферы 219 км, и мощности «алмазного окна» 94 км.

В нижней части разреза присутствует группа высокотемпературных точек ( $>1100 \text{ }^\circ\text{C}$ ), которые отклоняются от основного тренда. Это отклонение может объясняться недооценкой давления, так как экспериментальные данные использованные для калибровки барометра [Nimis, Taylor, 2000] не проводились для давлений  $>60$  кбар [Nimis, Taylor, 2000, Ziberna et al., 2016]. Однако второй возможной причиной наличия этих точек могло быть локальное взаимодействие низов литосферной мантии с астеносферой [Тычков, 2018, Liu Z. et al., 2022]. В этом случае высокотемпературные хром-диопсиды в нижней части разреза представляют вторично обогащенные породы, подвергшиеся воздействию астеносферных расплавов [Тычков, 2018].

Поэтому, из 63 хром-диопсидов мы исключили Р-Т параметры тех, давления которых превышали 60 кбар, или были меньше 30 кбар, а также имели рассчитанные температуры  $>1100 \text{ }^\circ\text{C}$ . Значения температур равновесий, оставшихся 21 хром-диопсида, варьируют в пределах  $752-989 \text{ }^\circ\text{C}$ , а значения давлений от 32 кбар до 52 кбар, что соответствует глубинам  $\sim 100-162$  км. Для реконструкции палеогеотермы с использованием только этих 21 хром-диопсида мы использовали те же входные параметры, что и для 63 клинопироксенов. В результате, тепловой поток составил  $34,8 \text{ мВт/м}^2$ , а мощность литосферы и алмазного окна 230 км и 105 км, соответственно. Таким образом палеогеотерма построенная по Р-Т параметрам 21 хром-диопсида, представляет собой среднюю часть разреза, характеризующуюся наиболее холодным тепловым потоком [Тычков, 2018].

Для идентификации парагенезисов гранатов использована классификация  $CaO-Cr_2O_3$  [Griffin, 1995]. По содержанию  $CaO-Cr_2O_3$  гранаты трубок им. Бобкова, ЦНИГРИ, им. Щукина подразделяются на низко-Са-гарцбургиты, Са-гарцбургиты, лерцолиты и верлиты. Все низко-Са-гарцбургиты и больше половины Са-гарцбургитов (по классификации [Griffin, 1995]) характеризуются S-образными спектрами распределения редкоземельных элементов (РЗЭ). При этом во всех трех трубках присутствует значительное количество гарцбургитовых гранатов с умеренным обогащением HFSE и спектрами РЗЭ с нормальным распределением, что указывает на наличие флогопитового метасоматоза.

Среди лерцолитовых гранатов всех трех трубок условно выделяются две группы – обедненные и обогащенные HFSE. Первая группа соответствует типичным кратонным лерцолитам, обедненным несовместимыми элементами в результате процессов частичного плавления литосферной мантии. Вторая группа обогащена Y, Zr, Ti, относится к деформированным перидотитам и является результатом взаимодействия астеносферных расплавов с вмещающим деплетированным мантийным субстратом [Griffin, 1995].

Для оценки Р-Т параметров в гранатах был использован Ni-в-гранате и Cr-в-гранате геотермобарометр. Используя принцип построения линии геотермы применяемый в программе FITPLOT, по полученным Р-Т оценкам гранатов мы реконструировали линию геотермы для трубок им. Бобкова, ЦНИГРИ, им. Щукина. В качестве модельной геотермы использовалась полученная по хром-диопсидам палеогеотерма трубки Юбилейная.

Результирующий тепловой поток составил 35,9 мВт/м<sup>2</sup> для трубки им. Бобкова, 35,7 мВт/м<sup>2</sup> для трубки ЦНИГРИ и 36,2 мВт/м<sup>2</sup> для трубки им. Щукина.

Мощность литосферы, определенная по пересечению геотермы с мантийной адиабатой, составила 211 км для трубки им. Бобкова, 215 км для ЦНИГРИ и 206 для трубки им. Щукина.

На основе рассчитанных температур равновесия гранатов и содержания в них Y, была определена нижняя граница деплетированной литосферы – «Y-край». В гранатах из трубки Бобкова он составляет 967°C, ЦНИГРИ - 1041°C, Щукина – 855 °C, а определенная мощность «алмазного окна» составила 29 км, 63 км и 20 км, соответственно. Стоит отметить, что наличие под трубкой ЦНИГРИ более мощного алмазного окна, чем в трубках Бобкова и Щукина хорошо согласуется с ее более высокой алмазоносностью.

Для построения глубинных разрезов была проведена проекция полученных температур равновесия гранатов на реконструированную по клинопироксенам палеогеотерму. В результате установлено преимущественное распространение гарцбургитовых гранатов в интервале глубин ~125-170 км под трубкой им. Бобкова, ~125-195 км под трубкой ЦНИГРИ и ~125-150 км под трубкой им. Щукина.

### **Выводы:**

1. С использованием методов мономинеральной термобарометрии по клинопироксенам из КТФ из трубки Юбилейная была реконструирована мантийная палеогеотерма на момент внедрения кимберлитов. С учетом модельных параметров мощности и теплогенерации верхней и нижней коры, палеогеотерма соответствует тепловому потоку 34,8 мВт/м<sup>2</sup>. Мощность литосферы во время проявления кимберлитового магматизма в D3-C1 составляла 230 км, что согласуется с данными о мощности литосферы Мирнинского, Далдынского, Верхнемунского полей на время палеозойского кимберлитового магматизма.

2. Наличие под трубкой ЦНИГРИ более мощного алмазного окна (63 км), чем в трубках Бобкова (29 км) и Щукина (20 км) хорошо согласуется с ее более высокой алмазоносностью.

3. Различия в распространенности мантийных ассоциаций под изученными трубками, находящимися на небольшом удалении, друг от друга свидетельствуют о неоднородности состава литосферной мантии Сибирского кратона [Malkovets et al., 2007].

4. Химический состав гранатов указывает на три типа метасоматических преобразований литосферной мантии – с участием карбонатитовых расплавов/флюидов, метасоматоза с участием силикатных расплавов и метасоматоза с участием водно-калиевых флюидов.

5. Реконструированная геотерма для трубок им. Бобкова, ЦНИГРИ, им. Щукина отвечает тепловому потоку 35,9; 35,7 и 36,2 мВт/м<sup>2</sup>, соответственно.

6. С глубин ~150-170 км в мантийном разрезе под трубками Бобкова и Щукина, а под ЦНИГРИ с ~195 км преобладают гранаты из деформированных лерцолитов. Они были подвержены сильному метасоматическому воздействию силикатных расплавов. На глубинах 125-170 км (Бобкова, Щукина), 120-195 км (ЦНИГРИ) породы испытывали воздействие карбонатитовых расплавов/флюидов и в меньшей степени флогопитового метасоматоза.

### *Литература:*

1. Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З. Термическая эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете датирования керна глубинного бурения по трекам деления апатита //Известия. Физика твердой Земли. – 2009. – Т. 45. – С. 914-931.
2. Тычков Н.С. и соавт. Мезозойская литосферная оболочка северо-востока Сибирского кратона (по включениям в кимберлитах) // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59. – №. 10. – С. 1254-1270 гг.
3. Cherepanova Y. et al. Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data //Tectonophysics. – 2013. – Т. 609. – С. 154-183.
4. Griffin W.L., Ryan C.G. Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration // Journal of Geochemical Exploration, 1995, vol. 53, pp. 311-337.



5. Liu Z. et al. Thermal and compositional anomalies in a detailed xenolith-based lithospheric mantle profile of the Siberian craton and the origin of seismic midlithosphere discontinuities // *Geology*. – 2022. – T. 50. – №. 8. – C. 891-896.
6. Malkovets V. G. et al. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: Kimberlite sampling patterns define the link // *Geology*. – 2007. – T. 35. – №. 4. – C. 339-342.
7. Mather K. A. et al. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // *Lithos*. – 2011. – T. 125. – №. 1-2. – C. 729-742.
8. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2005. – T. 233. – №. 3-4. – C. 337-349.
9. Nimis P., Taylor W. R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2000. – T. 139. – C. 541-554.
10. O'Reilly S. Y., Griffin W. L. Imaging global chemical and thermal heterogeneity in the subcontinental lithospheric mantle with garnets and xenoliths: Geophysical implications // *Tectonophysics*. – 2006. – T. 416. – №. 1-4. – C. 289-309.
11. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W., Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Shimizu N. Re-Os, Sm-Nd, and Rb-Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, vol. 59, no. 5, pp. 959-977.
12. Ryan C. G., Griffin W. L., Pearson N. J. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1996. – T. 101. – №. B3. – C. 5611-5625.
13. Zibera L. et al. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // *American Mineralogist*. – 2016. – T. 101. – №. 10. – C. 2222-2232.

# КАРТИРОВАНИЕ ОПОЛЗНЕВОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ С ПРИМЕНЕНИЕМ МОДЕЛИ ЭНТРОПИИ ШЕННОНА НА ОСНОВЕ ГИС ДЛЯ НУРЕКСКОГО РАЙОНА РЕСПУБЛИКИ ТАДЖИКИСТАН

Муминов Б.Х.<sup>1</sup>, Фоменко И.К.<sup>2</sup>, Смирнов П.В.<sup>3</sup>,

*1-Тюменский государственный университет, город Тюмень. E-mail: bahromzhon95@mail.ru*

*2-Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго  
Орджоникидзе (МГРИ), город Москва. E-mail: ifolga@gmail.com*

*3- Тюменский научный центр СО РАН, город Тюмень. E-mail: geolog.08@mail.ru*

Территория Таджикистана, как горной страны, подвержена воздействию многочисленным опасным геологическим процессам, таких как землетрясения, оползни, обвалы, сели, наводнения, снежные лавины. В связи с дефицитом территорий, пригодных для жизни и деятельности населения – 93% территории Таджикистана занимают горы, малопригодные для проживания – очень остро стоит вопрос о рациональном использовании пригодных для проживания земель, о защите населения от опасных геологических процессов, о вопросы создания эффективной системы прогнозирования, предупреждения геокатастроф и соответствующих защитных мероприятий. Оценка оползневой опасности является важнейшим компонентом стратегии Таджикистана по предотвращению стихийных бедствий и созданию условий для устойчивого экономического развития территории.

Основная цель исследования заключается в составлении карты оползневой восприимчивости Нурекского района, Республики Таджикистан. Оптимальным подходом для ее достижения является применение современных методов (в данном исследовании был применен метод энтропии Шеннона) с использованием географической информационной системы (ГИС) и дистанционного зондирования земель (ДДЗ), с оценкой достоверности модели путем сравнения полученных карт оползневой восприимчивости с картой инвентаризации оползней. Районом исследования является Нурекский район, который расположен в Вахшской долине, в Центральной части Таджикистана. Высокая сейсмичность и тектоническая активность, геологическое, геоморфологические и климатологические условия территории исследования являются причинами возникновения оползней различных типов [Муминов, 2022], которые, в свою очередь, являются причиной ущерба на производственных объектах, в жилых районах и сельскохозяйственных угодьях [Фоменко, 1978].

В основе оценки оползневой опасности лежит карта оползневой восприимчивости, характеризующее распространение оползней или условия их проявления.

Для этого, на основе карт распространения ледниковых форм селевых и гравитационных явлений на территории Таджикистана масштаба 1:500 000 [Ишук, 2017], а также, используя космические снимки и Google Earth была составлена новая карта инвентаризации оползней Нурекского района, на которой определено 609 проявлений оползневых процессов. Затем, имеющейся набор данных об оползнях, случайным образом был сгруппирован в две категории: набор обучающих данных, включающий 426 (70%) оползневых участков и тестовый набор данных, включающий 183 (30%) оползневых участка соответственно. Далее, на основе обучающей выборки с использованием метода энтропия Шеннона была построена карта оползневой восприимчивости. Тестовый набор данных использовался для проверки полученных результатов с применением метода площади под кривой ошибок AUC.

При выполнении анализа было учтено в общей сложности одиннадцать факторов, обуславливающих развитие оползней: высота над уровнем моря, угол наклона поверхности, экспозиция склонов, их кривизна, вертикальное расчленение рельефа, топографический индекс увлажнения, расстояние до водотоков, расстояние от разломов, расстояние от дорог,

карта землепользования и количество осадков. Следует отметить, что в настоящее время не существует строгих рекомендаций по выбору набора факторов, влияющих на формирование оползней с применением метода анализа энтропии Шеннона, и естественно используемые наборы факторов могут сильно различаться у различных исследователей [Constantin, 2011]. При составлении карты оползневой восприимчивости важно учитывать постоянство принципа актуализма, который предполагает, что будущие оползни будут происходить в тех же условиях, которые спровоцировали оползни в прошлом.

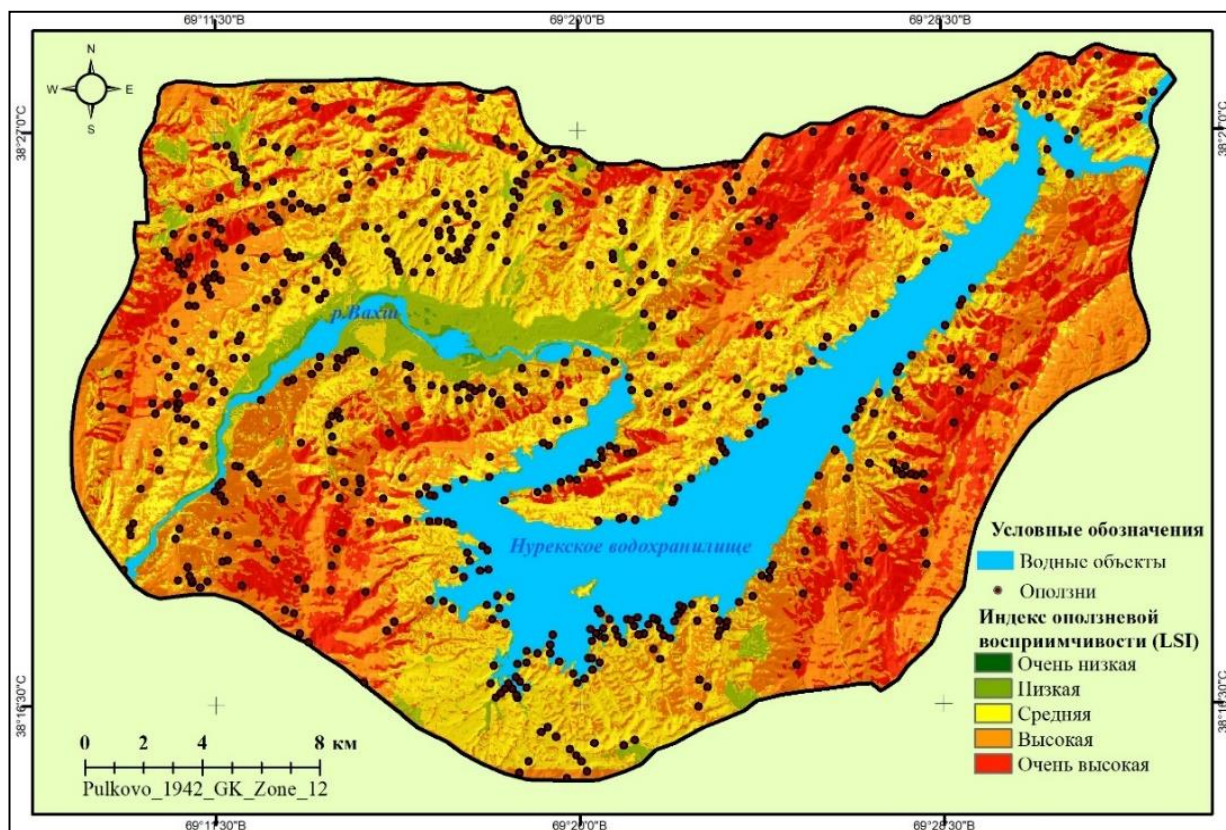


Рисунок 1. Карта индекса оползневой восприимчивости.

Метод энтропии Шеннона является усовершенствованием метода соотношения частот. Энтропия является мерой беспорядка, нестабильности, дисбаланса и неопределенности системы [Sharma, 2015 и Panchal, 2021]. Метод энтропии широко применяется для определения весовых индексов при оценке опасности от природных процессов, таких как оползни, песчаные бури и сели. Оползень представляет собой сложную систему обмена энергией с окружающей средой, поэтому использование метода энтропии Шеннона для оценки оползневой опасности является весьма перспективным.

Для оценки веса факторов при оценке оползневой восприимчивости на основе метода энтропии Шеннона используются следующе формулы [Hamid, 2012]:

$$E_{ij} = \frac{FR}{\sum_{j=1}^M FR} \quad (1)$$

Где,  $FR$  - значение частоты для каждого класса факторов, а  $E_{ij}$  – плотность вероятности для каждого класса:

$$H_j = - \sum_{i=1}^{M_j} E_{ij} \log_2 E_{ij} \quad j = 1, \dots, n. \quad (2)$$

$$H_{jmax} = \log_2 M_j \quad (3)$$

Где,  $H_j$  и  $H_{jmax}$  представляют собой значения энтропии,  $M_j$  количество классов в факторе  $j$ .

$$I_j = \frac{H_{jmax} - H_j}{H_{jmax}} \quad (4)$$

Где,  $I_j$  – коэффициент информации фактора  $j$ ,  $I = (0,1)$ ,  $j=1, \dots, n$ .

$$V_j = E_j * FR \quad (5)$$

Где,  $V_j$  – результирующее весовое значение для всего фактора в целом.

Индекс оползневой восприимчивости ( $LSI$ ) рассчитывается путем алгебраического суммирования весовых значений всех факторов, влияющие на возникновения оползней:

$$LSI = \sum V_j \quad (6)$$

Карта оползневой восприимчивости, была создана в среде ArcGIS с использованием классификации по методу естественных границ.

В ходе работ исследуемая территория была разделена на пять классов по оползневой восприимчивости: очень низкая, низкая, средняя, высокая и очень высокая. В целом, результаты данного исследования показывают, что 1% общей площади имеет очень низкую восприимчивость к оползневому процессу. Зоны с низкой и средней восприимчивостью составляют 6% и 32% общей площади соответственно. Зоны высокой и очень высокой восприимчивости составляют 40% и 21% от общей площади исследуемой территории.

Оценка достоверности модели была выполнена с применением метода площади под кривой ошибок (AUC). Достоверность модели для набора обучающих данных составила 75,53%, а достоверность прогноза для тестового набора данных - 73,76% (рис.2). Полученные результаты позволяют сделать вывод хорошей эффективности метода энтропии Шеннона при анализе оползневой восприимчивости территории.

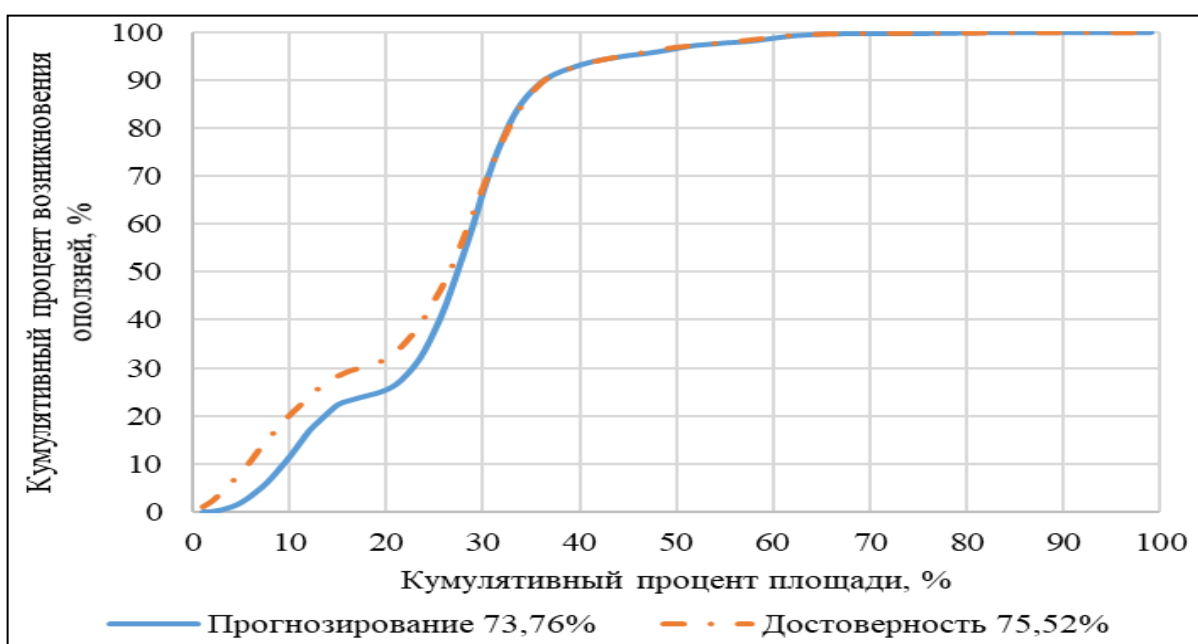


Рисунок 2. Оценка достоверности модели была выполнена с применением метода площади под кривой ошибок (AUC).

Результаты, полученные в этом исследовании, являются важной информацией при составлении планов территориального развития Нурекского района, проведения работ по охране окружающей среды и смягчению последствий стихийных бедствий.

*Литература:*

1. Ишук Н.Р., Ишук А.Р., Саидов М.С. Результаты использования космических снимков и ГИС при картировании оползней Таджикистана // Журнал «Наука и Инновация» №2. Душанбе, Изд-е «Сино». 2017. - С. 92-99.

2. Муминов Б.Х., Фоменко И.К., Сироткина О.Н. Оценка оползневой опасности Нурекского района Таджикистана. Известия высших учебных заведений// Геология и разведка. - 2022ю -Т. 64(1) - С. 50-60. <https://doi.org/10.32454/0016-7762-2022-64-1-50-60>
3. Фоменко В.Д., Шаимов С., Ищук Н.Р. Отчет: Изучение устойчивости горных склонов в связи с затоплением водохранилища Нурекской и Рогунской ГС за 1976-1977 гг. В 3-х томах. Том -1. 1978. - С-210.
4. Constantin M., Bednarik M., Jurchescu M.C. et al. Landslide susceptibility assessment using the bivariate statistical analysis and the index of entropy in the Sibiciu Basin (Romania) // Environ Earth Science. - 2011. - V. 63. - P. 397–406 (2011). <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0724-y>
5. Hamid Reza Pourghasemi, Majid Mohammady, Biswajeet Pradhan. Landslide susceptibility mapping using index of entropy and conditional probability models in GIS: Safarood Basin, Iran // Catena 97. October 2012, Pages 71-84. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.05.005>
6. Panchal S., Shrivastava A.K. A Comparative Study of Frequency Ratio, Shannon’s Entropy and Analytic Hierarchy Process (AHP) Models for Landslide Susceptibility Assessment // ISPRS International Journal of Geo-Information. - 2021. -V. 10(9). - P. 603. <https://doi.org/10.3390/ijgi10090603>
7. Sharma L.P., Patel N., Ghose M.K. et al. Development and application of Shannon’s entropy integrated information value model for landslide susceptibility assessment and zonation in Sikkim Himalayas in India // Nat Hazards. 2015. - V. 75. - P. 1555–1576. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1378-y>

## ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ

Немов А. Б., Медведева Е.В.

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО  
РАН (ЮУФНЦ МиГ УрО РАН), Миасс; ya.andrew808@yandex.ru*

Ильмено-Вишневогорская сдвиговая зона (ИВСЗ) представляет южный сегмент региональной сдвиговой зоны, расположенный на восточном склоне Южного и Среднего Урала (Восточно-Уральское поднятие) [Русин и др., 2006; Пучков, 2010]. Структура ограничена крупными региональными субмеридиональными разломами с запада – Миасско-Полевским, с востока – Чебаркульско-Байрамгуловским сдвиго-надвигами отделяющими ее от Тагило-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской мегазон, соответственно. Структура имеет вид гантели с наибольшим сжатием на широте г. Кыштым, вызванного Уфимским выступом части Европейской платформы. В тыловых частях структуры расположены массивы преимущественно «гнейсовидных» и «очково-гнейсовых» миаскитов (Вишневогорский и Ильменогорский, (О) и гранитоидов (Аракульский, Кыштымский, Чашковский, Еланчиковский, Р-Т). Внутри структура разделена на блоки глубинными разломами (с запада на восток) – Ильменогорским, Селянкинско-Вишневогорским (сдвиго-надвиги), Няшевским, Таткульским (сдвиго-сбросы) и Аргазинско-Букоянским (сдвиго-надвиг), и осложнена диагональными и субширотными нарушениями (сбросо-сдвиги). Мощность разломов и зон тектонитов изменяется от 300 м до >1 км при ширине ИВСЗ 8-14 км. Зоны разломов часто трассируются телами пород мафит-ультрамафитового (Няшевский, Ишкульский, Булдымский массивы  $PR_2-V$ , размером от  $0.0n - 0.n$  м до  $n$  км) и гранитоидного (Увильдинский, Арагазинский, Кисегачский, Р-Т,  $n - 1n$  км) составов. Блоки, вмещающие тела ортопород, представлены гетерогенными полихронными метаморфическими образованиями: 1) амфиболит-гнейсового состава (Селянкинский блок 1850 – 2200 млн лет – кристаллический фундамент платформы); 2) гнейсово-амфиболитового состава (Ильменская толща 600 – 900 млн лет – доуральская (V) океаническая кора); 3) метатерригенными породами (Сайтовская толща  $RF_2 - D_1$  – утоненный чехол континентальной окраины).

В пределах ИВСЗ выделено две группы тектонитов: **бластомилониты** и **милониты** [Родыгин, 2001]. По структурно-текстурным особенностям: среди бластомилонитов различаются бластокатаклазиты и бластомилониты; среди милонитов – протомилониты, милониты и ультрамилониты.

Взаимоотношения между различными типами тектонитов показывают, что по породам группы бластомилонитов в результате ретроградных процессов развиваются протомилониты, а в зонах максимального напряжения милониты и ультрамилониты.

Бластомилониты и милониты, развитые по породам мафит-ультрамафитовой и щелочносиенитовой ассоциации, делятся на **меланократовые** и **лейкократовые**. Мезократовые или переходные разности от бластомилонитов к милонитам, часто представлены протомилонитами. Тектониты, развитые по щелочносиенитовой ассоциации, отличаются от тектонитов, образованных по мафит ультрамафитовой ассоциации, более повышенной щелочностью и кремнекислотностью.

Бластомилониты формируются при широком развитии процессов калиевого, а милониты натрового (альбитизация, «пламевидные пертиты в калиевых полевых шпатах и синтектонический альбит) метасоматических процессов.

Для меланократового типа бластомилонитов и милонитов отмечены общие тенденции (рис. 1 а, б), выраженные: а) в высоких содержаниях макроэлементов – Ti, Fe, Mg, Ca и микроэлементов – LILE, HFS, сидерофильных (в особенности Ba, Be, Rb, Sr, Ta, Nb, Th, V, Cr,

Co, Ni) и РЗЭ (преимущественно, ряд La-Nd); б) пониженными содержаниями – Si, Al, Na, Zr, Hf, Pb, U. Сумма РЗЭ варьирует в них от 400 до 1630 г/т. В меланократовых blastsмилонитах и милонитах высокие концентрации РЗЭ коррелируют с высокими валовыми (>7-10 об%) содержаниями фторапатита (мас. %: Th<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 1.5–6.4 мас. %) и титанита (мас. %: Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.4–1.0; F 0.5–1.0; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2.6–10.5).

Лейкократовые милониты и blastsмилониты характеризуются крайне низкими содержаниями большинства макроэлементов (основаниями) и микроэлементами (рис. 1 в, г) – Zr, Hf, Sc, V, Cr, Co, Ni, и повышенными содержаниями – Si, Al, Na, Ba, U, Pb, Ta. Сумма РЗЭ в них 4 – 91 г/т, при этом во вмещающих породах  $\Gamma_{\text{РЗЭ}}$  340 г/т. Эти данные обусловлены незначительным количеством акцессорных минералов (до 1–2 об. %) – апатита, титанита, алланита, пирохлора, ильменита.

