



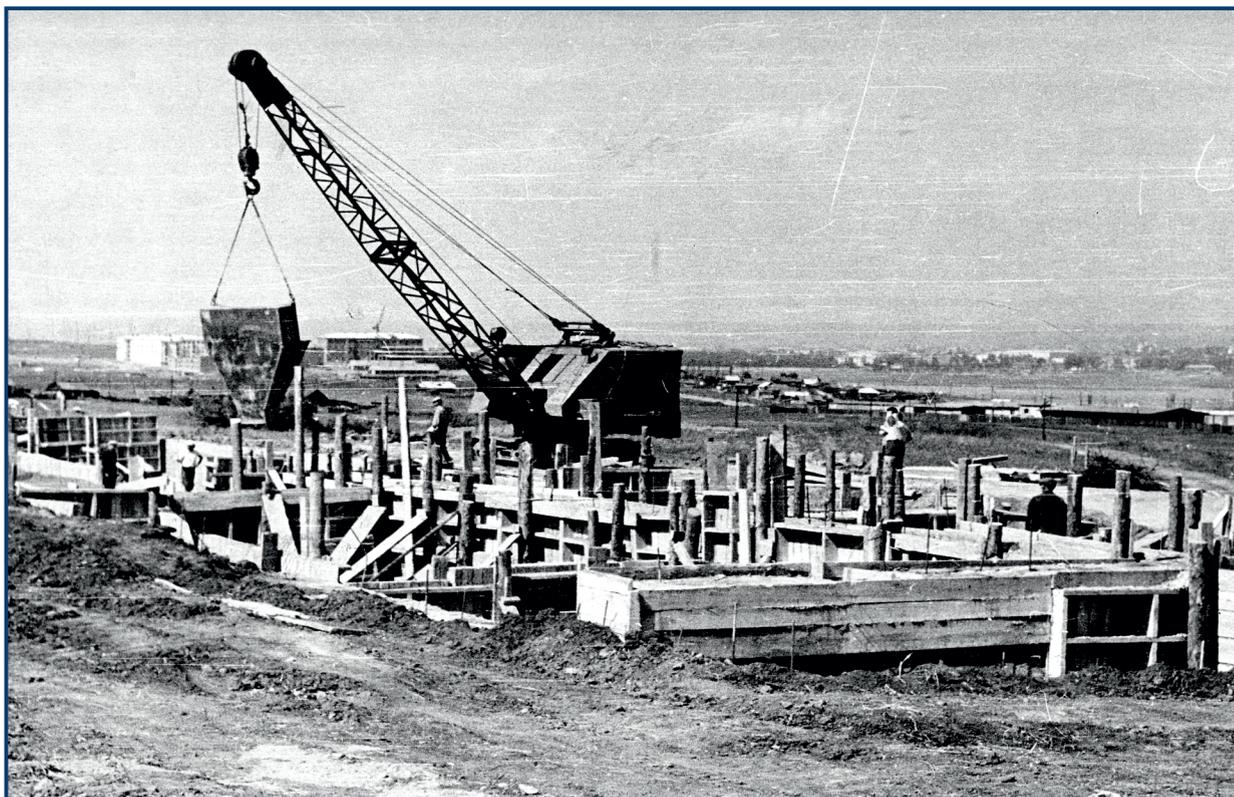
ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ

(с участием зарубежных ученых),

посвященная 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона

СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИИ

Материалы конференции



начало строительства нового здания Института геохимии - 1962 г.

**ТОМ 1
А-К**

**Иркутск
2022**

Российская Академия Наук / Отделение наук о Земле
Министерство науки и высшего образования / Сибирское отделение РАН
ФГБУН Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН

СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИИ

Материалы Всероссийской конференции
(с участием зарубежных ученых),
посвящённой 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и
105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона
21–25 ноября 2022 г.
г. Иркутск

**ТОМ 1
А-К**

Иркутск
2022



УДК 551+552

ПЗ0

Современные направления развития геохимии: Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых), посвящённой 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. 21–25 ноября 2022 г. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2022. – В 2-х томах. – Т. 1. – 265 с.

В книгах представлены материалы Всероссийской конференции с участием зарубежных ученых, которая проходила с 21 по 25 ноября 2022 года в г. Иркутске. Организатором конференции является Институт геохимии им. А.П. Виноградова Иркутского филиала Сибирского отделения Российской академии наук, которому в 2022 году исполняется 65 лет со дня основания.

Основное научное направление конференции, сформулированное как «Современные направления развития геохимии», объединяет различные аспекты изучения истории геологического развития и строения Земли, проблемы, связанные с процессами образования пород и руд, поисками месторождений полезных ископаемых, моделированием природных и экспериментальных систем, палеоклиматом, геоэкологией и физическим материаловедением. Материалы конференции демонстрируют необходимость комплексного подхода в геологических и экспериментальных исследованиях для решения широкого круга задач методами геохимии, генетической минералогии, петрологии, экспериментального и физико-химического моделирования. Представленные материалы демонстрируют современные достижения в Науках о Земле, результаты междисциплинарных исследований, новые нетривиальные подходы для решения различных геологических и экспериментальных проблем.

В итоговую программу конференции и в настоящее издание включены материалы докладов по пяти научным направлениям: «Изотопно-геохимические исследования магматических, метаморфических и осадочных комплексов пород различных геодинамических обстановок»; «Геохимические исследования рудно-магматических систем и современные методы поисков и прогнозирования месторождений полезных ископаемых»; «Геохимия окружающей среды, геоэкология и палеоклимат»; «Экспериментальное и физико-химическое моделирование природных и техногенных процессов, физическое материаловедение»; «Современные аналитические методы исследований и информационные технологии в Науках о Земле».