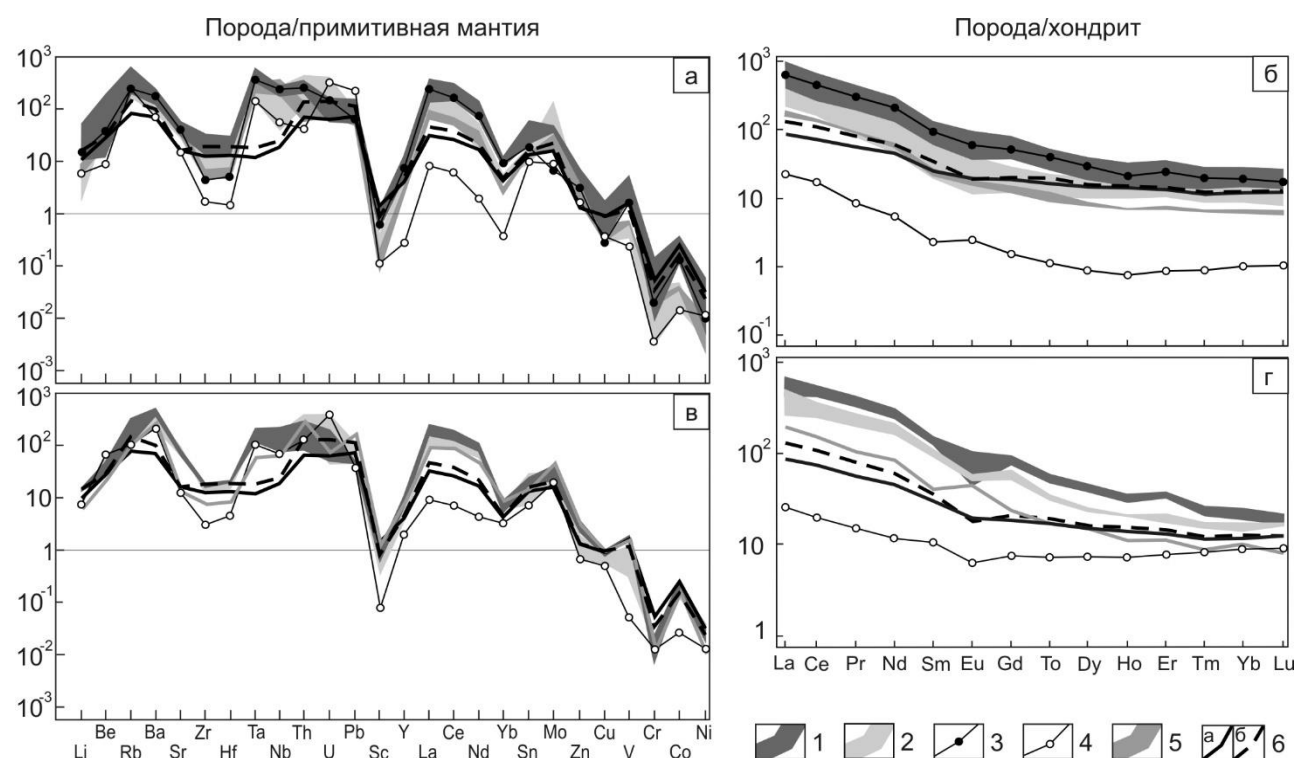


Рисунок 1. Спайдер-диаграммы тектонитов образованных по щелочносиенитовой (а, б) и мафит-ультрамафитовой (в, г) ассоциации пород нормированных по по хондриту и примитивной мантии [Sun & McDonough; 1995].

Условные обозначения. Блaстoмилониты: 1) меланократового и 2) лейкократового состава; милониты: 3) меланократового и 4) лейкократового состава; 5 – вмещающие тектонизированные породы; 6 – средние содержания [по Rudnick & Gao; 2003] а) континентальной и б) верхней коры.

### Выводы:

1. Среди тектонитов ИВСЗ выделены две группы – blastsмилониты и милониты, которые можно разделить на меланократовые – обогащенные РЭ и РЗЭ, и лейкократовые – содержащих низкие концентрации РЭ и РЗЭ.

2. Концентрация РЗЭ находится в прямой зависимости от содержания апатита и титанита в тектонитах.

3. На формирование blastsмилонитов и милонитов влияют не только интенсивная деформация и бластез, но и инверсия флюидного режима. Формирование меланократовых тектонитов происходит под действием восстановительного (F, Cl, OH) глубинного флюида,

характеризующегося Ca-Mg-Fe –метасоматозом (базификация), а лейкократовых – окислительного флюида (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O) характеризующегося Si-Al-Na-метасоматозом (гранитизация).

*Литература*

1. Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники и металлогении) // Уральский геологический журнал. 2010. – №. 3. –с. 80-84.
2. Родыгин А. И. Динамометаморфические породы. –Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. – 356с.
3. Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы // Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. – Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. – с. 3–19.
4. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol.,– 1995–120(3-4),– P. 223–253.
5. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry – 3. The Crust. Elsevier Sci – 2003 – P. 1–64.



# МИНЕРАЛЫ ПЛАТИНОИДОВ В БОРНИТ-ХАЛЬКОПИРИТОВЫХ ОБОСОБЛЕННЫХ РУДАХ ТАЛНАХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Николаев А.В.<sup>1</sup>, Мехоношин А.С.<sup>2</sup>, Финкельштейн А.Л.<sup>3</sup>

1 – ИГХ СО РАН, Иркутск; *Odinszova@Yandex.ru*

2 – ИГХ СО РАН, Иркутск; *Mekhonos@igc.irk.ru*

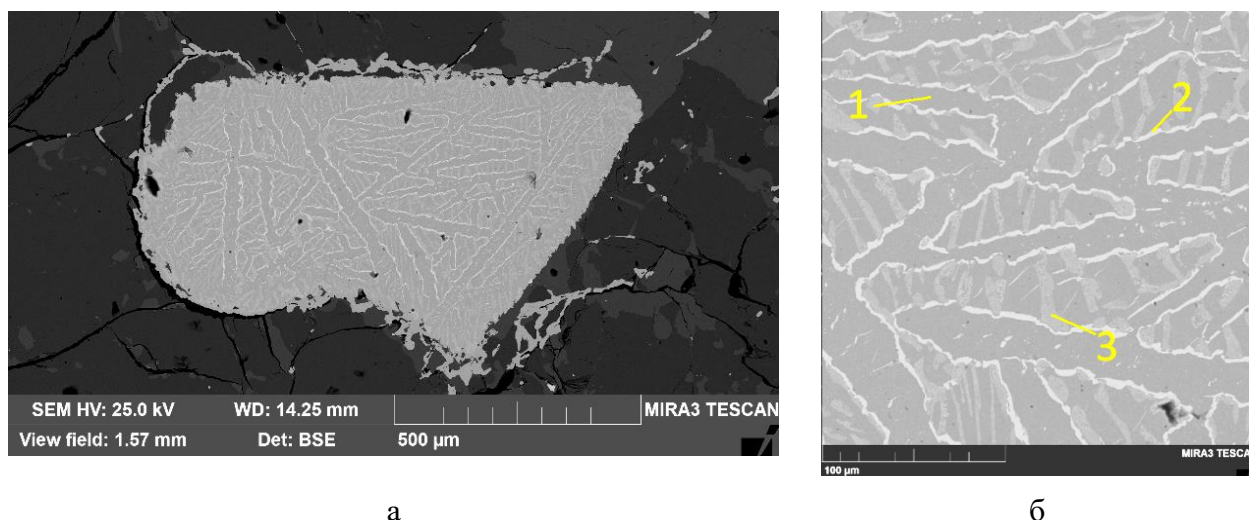
3 – ИГХ СО РАН, Иркутск; *finkel@igc.irk.ru*

Поиск и анализ элементов платиновой группы (ЭПГ) в медно-никелевых рудах всегда являлся актуальной задачей для геолого-минералогических исследований, поскольку добыча благородных и редких металлов представляет интерес для многих индустрий, связанных с металлообработкой: электронная, металлургическая, автомобильная, космическая промышленность и прочие [Александрова, 2020]. Целесообразность добычи полезного ископаемого определяет множество факторов, в том числе его содержание, ассоциации и размеры включений.

Не смотря на детальную изученность минералогии этого месторождения [Служеникин, 2010], исследования на сканирующих электронных микроскопах (СЭМ) показывают микронные и субмикронные фазы. Повышенные содержания платиноидов в сульфидах ранее считались изоморфными примесями.

В исследовании представлены результаты на СЭМ TIMA 3 X LMH FEG (TESCAN, Чехия) и микроанализаторе Superprob JXA-8200 (JEOL, Япония). При измерении спектра были установлены следующие параметры возбуждения и регистрации: ускоряющее напряжение для TESCAN – 25 кВ, JEOL – 20 кВ; аналитическое рабочее расстояние – TESCAN – 15 мм, JEOL – 11 мм; время набора одного спектра TESCAN – 60 с (~120 млн. имп.), для одной линии пика на JEOL – от 5 до 30 сек. У СЭМ более лучшая фокусировка пучка, что позволяет находить субмикронные включения, а также анализировать более мелкие включения. При этом микроанализатор считается более точным оборудованием в количественном анализе за счет волнодисперсионных спектрометров.

Исследовались образцы Талнахского месторождения из отщеплённых халькопиритовых-борнитовых руд. В одном образце были проанализированы фазы, образовавшиеся при распаде твердого раствора минерала близкого к паоловиту. На сканирующем микроскопе обнаружены фазы в структурах распада: паоловит  $Pd_2Sn$ , нигглит  $PtSn$  и промежуточная по составу между ними фаза с примесями меди и сурьмы (рисунок 1).



а

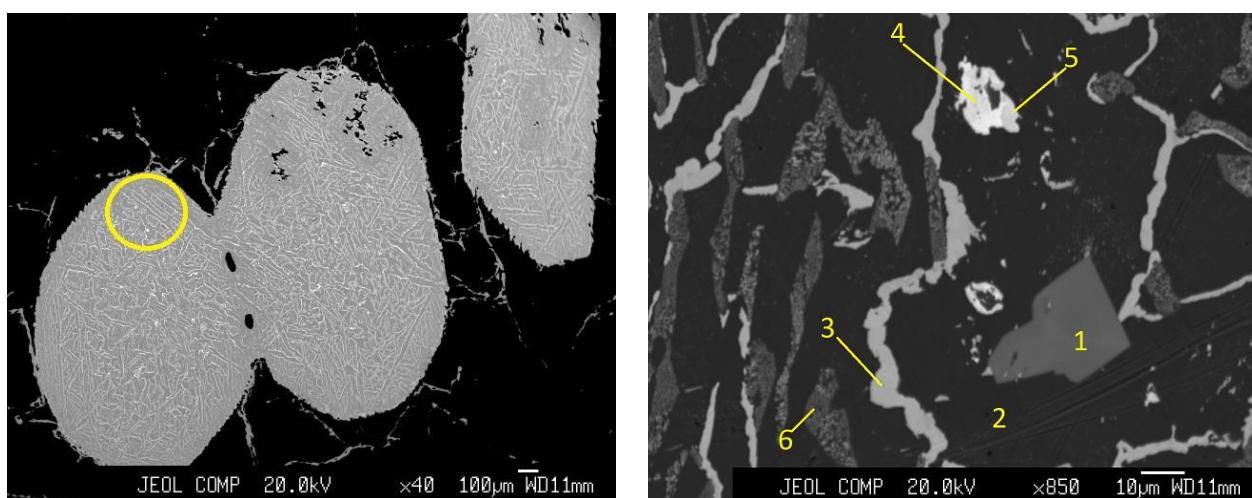
б

Рисунок 1. BSE-изображения частицы содержащей паоловит (1), переходную фазу (2) и нигглит (3); а – общий вид частицы, б – изображение структуры частицы.

Следующий образец представлен халькопирит-борнитовой рудой с эллипсоидными выделениями паоловита со структурами распада. В отличие от первого образца мы здесь видим помимо основы еще пять фаз, взаимное расположение которых приведены на Рисунке 2. Данные элементного анализа для двух микрозондов приведены в таблице 1.

Таблица 2. Элементный состав платиноидов в масс. %

Фазы / Элементы		Cu	Pd	Sn	Sb	Pt	As	Bi
TESCAN	Паоловит		59,75	40,25				
	Переходная фаза	7,73	38,88	28,78	12,77	11,84		
	Нигглиит			43,73		56,27		
JEOL	Сперрилит			1,56	5,12	53,51	39,81	
	Паоловит		66,09	33,91				
	Нигглиит			36,73		63,27		
	Инсизваит				6,90	35,52		57,58
	Неназванная фаза		36,67	14,01	29,48	19,84		42,35



а

б

Рисунок 2. Структуры распада в паоловите. BSE-изображения частиц, содержащих сперрилит (1), паоловит (2), нигглиит (3), инсизваит (4,5) и неназванная фаза (6); а – общий вид, б – выделенная в изображении «а» область.

Наиболее высокие концентрации платины и палладия показывают такие минералы, как сперрилит и паоловит. Сперрилит  $PtAs_2$  имеет стабильный состав (Pt-54,5 %, As-44,5 %) с отклонениями не более 1 % при анализе на TESCAN и примеси олова и сурьмы на JEOL. Возможно, это следствие того, что микроанализатор не может различить микронные включения. В нигглиите показания японского микроскопа ближе к теоретическим (Pt-62 %, Sn-38 %). Концентрация олова в этой фазе может снижаться за счет примеси сурьмы до 4,5 %. В случае паоловита похожая ситуация: показания JEOL немного ближе к теоретическим концентрациям. Стоит отметить, что в обоих случаях микроанализатор занижает массовую долю олова, а СЭМ, наоборот, завышает. Изредка в паоловите также встречаются примеси сурьмы до 3,7 % и меди до 13 %. Инсизваит  $Pt(Bi,Sb)$  содержит от 23 до 28 % платины, висмута 24-40 % и сурьмы 21-41 %.

Диапазон размеров включений ЭПГ варьируется в очень широком диапазоне: сперрилит 100 нм – 10 мкм; паоловит 1- 300 мкм; налдреттит 2-20 мкм стибипалладинит 5–20 мкм; фрудит 2-30 мкм; инсизваит 2-10 мкм. С помощью TESCAN TIMA удалось обнаружить субмикронные включения сперрилита 100-200 нм. Также на этом оборудовании

качественно обнаружены такие минералы как гессит 200 нм – 5 мкм и электрум от 100 нм до 10 мкм. На рисунке 3 приведены примеры субмикронных включений.

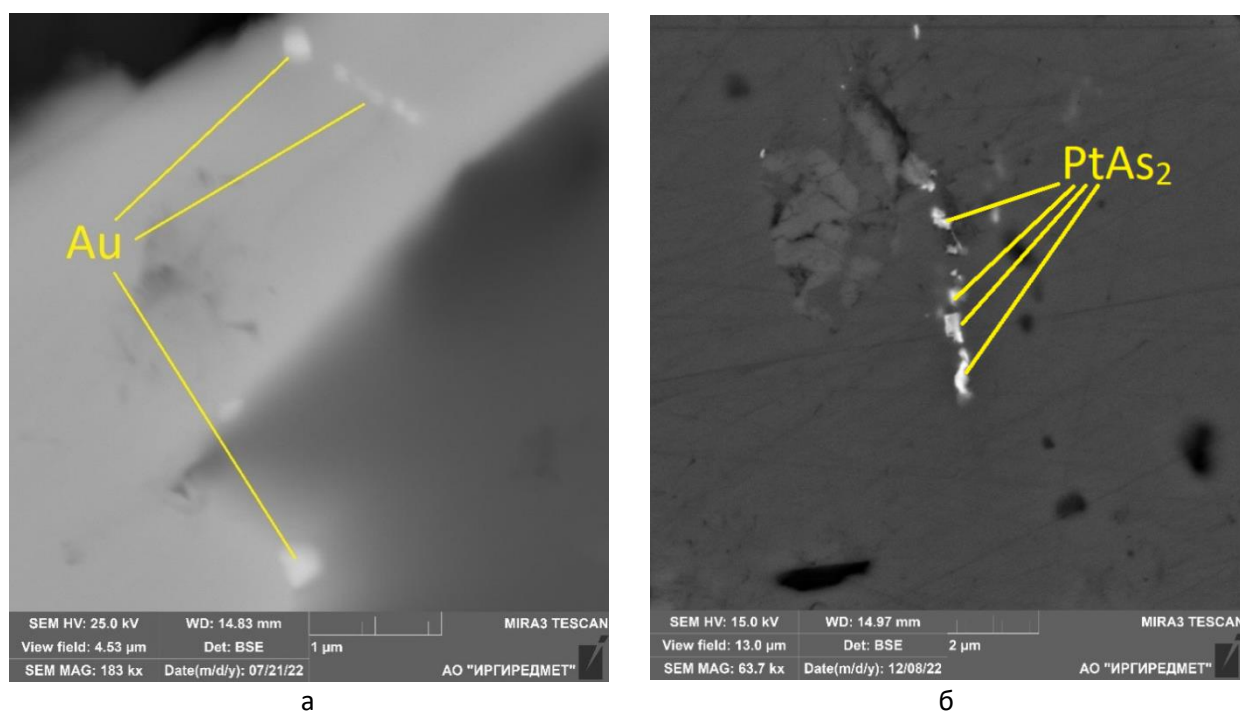


Рисунок 3 – Примеры субмикронных включений: а – следы Au в налдреттите ( $Pd_2Sb$ ); б – сперилит в пирротине.

В ходе работы на TESCAN TИМА были обнаружены 0,1-0,2 мкм включения МПГ, а также золота и серебра, показывающие, что платиноиды и золото – не изоморфные примеси. Произведен сравнительный анализ показаний двух микроскопов. Ожидается, микроанализатор показывает концентрации, более близкие к теоретическим.

*Литература:*

1. Александрова Т.Н. Коннор С.О. Переработка платинометаллических руд в России и Южной Африке: состояние и перспективы // Записки горного института. – 2020. Т. 244. – с. 462-473.
2. Служеникин С.Ф. Платино-медно-никелевые и платиновые руды Норильского района и их рудная минерализация // Российский химический журнал. – 2005. – № 2. с. – 43-44.

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ПАЛЛАДИЯ В СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ СУЛЬФИДНЫХ И ХЛОРИДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮИДАХ

Рубцова Е.А.<sup>1,2</sup>, Дягилева Д. Р.<sup>2</sup>, Акинфиев Н.Н.<sup>1</sup>, Зотов А.В.<sup>1</sup>, Обысова С.Е.<sup>1,2</sup>, Привалова К.А.<sup>1,2</sup>, Тагиров Б.Р.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> – ИГЕМ РАН, г. Москва, <sup>2</sup> – МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва; rkata@mail.ru

## Введение

Палладий – «благородный» металл, который является одним из элементов платиновой группы (ЭПГ). Палладий нашел широкое применение в промышленности. Источником этого металла являются магматические и в меньшей степени гидротермальные месторождения. Все они образуются при участии водных флюидов. В гидротермальных флюидах палладий переносится в виде хлоридных и гидросульфидных комплексов. По данным [Тагиров, Баранова, 2009; Tagirov et al., 2013] устойчивость гидросульфидных комплексов  $\text{Pd}(\text{HS})_2^\circ$ ,  $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$  и  $\text{PdS}(\text{HS})_2^{2-}$  снижается с повышением температуры, и роль этих комплексов в гидротермальных процессах ограничивается низкотемпературными условиями ( $t < 100^\circ\text{C}$ ). Среди хлоридных комплексов палладия выделяют  $\text{PdCl}_3^-$  и  $\text{PdCl}_4^{2-}$ , как преобладающие в широком интервале солёности при повышенных температурах  $> 300^\circ\text{C}$  [Tagirov et al., 2013; Bazarkina et al., 2014]. Цель настоящей работы – уточнение схемы комплексообразования Pd в сульфидных и хлоридных гидротермальных флюидах.

## Методика эксперимента

Эксперименты проводились с использованием автоклавной и ампульной методик. При температуре до  $100^\circ\text{C}$  использовалась ампульная методика, описанная в [Тагиров, Баранова, 2009]. Растворы и  $\text{PdS}_{(к)}$  загружались в ампулы из боросиликатного стекла, ампулы запаивались и выдерживались до достижения стационарной растворимости при необходимой температуре. По окончании опыта растворы извлекались из ампул, фильтровались и в них определялись концентрации сульфидной серы, Pd, и измерялся pH.

При сверхкритических  $PT$  параметрах эксперименты выполнены по классической автоклавной методике. Условия экспериментов представлены в табл. 1. В сульфидной системе в верхней части титановых автоклавов подвешивали чашечки с синтетическим  $\text{PdS}_{(к)}$ . Затем в автоклав заливали раствор NaOH. Необходимую концентрацию  $\text{H}_2\text{S}$  задавали с помощью синтетического  $\text{Al}_2\text{S}_3$ . Давление задавали степенью заполнения автоклава. Автоклавы помещали в заранее разогретую печь и выдерживали в течение десяти дней. По окончании опыта автоклавы закачивали в холодной воде. Конденсат извлекали, смыв со стенок производили царской водкой. Для анализа конденсат и смыв объединяли.

Для изучения хлоридного комплексообразования палладия эксперименты проводились аналогичным образом, за исключением того, что в чашку загружали металлический Pd, а в автоклав заливали раствор HCl и NaCl. Необходимую концентрацию  $\text{H}_2$  задавали с помощью металлического Al. С целью изучения устойчивости хлоридных комплексов Pd дополнительно была проведена серия экспериментов по растворению  $\text{PdS}_{(к)}$  в растворах HCl и NaCl в присутствии  $\text{H}_2\text{S}$ .

Содержание Pd в пробах определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Анализ выполняли в МГУ им. М.В. Ломоносова на приборе Element-2 Thermo Scientific, предел обнаружения Pd 0.3 ppb с учётом содержания Pd в холостых пробах.

## Результаты экспериментов

Растворение PdS в условиях экспериментов можно описать реакциями:



Образование хлоридных комплексов описывается следующими реакциями:



Результаты опытов представлены в табл. 1.

Таблица 1. Условия экспериментов и константы реакций (1), (2), (3) и (4) с обработанными данными [Тагиров, Баранова, 2009] и [Sullivan et al., 2022].

Температура/ давление	Константы		Растворяемое вещество	Источник данных
	$\lg K^\circ_{\text{Pd}(\text{HS})_2^\circ}$	$\lg K^\circ_{\text{Pd}(\text{HS})_3^-}$		
4°C/1 бар	-6.8±0.2	-4.9±0.2	PdS <sub>(к)</sub>	Наст. работа + [Тагиров, Баранова, 2009]
25°C/1 бар	-6.9±0.2	-4.1±0.1	PdS <sub>(к)</sub>	Наст. работа + [Тагиров, Баранова, 2009]
60°C/1 бар	-8.0±0.2	-4.2±0.1	PdS <sub>(к)</sub>	Наст. работа + [Тагиров, Баранова, 2009]
75°C/1 бар	-7.3±0.5	-4.7±0.3	PdS <sub>(к)</sub>	Настоящая работа
200°C/P <sub>sat</sub>	-	-5.4±0.1	PdS <sub>(к)</sub>	Наст. работа + [Тагиров, Баранова, 2009]
450°C/1000 бар	-6.8±0.2	-4.7±0.3	PdS <sub>(к)</sub>	Настоящая работа
490°C/1000 бар	-7.6±0.2	-5.4±0.2	PdS <sub>(к)</sub>	Настоящая работа
	$\lg K^\circ_{\text{PdCl}_3^-}$	$\lg K^\circ_{\text{PdCl}_4^{2-}}$		
350°C/500 бар	-4.6±0.3	-5.9±0.5	Pd <sub>(к)</sub>	Настоящая работа
400°C/1000 бар	-3.2±0.1	-	Pd <sub>(к)</sub>	Настоящая работа
450°C/1000 бар	-4.2±0.3	-5.0±0.5	PdS <sub>(к)</sub>	Настоящая работа
450°C/1000 бар	-3.6±0.2	-4.9±0.4	Pd <sub>(к)</sub>	Настоящая работа
900°C/2000 бар	-4.8±0.2	-6.2±0.2	Pd <sub>(к)</sub> , Au <sub>(к)</sub>	[Sullivan et al., 2022]

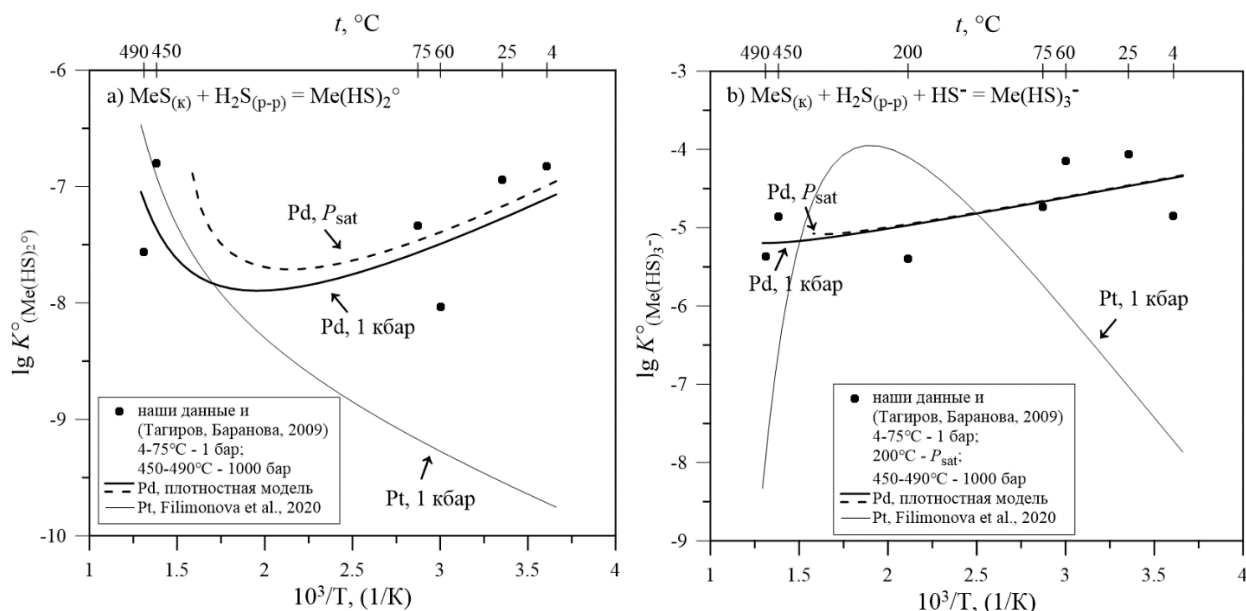


Рисунок 1. Зависимость константы реакции растворения MeS с образованием комплексов а)  $\text{Me}(\text{HS})_2^\circ$  и б)  $\text{Me}(\text{HS})_3^-$  от обратной температуры.

Оптимизация значений свободной энергии комплексов палладия осуществлялась в программе OptimA [Shvargov, 2015]. Они были использованы для расчета констант реакций (1), (2), (3) и (4), результаты расчета представлены в табл. 1. Полученные значения констант были использованы для определения параметров уравнения плотностной модели. Расчет по

плотностной модели и экспериментальные данные для сульфидных комплексов палладия показаны на Рис. 1 совместно с данными для гидросульфидных комплексов Pt из работы [Filimonova et al., 2021]. Рост температуры приводит к небольшому снижению устойчивости  $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$ . Для комплекса  $\text{Pd}(\text{HS})_2^0$  наблюдается небольшое снижение устойчивости при  $t < \sim 300^\circ\text{C}$  и рост при более высоких температурах.

Для хлоридных комплексов расчет по плотностной модели и экспериментальные точки показаны на рис. 2. Комплексы ведут себя схожим образом, наблюдается снижение устойчивости комплексов при сверхкритических температурах  $> \sim 350^\circ\text{C}$ .

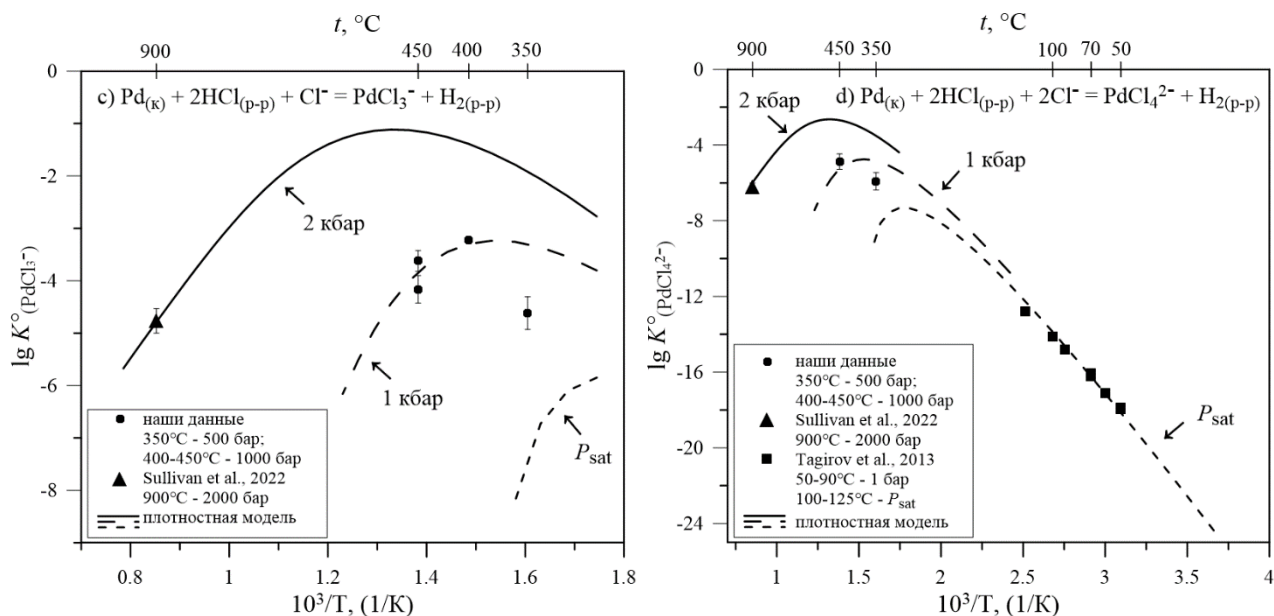


Рисунок 2. Зависимость константы реакции растворения  $\text{Pd}_{(к)}$  с образованием комплексов с)  $\text{PdCl}_3^-$  и д)  $\text{PdCl}_4^{2-}$  от обратной температуры.

## Выводы

По результатам экспериментов были рассчитаны значения свободных энергий Гиббса хлоридных и гидросульфидных комплексов палладия и на их основе получены предварительные значения констант реакций (1), (2), (3) и (4). Установлено, что  $\text{Pd}(\text{HS})_2^0$  и  $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$  ведут себя по-разному в зависимости от  $PT$  условий. Устойчивость  $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$ , преобладающего при слабокислых и близнейтральных pH, незначительно снижается по мере роста температуры. В отличие от аналогичного комплекса  $\text{Pt}(\text{HS})_3^-$ , вклад которого в перенос Pt пренебрежимо мал при  $t > 250^\circ\text{C}$ ,  $\text{Pd}(\text{HS})_3^-$  является важной формой переноса Pd в высокотемпературных близнейтральных растворах, включая сверхкритические флюиды. Устойчивость  $\text{Pd}(\text{HS})_2^0$  при докритических температурах выше  $\text{Pt}(\text{HS})_2^0$ . Однако при около- и сверхкритических параметрах константы устойчивости этих комплексов близки. Разница в зависимости устойчивости комплексов Pd и Pt от температуры может приводить к разделению этих металлов в гидротермальных системах. Вклад  $\text{PdCl}_3^-$  и  $\text{PdCl}_4^{2-}$  в перенос палладия в хлоридных системах возрастает по мере роста температуры, однако при около- и сверхкритических параметрах устойчивость этих комплексов начинают резко снижаться. Полученные данные будут использованы для моделирования гидротермального переноса палладия при образовании месторождений этого металла.

*Работа выполнена при поддержке РНФ (грант 23-17-00090).*

*Литература:*

1. Тагиров Б.Р., Баранова Н.Н. Состояние палладия в сульфидных гидротермальных растворах: экспериментальное изучение методом растворимости // ГЕОХИМИЯ. – 2009 – №12. – с. 1319-1327.
2. Filimonova O.N., Tagirov B.R., Zotov A.V., Baranova N.N., Bychkova Y.V., Tyurin D.A., Chareev D.A., Nickolsky M.S. The solubility of cooperite PtS(cr) at 25–450° C, Psat=1000 bar and hydrosulfide complexing of platinum in hydrothermal fluids // Chemical Geology. – 2021 – V.559. – p. 119968.
3. Shvarov Y.A. OptimA, OptimB, OptimC, and OptimS compatible with the Unitherm database, for deriving the thermodynamic properties of aqueous species from solubility, potentiometry and spectroscopy measurements // Appl. Geochem. – 2015 – V.55. – P. 17-27.
4. Sullivan N.A., Zajacz Z., Brenan J.M., Hinde J.C., Tsay A., Yin Y. The solubility of gold and palladium in magmatic brines: Implications for PGE enrichment in mafic-ultramafic and porphyry environments // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2022 – V.316 – P. 253-272.
5. Tagirov B.R., Baranova N.N., Zotov A.V., Akinfiyev N.N., Polotnyanko N.A., Shikina N.D., Koroleva L.A., Shvarov Yu.V., Bastrakov E.N. The speciation and transport of palladium in hydrothermal fluids: Experimental modeling and thermodynamic constraints // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 2013 – V.117. – p. 348-373.

## АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ ЦЕОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ОТХОДОВ

Павлова А.А.

УО «Национальный детский технопарк», Минск; *ptf280881@gmail.com*

Цеолитсодержащие отходы образуются в различных технологических процессах (сушки и очистки газов, каталитических процессах и др.). Цеолиты – это кристаллические алюмосиликаты, которые содержат катионы I и II групп периодической системы. Цеолиты проявляют ионообменные, а после удаления при нагревании из их полостей молекул воды – адсорбционные свойства, которые в сочетании с жёстким размером входов в полости и каналы, придают свойства молекулярных сит и селективных ионообменников. В случаях, когда катионами служат поливалентные катионы, цеолиты обладают каталитическими свойствами [Брек, 1976]. Свойства цеолитов обуславливают возможности и направления использования цеолитсодержащих отходов.

Цель работы – анализ возможных вариантов использования промышленных цеолитсодержащих отходов для выбора наиболее предпочтительного.

Задачи работы:

- изучение патентной и научной документации по направлениям и вариантам использования, переработки отработанных цеолитсодержащих отходов;
- изучение наилучших доступных технических методов по теме исследования;
- изучение законодательной базы Республики Беларусь в области обращения с отходами;
- выбор наиболее перспективного и предпочтительного направления использования цеолитсодержащих отходов для проведения дальнейшего исследования.

Перечень цеолитсодержащих отходов в соответствии с общегосударственным классификатором Республики Беларусь ОКРБ 021-2019 «Классификатор отходов, образующихся в Республике Беларусь», представлен в таблице 1 [Классификатор, 2019].

Таблица 1. Перечень цеолитсодержащих отходов.

Код отхода	Класс опасности отхода	Наименование отхода
5960300	четвертый класс	Цеолиты отработанные
5960302	четвертый класс	Сорбенты (отработанные молекулярные сита-цеолиты) процессов осушки водородсодержащего газа, осушки азота в воздушных компрессорах
5960303	четвертый класс	Цеолиты природные синтетические в гранулах (отработанные) или молекулярные сита производства этилена и пропилена, осушки попутного нефтяного газа
5960304	четвертый класс	Цеолиты синтетические отработанные
5960305	неопасные	Цеолиты незагрязненные

Кроме указанных отходов, цеолит может входить в состав некоторых отработанных катализаторов. В цеолитсодержащих катализаторах частицы цеолита распределены в матрице, в качестве которой используются аморфные алюмосиликаты, природные глины, двойные или тройные системы оксидов. Содержание цеолита в отработанных катализаторах обычно не превышает 30 %. В отличие от отходов, перечисленных в таблице 1, отработанные катализаторы содержат металлы в различных формах, которые присутствуют в катализаторе



изначально, либо попадают в катализатор из сырья и ухудшают его каталитические свойства «отравляют» его в технологическом процессе.

В настоящее время в Республике Беларусь зарегистрирован только один объект по использованию цеолитсодержащих отходов: отход с кодом 5959900 «Прочие катализаторы испорченные загрязненные и их остатки, не вошедшие в группу 5» используется на технологической линии по производству цемента сухим способом в ОАО «Кричевцементношифер». Ранее отходы, указанные в таблице 1, могли передаваться производственному унитарному предприятию «КИТОС» для использования на мобильном комплексе сооружений по производству реагента АФ-1МК – аналога едкого натра. Сейчас указанного объекта в реестре объектов по использованию отходов нет [Реестр, 2023].

При этом цеолитсодержащие отходы обладают большим потенциалом, возможности их использования посвящено много исследований. Можно выделить три основных направления их использования:

- производство строительных материалов и асфальтобетонных смесей;
- получение сорбционных материалов;
- получение концентратов металлов из отработанных катализаторов.

Наиболее изученной областью использования цеолитсодержащих отходов является производство строительных материалов и асфальтобетонных смесей. Заполнитель с открытой пористостью (которой обладает цеолит) сообщает различным строительным материалам, в частности бетонам, теплоизолирующие свойства. Бетоны, изготовленные с добавками цеолитсодержащих материалов, полностью удовлетворяют требованиям, предъявляемым к материалу для изоляции конструктивных элементов зданий и ограждающих поверхностей промышленных холодильников. При использовании цеолитов вместе с антипиреном – хлоридом аммония можно получить трудновозгораемый материал [Волошин, 2009].

Недостатками данного варианта использования цеолитсодержащих отходов являются: неполное использование потенциала цеолита (цеолит используется в качестве инертного наполнителя, но его ионообменные и адсорбционные свойства никак не задействованы); потеря ценных компонентов (например, редкоземельных элементов).

Цеолиты обладают селективностью по отношению к ионам тяжелых металлов, поэтому могут использоваться для их извлечения из многокомпонентных полиметаллических растворов, для связывания и ограничения подвижности ионов тяжелых металлов в почве и осадках сточных вод. Известны варианты применения цеолитсодержащих отходов для очистки сточных вод от ионов аммония, фторид- и сульфат-ионов, органических соединений (метанол, нафталин). Проведены научные исследования, по результатам которых установлено, что цеолитсодержащие материалы и цеолиты могут использоваться для очистки почв от нефтепродуктов. Цеолиты, входящие в состав отходов, обладают высокой радиационной устойчивостью. Поэтому возможно их использование в качестве сорбента для жидких среднеактивных отходов атомных электростанций, ядерных энергетических установок, радиохимических производств [Поконова, 2009, 2007].

Недостатками указанного варианта использования цеолитсодержащих отходов являются: более низкая сорбционная емкость в сравнении с известными сорбентами; возможность вторичного загрязнения компонентами отхода.

Отличительной особенностью отработанных цеолитсодержащих катализаторов по сравнению с другими цеолитсодержащими отходами является наличие в их составе ценных компонентов, которые можно извлечь из отходов и использовать повторно. В настоящее время в мире отработанные катализаторы широко используются для получения металлов платиновой группы, но нарастает необходимость использования данного вида вторичного сырья для получения редкоземельных элементов (РЗЭ). Наиболее изученным с точки зрения получения соединений РЗЭ является отработанный катализатор крекинга.

Основными стадиями в технологии получения РЗЭ из отработанного катализатора являются выщелачивание, выделение из полученного раствора РЗЭ осаждением или экстракцией, обработка с целью получения индивидуальных соединений и элементов высокой степени чистоты. Авторами [Козловская, 2013] разработана технологическая схема комплексной переработки отработанного катализатора крекинга, которая включает: кислотное выщелачивание раствором азотной кислоты, отделение раствора выщелачивания, промывку и сушку остатка после выщелачивания; выделение соединений лантана осаждением аммиаком или выпариванием азотнокислого раствора выщелачивания; термическую обработку продукта.

Недостатками данного варианта использования цеолитсодержащих отходов являются: более трудозатратный и сложный процесс, требующий специального (в сравнении с рассмотренными выше вариантами); образование побочных продуктов.

Таким образом, на основании представленной выше информации, можно сделать следующие выводы:

1. Чтобы обоснованно подойти к выбору варианта использования цеолитсодержащих отходов, необходимо располагать информацией о его составе, условиях эксплуатации и регенерации, характеристиках исходного цеолита или катализатора.

2. Наиболее простым, но наименее прогрессивным является использование отработанных цеолитсодержащих отходов в качестве компонента строительных и асфальтобетонных смесей.

3. Наибольший интерес представляет комплексная переработка цеолитсодержащих отходов, содержащих ценные компоненты, позволяющая получить ценные продукты для использования.

#### *Литература:*

1. Брек, Д. Цеолитовые молекулярные сита / Д. Брек; пер. А.Л. Клячко, И. В. Мишина, И. В. Якерсон.– М.: Мир, 1976. – 481 с.
2. Волошин, В.А. Цементный пенобетон с нанодобавками синтетических цеолитов / В.А. Волошин, А.С.Королев, Э.Ш. Хакимова // Технологии бетонов. – 2009. – № 1. – С. 12–14.
3. Классификатор отходов, образующихся в Республике Беларусь: утв. постановлением М-ва прир. ресурсов и охраны окружающей среды Респ. Беларусь, 20 сент. 2019 г., № 3-Т // Нац. реестр правовых актов Респ. Беларусь. – 2019. – 8/34631.
4. Козловская, И. Ю. Переработка отработанного катализатора крекинга углеводородов / И. Ю. Козловская, В.Н. Марцуль // Природные ресурсы. – 2013. – №1. – С.119–123.
5. Поконова Ю.В. Органоминеральные сорбенты полученные на основе цеолитов с использованием крекинг-остатков // Химия и технология топлив и масел. – 2009. – № 2. – С. 54–56.
6. Поконова Ю. В.М., Олейник С. Технология многоцелевой утилизации отработанных цеолитов нефтепереработки // С.-Петербург. гос. техн. Ун-т. – 2007. – Т. 84, № 6. – С. 309–316.
7. Реестр объектов по использованию отходов (Часть II ) [Электронный ресурс] // Режим доступа: <https://www.ecoinfo.by/wp-content/uploads/2023/06/Реестр-объектов-по-использованию-отходов-часть-2-1.pdf>. – Дата доступа: 27.08.2023.

## ИЗУЧЕНИЕ АККУМУЛЯЦИОННОЙ СПОСОБНОСТИ ПРИБРЕЖНО-ВОДНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ПО ОТНОШЕНИЮ К МЕТАЛЛАМ

Пашкевич М.А.<sup>1</sup>, Коротаева А.Э.<sup>2</sup>

*1 - Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,  
Санкт-Петербург, mpash@spmi.ru*

*2 - Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II,  
Санкт-Петербург, Korotaeva\_AE@pers.spmi.ru*

Быстрый рост человечества напрямую приводит к высоким темпам промышленного развития. Удовлетворение возрастающих потребностей населения осуществляется за счет использования большего количества природных ресурсов, что негативно сказывается на количестве производимых отходов. Ненадлежащая реализация природоохранных мероприятий оказывает негативное воздействие на атмо-, гидро- и педосферы, что зачастую ведет к возникновению серьезных экологических последствий [Yadav et al, 2021, Kumar Verma et al, 2021].

Проблема загрязнения водных объектов остается актуальной на протяжении многих лет. При отсутствии должной очистки сточных вод широкий спектр поллютантов, таких как взвешенные частицы, биогенные соединения, тяжелые металлы и другие, попадают в окружающую среду, что приводит к частичному или полному изменению экосистем [Saeed & Sun, 2012, Oritz et al, 2021]. Нормирование предельно допустимых концентраций загрязняющих веществ в окружающей среде, в частности в воде водных объектов различных типов водопользования, обуславливает необходимость снижения концентраций поллютантов для достижения нормативных значений.

Как известно, металлы являются одними из опасных веществ в сбрасываемых сточных водах предприятий, что связано с отсутствием способности некоторых металлов к биоразложению [Jarsjö J. et al, 2017, Matveeva et al, 2018]. На данный момент существуют различные способы снижения их концентрации, но наиболее экологически безопасным и экономичным является фиторемедиация, заключающийся в удалении или стабилизации поллютантов в результате физиологических процессов растений [Ali et al, 2020].

По пути поступления и переноса металлов в частях растений фиторемедиация подразделяется на следующие механизмы (Рис. 1): фитостабилизация, ризофилтрация, фитоволатализация, фитодеградация фитостимуляция [Yadav et al, 2021, Murtić et al, 2021]. Механизмы фиторемедиации сложны и не ограничиваются прямым поглощением, метаболизмом и аккумуляцией загрязняющих веществ в своих тканях. Жизнедеятельность определенных микроорганизмов, связанных с ризосферой, способствует преобразованию формы металлов доступной к дальнейшей аккумуляции растениями [Sladkovska, 2022].

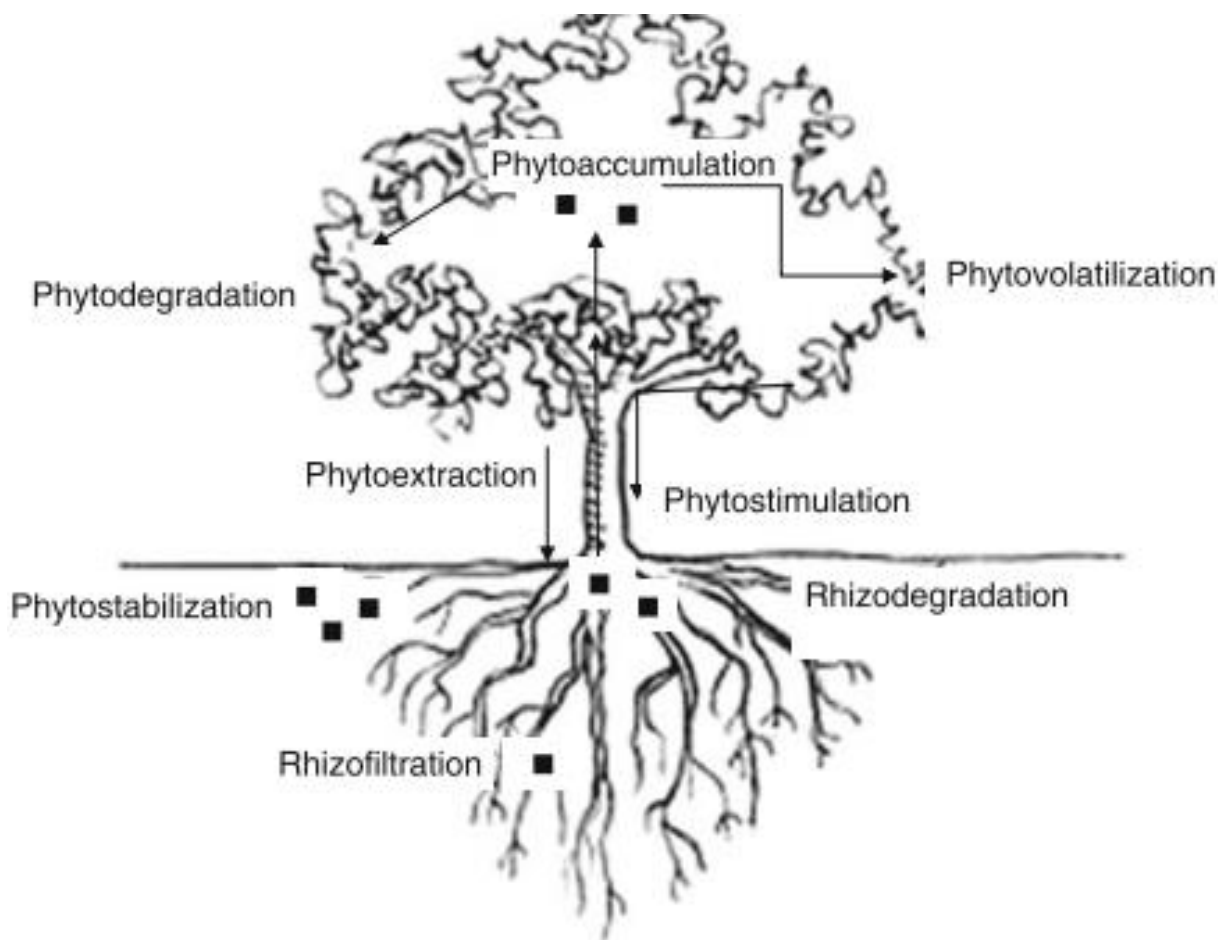


Рис. 1. Пути поступления и переноса металлов в растениях [Dhir, 2013].

Настоящее исследование направлено на изучение аккумуляционной способности прибрежно-водной растительности по отношению к металлам. Целью данного исследования является количественная оценка аккумуляционного потенциала определенных видов прибрежно-водной растительности, имеющих потенциал к использованию в процессе фиторемедиации водных объектов. Объект исследования – прибрежно-водная растительность. В качестве предмета исследования выступает аккумуляционная способность прибрежно-водной растительности по отношению к металлам в водной среде и донных отложениях.

Для достижения цели исследования поставлены следующие задачи:

1. Отбор представителей прибрежно-водной растительности в течение всего вегетационного периода;
2. Пробоподготовка и анализ проб прибрежно-водной растительности в лабораторных условиях с определением концентрации металлов в их тканях;
3. Выявление видов прибрежно-водной растительности с наибольшей аккумуляционной способностью и оценка пригодности для целей фиторемедиации водных объектов.

Для исследования аккумуляционной способности прибрежно-водной растительности по отношению к металлам (Cu, Zn, Mn и Fe) проводился отбор представителей растений в основные фазы вегетационного периода. Отбираемые виды растений относятся к пяти экологическим группам, а именно нейстофитам, ризогидрофитам, гигрофитам, гидро- и гигрогелофитам.

В лабораторных условиях пробы прибрежно-водной растительности разделялись на листья, стебли и корни с последующим высушиванием до воздушно-сухого состояния. Полученные части растений подвергались озолению с дальнейшей кислотной экстракцией металлов из золы в раствор. Далее проводилась фильтрация раствора для удаления твердых частиц и последующее определение концентрации металлов на атомно-абсорбционном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой.

В результате проведенного исследования была проведена количественная оценка аккумуляционной способности прибрежно-водной растительности. На основе полученных значений построены ряды накопления металлов в тканях изучаемых видах растительности. Было отмечено, что наибольшая аккумуляционная способность наблюдается по отношению к железу и марганцу.

Концентрация всех исследуемых металлов в органах стрелолиста обыкновенного *Sagittaria sagittifolia* L. и рогоза широколистного *Typha latifolia* L. до пяти порядков превышает их концентрацию в водной среде, что говорит о их высокой аккумуляционной способности по отношению к данным металлам. Кроме того, у роголистника погруженного *Ceratophyllum demersum* L. наблюдается превышение содержания марганца на пять порядков по сравнению с его содержанием в водной среде. Наряду с данными видами у белокрыльника болотного *Calla palustris* L. отмечено стабильное возрастание содержания железа и марганца в листьях и корнях в течение всего вегетационного периода. Таким образом, подтверждена высокая аккумуляционная способность видов прибрежно-водной растительности, что дает возможность рекомендовать их к использованию в процессе фиторемедиации водоемов.

#### Литература:

1. Ali S. et al. Application of floating aquatic plants in phytoremediation of heavy metals polluted water: A review // Sustainability (Switzerland). 2020. Vol. 12. No 5. Article 1927. DOI: 10.3390/su12051927
2. Dhir B. Phytoremediation: Role of aquatic plants in environmental clean-up. Springer India, 2013. 111 p. DOI: 10.1007/978-81-322-1307-9
3. Yadav M., Singh G., Jadeja R.N. Phytoremediation for Heavy Metal Removal // Pollutants and Water Management. Wiley, 2021. Pp. 128–150. DOI: 10.1002/9781119693635.ch6
4. Jarsjö J. et al. Patterns of soil contamination, erosion and river loading of metals in a gold mining region of northern Mongolia // Regional Environmental Change. 2017. Vol. 17. No 7. Pp. 1991–2005. DOI: 10.1007/S10113-017-1169-6
5. Kumar Verma R. et al. Phytoremediation of heavy metals extracted from soil and aquatic environments: Current Advances as well as emerging trends // Biointerface Research in Applied Chemistry. 2021. Vol. 12. No 4. Pp. 5486–5509. DOI: 10.33263/BRIAC124.54865509
6. Matveeva V.A., Petrova T.A., Chukaeva M.A. Molybdenum removal from drainage waters of tailing dumps of Apatit JSC // Obogashchenie Rud. 2018. No 2. Pp. 42–47. DOI: 10.17580/or.2018.02.08
7. Murtić S. et al. Phytoaccumulation of heavy metals in native plants growing on soils in the Spreča river valley, Bosnia and Herzegovina // Plant, Soil and Environment. 2021. Vol. 67. No 9. Pp. 533–540. DOI: 10.17221/253/2021-PSE
8. Opitz J. et al. The Role of macrophytes in constructed surface-flow wetlands for mine water treatment: A Review // Mine Water and the Environment. 2021. Vol. 40. No 3. P. 587–605. DOI: 10.1007/s10230-021-00779-x
9. Saeed T., Sun G. A review on nitrogen and organics removal mechanisms in subsurface flow constructed wetlands: Dependency on environmental parameters, operating conditions and supporting media // Journal of Environmental Management. 2012. Vol. 112. Pp. 429–448. DOI: 10.1016/j.jenvman.2012.08.011
10. Śladkowska T., Wolski K., Bujak H., Radkowski A., Sobol Ł. A review of research on the use of selected grass species in removal of heavy metals // Agronomy. 2022. Vol. 12. Article 2587. DOI: 10.3390/agronomy12102587

## ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ УРАНА В АНТРОПОГЕННЫХ КАРБОНАТАХ (НАКИПИ)

Соктоев Б.Р.

*Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск,  
bulatsoktoev@tpu.ru*

Геохимия урана в природных условиях, в том числе в водных растворах, достаточно разнообразна: особенности его миграции зависят от ряда ведущих физико-химических параметров – прежде всего, pH, Eh, наличие комплексообразователей (карбонаты, фосфаты, сульфаты и др.) [Евсеева и др., 1975; Langmuir, 1978; Mühr-Ebert et al., 2019; Silva and Nitsche, 1995]. В окислительных условиях уран встречается преимущественно в шестивалентной форме в виде уранил-иона ( $UO_2^{2+}$ ), который более мобилен в природных водах [Müher-Ebert et al., 2019] и в присутствии карбонат-иона легко связывается с ним, формируя соединения  $(UO_2)(CO_3)^0$ ,  $(UO_2)(CO_3)_2^{2-}$ ,  $UO_2(CO_3)_3^{4-}$  [Cumberland et al., 2016; Gurzhiy et al., 2021], а затем выпадает в осадок с основными карбонатными минералами (кальцит, арагонит, доломит). В антропогенных бытовых условиях часто можно наблюдать карбонатообразование (сочетание термодинамического и испарительного геохимических барьеров) при кипячении вод, используемых для целей питьевого водоснабжения, при этом на состав формирующихся осадков влияют дополнительные (кроме вышеизложенных) факторы: температура, гидродинамика, состав воды и ряд других.

Результаты более чем 30-летних исследований по изучению элементного состава антропогенных карбонатов (накипи) на территории Южной Сибири (Алтайский, Забайкальский края, Иркутская, Кемеровская, Томская области, Республики Алтай, Бурятия, Тува), Урала (Республика Башкортостан, Челябинская область), Казахстана (Акмолинская, Алматинская, Кызылординская, Северо-Казахстанская, Павлодарская, Туркестанская области) показали, что содержание урана в антропогенных карбонатах варьирует в довольно широком диапазоне концентраций (от 0,01 до 479 мг/кг). При этом отмечается приуроченность как пониженных, так и повышенных концентраций урана к отдельным геохимически специализированным комплексам горных пород, рудопроявлениям и месторождениям [Арынова, 2016; Монголина, 2011; Соктоев, 2015; Языков, 2006; Farkhutdinov et al., 2021]. Кроме того, как собственные авторские, так и литературные данные экспериментальных и натурных исследований параллельных проб воды и антропогенных карбонатов [Арынова, 2016; Монголина, 2011; Соктоев, 2015; Assessment ..., 2010; Winde et al., 2017] выявили, что между содержанием урана в воде и накипи фиксируется положительная корреляционная связь (показатель линейной корреляции варьирует от 0,62 до 0,96). Однако, в предыдущих исследованиях отсутствовал ответ на важный вопрос – форма нахождения урана, особенно, в случае его повышенных (относительно фоновых показателей) концентраций.

Для решения данного вопроса был применен комплекс методов: порошковая рентгеновская дифрактометрия (XRD), сканирующая электронная микроскопия (СЭМ), осколочная радиография (f-радиография), физико-химическое моделирование. Методы XRD, СЭМ и f-радиографии были реализованы на базе Международного инновационного научно-образовательного центра «Урановая геология» им. Л.П. Рихванова Томского политехнического университета. Физико-химическое моделирование проведено в ПК «Селектор» [Чудненко, 2010] методом расчета термодинамических равновесий 1 литра воды при нагревании от 25 до 100 °С. Для расчетов использованы данные по макрокомпонентному (катионы:  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Fe_{общ}$ , анионы:  $SO_4^{2-}$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Cl^-$ ) составу вод и содержанию урана в параллельных пробах воды и антропогенных осадков по данным ICP-MS (консультант – О.В. Еремин, к.г.-м.н., н.с. ИПРЭК СО РАН, г. Чита).

Согласно полученным данным, традиционные аналитические методы, применяемые для выявления форм нахождения химических элементов – XRD, СЭМ – не способствовали решению вопроса. Ни один из данных методов не выявил собственные формы нахождения урана в составе антропогенных карбонатов, несмотря на очень высокие концентрации химического элемента (до 400 мг/ кг). Основными минеральными фазами в составе антропогенных карбонатов являются кальцит, арагонит, изредка доломит.

Далее для изучения пространственного распределения и установления вероятных форм нахождения и количественного содержания делящихся элементов в природных объектах, в нашем случае изотопа  $^{238}\text{U}$ , был применен метод осколочной-радиографии (f-радиографии). В основу метода положено вынужденное деление тяжелых радиоактивных элементов [Флеров, Берзина, 1979].

Метод f-радиографии позволил получить определенный пласт информации и данных. Оказалось, что при облучении образцов потоком нейтронов  $10^{12}$ - $10^{16}$  н·см<sup>2</sup>/с при фоновых концентрациях урана (1,8 мг/кг) распределение треков характеризуется как равномерное. При более высоких концентрациях (> 100 мг/кг) уран, по данным осколочной радиографии, начинает концентрироваться и формировать собственные минеральные фазы с проявлением таковых в виде «звезд». В случае увеличения плотности потока нейтронов (до  $10^{18}$  н·см<sup>2</sup>/с) даже в пробах с нижекларковыми содержаниями урана мы наблюдаем собственные минеральные фазы данного химического элемента, которые формируют так называемые «звезды» из треков осколков деления. При этом фиксируется также увеличение плотности равномерно распределенного урана.

Следующим этапом работы являлось проведение физико-химического моделирования для более точного определения форм нахождения урана в составе антропогенных карбонатов. Моделирование проводилось для процесса нагревания воды в интервале температур от 25 до 100 °С, что соответствует процессу кипячения в бытовых условиях.

Результаты показывают, что при температуре 25 °С подавляющая часть изученных проб неравновесна: выпадающий осадок представлен в основном доломитом, кальцитом, бруситом, пиритом, гематитом. При повышении температуры до 65 °С в осадке появляется нахколит ( $\text{NaHCO}_3$ ). Дальнейшее повышение температуры до 100 °С приводит к увеличению массы осадка (накипи). В то же время уран из раствора осаждается в виде гримзелита ( $\text{K}_3\text{Na}(\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), иногда ворланита ( $\text{Ca}(\text{U}^{6+})\text{O}_4$ ). Преобразования урановых фаз при повышении температуры не происходит.

Таким образом, проведенные исследования показали, что уран при формировании антропогенных карбонатов формирует собственные минеральные фазы, даже при нижекларковых и фоновых концентрациях как в исходной воде, так и в самой накипи, что установлено методом осколочной радиографии. Метод физико-химического моделирования в ПК «Селектор» позволил установить, что вероятными формами нахождения урана в составе антропогенных карбонатов являются гримзелит и(или) ворланит.

*Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ (тема FSWW-2023-0010)*

#### *Литература*

1. Арынова Ш.Ж. Элементный состав солевых образований из природных пресных вод как индикатор экологической безопасности водопользования: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 2016. – 22 с.
2. Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. – М.: Госатомиздат, 1975. – 280 с.
3. Монголина Т.А. Геохимические особенности солевых отложений (накипи) питьевых вод как индикатор природно-техногенного состояния территории: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 2011. – 21 с.
4. Соктоев Б.Р. Геохимия карбонатной составляющей природных пресных вод и ее индикаторное значение в эколого-геохимических и прогнозно-металлогенических исследованиях (на примере Байкальского региона): автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Томск, 2015. – 22 с.
5. Флеров Г.Н. Берзина И.Г. Радиография минералов, горных пород и руд. – М.: Атомиздат, 1979. – 224 с.

6. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. – Новосибирск: Академическое изд-во Гео, 2010. – 176 с.
7. Язиков Е.Г. Экогеохимия урбанизированных территорий юга Западной Сибири: автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. – Томск, 2006. – 47 с.
8. Assessment of inorganic accumulation in drinking water system scales and sediments / M. J. Friedman, A. S. Hill, S. H. Reiber et al. – Denver: Water Research Foundation, 2010. – 353 p.
9. Cumberland S.A., Douglas G., Grice K., Moreau J.W. Uranium mobility in organic matter-rich sediments: A review of geo-logical and geochemical processes // *Earth-Science Reviews*. – 2016. – Vol. 159. – P. 160-185.
10. Farkhutdinov I., Soktoev B., Zlobina A., Farkhutdinov A., Zhang C., Chesalova E., Belan L., Volfson I. Influences of geological factors on the distribution of uranium in drinking water limescale in the junction zone of the East European platform and the southern Urals // *Chemosphere*. – 2021. – Vol. 282. – Article number 131106.
11. Gurzhiy V.V., Kalashnikova S.A., Kuporev I.V., Plášil J. Crystal chemistry and structural complexity of the uranyl carbonate minerals and synthetic compounds // *Crystals*. – 2021. – Vol. 11. – Article 704.
12. Langmuir D. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1978. – Vol. 42. – P. 547-569.
13. Mühr-Ebert E.L. Wagner F., Walther C. Speciation of uranium: Compilation of a thermodynamic database and its experimental evaluation using different analytical techniques // *Applied Geochemistry*. – 2019. – Vol. 100. – P. 213-222.
14. Silva R.J., Nitsche H. Actinide environmental chemistry // *Radiochimica Acta*. – 1995. – Vol. 70-71. – P. 377-396.
- Winde F., Erasmus E., Geipel G. Uranium contaminated drinking water linked to leukaemia – Revisiting a case study from South Africa taking alternative exposure pathways into account // *Science of The Total Environment*. – 2017. – Vol. 574. – P. 400-421.



## СРАВНЕНИЕ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУРЫ СПИНИФЕКС В ПРИРОДЕ И В ЭКСПЕРИМЕНТЕ

Сукнёва М.О.<sup>1,2,3</sup>, Власюк И.А.<sup>1,3</sup>, Гавриленко В.В.<sup>1,2</sup>,  
Дергин А.А.<sup>1</sup>, Мамонтова С.Г.<sup>1</sup>, Радомская Т.А.<sup>1</sup>

1 – *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия; E-mail masha.sukneva@mail.ru*

2 – *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия*

3 – *Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия*

Структура спинифекс – это игольчатая структура, характерная для коматиитов – эффузивных пород ультраосновного состава, распространенных в архейское время. Также она встречается в некоторых базальтах. Структура спинифекс обусловлена наличием многочисленных игольчатых длиннопризматических порфировых вкрапленников оливина или пироксена, либо обоих вместе на фоне скрытокристаллической, либо стекловатой основной массы [Arndt, 1994]. Они ориентированы перпендикулярно краям лавового потока. Структура названа по форме распространённых представителей флоры песчаных дюн – прибрежных многолетних травянистых растений рода спинифекс (лат. Spinfex) из семейства мятликовых.

В 2022 году с целью получения однородно-окрашенного изумрудно-зелёного стекла нами был проведен эксперимент по плавлению хромдиоксидовой крупки – некондиционного материала, остающегося после добычи ювелирного хромдиоксида на месторождении "Сибирский изумруд" (массив Инагли, Алдан) [Сукнёва, 2022]. Эксперимент и исследование полученных образцов проводились в Центре коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ФГБУН ИГХ СО РАН. Из образцов, в которых наблюдаются срастания скелетных кристаллов различной морфологии, были изготовлены шлифы. Характеристика скелетных кристаллов выполнена с использованием стереоскопического микроскопа Микромед МС-2-ZOOM Digital, оснащённого видеоокуляром TourCam 5.1 MP. Определение фаз по оптическим диагностическим свойствам и изучение их текстурно-структурных особенностей проведено с помощью поляризационного микроскопа Olympus BX-51, оснащенного фотокамерой в ИГХ СО РАН. Верификация фаз проводилась спектроскопией комбинационного рассеяния в ИЗК СО РАН на установке WITec Confocal Raman Microscope alpha300R.

Исходное хромдиоксидовое сырьё разделялась на фракции по размеру, и затем каждая фракция делилась на три части, две из которых очищались в смеси кислот 20% HF и 20% HCl в соотношении 1:1 и 1:2 соответственно (табл. 1). Плавление хромдиоксидовой крупки (16 образцов) проводилось с максимальной температурой разогревания печи 1550 °С. Такая температура поддерживалась в течение 1 часа. Два образца (№№ 3-1 и 3-2) вынули из печи и вылили расплав на металлическую подложку комнатной температуры, в результате чего получили стекло хромдиоксидового состава. Остальные образцы охлаждались вместе с печью в течение двух суток со скоростью ~32 °С/ч. Во всех тиглях при медленном остывании образовались скелетные кристаллы светло-зелёного цвета. Нами были исследованы микроструктуры продуктов кристаллизации хромдиоксидового расплава. В образцах наблюдаются игольчатые кристаллы, образующие структуру подобную спинифекс, а также дендритоподобные и веерообразные скелетные кристаллы хромдиоксидового состава [Сукнёва, 2023]. В коматиитовых потоках появление структуры спинифекс приурочено к их верхним частям, поскольку остывание происходило сверху-вниз. В нашем же эксперименте остывание тиглей в печи происходило снизу-вверх. Использование корундовых тиглей привело к взаимодействию хромдиоксидового расплава с тиглем. Дно и стенки тигля послужили субстратом, на котором произошло зарождение и рост длинных тонких

игольчатых среднезернистых скелетных кристаллов диопсида (тип 1) в перпендикулярных относительно поверхности направлениях, что и привело к образованию структуры подобной спинифекс (рис. 1). При кристаллизации диопсида происходит изменение исходного материнского расплава. Наряду со снижением температуры кристаллизующегося расплава это приводит к тому, что скелетные кристаллы начинают расщепляться и образуются тонко-мелкозернистые и мелкозернистые скелетные кристаллы, образующие перьевидные агрегаты (тип 2). Самые крупные веерообразные агрегаты скелетных кристаллов (тип 3) замыкают процесс кристаллизации расплава. Структура подобная спинифекс наблюдается во всех образцах, кроме образца № 1-2, где на ее месте наблюдается аморфная фаза (стекло).

Таблица 1. Типы агрегатов скелетных кристаллов и наличие стекла в продуктах кристаллизации хромдиопсидового расплава.

№	Номер образца	Размер исходной крупки, мм	Очистка крупки кислотами		Тип агрегатов	Наличие стекла
			20% HF+20% HCl 1:1	20% HF+20% HCl 1:2		
1	1-1	x<0,16	–		Н. и.	Н. и.
2	1-2		+	–	2, 3	+
3	1-3		–	+	Н. и.	Н. и.
4	2-1	0,16<x<0,5	–		1, 2, 3	–
5	2-2		+	–	1, 2, 3	–
6	2-3		–	+	1, 2, 3	–
7	3-1	0,5<x<1	–		–	+
8	3-2		+	–	–	+
9	3-3		–	+	Н. и.	Н. и.
10	4-1	1<x<2	–		Н. и.	Н. и.
11	4-2		+	–	Н. и.	Н. и.
12	4-3		–	+	Н. и.	Н. и.
13	5-1	x>2	–		Н. и.	Н. и.
14	5-2		+	–	Н. и.	Н. и.
15	5-3		–	+	1, 3	–
16	6	Не разделялась	–		1, 2, 3	–

Примечание: арабскими цифрами показаны срастания кристаллов различных морфологических типов (см. рис. 1 и пояснения в тексте). Н. и. – не исследовались.

Структура спинифекс формируется в относительно быстрых условиях остывания и кристаллизации расплава [Arndt, 1994] и она идентична структурам закалки, полученным экспериментально при быстром охлаждении богатых магнием силикатных расплавов. Химический состав хромдиопсида массива Инагли соответствует формуле  $(Ca_{0.94}Na_{0.03})_{\Sigma=0.97}(Mg_{0.97}Fe^{2+}_{0.04}Fe^{3+}_{0.01}Cr_{0.01})_{\Sigma=1.03}Si_{2.01}Al_{0.01}O_{6.00}$  [Radomsкая 2021], а содержание MgO в нём изменяются в пределах 17,29–17,96 мас. % [Radomsкая 2021, Округин, 2018], тогда как в коматиитах концентрации MgO варьируются от 18 до 40 мас. % [Рыборак, 2014]. Возникновение структуры спинифекс в коматиитах интерпретируется как результат быстрого роста оливина и/или клинопироксена, обусловленного высоким нормативным содержанием этого минерала в расплаве и обстановкой резкого наступления пересыщения расплава, вызванного его сильным переохлаждением на поверхности лавового потока или у контактов силла и дайки [Arndt, 1994]. Образование длинных игольчатых кристаллов, формирующих структуру спинифекс, происходит в условиях стесненного роста кристаллов в нижней части застывшей коры коматиитового лавового потока. В нижней части коматиитового потока формируется кумулусный слой, состоящий из идиоморфных зерен оливина [Arndt, 1994]. Однако в нашем эксперименте слой кумулусных кристаллов отсутствует, поскольку остывание расплава происходит в обратном направлении по

сравнению с природным явлением. Объём расплава в тиглях слишком незначительный, для того чтобы смоделировать процесс гравитационной кристаллизационной дифференциации в лабораторных условиях. В исследованных образцах было выявлено три морфологических типа скелетных кристаллов, которые последовательно кристаллизовались во время остывания хромдиопсидового расплава. Дно и стенки тигля послужили субстратом для кристаллизации длинных игольчатых кристаллов первого типа, сформировавших структуру спинифекс. Они в свою очередь послужили затравкой для мелкозернистых кристаллов второго типа. Кристаллизация завершилась формированием крупных веерообразных агрегатов скелетных кристаллов третьего типа. В некоторых опытах также наблюдается нераскристаллизовавшаяся аморфная масса (стекло).

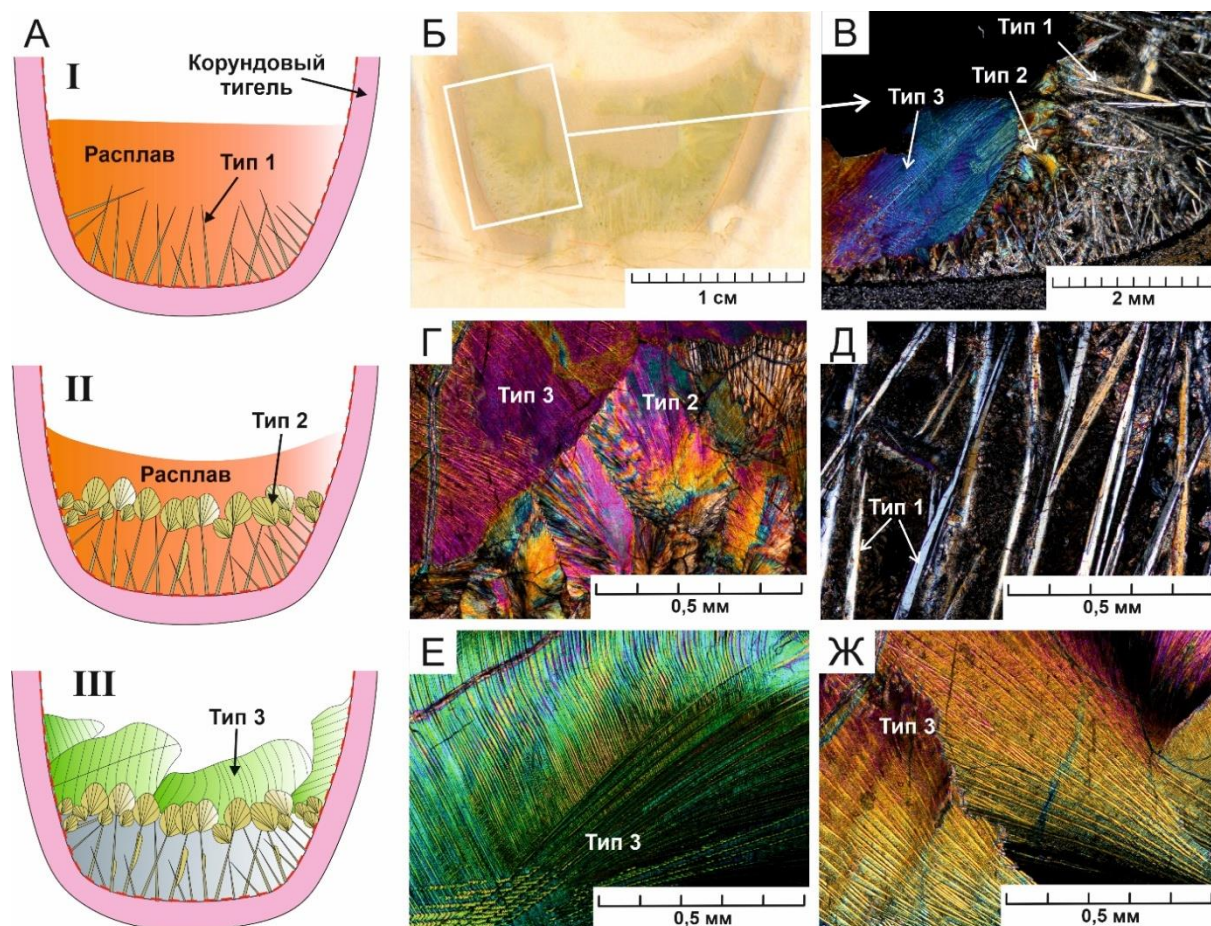


Рисунок 1. А – Модель кристаллизации хромдиопсидового расплава в тигле; Б – сканированное изображение шлифа; В-Ж – микрофотографии шлифа в проходящем свете при скрещенных поляризаторах. Белыми прямоугольными областями выделены зоны микрофотографии шлифа. Арабскими цифрами показаны срастания кристаллов различных морфологических типов. Римскими цифрами показаны этапы кристаллизации.

*Литература:*

1. Округин А.В., Борисенко А.С., Прокопьев И.Р., Журавлев А.И. Минералого-геохимические и возрастные характеристики пород Инаглинского массива дунит-клинопироксенит-шонкинитов с платина-хромитовой и хромдиопсидовой минерализацией (Алданский щит) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 10. С. 1623–1642.
2. Рыборак М.В., Альбеков А.Ю. Петрогенезис коматиит-толеитовой ассоциации позднеархейских зеленокаменных поясов Курского блока Сарматии // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2015. № 1. С. 53–60.
3. Сукнева М. О., Власюк И. А., Дергин А. А. и др. Очищение хромдиопсидового сырья для получения окрашенного стекла // Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических

- исследований. Материалы Международной научно-технической конференции, Выпуск 22. Иркутск: ИРННТУ, 2022. С. 131–136.
4. Сукнева М.О., Власюк И.А., Гавриленко В.В. и др. Удивительный мир скелетных кристаллов хромдопсидового состава // Минералогия и музеи: синергия науки и искусства: Сборник материалов научного семинара. Иркутск: ИРННТУ, 2023. – С. 42–50.
  5. Arndt N.T. Archean komatiites In: K.C. Condie (Editor), Archean Crustal Evolution. Elsevier, Amsterdam, 1994. P. 11–44.
  6. Arndt N., Leshner M. C., Barnes S. J. Komatiite. Cambridge University Press. 2008. –488 p.
  7. Radomskaya T. A. Vladykin N. V., Kaneva E. V. Chemical Compositional Variation of Clinopyroxenes of Alkaline-Ultrabasic and Alkaline Rocks of the Inagli Massif // Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2021. P. 99–113.

# ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРЫ И СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД НЕТРАДИЦИОННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ МЕТОДАМИ ИК-ФУРЬЕ-СПЕКТРОСКОПИИ

Таныкова Н.Г.<sup>1</sup>, Петрова Ю.Ю.<sup>1</sup>, Спасенных М.Ю.<sup>2</sup>

1 - Сургутский государственный университет, Сургут, [tanykova\\_ng@surgu.ru](mailto:tanykova_ng@surgu.ru)

2 – Сколковский институт науки и технологий, Москва

Геохимическая характеристика нефтематеринских пород-коллекторов – необходимая информация для оценки рентабельности и выбора технологий разработки месторождений нетрадиционных запасов углеводородов (УВ). Основной задачей органической геохимии является определение состава и структуры органического вещества (ОВ), его происхождения (тип керогена) и степени катагенетической преобразованности, которую определяют по показателю отражения витринита ( $R_o$ , %) [Ермолин и др.]. Однако в породах баженовской свиты (БС) витринит практически отсутствует, а для оценки зрелости ОВ применяют альтернативные методы, такие как программируемый пиролиз ( $T_{max}$ , °C) и элементный анализ (атомное соотношение Н/С). Метод ИК-Фурье-спектроскопии предоставляет информацию о структурно-групповом составе пород с возможностью оценки содержания ОВ и минералов, а метод ИК-Фурье-микроскопии позволяет изучить распределение ОВ на поверхности породы без дополнительной пробоподготовки образца и его разрушения.

Объектами исследования были выбраны 18 образцов нефтяных сланцев БС (1-18) трех скважин (I-III) одного из месторождений Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (глубина отбора 2700-2800 м) и 4 образца выделенного керогена (К1-К4) из пород скважины III. Образцы нефтяных сланцев БС относят к высокоуглеродистым нефтематеринским породам ( $TOC > 2$  масс.%), которые содержат зрелое органическое вещество ( $МК_2$ ,  $T_{max}$  437-455°C) II преобразованного типа керогена (Н/С  $1.0 \pm 0.2$ ) [Борисова и др. 2022]. Породы дополнительно экстрагировали хлороформом в аппарате Сокслета для извлечения битумоидов.

Образцы керогена и породы исследовали методом ИК-Фурье-спектроскопии на пропускание в таблетках бромида калия (содержание образца от 0.1 до 1.0 масс.%). Спектры регистрировали в средней инфракрасной области ( $4000-400$  см<sup>-1</sup>) с разрешением  $2$  см<sup>-1</sup> и количеством сканирований 32.

Для образцов керогена характерно присутствие в ИК-спектрах (рис. 1 кривая 1) полос поглощения валентных и деформационных колебаний  $CN_x$  связей (области  $3000-2800$  и  $1500-1300$  см<sup>-1</sup> соответственно) алифатических структур, а также валентных колебаний  $C=C$  ( $1700-1600$  см<sup>-1</sup>) и деформационных колебаний  $C-H$  связей ( $\sim 800$  см<sup>-1</sup>) ароматических структур ОВ [Vansal et al., 2019]. В спектрах глинисто-карбонатно-кремнистых пород (рис. 1 кривая 2) были идентифицированы валентные ( $\sim 1450$  см<sup>-1</sup>) и деформационные ( $876$  и  $712$  см<sup>-1</sup>) колебания аниона  $CO_3^{2-}$  карбонатсодержащих минералов (кальцита, доломита и др.), валентные ( $1100-1000$  см<sup>-1</sup>) колебания  $Si-O-Si$  глинистых минералов (каолинита и др.), валентные ( $798$  и  $777$  см<sup>-1</sup>) колебания  $SiO_2$  кварца и деформационные ( $600-400$  см<sup>-1</sup>) колебания  $Si-O$  других кремнистых минералов [Washburn et al., 2013; Chen et al., 2014]. В ИК-спектрах ОВ в породе характеризуют валентные колебания  $CN_x$  связей алифатических фрагментов в области  $3000-2800$  см<sup>-1</sup> и  $C=C$  ароматических колебаний в области  $1700-1600$  см<sup>-1</sup>, где не происходит перекрытие с полосами поглощения функциональных групп минералов породы.

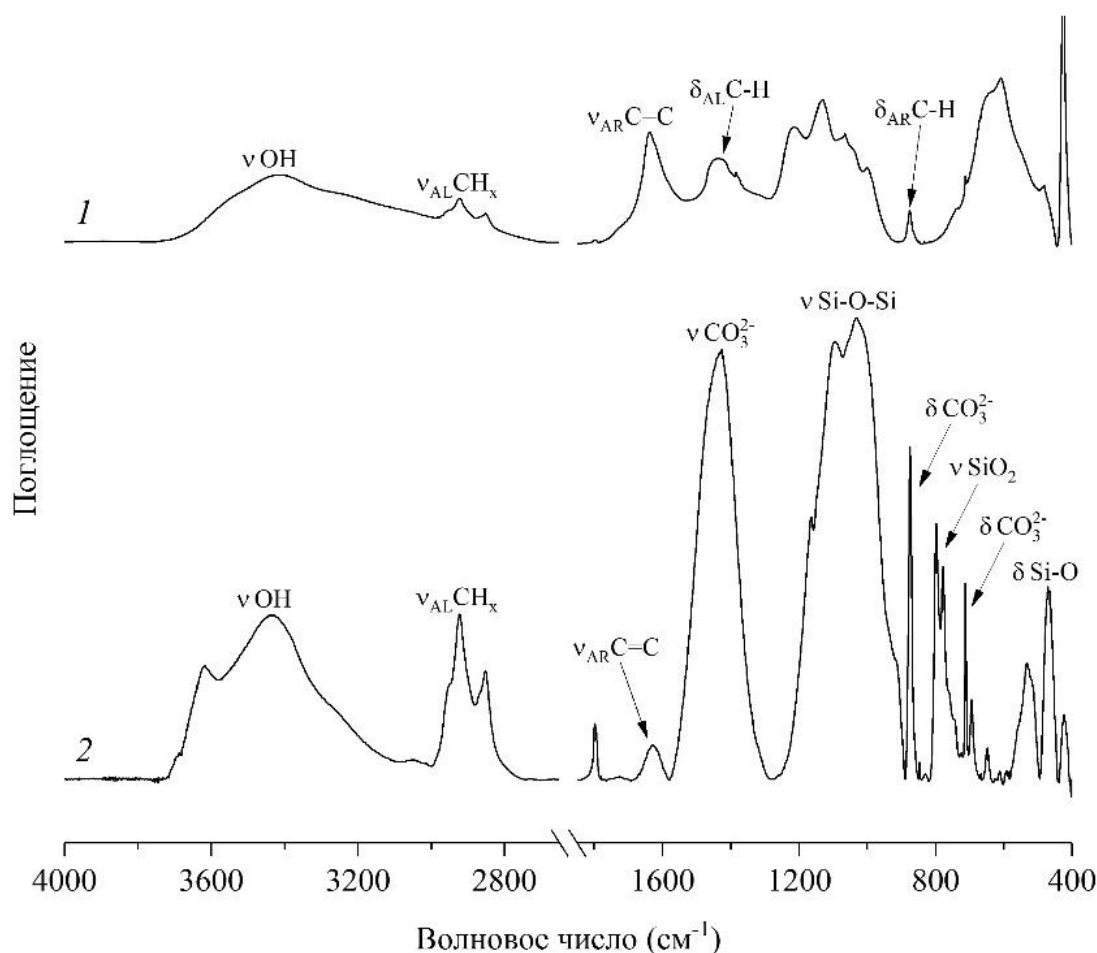


Рисунок 1. ИК-спектры выделенного керогена (1) и породы (2) баженовской свиты Средне-Назымской скважины (образец 13, скважина III)

Нормированием ИК-спектров оценивали содержание ОБ, как сумму алифатических (AL) и ароматических (AR) фрагментов, и минералов породы, используя интенсивности полос поглощения функциональных групп глинистых ( $1100-1000\text{ см}^{-1}$ ), кремнистых ( $600-400\text{ см}^{-1}$ ), карбонатсодержащих ( $\sim 1450\text{ см}^{-1}$ ) минералов, кварца ( $798\text{ см}^{-1}$ ), алифатических (AL,  $2925\text{ см}^{-1}$ ) и ароматических (AR,  $1630\text{ см}^{-1}$ ) фрагментов ОБ (табл. 1).

**Таблица 1.** Оценка содержания и зрелости ОБ образцов керогена K1-K4 ( $P=0.95$ ,  $n=4$ ), неэкстрагированных (1-18) и экстрагированных ( $1_{\text{ex}}-18_{\text{ex}}$ ) пород ( $P=0.95$ ,  $n=6$ ) трех скважин БС (I-III) методом ИК-Фурье-спектроскопии в сравнении с пиролитическим параметром ТОС и атомным соотношением Н/С

№ образца	Содержание ОБ, %	ТОС, масс. %	AL/AR	$T_{\text{max, C}}^{\circ}$	Н/С
1-6 (I)	$7.8 \pm 3.0$	$7.32 \pm 4.21$	$1.7 \pm 0.7$	$443 \pm 4$	-
$1_{\text{ex}}-6_{\text{ex}}$ (I)	$7.1 \pm 3.3$	$6.06 \pm 3.49$	$1.8 \pm 0.4$	$443 \pm 4$	$0.06 - 0.82^*$
7-12 (II)	$12.4 \pm 4.8$	$6.03 \pm 4.41$	$3.2 \pm 2.0$	$448 \pm 3$	-
$7_{\text{ex}}-12_{\text{ex}}$ (II)	$8.0 \pm 4.0$	$4.61 \pm 3.54$	$2.3 \pm 1.3$	$446 \pm 5$	$0.01 - 1.0^*$
13-18 (III)	$8.6 \pm 4.3$	$8.20 \pm 5.13$	$2.0 \pm 1.5$	$445 \pm 2$	$0.89 - 1.45$
$13_{\text{ex}}-18_{\text{ex}}$ (III)	$9.4 \pm 2.5$	$6.77 \pm 4.42$	$1.9 \pm 1.4$	$446 \pm 3$	$0.81 - 1.41$
K1-K4 (III)	$47.5 \pm 11.6$	$33.95 \pm 7.26$	$1.5 \pm 0.7$	$441 \pm 4$	$0.82 - 1.22$

\*— породы с содержанием карбонатов более 30%

Содержание ОВ в породах, найденное методом ИК-Фурье-спектроскопии (табл. 1), хорошо коррелирует с данными программируемого пиролиза по методике Рок-Эвал: общим содержанием органического углерода (ТОС, масс.%) – для неэкстрагированных пород и пород после экстракции битумоидов. Степень зрелости ОВ (AL/AR), найденная как отношение содержания алифатических фрагментов к ароматическим, согласуется с элементным соотношением Н/С (табл. 1) как для пород (13-18, скв. III), так и для керогена (К1-К4, скв. III), и соответствует II типу аквагенного керогена, который содержит больше алифатических структур.

Распределение ОВ на поверхности пришлифованной породы изучали методом ИК-Фурье-микроскопии в режиме однократно нарушенного полного внутреннего отражения (ОНПВО, кристалл Ge) в спектральном диапазоне 4000-700 см<sup>-1</sup> с разрешением 4 см<sup>-1</sup> и числом сканирований 64. Цветное картирование исследуемой области на поверхности образца проводили по интенсивностям полос поглощения валентных колебаний СН<sub>х</sub> связей алифатических фрагментов при 2925 см<sup>-1</sup> (рис. 2а) и С=C связей при 1630 см<sup>-1</sup> для ароматических (рис. 2б) фрагментов ОВ. Зоны с высокой интенсивностью выбранных полос отмечены красным цветом, далее по убыванию интенсивности - желтым, зеленым и голубым цветами, а сине-фиолетовая зона указывает на отсутствие полосы в ИК-спектре.

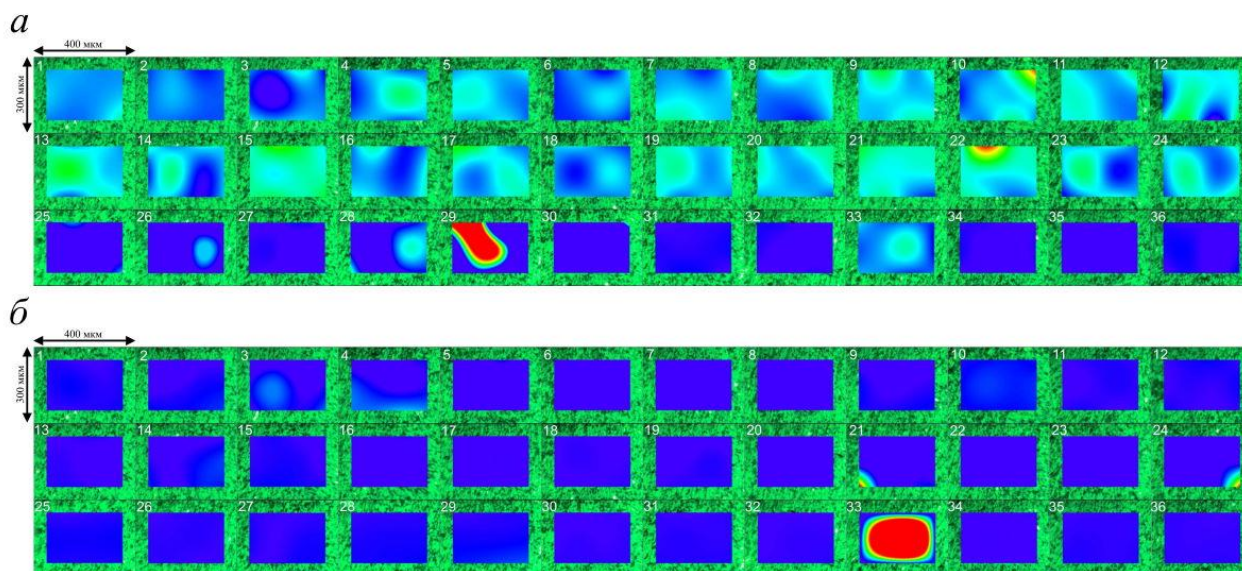


Рисунок 2. Распределение алифатических (а) и ароматических (б) фрагментов ОВ на поверхности породы (образец 7 кремнисто-карбонатной породы, скважина II, размер области 9.6×0.9 мм).

Таким образом, метод ИК-Фурье-микроскопии позволяет визуализировать распределение ОВ отдельно по алифатическим и ароматическим фрагментам, а в комплексе с методом ИК-Фурье-спектроскопии оценить их содержание и зрелость ОВ по соотношению (AL/AR). Было показано, что в образцах глинисто-карбонатно-кремнистых пород переменного состава ОВ распределено крайне неравномерно, а его содержание в карбонатных прослоях больше, по сравнению с глинистыми и кремнистыми минералами. Кроме того, метод ИК-Фурье-микроскопии наглядно демонстрирует (рис. 2) преобладание в низкопроницаемых породах БС алифатических структур ОВ, в т.ч. легких УВ, генерируемых молекулой керогена при термической деструкции в микропорах и микротрещинах породы.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Правительства Ханты-Мансийского автономного округа – Югры (приказ от 04.09.2020 № 10-П-1308).*

*Литература:*

1. Борисова Л.С. и др. Трансформация в катагенезе состава и структуры нерастворимого органического вещества глубоководных юрских отложений на севере Западно-Сибирского бассейна // *Петролеумика*. – 2022. – Т. 2. – № 1. – С. 72–80.
2. Ермолкин В.И., Керимов В.Ю. Геология и геохимия нефти и газа. – М.: Издательский дом Недр, 2012. – 460 с.
3. Bansal V.R. et al. Direct estimation of shale oil potential by the structural insight of Indian origin kerogen // *Fuel*. – 2019. – V. 241. – P. 410–416.
4. Chen Y. et al. Quantitative analysis of shales by KBr-FTIR and micro-FTIR // *Fuel*. – 2014. – V. 116. – P. 538–549.
5. Washburn K.E. et al., Birdwell J.E. Multivariate analysis of ATR-FTIR spectra for assessment of oil shale organic geochemical properties // *Org. Geochem.* – 2013. – V. 63. – P. 1–7.



## ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ВОДЫ В МИНЕРАЛЬНОМ КВАРЦЕВОМ СЫРЬЕ МЕТОДОМ ИК-СПЕКТРОСКОПИИ

Теренин С. Ю., Зимин М.Д., Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Шендрик Р.Ю.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН;  
E-mail: s\_terenin@list.ru*

Высокоочищенный кварцевый концентрат применяется в производстве кварцевого стекла, используемого в полупроводниковой промышленности, а также в качестве внутреннего слоя тиглей для солнечной и полупроводниковой индустрии. Помимо этого, чистый кварц используется во множестве областей науки и техники, где требуется высокая степень его очистки.

Одной из примесей, изменяющей оптические свойства получаемых продуктов и уменьшающей чистоту кварца, является вода. Для определения концентрации воды в кварцевом сырье чаще всего используется метод масс-спектрометрии. Метод заключается в ионизации атомов и молекул, входящих в состав пробы, и регистрации спектра масс образовавшихся ионов. Такой метод имеет достаточно большие затраты и требует наличие соответствующего оборудования.

Метод ИК-спектроскопии заключается в исследовании света, прошедшего сквозь пластину кварца. Для определения содержания воды во всей пластине необходимо провести картирование поверхности с вычислением площади пика в области  $3390\text{ см}^{-1}$  [1]. В результате картирования мы можем наблюдать концентрацию воды в определённых координатах пластины, как показано на рис. 1. Далее необходимо определить среднее содержание воды для всей картированной поверхности. Полученным значением можно охарактеризовать концентрацию содержания воды во всём материале. Чем больше площадь картирования, тем выше точность определения общей концентрации воды во всём материале.

Для сравнения приведены результаты исследования содержания концентрации воды в кварцитах месторождения Бурал-Сарьдаг методом масс-спектрометрии. По результатам этого метода содержание воды составило от 39 до 155 мкг/г [2].

Метод ИК-спектроскопии представил идентичные значения концентрации воды в кварцевом сырье с методом масс-спектрометрии. В следствии чего, возможно заключить, что метод ИК-спектроскопии является достоверным и позволяет с высокой точностью установить концентрацию воды в кварцевом сырье. Работа выполнена по госзаданию №0284-2021-0004 «Материалы и технологии для разработки радиационных детекторов, люминофоров и оптических стекол», с использованием научного оборудования ЦКП "Изотопно-геохимических исследований" ИГХ СО РАН.

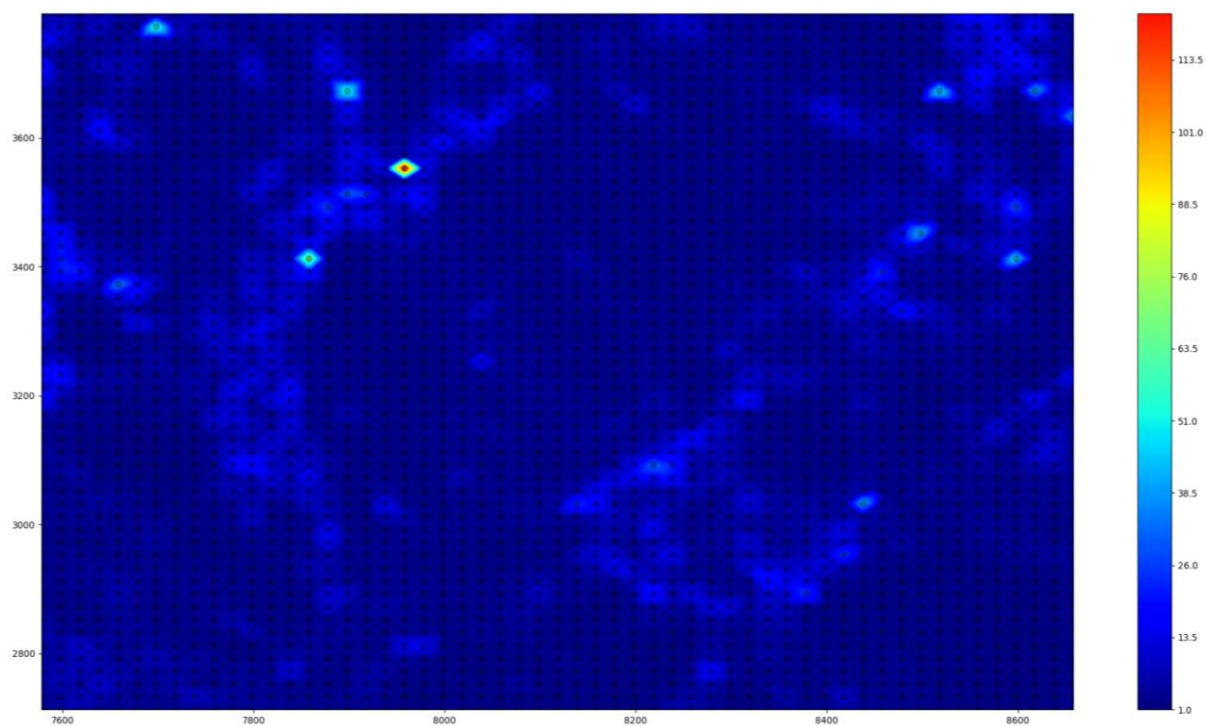


Рисунок 1. Картирование пластины кварца на содержание воды методом ИК-спектроскопии

*Литература:*

1. Roland Stalder. OH point defects in quartz – a review // Eur. J. Mineral. 2021. - V.33. P. 145–163.
2. Непомнящих А.И., Волкова М.Г., Жабоедов А.П., Федоров А.М./ Кварцевые концентраты на основе сливного кварцита // Неорганические материалы. –2018. – № 8. – С. 850-853.

## ВЗАИМООТНОШЕНИЯ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЭНДЕРБИТОВ И ЧАРНОКИТОВ КОМПЛЕКСА ПОНЬГОМА-НАВОЛОК, КАРЕЛИЯ

Ушакова С.А.<sup>1</sup>, Козловский В.М.<sup>2</sup>, Сафонов О.Г.<sup>3,1</sup>, Япаскурт В.О.<sup>1</sup>

1 - Геологический факультет МГУ, Москва, [sonya.ushakova.2017@gmail.com](mailto:sonya.ushakova.2017@gmail.com); 2 – ИГЕМ РАН, Москва, [bazily.koz@gmail.com](mailto:bazily.koz@gmail.com); 3 - ИЭМ РАН, Черноголовка, [oleg@iem.ac.ru](mailto:oleg@iem.ac.ru)

Архейские эндербит-чарнокит-гранитные комплексы являются характерными структурными элементами докембрийских подвижных поясов. Подобные комплексы широко представлены в пределах Беломорского подвижного пояса северной Карелии. Однако, первичные особенности архейских магматических пород этих комплексов часто плохо сохраняются из-за наложенного палеопротерозойского метаморфизма [Король, 2005, 2018]. В этом отношении массив Поньгома-Наволоок уникален, поскольку характеризуется хорошей сохранностью архейских и раннепротерозойских гранитоидов, заключенных в виде жестких блоков между палеопротерозойскими зонами пластических деформаций [Козловский и др., 2018]. Ранняя главная фаза внедрения в массиве Поньгома-Наволоок представлена двупироксеновыми эндербитами, тогда как более поздняя – жильной серией пегматоидных и мелкозернистых чарнокитов. В массиве присутствуют крупные блоки амфиболитов, представляющие собой останцы кровли или стенок магматической камеры, захваченные эндербитовым расплавом.

Главными минералами эндербитов являются плагиоклаз и кварц, тогда как калиевый полевой шпат присутствует в интерстициях, а также в виде антипертитов (рис. 1), локализуемых в центральных частях зерен плагиоклазов. Зональность плагиоклаза в распределении антипертитов указывает на то, что центральные зоны формировались при более высоких температурах. В центральных частях зерен клинопироксена обычно присутствует сыпь Fe-Ti фаз, которая отсутствует в периферийной части зерен. Такая зональность также указывает на кристаллизацию ядер зерен клинопироксена при более высоких температурах. Биотит, паргаситовый амфибол, орто- и клинопироксены в эндербитах образуют агрегаты и сложные каймы, которые отражают последовательность кристаллизации минералов в породах (Рис. 1).

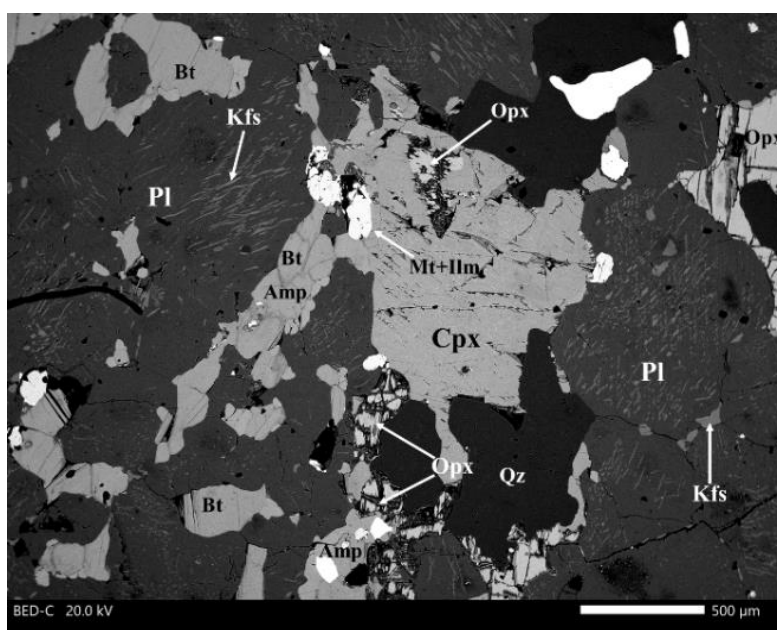


Рис. 1. Характерная структура эндербита массива Поньгома-Наволоок.

Чарнокиты сложены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем. Ортопироксен присутствует, однако, не во всех породах. Среди чарнокитов выделяются три типа - мелкозернистые, пегматоидные и чарнокиты из мощных жил, минералогия и химический состав которых отличаются. В породах присутствуют биотит, редкий пироп-альмандиновый гранат, паргаситовый амфибол, которые обычно образуют каймы по магнетиту с ладелями ильменита.

Эндербиты и чарнокиты массива Поньгома-Наволоок - это гранитоиды типа I умеренной глиноземистости [Frost et al., 2001]. Тем не менее, чарнокиты отличаются от эндербитов более высоким значением параметра A/CNK. Согласно диаграмме в координатах  $\text{SiO}_2 - \text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  чарнокиты являются заметно более железистыми породами, чем эндербиты. По индексу MAlI ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$ ) оба типа пород принадлежат известково-щелочному типу гранитоидов, хотя чарнокиты чуть более щелочные. Спектры редких элементов эндербитов главной фазы внедрения близки друг к другу, наблюдаются лишь небольшие вариации в аномалии U (рис. 2). Эндербиты обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ ( $\text{La}/\text{Sm} = 0.58 - 1.24$ ,  $\text{Gd}/\text{Yb} = 5.12 - 11.24$ ,  $\text{La}/\text{Yb} = 3.57 - 7.88$ ), и во всех спектрах присутствует положительная Eu-аномалия (1.01 - 1.50), которая может быть связана с накоплением плагиоклаза. Спектры эндербитов хорошо соответствуют спектрам высокобарических ТТГ [Halla et al., 2009], формирующихся при плавлении основных пород в равновесии с гранатсодержащим реститом. В отличие от эндербитов, спектры редких элементов чарнокитов сильно варьируют (рис. 3). В спектрах присутствуют как положительные, так и отрицательные Eu-аномалии (0.32 - 10.35). Хотя спектры большинства чарнокитов похожи на спектры эндербитов ( $\text{La}/\text{Sm} = 0.62 - 1.20$ ,  $\text{Gd}/\text{Yb} = 4.92 - 28.50$ ,  $\text{La}/\text{Yb} = 4.65 - 7.38$ ), образцы пегматоидных чарнокитов и чарнокитов из мощных жил заметно отличаются.

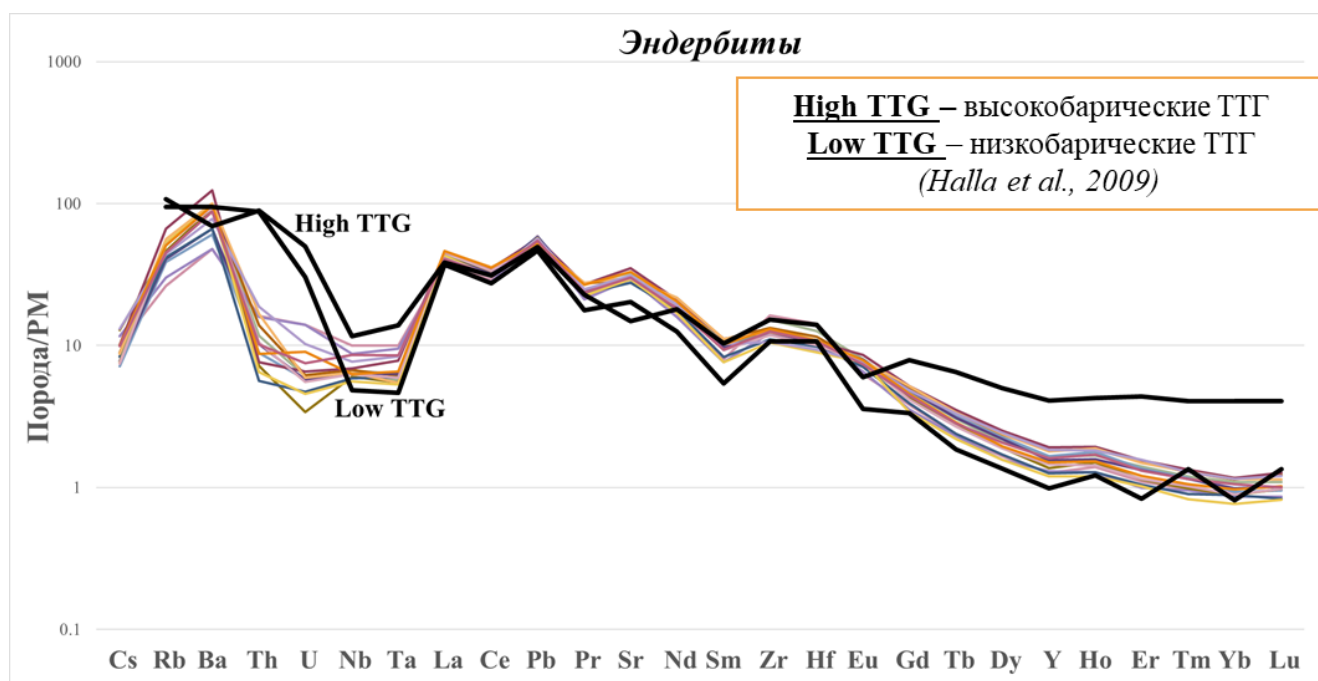


Рис. 2. Спектры редких элементов (цветные линии) в эндербитах массива Поньгома-Наволоок.

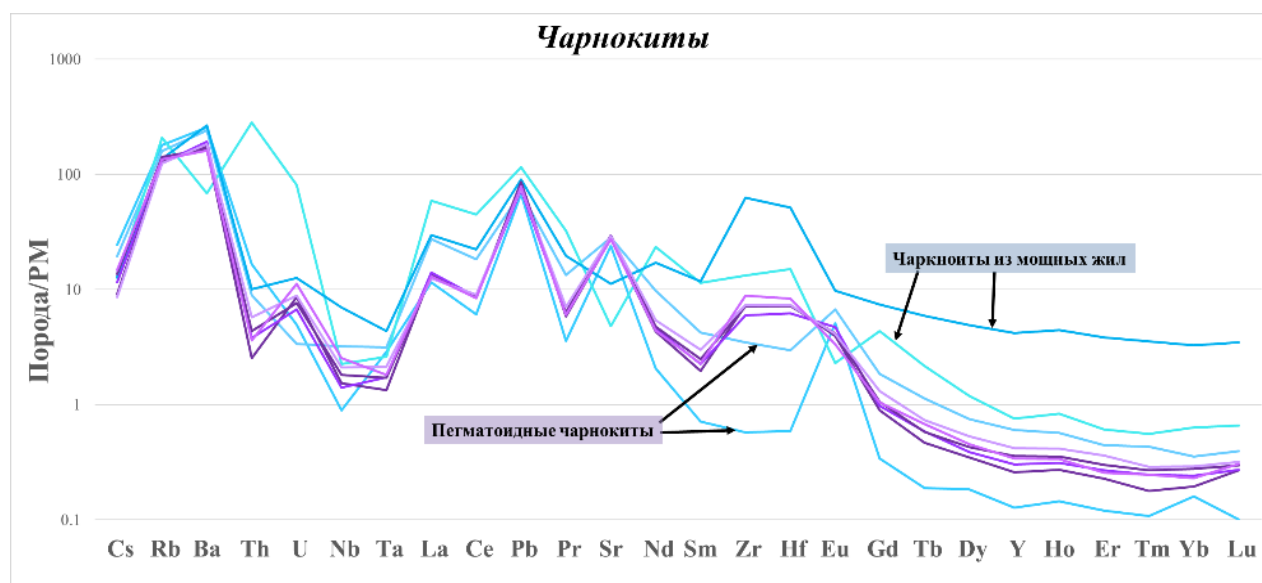


Рис. 3. Спектры редких элементов (цветные линии) в эндербитах массива Поньгома-Наволоок.

Максимальные температуры 800-950°C для эндербитов массива Поньгома-Наволоок были оценены из реинтегрированных составов плагиоклаза с антипертитами [Wen, Nekvasil, 1994]. Расчеты равновесий с участием центральных зон зерен пироксенов и плагиоклаза с использованием программы TWQ [Berman, 2007] показали интервал температур 700 - 850°C при давлении 10.5-11 кбар. Близкие температуры 700 - 840°C были оценены также по составам сосуществующих ильменита и Ti-содержащего магнетита [Lepage, 2003]. Значения фугитивности кислорода для этих температур находятся ниже буфера QFM, вблизи линии равновесия C-CO<sub>2</sub>. Составы краевых зон пироксенов и плагиоклаза характеризуют температуры менее 700°C, причем также при давлениях 10.5-11 кбар. Эти температуры близки к температурам, рассчитанным по модели вхождения Ti в биотит [Wu, Chen, 2014].

Таким образом, проведенные исследования продемонстрировали, что расплавы эндербитов массива Поньгома-Наволоок формировались при давлении около 11 кбар и температурах более 900°C, вероятно, в ходе частичного плавления амфиболитов с образованием рестита, обогащенного гранатом. Эндербиты и чарнокиты массива имели единый магматический источник. Чарнокиты, вероятно, образовывались в ходе дифференциации эндербитовой магмы с накоплением в магматической камере SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O и летучих компонентов (H<sub>2</sub>O, F, Cl). В этом случае, заметно варьирующие геохимические характеристики чарнокитов обуславливались различной степенью дифференциации расплава. Однако не исключено, что чарнокиты формировались при плавлении уже сформировавшихся эндербитов при участии внешнего флюида. И тогда их геохимическая вариативность была обусловлена различной степенью плавления.

*Работа выполнена при поддержке граната РФФ 23-17-00066.*

#### Литература:

1. Козловский В.М., Травин В.В. и др. Первые данные о возрасте и P-T-условиях формирования зон пологого разгнейсования Беломорского подвижного пояса // Доклады РАН. – 2018 – Т. 480. - № 2 - с. 204–209
2. Король Н.Е. Метаморфическая эволюция Поньгомнаволоокского гранулит-эндербит-чарнокитового комплекса Беломорского подвижного пояса. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Труды Кар НЦ. Петрозаводск. - 2018. - № 11. - С. 34-56.
3. Король Н.Е. Основные гранулиты Карелии и центральной Финляндии. // Геология и полезные ископаемые Карелии. Труды Кар НЦ. Петрозаводск. - 2005. - № 8. - с. 18-39.
4. Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally consistent thermobarometric calculations // Geological Survey of Canada Open File 5462 - 2007.

5. Frost B.R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D. A geochemical classification for granitic rocks // *Journal of Petrology*. – 2001 - V. 42 (11), 2033-2048.
6. Halla J., van Hunen J., Heilimo E., Hölttä P. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics // *Precambrian Research*. – 2009. – T. 174. – №. 1-2. – C. 155-162.
7. Lepage L. D. (2003) ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry // *Computers & Geoscience*. – 2003 – V. 29 – p. 673-678.
8. Wen S., Nekvasil H. (1994). SOLVALC: An interactive graphics program package for calculating the ternary feldspar solvus and for two-feldspar geothermometry // *Computers & Geosciences*. – 1994 - V. 20 – no. 6 – p. 1025-1040.
9. Wu C.-M., Chen H.-X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites // *Sci. Bull.* – 2014 – V. 60 – p. 116–121.

# РАСЧЕТНАЯ ОЦЕНКА СОСТАВА ДРЕНАЖНЫХ ВОД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ОБЪЕКТОВ-АНАЛОГОВ

Филатова О.Р.<sup>1</sup>

*1 – ФГБОУ ВО МГУ им.М.В.Ломоносова, г. Москва; orlova8313@yandex.ru*

Складирование на дневной поверхности сульфидсодержащих вмещающих пород и забалансовых руд и их выветривание под действием факторов окружающей среды может приводить к формированию кислых или околонейтальных дренажных вод со сверхнормативным содержанием металлов и металлоидов. Смешение таких вод с природными водотоками территории способствует ухудшению качества водных ресурсов и угнетению сопряженных компонентов окружающей среды.

Для выявления рисков формирования таких агрессивных вод на начальном этапе исследований проводят статические тестирования, которые, как правило, заключаются во взаимодействии образцов геологических материалов с растворами различной кислотности, моделирующими атмосферные осадки (деионизированная вода, смесь HNO<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>).

При отсутствии возможности проведения экстракций и анализа состава растворов предварительная оценка состава дренажных вод из складированных пород и руд может быть получена расчетным методом с учетом интенсивности водной миграции химических элементов. Обобщенной характеристикой интенсивности миграции элементов является предложенный А.И.Перельманом коэффициент водной миграции (K<sub>x</sub>), равный отношению содержания элемента в минеральном остатке воды к его содержанию в породах, дренируемых этими водами [Перельман, Касимов, 1999].

Интенсивность водной миграции зависит от состава дренируемых горных пород, вовлеченности в биогеохимические процессы, ландшафтно-климатических условий, антропогенной нагрузки. Для тундрово-таежных ландшафтов характерна высокая интенсивность водной миграции таких элементов, как Mo, Sb, As, Sr, V (K<sub>x</sub> – 1-100); средняя интенсивность - Ba, Cu, Zn, Mn, Pb, Co (K<sub>x</sub> – 0,05-1); в аридных ландшафтах Mo (K<sub>x</sub> >100) и Cu, Zn, Mn, Pb, Co (K<sub>x</sub> – 1-100) мигрирует более интенсивно [Моисеенко, Гашкина, 2007].

Одним из основных факторов, влияющих на величину K<sub>x</sub> в районах складирования сульфидсодержащих геологических материалов, является рудно-формационный тип месторождений, что создает предпосылки использовать объекты-аналоги для предварительной оценки состава дренажных вод расчетным способом.

Таблица 1. Микроэлементный состав геологических материалов Водораздельной и Кричальской площадей.

Содержание	As	Ba	Co	Cu	Mn	Mo	Pb	Sb	Sr	V	Zn
	мг/кг										
Кларк*	4,8	628	17	28	1000	1,1	17	0,4	320	97	67
Водораздельная площадь (n=50)											
C <sub>ср</sub>	87	440	12	71	800	2	64	8	250	93	167
Кричальская площадь (n=20)											
C <sub>ср</sub>	3200	190	12	44	630	6	16	29	120	22	80

Примечание: C<sub>ср</sub> – среднее геометрическое содержание элемента; \* - среднее содержание элемента в верхней части земной коры по [Rudnick, Gao, 2003]

В данной работе оценка состава дренажных вод была проведена для вмещающих пород малосульфидных золото-серебряных проявлений Водораздельной и Кричальской площадей (Западная Чукотка). Средний микроэлементный состав геологических материалов представлен в Таблице 1. Принципиальным отличием является высокое содержанием As во вмещающих породах Кричальской площади (в виде арсенопирита).

Для вмещающих пород Водораздельной площади состав дренажных вод был определен по данным выщелачивания с последующим расчетом коэффициентов водной миграции рудных и сопутствующих элементов, которые были использованы для предварительной оценки их концентраций в водах для вмещающих пород Кричальской площади. Для верификации расчетных данных прогноз состава дренажных вод Кричальской площади также был выполнен экспериментально.

Состав потенциальных дренажных вод оценивался по стандартной методике путем анализа водных вытяжек. Выщелачивание проводилось дистиллированной водой (рН 5.8 ед., удельная электропроводность  $\sigma \sim 2$  мкСм/см) для дробленных образцов (фракция <2 мм) Водораздельной и Кричальской площадей. Соотношение тв:ж - 4:1 (100 мл и 25 г), время взаимодействия – 18 ч. Определение основных характеристик водных вытяжек и макро- и микроэлементного состава проводили на базе лабораторного комплекса кафедры геохимии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

В целом макрокомпонентный состав дренажных вод и их физико-химические характеристики близки для исследуемых вмещающих пород Водораздельной и Кричальской площадей. Дренажные воды из геологических материалов Водораздельной площади маломинерализованные (электропроводность варьирует от 130 до 370 мкСм/см), слабощелочные и щелочные (рН от 7,7 до 9,0 ед.), сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые или натриево-кальциевые. Дренажные воды из вмещающих пород Кричальской площади маломинерализованные (электропроводность от 190 до 410 мкСм/см), слабощелочные (рН от 7,8 до 8,3 ед.), гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые.

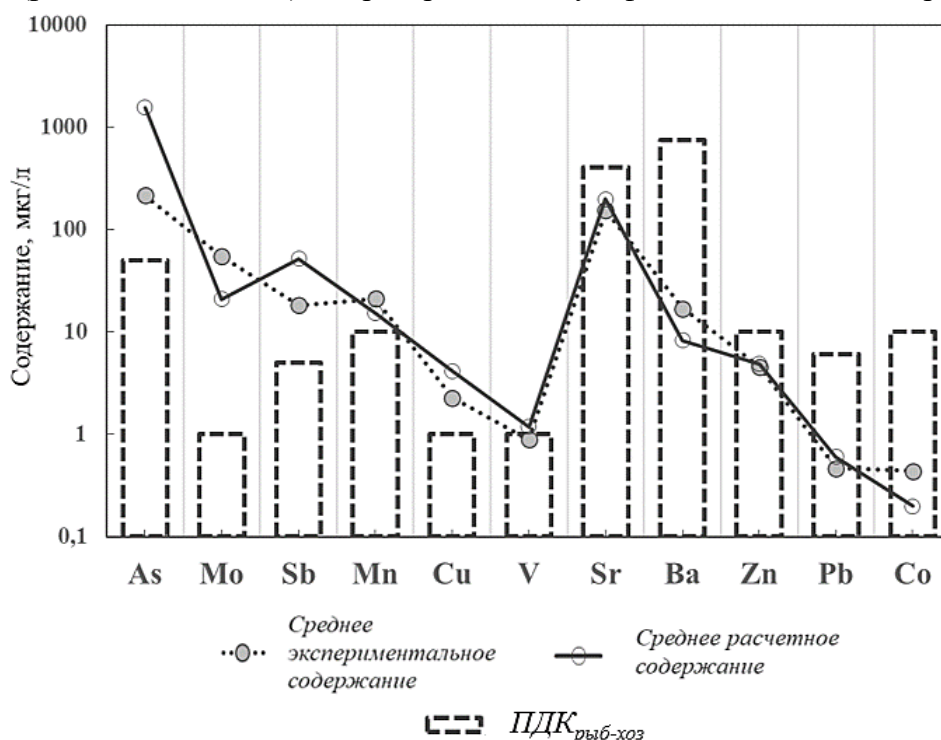


Рис.1. Сравнение расчетных и экспериментальных концентраций элементов в дренажных водах из вмещающих пород Кричальской площади

(ПДК<sub>рыб-хоз</sub> - предельно-допустимая концентрация для вод водных объектов рыбохозяйственного значения [Приказ..., 2016]; для Sb – [СанПиН 1.2.3685-21])



Рассчитанные коэффициенты водной миграции для ряда микроэлементов по данным анализа состава водных вытяжек из пород Водораздельной площади в целом согласуются с литературными данными: As, Mo, Sb, Sr характеризуются  $K_x$  от 1 до 20; Ba, Co, Cu, Mn, Pb, V, Zn -  $K_x$  от 0,1 до 0,4.

По полученным величинам  $K_x$  были рассчитаны концентрации элементов в потенциальных дренажных водах из вмещающих пород Кричальской площади. Сравнение средних экспериментальных концентраций микроэлементов в водных вытяжках и расчетных концентраций приведено на Рис.1.

Экспериментальное и расчетное среднее содержание Mn, Cu, V, Sr, Pb, Zn различаются в 1,1-1,8 раза; отличие в содержании Ba, Co, Mo и Sb составляет 2,1- 2,8 раза. Максимальное расхождение между экспериментальной и расчетной концентрацией установлено для As (7,2 раза), что обусловлено различием в составе рудной фракции: в породах Кричальской площади основным сульфидом является арсенопирит, а в породах Водораздельной площади As рассеян, поэтому использование  $K_{As}$  в данном случае приводит к некорректной оценке потенциального содержания мышьяка в дренажных водах.

Расчетные концентрации элементов согласуются с экспериментальными данными относительно предельно-допустимых концентраций (рис.1). Для ряда элементов (Sr, Ba, Zn, Pb, Co) не наблюдается превышения нормативных значений как в случае экспериментальных данных, так и в случае расчетных данных. Для As, Sb, Mo, Mn, Cu установлены сверхнормативные расчётные экспериментальные концентрации, поэтому эти элементы можно выделить в группу приоритетных элементов-загрязнителей.

Таким образом, предварительная оценка состава дренажных вод с выделением приоритетных элементов-загрязнителей может быть основана на расчетном методе с использованием коэффициентов водной миграции. Коэффициенты, рассчитанные по результатам анализа водных вытяжек из пород Водораздельной площади, согласуются с литературными данными и могут быть использованы для оценки микроэлементного состава дренажных вод из вмещающих пород Кричальской площади. Экспериментальные и расчетные концентрации микроэлементов в целом различаются незначительно, за исключением мышьяка, что обусловлено составом рудной фракции. Сравнение расчетного и экспериментального содержания элементов с нормативными значениями позволяет однозначно выделить группу приоритетных элементов-загрязнителей в потенциальных дренажных водах из вмещающих золото-серебряное оруденение пород на начальном этапе складирования в отвалы.

#### *Литература:*

1. Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А. Распределение микроэлементов в поверхностных водах суши и особенности их водной миграции // Водные ресурсы. – 2007. – Т.34. – № 4. – с.454-468.
2. Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения (Зарегистрировано в Минюсте России 13.01.2017 № 45203): Приказ Минсельхоза РФ от 13.12.2016 № 552 (ред. от 10.03.2020). – Доступ из справ.-правовой системы «КонсультантПлюс».
3. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. – Москва: Издательство Московского государственного университета, 1999. – 610 с.
4. СанПиН 1.2.3685-21. Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания (Зарегистрировано в Минюсте России 29.01.2021 № 62296). – Доступ из справ.-правовой системы «КонсультантПлюс».
5. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Rudnick R.L., Ed., Treatise on Geochemistry, Elsevier, Amsterdam. – 2003. – Pp.1-64.

## ТАЛЫЕ ВОДЫ, КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ТЕХНОГЕННО-НАГРУЖЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Цветкова Е.А.<sup>1</sup>, Полетаева В.И.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Институт Геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск; e.tsvetkova@igc.irk.ru*

Геохимические аномалии, образующиеся в окружающей среде в результате производственной деятельности предприятий различных отраслей промышленности, можно рассматривать как модельные полигоны для изучения процессов миграции химических веществ. Вовлечение элементов техногенного происхождения в природные миграционные потоки тесно связано с талыми водами, характеристики которых для каждого региона определяются, прежде всего, гидрометеорологическими параметрами. Поверхностный сток, с которым токсиканты с талыми водами переносятся из техногенно-нагруженных территорий в водные объекты, может выступать в роли мощного источника загрязнения.

Промышленная зона г. Усолье-Сибирское является крупной природно-техногенной системой, в которой геохимические аномалии приурочены к крупным производственным объектам. Загрязнение всех компонентов окружающей среды, связанной с деятельностью предприятий этой промышленной зоны, освещаются в литературе уже более 20 лет [Koval et al., 1999; Руш и др., 2003]. В результате длительного воздействия, негативному воздействию подверглись не только участки промышленной площадки, но и сопредельные с ней наземные и водные экосистемы, в том числе и р. Ангара [Алиева и др., 2011]. В настоящее время промышленная зона находится в заброшенном состоянии, основные градостроительные предприятия, в том числе хлорно-щелочной комбинат «Усольехимпром», не работают. Вместе с этим, на территории ведутся работы по ликвидации накопленного экологического ущерба. Более детально понять процессы, определяющие проведение элементов техногенного происхождения в текущих условиях, может способствовать изучение химического состава талых вод, которые являются наглядными показателями миграции элементов-загрязнителей с промышленной зоны на прилегающую территорию.

В работе рассмотрены концентрации Fe, Mn, U, Ni, As, Cu, Co, Pb, Cd, V, Zn в 54 образцах талых вод, отобранных на промышленной площадке г. Усолье-Сибирское и сопредельной территории, включая береговую зону р. Ангара. Химический анализ проб воды осуществлен в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск, Россия). Микроэлементы в талых водах проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивной связанной плазмой (ICP-MS).

В таблице 1 приведены статистические параметры микроэлементов в талых водах, которые показывают значительные вариации в микроэлементном составе талых вод промышленной зоны г. Усолье-Сибирское. Наибольший разброс ( $C_{max}/C_{min}$ ) выделен для концентраций Pb, Fe, и Mn (Табл. 1.) Их максимальные величины приурочены к участкам вблизи инженерных объектов комбината «Усольехимпром»: промышленной площадке, канализационно-очистным сооружениям, шламохранилищу, дренажной канаве. Несколько меньшее значение  $C_{max}/C_{min}$  определено для V и U. Еще меньший диапазон концентраций (12,99 – 72,32) характерен для Cd, As, Ni, Zn, Cu и Co. В распределении максимальных величин концентраций микроэлементов выявлена различная территориальная принадлежность, в которой для Ni, V, As, Cd, Co, As, U, Pb, Mn и Zn прослеживается влияние техногенных объектов промышленной территории. Для Ni, Co, Mn, Fe, Zn наблюдаются аномалии на участках, тяготеющих к крупным техногенным объектам комбината «Усольехимпром», для V, U, As и Cd – как в районе золоотвалных сооружений ТЭЦ, так и в локальных областях вблизи объектов комбината «Усольехимпром». Максимальные концентрации Cu, напротив, определены на участках, наиболее удаленных от

промышленных объектов. Важным становится и определение повышенных концентраций Ni, As, Cd, Co, U, Pb, Mn и Zn в талых водах прибрежной зоны р. Ангара.

Таблица 1. Статистические характеристики микроэлементного состава талых вод промышленной зоны г. Усолье-Сибирское.

Элемент	Min	Max	Среднее	Медиана	Стандартное отклонение	Min/Max	Концентрация в снеге, мкг/л*
Mn	1,77	1715,38	219,20	55,87	380,51	969	26,6
Fe	9,93	8902,60	398,28	67,60	1312,14	897	19,6
Zn	1,24	58,69	10,63	6,46	10,39	47	24,3
Cu	0,90	54,00	8,12	4,58	11,35	60	3,70
Ni	0,54	24,41	3,47	2,26	4,45	45	1,10
Co	0,06	4,05	0,64	0,31	0,81	68	0,50
Cd	0,016	0,214	0,057	0,05	0,04	13	0,07
Pb	0,003	12,50	0,69	0,37	1,78	4167	0,60
V	0,23	36,04	1,84	0,91	5,11	157	2,60
U	0,03	4,12	0,65	0,14	1,02	137	0,09
As	0,62	8,31	2,26	1,69	1,48	13	0,90

\* - [Kholodova et al., 2019]

Сравнение концентраций микроэлементов в талых водах территории Усольской промышленной зоны проведено с концентрациями микроэлементов в снеговых водах, в связи с тем, что, помимо почв, они являются основной природной средой, участвующей в образовании сезонного поверхностного стока. Для понимания процессов формирования химического состава талых вод выстроен ряд коэффициентов концентраций элементов (по уменьшению) к снеговой воде:

$$Fe > Mn > U > Ni > As > Cu > Co > Pb > Cd > V > Zn$$

Такое сопоставление показало, что талые воды промышленной территории более насыщены Fe, Mn, U, Ni, As. Железо и марганец являются основными породообразующими элементами, что позволяет говорить об обогащении снеговых вод элементами при их контакте с почвой. С большой долей вероятности, высокие концентрации U, Ni, As в талых водах также определяют их поступление из почвенной среды. При этом, на территории промплощадки естественный почвенный слой сменился на техногенный грунт, характеристики которого в большей степени зависят от производственных процессов и способствуют накоплению загрязняющих веществ. Не смотря на близость средних концентраций Co, Pb, Cd, V и Zn в талых водах к условно фоновым значениям, в отдельных образцах определены высокие концентрации этих элементов. Как указано выше, их максимальные значения зафиксированы в образцах талых вод в непосредственной близости к инженерным объектам промышленной зоны, что так же позволяет говорить об обогащении талых вод из загрязненной почвенной среды.

Таким образом, результаты исследования показывают, что формирующие сезонный сток талые воды, обогащенные высокими и колоссально высокими концентрациями загрязняющих веществ, непосредственно участвуют в процессах миграции токсикантов с промышленной зоны на прилегающую территорию, в том числе р. Ангара. На содержание элементов в талых водах и их пространственное распределение влияют природные и антропогенные факторы, разграничение которых на данном этапе исследований затруднительно. Для получения более объективных данных необходимо изучить распределение концентраций микроэлементов в почвах промышленной площадки и прилегающей к ней территории.

*Литература:*

1. Алиева В.И., Бутаков Е.В., Пастухов М.В., Андрулайтис Л.Д. Особенности техногенного загрязнения и формы переноса ртути в Братском водохранилище // *Геоэкология. Инженерная геология, Гидрогеология, Геокриология.* – 2011. – № 5. – С. 431–438.
2. Руш Е.А., Хицкий Я.В. Поверхностных сток как основной фактор ртутного загрязнения Ангары // *Известия высших учебных заведений. Геология и разведка.* – 2003. – № 4. – С. 80–84.
3. Kholodova M.S., Poletaeva V.I., Pastukhov M.V. Features of the microelement composition of the liquid phase in snow cover from the towns of Usolye-Sibirskoe and Svirsk // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* – 2019. – V. 381 – P. 012041. DOI: 10.1088/1755-1315/38/1/012041.
4. Koval P.V., Kalmychkov G.V., Gelety V.F. Correlation of natural and technogenic mercury sources in the Baikal polygon, Russia // *Journal of Geochemical Exploration.* – 1999. – V. 66. – 277-90.

## ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ РФ-АНАЛИЗАТОРА В ПОЛЕВЫХ УСЛОВИЯХ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ПРИ ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ РАБОТАХ

Чачанагова О.И.<sup>1</sup>, Блинов А.В.<sup>1,2</sup>, Просекин С.Н.<sup>1,2</sup>, Будяк А.Е.<sup>1</sup>, Баранова С.А.<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН; г. Иркутск; d-0lka@yandex.ru

<sup>2</sup>Иркутский национальный исследовательский технический университет

Геохимические методы поисков совместно с геологическими методами играют важную роль при проведении поисковых исследований на выявление перспективных площадей и обнаружении на них месторождений полезных ископаемых. Одним из самых распространенных методов геохимической съемки на начальных стадиях поисковых работ является литогеохимический метод по вторичным ореолам рассеяния (ВОР). Одна из проблем при проведении геохимических работ - полевые аналитические экспресс-лаборатории при поисковых работах не используются либо по причине их дороговизны, либо из-за высокой трудоемкости и сложности пробоподготовки при выполнении анализов [Левченко Е.Н., и др., 2015], поэтому конечные результаты по количественному определению содержания элементов выполняются от 2-3 месяцев, до полугода. Это значительно замедляет общий процесс исследований, особенно если работы проводятся в отдаленных, труднодоступных районах.

В настоящее время для ускорения описанного процесса, на первом этапе полевых работ, все чаще стали проводить аналитические исследования по определению содержания элементов в пробах непосредственно на месте, при помощи портативного рентгенофлуоресцентного анализатора (РФ-анализатора) [Николаев Ю.Н., 2013].

В 2022 году сотрудниками института геохимии проводились поисковые геолого-геохимические работы на площади около 300 км<sup>2</sup> в Забайкальском районе (юго-восток Забайкальского края). Исследования направлены на выявление перспективных площадей на обнаружение месторождений золото-молибден-медно-порфирового типа. В результате было отобрано около 7500 литогеохимических проб с параллельным проведением геолого-поисковых маршрутов.

Для оперативной оценки значений содержания элементов и выделения первоочередных участков постановки детальных работ, проводился рентгенофлуоресцентный анализ проб (РФА), прибором SciAps X-200 (США). Сам метод давно зарекомендовал себя как наиболее быстрый, количественный, не разрушающий материал пробы и не требующий трудоемкой пробоподготовки [Бахиров., 1985]. Помимо полевых аналитических исследований проводились аналитические работы в стационарной лаборатории SGS г. Чита методом ICP-MS+AES.

Для оценки прецизионности и воспроизводимости данных определения содержания РФ-анализатором SciAps X-200 и лабораторными исследованиями (ICP-AES, ICP-MS /OES) были выполнены расчеты относительного стандартного отклонения (S, %) и коэффициентов корреляции (R) по всем элементам с использованием всех полученных результатов измерений по формуле [Смагунова, 2012]:

$$S = \sqrt{\frac{\sum^n (\frac{x_{\text{РФА}} - x_{\text{ИСП}}}{x_{\text{ИСП}}})^2}{n}} \times 100 \quad (4.16)$$

где  $x_{\text{РФА}}$  – результат измерения элемента при помощи РФА;

$x_{\text{ИСП}}$  – результат измерения элемента при лабораторном определении;

$n$  – число измерений.

Сопоставление двух методов анализа по коррелирующим признакам показал, что содержания группы элементов (As, Ca, Ba, Ni, Rb, Sr), полученных портативным РФ-анализатором при полевых изысканиях, хорошо коррелируют ( $R > 0.8$ ) с данными лабораторных измерений, что позволяет говорить о том, что распределения на площади данных элементов сопоставимы между собой. На такие данные можно опираться в полевых условиях для предварительного оценочного определения перспективных площадей. Содержания ряда элементов (Cu, Cr, K, Pb, S, Sb, Ti, V, Zn) показали относительно хорошую корреляционную зависимость ( $R = 0.3 - 0.8$ ), что позволяет использовать результаты портативного РФ-анализатора при полевых работах, но из-за более низкого коэффициента корреляции уменьшается достоверность полученной информации.

Остальные содержания элементов (Ag, Fe, Cd, Co, Mn, Mo, S, Se, Sn, Tl, Zr), полученные не в лабораторных условиях, показали большой разброс и плохую статистическую взаимосвязь ( $R < 0.3$ ) с данными лабораторных аналитических исследований, и являются не представительными. Также такие низкие корреляции могут говорить о том, что портативный РФ-анализатор обладает низкой чувствительностью для определения таких элементов.

При сопоставлении элементов по среднему стандартному отклонению (S, %) видно, что отношение абсолютных значений содержаний элементов ниже 30% имеют только 4 элемента (Ba, Sr, Ti, Zn). Остальные элементы характеризуется отклонениями от 30% до 1000 %. Такой результат говорит о том, что при использовании данных РФ-анализатора при проведении полевых работ возможно только на качественном уровне, так как значения абсолютных концентраций элементов могут иметь сильные различия.

Для более комплексного сопоставления данных разных источников для всех элементов был выполнен визуальный анализ карт разносок. У тех элементов, корреляционный анализ которых показал высокую ( $R > 0.8$ ) сходимость, визуальный анализ подтвердил (рис. 1) максимальную схожесть зон аномалий и хорошую общую результативность экспрессного метода определения данных.

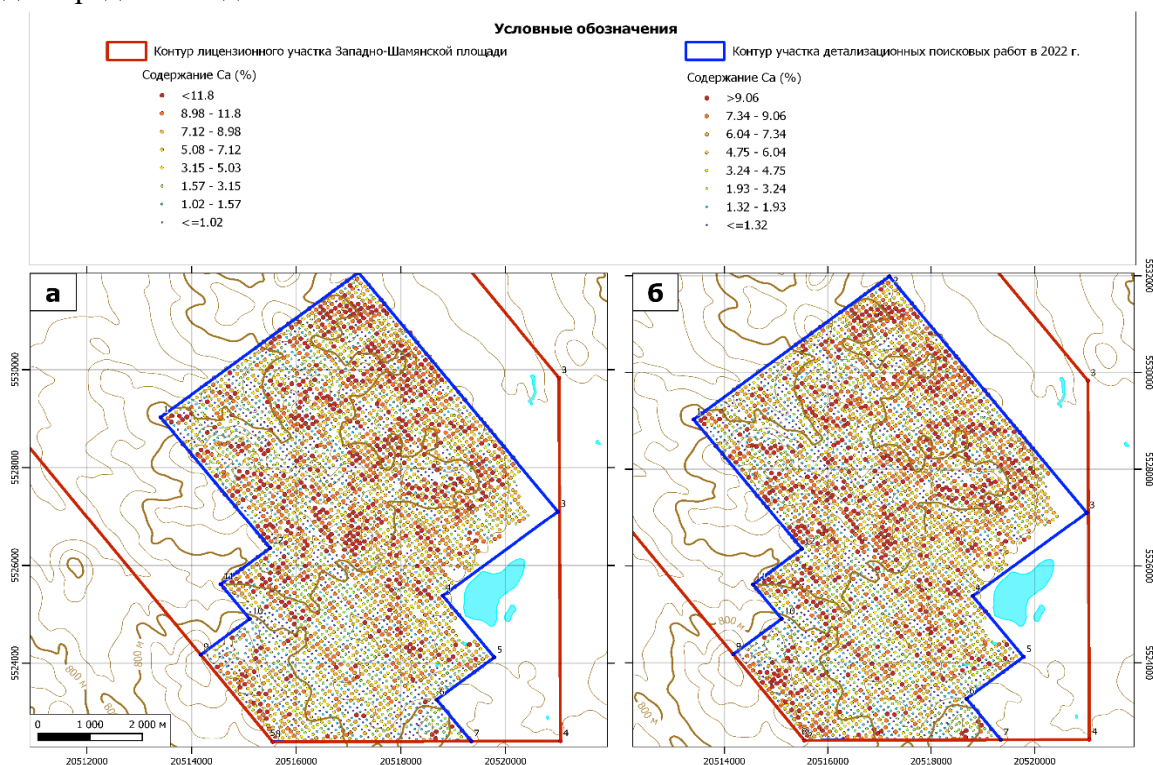


Рисунок 1. Схема аномалий для содержаний Ca ( $R = 0.9$ ), определенных РФ-анализатором (а) и лабораторными определениями (б).

Для элементов с средними ( $R=0.3-0.8$ ) корреляционными связями, подтвердились пространственные распределения элементов и контуры аномальных участков. Соответственно, чем ниже корреляционная связь, тем меньше и сопоставимость данных.

Для элементов, у которых статистический анализ показал не представительность ( $R<0.3$ ) визуальный анализ построенных карт разностей показал сопоставимость мест расположений аномалий и их объем для элементов Fe, Mn, Mo, S. Но в отличие от данных с высокой корреляционной связью, в данном случае разброс значений концентраций, определенных портативным РФ-анализатором влияет на общую картину распределения элементов. Например, для Mo (рис. 2) схожесть данных присутствует и в полевых условиях возможно делать выводы о пространственном распределении элемента на территории, даже несмотря на низкий коэффициент корреляции. Но относительно данных лабораторного анализа, контуры и объемы аномалий имеют менее четкие границы. При анализе карт разностей по элементам Ag, Cd, Co, Se, Sn, Tl, Zr можно сделать вывод о том, что на результаты съемок портативным РФ-анализатора опираться нельзя, так как они не имеют никаких корреляционных связей, относительно лабораторных исследований. Это также может свидетельствовать о том, что портативный РФ-анализатор обладает низкой чувствительностью для определения данных элементов.

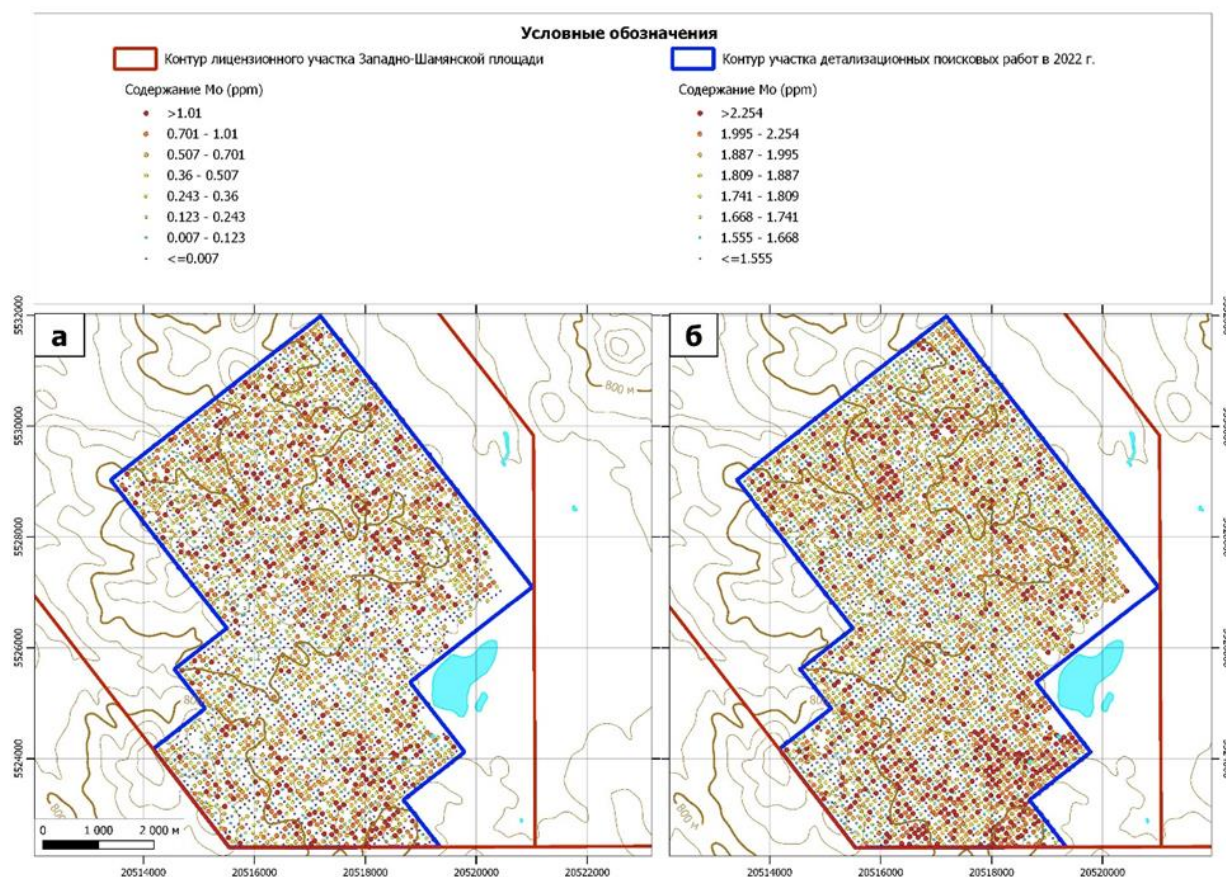


Рисунок 2. Схема аномалий для содержаний Mo ( $R=0.25$ ), определенных РФ-анализатором (а) и лабораторными определениями (б)

Анализ сходимости данных лабораторных исследований отобранных проб и РФ-данных, полученных в полевых условиях показал, что в целом для выявления территории для проведения детальных работ (выявления предварительных геохимических аномалий) можно опираться на данные, полученные при помощи РФ-анализатора, так как для всей выборки проб отмечается положительная корреляция между результатами РФА- и ИСР-анализов. На такие данные можно опираться в полевых условиях для предварительного

оценочного определения перспективных площадей, что значительно сокращает время проведения полевых работ. При этом следует в начале работ учитывать особенности изучаемой территории: характеристику региональной геологической ситуации, геолого-структурную позицию, основные рудные элементы, дополнительные индивидуальные особенности.

*Литература:*

1. Бахтияров А.В. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ в геологии и геохимии. - Л.: Недра, 1985.
2. Левченко Е.Н., Набелкин О.А., Филин А.С., Использование портативного РФ-анализатора X-MET при проведении поисково-оценочных геологоразведочных работ, Разведка и охрана недр, №6, стр. 53-58, 2015г.
3. Николаев Ю.Н., Митоян Р.А., Сидорина Ю.Н., Лубкова Т.Н., Яблонская Д.А., Опыт применения полевых рентгенофлуоресцентных анализаторов нового поколения при поисках медно-порфирового оруденения, Разведка и охрана недр, №2, стр. 52-57, 2013. Смагунова О.Н., Карпукова О.М. Методы математической статистики в аналитической химии: учеб. пособие, - Ростов-на-Дону: Феникс., 2012. - 346 с.



## ТЕХНОГЕННОЕ ЗАСОЛЕНИЕ ПОЧВ ПРИ АЛМАЗОДОБЫЧЕ (СЕВЕРО-ЗАПАД ЯКУТИИ)

Шадринова О.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск; ovshadrinova@mail.ru*

Процессы засоления распространены по всему миру, более чем в 100 странах и на всех континентах, включая Антарктиду [Shahid, 2013]. Сведения об оценке свойств и распространении засоленных почв на территории России, приведенные в публикациях последних лет, опираются в основном на материалы середины и конца XX века [Панкова, Конюшкова, 2016]. В России процессы засоления и рассоления в почвах рассматривались и выделялись многими исследователями [Засоленные почвы..., 2006, Лопатовская, 2018, Черноусенко, 2022] и др. Изучение процессов засоления якутскими учеными проводилось во второй половине прошлого столетия и связано в большей степени с активным их развитием в Центрально-якутской низменности [Зольников и др., 1962, Еловская и др., 1966, Коновский, 1967] и др.

Целью исследований является изучение процессов и стадий техногенного засоления почвенного покрова на территории активной алмазодобычи. Опробование проводилось методом ключевых участков в привязке к промышленным объектам инфраструктуры Айхальского горно-обогатительного комбината (АГОКа) по профилю-генетическому признаку со всех почвенных горизонтов до границы сезонно-талого слоя. Комплекс химико-аналитических работ состоял из общепринятых в почвоведении и агрохимии методик определения катионно-анионного состава и основных физико-химических свойств. Всего проанализировано 114 проб почв и грунтов. Определение степени и химизма засоления проведено по содержанию суммы токсических солей [Базилевич, Панкова, 1968].

Территория исследования относится к субарктическому поясу, находится в 70 км южнее Северного полярного круга, на северо-западе Якутии в Мирнинском районе в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, мощностью до 700 м. Природные почвы всегда находятся в районе сезонно-талого слоя, мощность которого составляет 1-2 м, а мерзлота служит в профиле в виде водоупора, вследствие чего почвы практически всегда переувлажнены. Надмерзлотные воды приурочены к рыхлым четвертичным отложениям и присутствуют только в теплый период времени, имеют преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый состав с минерализацией от 0,03 г/л до 0,5 г/л, глубина их распространения не превышает 1-2 м. [Салихов и др., 2013].

В современном срезе почвы территории формируются на следующих отложениях: вершины водоразделов сложены траппами, на которых сформированы криоземы О-СR-С. На пермско-триасовых отложениях, которые слагают верхние части склонов, располагаются литоземы АО-(С)-М. На средней и нижней части склонов, составляющих транс-элювиальные ландшафты, отмечаются карбо-литоземы Н-(С)-Мса на породах ордовика сохсолохской, кылахской и сытыканской свит. Почвы территории исследования характеризуются слабокислой реакцией среды с поверхности и нейтральной или слабощелочной в минеральной части почвенного профиля.

За более чем полувековой период алмазодобывающей деятельности на рассматриваемой территории сформированы техногенно-трансформированные ландшафты, которые соответствуют характеру проводимых работ добычи и обогащения. В результате цикла добычных работ сформированы наземные техногенные массивы или хранилища, отвалы пустых пород. В результате процессов обогащения созданы хвостохранилища. Кроме этого, существуют полигоны подземной закачки высокоминерализованных рассолов, которые представляют собой подземные техногенные хранилища. Отвалы пустых пород состоят в основном из доломитов, доломитизированных известняков и известняков, в

которых достаточно большой процент примесей сульфидов, сульфатов в виде гипсов и галита. Таким образом, почвенный покров техногенно-преобразованных ландшафтов промышленной площадки состоит из: 1. Почв промышленной площадки – это почвы, находящиеся непосредственно на территории промышленных объектов и испытывающие техногенную нагрузку, в результате чего претерпели изменения в физико-химическом составе, но с полностью сохранившимся растительным покровом и не измененным почвенным профилем. 2. Антропогенно-измененные почвы – это почвы, «законсервированные» под техногенными насыпями, отвалами или под слоем разлившейся пульпы, но в которых полностью сохранен природный облик почвенного профиля, захороненный (или законсервированный) одним или несколькими горизонтами перекрытия, под воздействием которого физико-химические свойства непременно претерпевают изменения. Такие почвы могут иметь два органических горизонта: погребенный и вновь образованный на техногенном горизонте. 3. Техногенно-поверхностные образования (ТПО), представленные литостратами и грунтами на пляжах хвостохранилищ (токсилитостратами), состоящие из мелко- и среднезернистого материала отработанной пульпы с зачатками развития рудеральной растительности по периферии площадок (или пляжа хвостохранилищ). 4. Грунты – это почвоподобные образования на отвалах пустых пород, различных насыпях, состоящие из разложившейся породы или мелкозема разного состава.

Ионно-солевой профиль почв с не нарушенным последовательным строением генетических горизонтов в зонах прямого техногенного воздействия характеризуется, как правило, ярко выраженным поверхностным накоплением или двумя зонами аккумуляции солей. В антропогенно-измененных почвах основные солеобразующие ионы могут концентрироваться на двух или трех геохимических барьерах: сорбционный (преимущественно органические горизонты), надмерзлотный и испарительный.

В почвах промышленной площадки в зоне воздействия хвостохранилищ формируется сульфатно-хлоридный и хлоридный типы засоления, свидетельствующие о техногенном воздействии, а также об аккумуляции ионов хлора органическим веществом [Водяницкий, Макаров, 2017, Redon и др., 2011]. В водорастворимом комплексе сильно засоленных почв и грунтов доминируют  $K^+$ ,  $Na^+$  и  $Cl^-$ .

Первичное техногенное засоление носит слабо выраженный сульфатный или хлоридно-сульфатный характер с формированием поверхностного засоленного горизонта. При миграции солей вниз по почвенному профилю, формируется надмерзлотный солевой горизонт, который в последующем может быть причиной вторичного засоления почвенного профиля (например, в особо засушливые сезоны).

Общая площадь Алакит-Мархинского кимберлитового поля составляет более 1,5 тыс. км<sup>2</sup>, из них по данным дистанционного зондирования, 950 км<sup>2</sup> приходится на территорию промышленной площадки АГОКа. В структуре почвенного покрова промышленной площадки порядка 35% приходится на антропогенно измененные почвы, при этом засоление отмечается разной степени проявленности этого процесса на 60% территории. Что позволяет говорить о масштабности развития процессов засоления на территории промышленной площадки.

Распространение засоления на территории Западной Якутии приобретает площадной характер. В результате горнодобывающих работ на дневную поверхность извлекаются массивы различного генезиса, которые складываются в отвалы пустых пород. Таким образом, отвалы состоят из горных пород и минералов, сформированных в иных условиях, которые оказываются неустойчивыми на земной поверхности и в результате работы агентов выветривания преобразуются в новые соединения и минералы. В последующем, в результате фильтрационных, поверхностных стоков, процессов выветривания и эолового переноса, техногенные отвалы являются основным источником воздействия и изменения солевого состава в почвах.

*Работа выполнена по государственному заданию ИГАБМ СО РАН в рамках проекта НИР № FUEM 2019-0003 (0381-2019-0003).*

*Литература:*

1. Базилевич Н.И., Панкова Е.И. Опыт классификации почв по засолению // Почвоведение. – 1968. – № 11. – с. 3-16.
2. Водяницкий Ю.Н., Макаров М.И. Хлорорганические соединения и биогеохимический цикл хлора в почвах (обзор) // Почвоведение. – 2017. – № 9. – с. 1065-1073.
3. Еловская Л.Г., Коновровский А.К., Саввинов Д.Д. Мерзлотные засоленные почвы Центральной Якутии. М.: Наука. – 1966. – 275 с.
4. Засоленные почвы России / Отв. редакторы Л.Л. Шишов, Е.И. Панкова. М.: ИКЦ «Академкнига». – 2006. – 854 с.
5. Зольников В.Г., Еловская Л.Г., Тетерина Л.В., Черняк Е.И. Почвы бассейна Вилюя и их использование. Якутск: Изд-во АН СССР. – 1962. – 204 с.
6. Коновровский А.К. Солевой режим засоленных почв долины Лены: автореф. дисс. ... канд. биол. наук. Иркутск: Иркутский Государственный Университет им. А. А. Жданова. – 1967. – 30 с.
7. Лопатовская О. Г. Засоленные почвы Приольхонья и острова Ольхон. Иркутск: Изд-во ИГУ. – 2018. – 205 с.
8. Панкова Е.И., Конюшкова М.В. История изучения и основные направления развития методов оценки и картографирования засоленности почв аридных и семиаридных территорий // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. – 2016. – 82. – с.122-138.
9. Салихов Р.Ф., Салихова В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Верхневилуйская. Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ. – 2013.
10. Черноусенко Г.И. Засоленные почвы котловин юга Восточной Сибири: Монография. М.: МАКС Пресс. – 2022. – 480 с.
11. Shahid S., Abdelfattah M., Taha F. (eds). Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation. Springer, Dordrecht. – 2013. – 808 p.
12. Redon P.-O., Abdelous A., Bastviken D., Cecchini S., Nicolas M., Thiry Y. Chloride and organic chlorine in forest soils: residence time, and influence of ecological conditions // Environ. Sci. Technol. – 2011. – V. 45. – p. 7202–7208.

## ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ АКТУАЛЬНЫХ ЗАДАЧ В НЕФТЕГАЗОВОЙ ОТРАСЛИ

Шипаева М. С.<sup>1,2</sup>, Судаков В.А.<sup>1</sup>, Старцева А. С.<sup>1</sup>, Мингазов Д.Ф.<sup>1</sup>

*1 – ФГАОУ ВО Казанский (Приволжский) Федеральный Университет, Казань;  
mariasipaeva@gmail.com*

*2 – ООО «Геоиндикатор», Казань;*

Углеводороды являются ценным сырьем в современном мире. Сейчас большинство месторождений находится на завершающей стадии добычи, когда наблюдается тенденция снижения темпов отбора полезного ископаемого, перераспределение запасов внутри залежи, ухудшение структуры запасов, а также рост обводнённости продукции, что влечет за собой увеличение затрат на добычу углеводородов. В таких случаях достижение проектного коэффициента нефтеизвлечения обеспечивается за счёт ввода в эксплуатацию новых скважин, зарезки боковых стволов или перевода скважин на лежащие выше по разрезу горизонты (в зонах остаточных нефтенасыщенных толщин), применение химических реагентов и закачки микроорганизмов в пласты. Эффективность данных геолого-технических мероприятий оценивается достижением плановых показателей по добыче продукции, однако при этом возможно превышение прогнозируемых показателей по обводненности и не всегда ясно, что является источником обводнения. Так же данные мероприятия оказывают существенное техногенное воздействие на изначальную природную среду подземных хранилищ нефти и газа.

В данной работе описаны геохимические методы изучения природных систем для решения промысловых задач на месторождениях углеводородов. Метод геохимического мониторинга пластовых флюидов является своего рода уникальным, оперативным, дающим понятную и простую информацию. Данные, получаемые с использованием геохимического мониторинга и анализа разработки рассматриваемого месторождения, позволяют дать более точные выводы по профилю притока и источника обводнения особенно на поздней стадии разработки, когда количество обводненных скважин увеличивается, добыча нефти снижается, но источник обводнения остается не ясным.

Нефтяная геохимия является признанной и динамично развивающейся наукой, теоретические основы и методы которой успешно применяются для повышения эффективности разведки и разработки нефтяных месторождений. Благоприятный исход геологоразведочного процесса в данном случае определяется результатами исследования типа нефтяных систем и разведочных рисков; генетической типизации нефтей; построением адекватных термических и флюидодинамических моделей и выявлением роли вторичных процессов.

Технология геохимического мониторинга продукции скважин включает в себе объединение двух направлений развития науки – нефтегазодобычи и высокоточных методов исследования, позволяющих определять содержание геомаркеров в пластовых системах в миллиардных долях, а также позволяющих определять изотопные соотношения. Технология реализует принципиально новый подход к изучению недр, наработку статистики и баз данных, в том числе на основе изотопных данных, ранее не применявшихся обширно в нефтяной геологии, однако примеры, приведенные в работе, показывают перспективу их использования. Разработанные алгоритмы математического аппарата обработки данных являются уникальными и позволяют предсказывать источники обводнения на основе обучающей выборки, показывать в числах результаты работы геохимического мониторинга.

Способ геохимического контроля за разработкой нефтяных месторождений, включает отбор проб нефтепромысловых жидкостей и их смеси, и их изучение методами ГХМС, SARA-анализ, микро- и макрокомпонентного состава флюида, изотопными исследованиями

и др. Проводится выявление геохимических параметров-маркеров, на основании интерпретации которых решаются такие задачи, как:

- 1) установление объемных долей продукции (нефть, вода),
- 2) исследования скважин сложной конструкции (в скважинах с бурением боковых стволов, боковых горизонтальных стволов, с проведенными работами по ГРП и прочее),
- 3) определение нарушений и заколонных перетоков (выявление источника воды, не свойственного перфорированному в скважине пласту),
- 4) мониторинг эффективности скважин после ГТМ по применению МУН на нагнетательных и добывающих скважинах,
- 5) площадные исследования фильтрационных потоков (изучение продвижения фронта после заводнения).
- 6) техногенное изменение недр и его влияние на извлечение углеводородов.

На первом этапе подбираются скважины-кандидаты для проведения исследований. Затем отбираются пробы пластового флюида и проводятся измерения их уникального состава на основе комбинации методов исследования. Выявляются отличительные характеристики каждого пласта. Строятся графики и карты по распределению выявленных геоиндикаторов. Данные увязываются с особенностями разработки участка исследований (Рис.1).

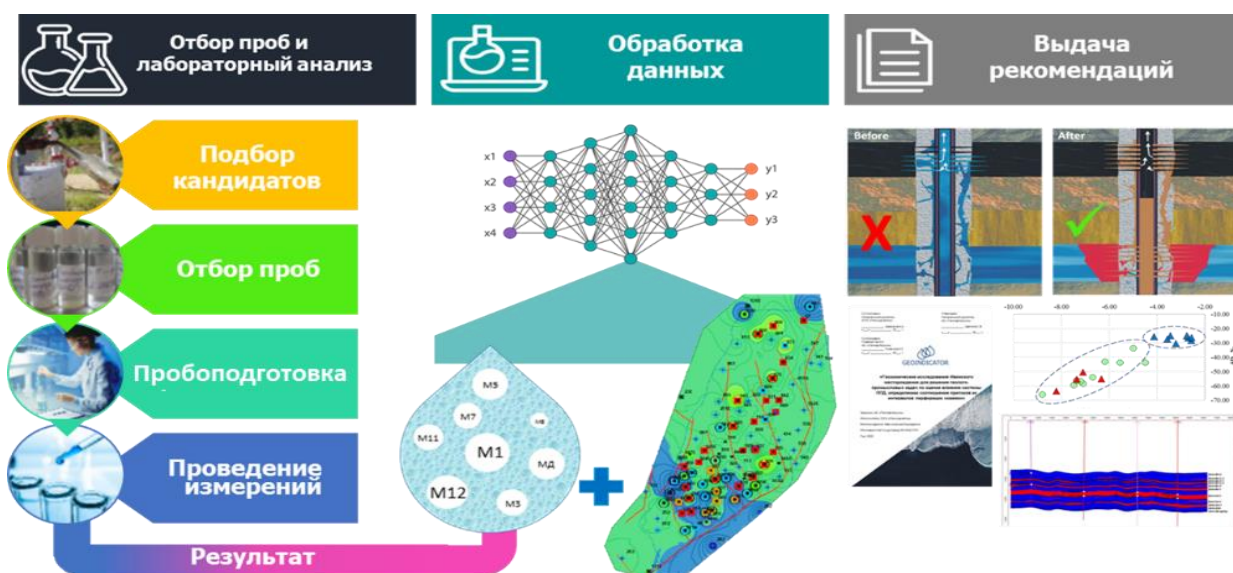


Рисунок 1. Схема реализации геоиндикаторной технологии.

Технология универсальна и может применяться в любой сфере: не только изучение любых жидкостей (пластовых систем, наземной гидросферы), но и различных сред. Принципы и алгоритмы обработки остаются те же, меняются только некоторые компоненты комплексной обработки.

Применение данной технологии на практике позволяет снизить эксплуатацию оборудования. Здесь можно учесть как снижение затрат на геофизическое оборудование, применяемого ранее для тех же целей, так и самого скважинного оборудования (при отключении обводненных пластов происходит целевая и более равномерная выработка именно продуктивных объектов) – происходит повышение нефтеотдачи.

Технологическая цепочка на производстве с помощью применения геоиндикаторной технологии упрощается, уточняются процессы, протекающие в пласте. Достаточно отобрать пробу, чтобы выявить геохимию и обстановку по скважине. Построение площадных карт позволяет проследить изменение по залежи в целом, продвижение фронта заводнения (Рис.2). Технология позволяет выявить нарушения в конструкции скважин и фронт распространения нагнетаемой воды и ответить на многие другие актуальные вопросы, возникающие на промысле.

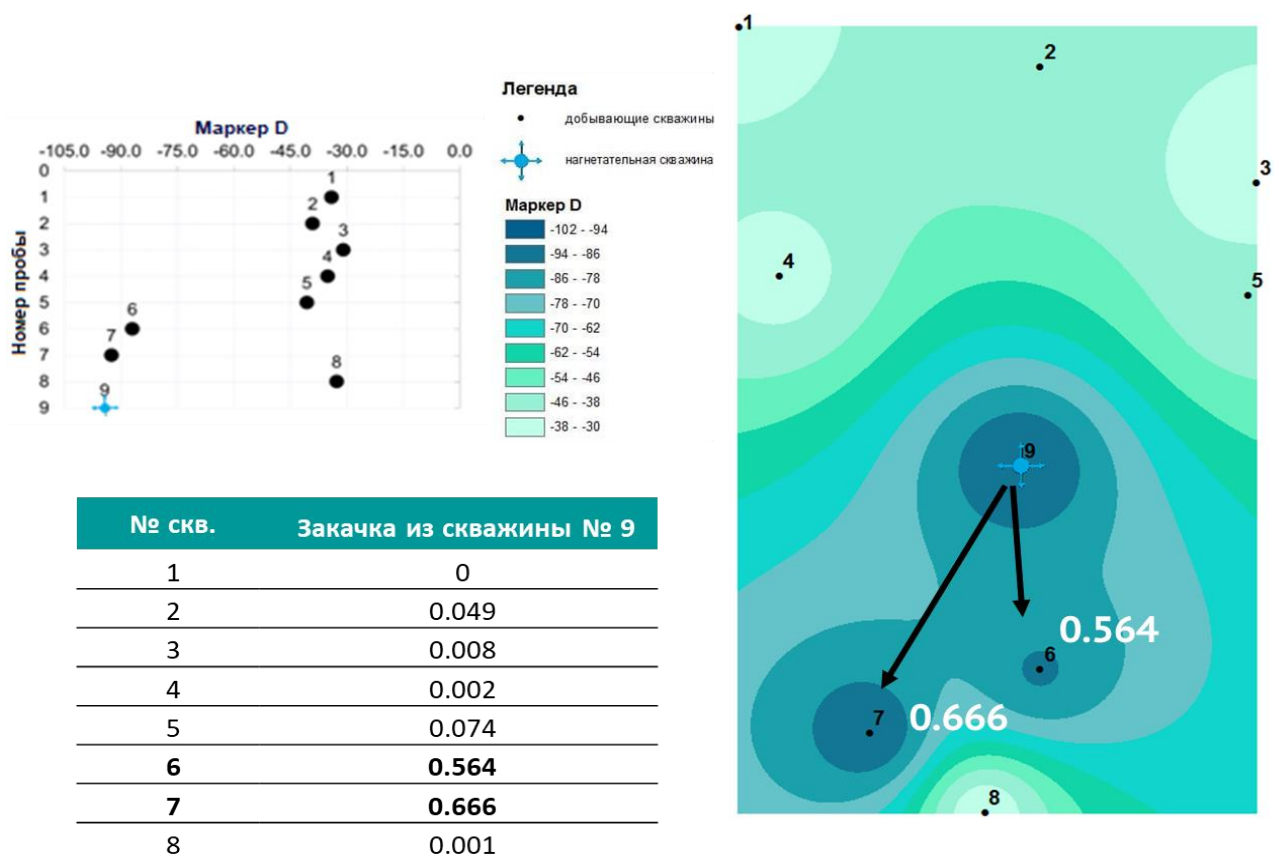


Рисунок 2. Оценка системы ППД.

С помощью геохимических методов можно оценивать степень деградации нефти в пласте – поедание алканов нормального строения при микробиологическом воздействии (Рис.3). Данный метод является третичным методом повышения нефтеотдачи пластов (ПНП) и проводится для создания оторочки с целью увеличения коэффициента охвата и коэффициента вытеснения.

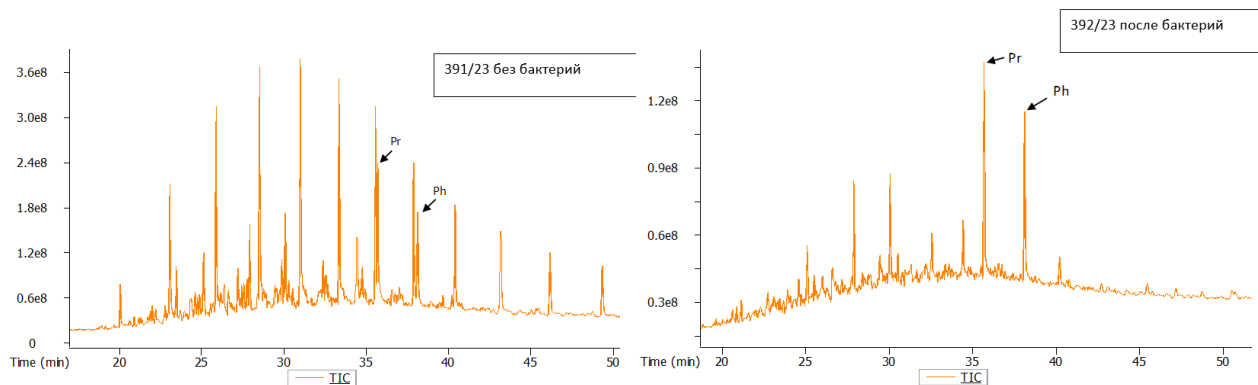


Рисунок 3. Образец биодegradированной нефти.

Таким образом, применение геохимических методов исследований природных систем в нефтегазовом секторе описывает процессы взаимодействия пластовой системы и агентов закачки, позволяет повысить информативность процесса разработки, что в итоге приводит к наиболее рациональному извлечению жидких углеводородов планеты.

*Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-15-2022-299 в рамках программы создания и развития НЦМУ «Рациональное освоение запасов жидких углеводородов планеты».*

# РЕДКИЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В НЕФРИТАХ, КАК ИНДИКАТОРЫ НЕФРИТООБРАЗОВАНИЯ

Шутов В.А.

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН*

В качестве индикаторов различных магматических процессов часто используются редкие и редкоземельные элементы. Для метасоматических процессов и сопровождающих их пород нефритовой ассоциации информация о поведении этих элементов имеется в небольшом количестве. Растущий интерес к нефриту и истощение старых месторождений требует новых подходов к его поискам. Детальное исследование геохимических особенностей процесса нефритообразования может способствовать к выявлению новых нефритовых тел.

Нефрит состоит преимущественно из амфибола тремолит-актинолитового ряда  $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ . Важнейшие месторождения нефрита России находятся в пределах Западного и Восточного Саяна, Юго-Западного Прибайкалья и Средневитимского нагорья [Кислов и др., 2022]. Промышленные тела нефритов образуются в серпентинизированных ультрамафитах офиолитовых формаций или в доломитовых мраморах на контакте с алюмосиликатными породами – габброидами, гранитоидами, гнейсами и сланцами [Методические указания..., 1975]. Общими для двух типов нефритообразования является контактовый характер инфильтрационно-диффузионного метасоматоза, магнезиальный субстрат, восстановительные условия процесса и Р-Т параметры близкие к эпидот-амфиболитовой фации.

При изучении редкого и редкоземельного состава нефритов и вмещающих их пород методом масс-спектропии с индуктивно-связанной плазмой (ICP–MS), отмечается контрастное увеличение ряда элементов, содержания которых в нефритах превышают таковые в замещаемых породах. Для апокарбонатных нефритов по сравнению с мраморизованными доломитовыми известняками наиболее значимые отличия выявлены в концентрациях флюид-мобильных (Li, Be), транзитных (Zn), высокозарядных (Sc, W, Ti, Pb) и крупноионных литофильных элементов (Rb, Cs). Апосерпентинитовые нефриты относительно серпентинитов характеризуются более высокими содержаниями Li, Ti, Zn, Rb, Ba и Sr. (табл.1). Графики нормированных по хондритам содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) для нефритов в обоих случаях показывают значения ниже хондритовой нормы и преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (рис. 1).

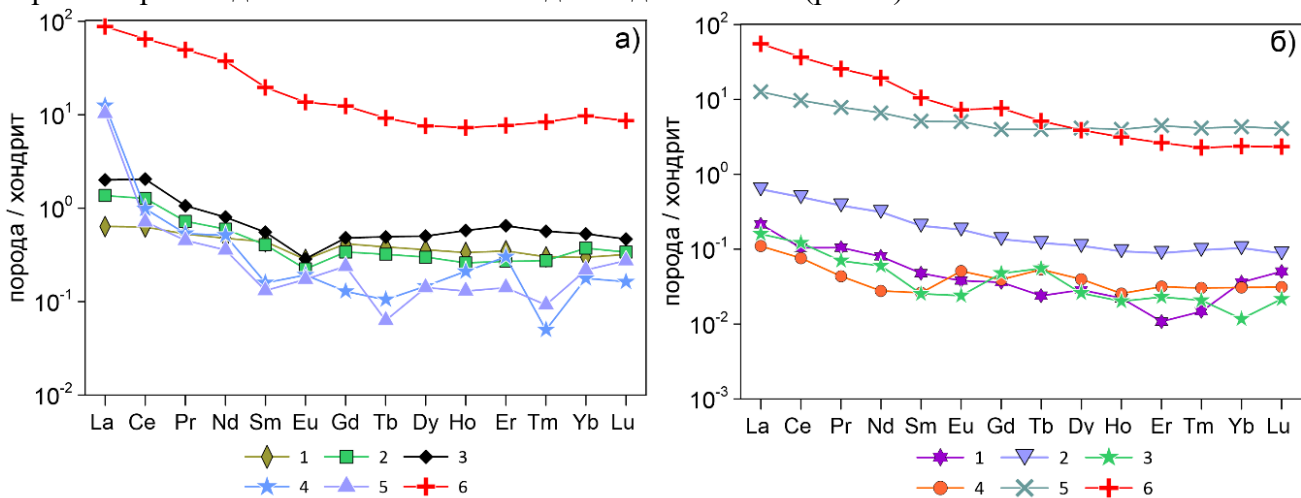


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов в породах нефритовой ассоциации. а) 1-3 – апокарбонатные нефриты; 4-5 – доломитовые мрамора; 6 – гранит. б) 1-2 –

апосерпентинитовые нефриты; 3-4 – серпентиниты; 5 – дайка долерита; 6 – дайка плагиопорфира.

При этом максимальные суммарные концентрации обнаруживаются в апокарбонатных нефритах  $\Sigma P3Э$  (5,75-11,01). В них также присутствует слабая отрицательная Eu-аномалия. В целом тренды распределения редкоземельных элементов в нефритах унаследуют особенности распределения элементов в подвергшихся метасоматическим преобразованиям вмещающих магнезиальных пород.

Таблица 1. Содержание элементов в породах нефритовой ассоциации (г/т)

Образец №	15-120 1	15-121 2	15-102 3	15-103 4	21-73 5	21-16 6	20-30 7	21-43 8
Li	н.о.	н.о.	21	45	0,14	0,061	1,11	4,31
Be	н.о.	н.о.	25,9	32,1	0,0072	0,013	0,26	0,38
Sc	н.о.	н.о.	0,14	0,2	4,12	5,2	3,41	3,82
Ti	н.о.	0,93	23	75	5,3	5,7	23	17
V	0,20	0,47	13	21	9,2	7,6	2,68	8,4
Cr	7,4	5,0	2,5	2	1144	1596	385	961
Co	0,38	0,61	32,9	25,2	155	126	54	66
Ni	3,84	2,16	4,5	1,7	2751	2331	1186	1461
Cu	1,01	1,43	0,5	0,6	1,44	1,40	1,7	0,12
Zn	0,82	0,73	32	113	33	32	19	50
Ga	н.о.	н.о.	1,93	2,25	0,31	0,41	0,89	11,3
Ge	н.о.	н.о.	0,93	1,36	0,53	0,61	0,23	0,2
Rb	0,49	0,72	19,6	20,6	0,045	0,042	2,57	1,78
Sr	51	61	6,62	11,24	0,29	0,78	24	44
Y	0,28	0,39	0,74	1,71	0,028	0,022	0,056	0,18
Zr	1,11	8,4	2,3	3,1	0,31	0,36	0,42	0,22
Nb	0,11	0,12	0,27	1,01	0,035	0,037	0,025	0,045
Mo	0,21	0,34	0,06	0,1	0,027	0,092	0,057	0,096
Sn	н.о.	н.о.	0,2	0,1	4,08	0,071	0,08	0,0094
Sb	н.о.	н.о.	0,02	0,17	0,12	0,055	0,026	0,034
Cs	н.о.	н.о.	1,2	5,4	0,029	0,0049	0,37	0,29
Ba	3,06	6,2	8,3	3	0,18	1,18	7	3,76
Hf	0,014	0,23	0,02	0,04	0,0093	0,0095	0,0081	0,011
Ta	н.о.	н.о.	0,1	0,1	0,039	0,050	н.о.	0,016
W	0,085	0,15	703	437	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Pb	0,89	0,66	2,1	6,1	1,22	1,68	0,97	1,35
Th	0,0068	0,025	0,19	0,12	0,0062	0,0044	0,023	0,0064
U	0,032	0,083	0,15	0,86	0,0012	0,0082	0,055	0,0023

Примечание. н.о. – ниже предела обнаружения. 1-2 – доломитовые мрамора; 3-4 – апокарбонатные нефриты; 5-6 – серпентиниты; 7-8 – апосерпентинитовые нефриты.

Таким образом, по результатам ICP-MS анализа пород нефритовой ассоциации двух типов выявлены основные закономерности в распределении редких и редкоземельных элементов. Нефриты содержат ряд элементов, содержания которых значительно превышают исходные породы. Использование ряда индикаторных элементов при проведении геохимических работ, может позволить уточнить контуры нефритоносных зон и выявить новые нефритовые жилы.

*Литература:*

1. Кислов Е.В., Ерохин Ю.В., Попов М.П., Николаев А.Г. Нефрит Баженовского месторождения хризотил-асбеста, Средний Урал // Геосферные исследования. 2022. № 3. – С. 40–59.
2. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней (ювелирных, поделочных, декоративно-облицовочных). Выпуск 3. Нефрит. М.: Министерство геологии СССР, 1975. – 44 с.



## УДАЛЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКОГО ШУМА ПРИ ОЦЕНКЕ РУДОНОСНОСТИ ШУМАКОВСКОЙ ПЛОЩАДИ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА АЛТАЙСКОГО КРАЯ

Юнусова М.М.

*ФГБУ «ЦНИГРИ», город Москва, E-mail: myunusova@tsnigri.ru*

Шумаковская площадь (166,5 км<sup>2</sup>) расположена в Змеиногорском и Третьяковском районах Алтайского края у границы с Казахстаном. Западная часть территории преимущественно равнинная, относится к Предалтайской равнине; восточная часть – холмистая, представлена отрогами Кольванского хребта.

Исследуемый район в геологическом отношении находится в южной части Змеиногорского рудного узла. Колчеданно-полиметаллическое оруденение здесь связано с двумя циклами вулканизма, в результате которых образованы две рудоносные формации: нижняя (эмс–эйфель–ранний живет) — последовательно дифференцированная, базальтсодержащая риолитовая, калиевая, которая имеет широкое развитие на территории исследуемого района и верхняя (поздний живет–фран) — контрастная, базальт-риолитовая, калиево-натриевая [Кузнецов и др., 2019].

Территория относится к категориям полузакрытых (с мощностью рыхлых отложений до 10 м). В такой обстановке аномалии, связанные с рудными объектами, традиционными литохимическими съёмками по вторичным ореолам рассеяния выявляются слабо. Поэтому оценка рудоносности проводилась по геохимическим данным, полученным в результате литохимической съёмки ионно-сорбционным методом [Миляев и др., 2017] в 2021 году сотрудниками ФГБУ «ЦНИГРИ» из почв в пределах развития продуктивных девонских отложений (мельничная, заводская свиты).

При анализе геохимических данных 2021 года на опробованной площади отмечено, что аномалии содержания ряда элементов протягиваются полосой высоких значений по всей длине профиля, резко отличаясь от соседних, что указывает на присутствие систематических расхождений в разных сериях аналитических данных. На графиках содержания данных элементов, наблюдаются ступенчатообразные изгибы, появляющиеся из-за значений в выборке, значительно превышающих местный фон. Данные «всплески» не приурочены к определённым геологическим образованиям, выходящим на дневную поверхность. Помимо этого, значения систематических ошибок по сериям проб для разных элементов варьируют в широком диапазоне. Всё это свидетельствует о присутствии технического дрейфа системы измерений, который может приводить к потере геохимической информации.

В целях усиления доли полезного геохимического сигнала за счёт подавления случайного шума использовались цифровые фильтры. Под фильтром понимают математическое выражение, которое используется для вычисления сглаженных значений, а количество точек называют длиной фильтра или длиной скользящего окна [Воробьёв, 2016]. Для выбора наиболее оптимального фильтра были применены полиномы первой, второй, третьей и пятой степени с длинами фильтров в пять, семь, девять и одиннадцать точек в каждой.

В результате сравнения установлено, что целесообразная длина скользящего окна для аппроксимации исходных данных составляет 500 м и включает 11 точек наблюдений, а аналитический тренд в пределах этого интервала удовлетворительно описывается полиномом третьей степени. Вычитание полученного сглаженного тренда из исходных данных позволяет устранить влияние помехи на природное распределение элементов в геохимическом поле. Суммирование вычисленных разностей с медианой распределения элемента, вычисленной для первичной выборки всей поисковой площади, позволяет привести его содержание во всех

точках опробования к единому уровню геохимического фона, что хорошо видно на графиках, приведённых на рисунке (Рис.1).

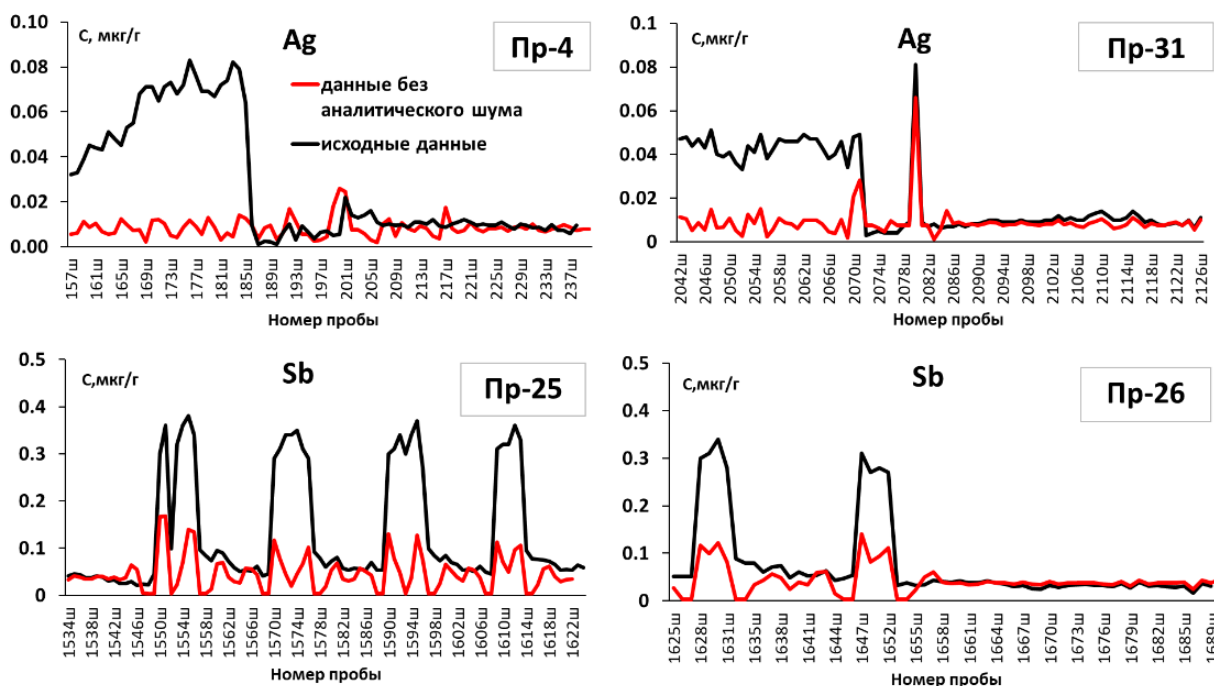


Рис. 2. Графики содержания элементов по профилям поискового участка Шумаковский до и после фильтрации аналитического шума

Удаление шума из исходной выборки привело к уменьшению значений систематических ошибок (Рис. 2) и стандартного отклонения почти в три раза для разных элементов, в следствие чего выборка стала более однородной.

После удаления аналитического шума, удалось сравнить содержания элементов в разных геохимических ландшафтах; рассчитать фоновые содержания, значения стандартных множителей и уровни аномальных значений для всех элементов; провести корреляционный и факторный анализы; построить моноэлементные карты аномалий рудных и сопутствующих элементов. В пределах площади было выделено 7 комплексных аномальных геохимических полей Pb, Zn, Cu, Ag, Sb, As, Ba, Cd, Bi, Tl, Mo отвечающих типоморфным элементам колчеданно-полиметаллического оруденения. Для каждого из геохимических полей были посчитаны значения контрастности и площадной продуктивности.

Сравнение значений апробированных прогнозных ресурсов  $P_2$  Белоглинского проявления с рассчитанными значениями площадных продуктивностей позволило установить линейную зависимость между ними. Полученное уравнение регрессии изображено на Рис. 3.

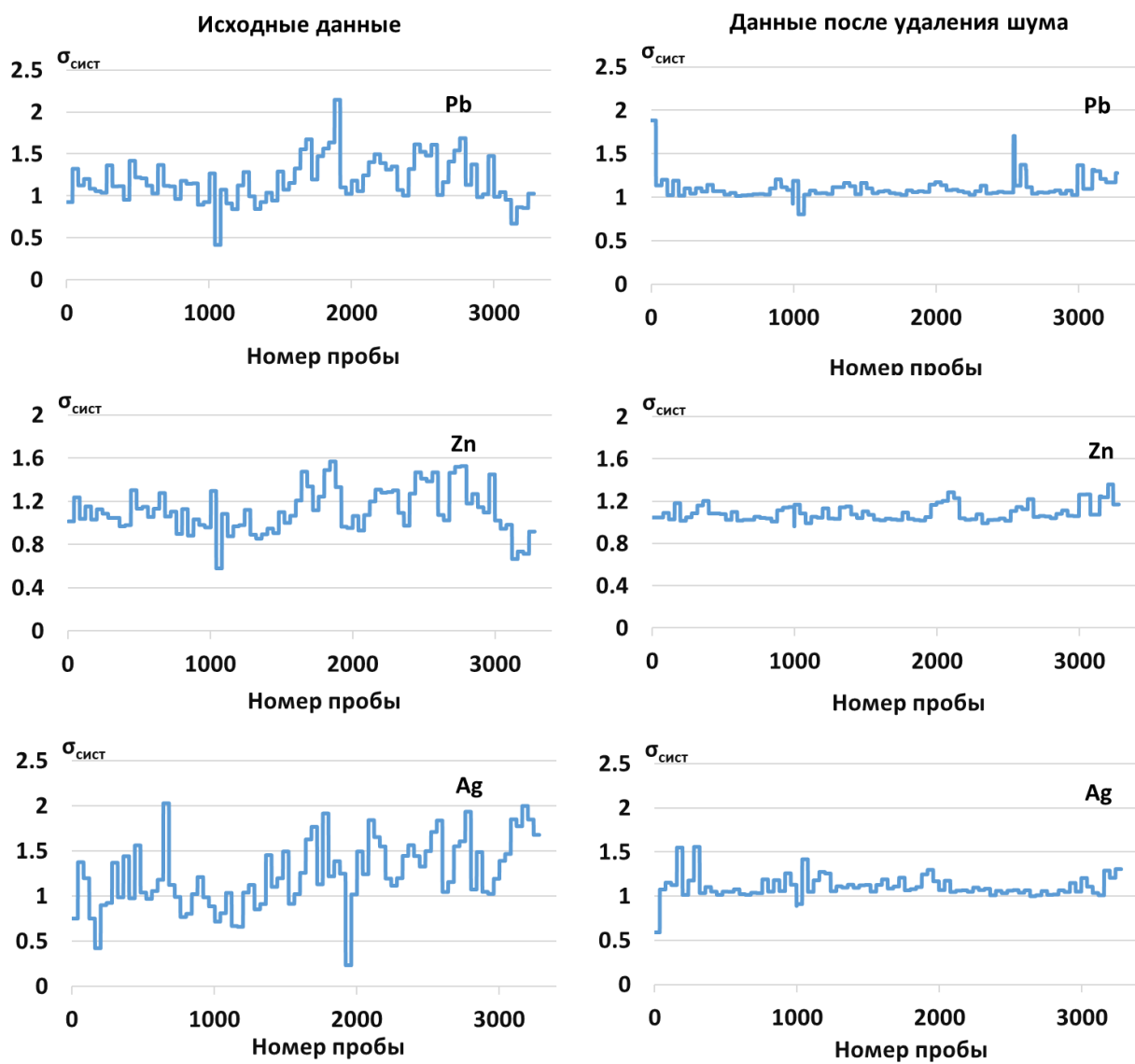


Рис. 2. Графики распределения систематических ошибок по сериям до и после удаления аналитического шума

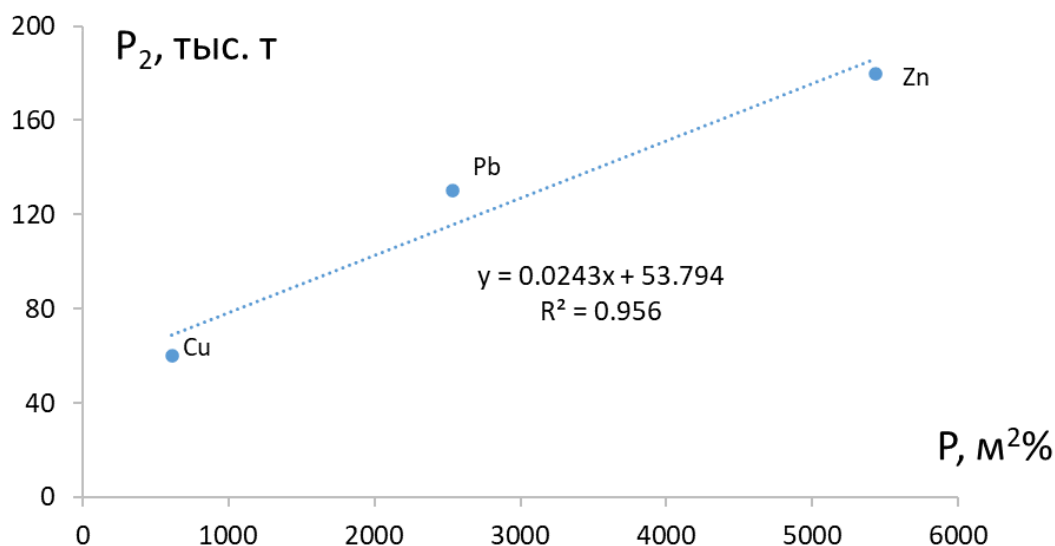


Рис. 3. График зависимости прогнозных ресурсов свинца, цинка, меди категории P<sub>2</sub> от их площадной продуктивности P для Белоглининского участка (аномалия №7)

Сходство в геологическом строении и геохимических ландшафтах с остальными перспективными участками Шумаковской площади позволило применить к ним полученное уравнение регрессии  $P_2=0,0243P+53,794$  и оценить ориентировочные цифры прогнозных ресурсов металлов (свинца, цинка, меди) исходя из площадной продуктивности P (м<sup>2</sup>%) их геохимических аномалий (Таблица 1).

Таблица 1

Прогнозные геохимические ресурсы основных рудных элементов

№ аномалии	Прогнозные ресурсы по геохимическим данным, тыс. т.			
	Pb	Zn	Cu	Pb+Zn+Cu
1	115	99	112	326
2	74	137	68	279
3	263	108	76	447
4	77	88	69	234
5	136	96	65	297
6	74	63	57	194
7	115	186	69	370

Полученные цифры прогнозных позволяют предполагать на возможность выявления на Шумаковской площади минимум трёх колчеданно-полиметаллических месторождений мелкого (среднего) масштаба. На всех выделенных геохимических аномалиях рекомендуется проведение поисково-оценочного бурения.

*Литература:*

1. Воробьёв С.А. Информатика. Математическая обработка геолого-геохимических данных. – Барнаул: ИП Колмогоров И.А. – 2016.
2. Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В., Мурзин О.В., Корчагина Д.А., Кузнецова С.А., Миляев С.А. Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. – М: ЦНИГРИ. – 2019.
3. Миляев С.А., Кражев С.Г., Виленкина Ю.В. Ионно-сорбционный метод литохимических поисков скрытых полиметаллических месторождений: общие принципы, опыт применения// Руды и металлы. – 2017. № 2. С.60—68.

# ИЗУЧЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПО ЭЛЕМЕНТНОМУ И МИНЕРАЛЬНОМУ СОСТАВУ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ШИРА

Юсупова А.Р., Нургалиева Н.Г., Кузина Д.М.

Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казанский федеральный университет,  
Казань; E-mail i@ajusupova.ru

Озеро Шира является одним из крупных озер Северной Хакасии, которое образовалось в котловине выдувания на месте синклинальных структур [Геология и минерагения Северной Хакасии, 2006]. Озерное ложе и береговая зона сложены красноцветными песчаниками ойдановской свиты верхнего девона, в которых встречаются прослойки гипса [Природный комплекс..., 2011]. Морфологические параметры озера Шира: площадь водного зеркала 35.9 км<sup>2</sup>, длина – 9.35 км, максимальная ширина – 5.3 км, длина береговой линии – 24.5 км, максимальная глубина – 23.8 м, средняя глубина – 11.0 м, абсолютная отметка уреза воды – 353.9 м [Геология и минерагения Северной Хакасии, 2006]. Питание водоема обеспечивается за счет р. Сон (40.8%), подземных (17%), антропогенных (6.1%) и атмосферных (31.6%) поступлений [Геология и минерагения Северной Хакасии, 2006].

Керн длиной 508 см (колонка №3) отобран в центральной части оз. Шира. Разрез донных отложений озера Шира представлен иловыми отложениями различных оттенков: серого, зеленого и коричневого. Элементный состав изучаемых отложений был измерен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Расчет корреляционной матрицы для геохимической выборки проводилось в программе STATISTICA, которая позволила выявить некоторые геохимические и генетические особенности изучаемого объекта.

Минеральный состав изучался при помощи рентгеновского дифракционного анализа, сканирующей электронной микроскопии, а также дифференциально термоманнитного анализа [Буров, Ясонов, 1979; Буров, Нургалиев, Ясонов, 1986].

РФА позволил получить данные по содержаниям главных и рассеянных элементов. Главные элементы представлены, в основном, литофильными элементами, за исключением сидерофильного железа и халькофильной серы. Корреляционная матрица позволила установить, что ведущими аллотигенными элементами выступают Al, Si, Ti, Rb.

По данным рентгеновского дифракционного анализа минеральный состав характеризуется наличием аллотигенных минералов (кварц, микроклин, альбит, слюда, хлорит, роговая обманка). Содержание аллотигенных минералов изменяется в диапазоне 46–81%. Аутигенные минералы включают карбонаты (магнезиальный кальцит, кальцит, доломит, арагонит, моногидрокарбонат, термонатрит), гипс. Также в осадочных отложениях зафиксировано наличие пирита, что также подтверждается результатами по ДТМА.

Результаты минерального и химического анализа позволили выделить эпизод наиболее повышенной аридности климатических условий, приходящийся на интервал разреза 430–370 см (от ~6655 л. н. до ~5755 л. н.). Данный этап характеризуется снижением содержания аллотигенных минералов, значений Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Rb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а также увеличением содержания гипса (до 30%) и термонатрита (более 10%), что свидетельствует об уменьшении аккомодации озера в связи с аридными условиями климата. Возможно, что в данный период территория озера Шира подверглась засухе, имевшей место около ~5900 л. н., известной как событие Бонда 4 [Bond..., 1997]. Также данное событие зафиксировано в работе Солотчиной Э. П. [Солотчина и др., 2019] при исследовании осадочных отложений озера Иткуль. Высокие значения кальцификации и засоления выявлены в интервале ~7100–~5500 л. н. в работе [Ryabogina, 2019]. Согласно результатам исследований озера Балхаш (Казахстан), климатические условия древнебалхашской регрессии отличались аридностью (8300–5600 лет назад) [Севастьянов, Мамедов, Румянцев; Lake Level Change..., 2012].

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ 22-47-08001.*

*Литература:*

1. Буров Б. В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. -Казань: Изд-во КГУ, 1979. -159 с.
2. Буров, Б.В., Д.К. Нургалиев, П.Г. Ясонов. Палеомагнитный анализ [Текст]. -Казань: Изд-во КГУ, 1986. -167 с.
3. ГЕОЛОГИЯ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ХАКАСИИ (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири). Под редакцией Б.Д. Васильева и В.П.Парначева. -Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2006. -238 с.
4. Природный комплекс и биоразнообразие участка «Озеро Шира» заповедника «Хакасский» / Коллектив авторов. Под ред. В.В. Непомнящего. - Абакан: Хакасское книжное издательство, 2011,- 420 с.
5. Севастьянов, Д. В. История озер Севан, Иссык-Куль, Балхаш, Зайсан и Арал / Д. В. Севастьянов, Э. Д. Мамедов, В. А. Румянцев. – Л.: Наука, 1991. – 304 с. – (История озер СССР).
6. Солотчина Э.П., Кузьмин М.И., Солотчин П.А., Мальцев А.Е., Леонова Г.А., Даниленко И.В. Аутигенные карбонаты голоценовых осадков озера Иткуль (Юг Западной Сибири– индикаторы изменений климата //Доклады Академии наук, 2019, том 487, №1, - с.54-59 DOI:<https://doi.org/10.31857/S0869-5652487154-59>
7. Bond G.C., Shower S.W., Cheseby M., et al. // Science. - 1997. - V. 278. - P. 1257–1266.
8. Ryabogina NE, Afonin AS, Ivanov SN (et al) Holocene paleoenvironmental changes reflected in peat and lake sediment records of Western Siberia: Geochemical and plant macrofossil proxies // Quaternary International. - 2019. - V. 528. - P. 73-87

## АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Акинфиев Н.Н.	115	Извекова А.Д.	66	Петрова Ю.Ю.	132
Баенгуев Б.А.	8	Калашникова Т.В.	70	Поволанский А.В.	78
Баранова С.А.	148	Каменецкий В.С.	83	Полетаева В.И.	51, 145
Барановская А.Ю.	10	Каримов А.А.	12, 73	Привалова К.А.	115
Барановская Н.В.	10	Кербер Е.В.	27	Просекин С.Н.	148
Безрукова Е.В.	27	Кирпичев В.Э.	76	Радомская Т.А.	128
Белоголова Г.А.	8	Клювиткин А.А.	97	Рипп Г.С.	66
Беляев В.А.	12, 73	Ковальчук Н.С.	92	Романова Л.Ю.	48
Белякова А.Ю.	15	Кодиров Ш.Ш.	76	Рубцова Е.А.	115
Берзин С.В.	18	Козловский В.М.	138	Савина Е.А.	36
Блинов А.В.	148	Козырь В.С.	78	Савичев А.Н.	81
Бубнова М.В.	20	Коньшев А.А.	33	Сафонов О.Г.	138
Будяк А.Е.	148	Корекина М.А.	81	Сидкина Е.С.	33
Булохов А.В.	97	Корнеева А.А.	83	Скублов С.Г.	48
Васильева И.Е.	60	Кортаева А.Э.	122	Смирнов П.В.	105
Вергунов А.В.	24	Кузина Д.М.	86, 164	Соктоев Б.Р.	39, 125
Власюк И.А.	128	Лазарева Е.В.	15	Стародымова Д.П.	97
Волчатова Е.В.	27	Левшин Д.Г.	88	Старцева А.С.	155
Воробей С.С.	30	Лепеха С.В.	18	Спасенных М.Ю.	132
Дамдинов Б.Б.	33	Максименко Н.И.	92	Судаков В.А.	155
Дергин А.А.	128	Максимова Ю.А.	94	Сукнёва М.О.	128
Дубенский А.С.	94	Мальковец В.Г.	101	Тагиров Б.Р.	115
Дягилева Д.Р.	115	Мамонтова С.Г.	128	Таныкова Н.Г.	132
Гавриленко В.В.	128	Медведева Е.В.	109	Теренин С.Ю.	136
Гаранин В.К.	30	Мехоношин А.С.	112	Толстов А.В.	15
Гибшер А.А.	101	Мигдисова И.А.	97	Ушакова С.А.	138
Глушкова В.Е.	36	Милашкин М.В.	101	Филатова О.Р.	142
Гончаров Г.А.	39	Мингазов Д.Ф.	155	Финкельштейн А.Л.	112
Горнова М.А.	73	Мороз М.Л.	18	Фоменко И.К.	105
Гребенщикова В.И.	45	Муминов Б.Х.	105	Хонгчун Ли	86
Григорьева В.М.	42	Некрылов Н.А.	83	Хромова Е.А.	36
Гуляев И.М.	45	Немов А. Б.	109	Цветкова Е.А.	145
Гусев Н.И.	48	Непомнящих А.И.	58, 136	Чайковский И.И.	20
Долгих П.Г.	51	Николаев А.В.	112	Чачанагова О.И.	148
Елбаев А.Л.	54	Новигатский А.Н.	97	Шабанова Е.В.	60
Етобаев Д.В.	64	Нургалиев Д.К.	86	Шадринова О.В.	152
Жабоедов А.П.	58, 136	Нургалиева Н.Г.	164	Шацкий В.С.	42
Жмодик С.М.	15	Обысова С.Е.	115	Шендрик Р.Ю.	136
Запевалов М.А.	88	Окина О.И.	94	Шипаева М. С.	155
Зак А.А.	60	Павлова А.А.	119	Шумилова Т.Г.	63, 92
Зимин М.Д.	136	Панкрушина Е.А.	18	Шутов В.А.	159
Зотов А.В.	115	Пастухов М.В.	51	Юнусова М.М.	161
Зубов А.А.	63	Пашкевич М.А.	122	Юсупова А.Р.	86, 164
Иванов К.С.	18	Перетяжко И.С.	36	Яковлев И.В.	101
Игуменцев К.В.	81	Перчук А.Л.	42	Япаскерт В.О.	138

---

**СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОХИМИИ – 2023:**

Материалы конференции молодых ученых (Иркутск, 11–16 сентября 2023 г.)

Технический редактор *А.И. Шеховцов*

---

Подписано в печать 08.09.2023 г.  
Формат 60×90/8. Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet.  
Уч.-изд. л. 16,9. Усл. печ. л. 19,2. Тираж 100 экз. Заказ № 981.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1