Материалы сборника представляют интерес для широкого круга специалистов в области Наук о Земле и студентов геологических специальностей средних и высших учебных заведений.

Материалы 2-х томного издания помещены в книгах последовательно в алфавитном порядке по фамилии первых авторов статей и имеют авторский указатель.

*Председатели Оргкомитета конференции:
академик РАН Кузьмин Михаил Иванович
академик РАН Шацкий Владислав Станиславович
д.г.-м.н. Перепелов Александр Борисович*

*Ученый секретарь конференции:
к.ф.-м.н. Шалаев Алексей Александрович*

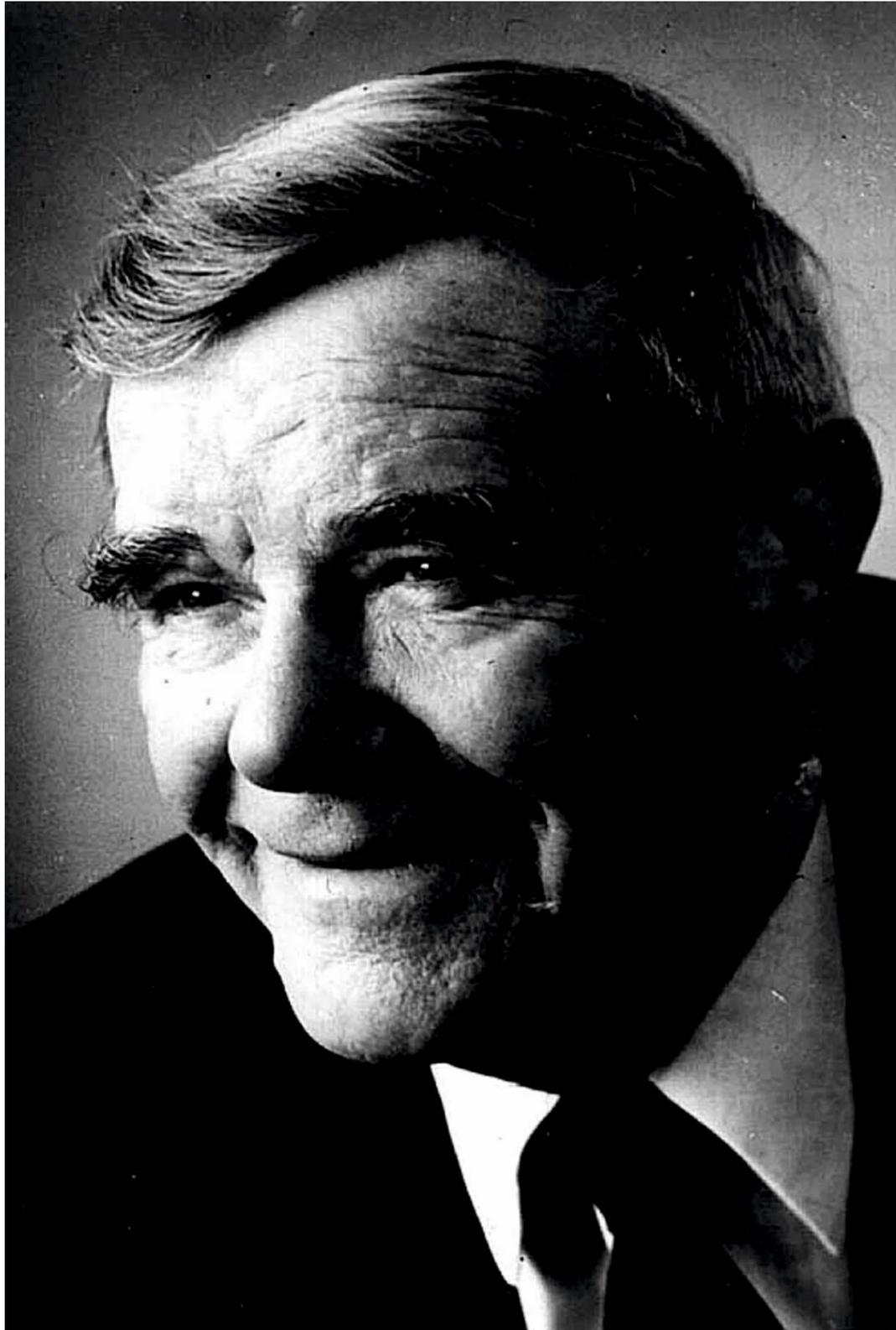
*Редактор материалов конференции:
к.г.-м.н. Радомская Татьяна Александровна*

Утверждено к печати Ученым советом ИГХ СО РАН

ISBN 978-5-94797-416-4 Общий том

ISBN 978-5-94797-417-1 Том 1

© ИГХ СО РАН, 2022



Академик Лев Владимирович Таусон

1917–1989



СОДЕРЖАНИЕ

Аббасов Н.А., Рустамова Р.Е. ГЕОХИМИЯ РУДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ ОРУДЕНЕНИЯ КОШКАРЧАЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЯ МАЛОГО КАВКАЗА	12
Акимов В.В. ПОВЕДЕНИЕ НАНОЧАСТИЦ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯ ПРИ P=1 КБАР, T=450 °C И В «СУХИХ» СИСТЕМАХ ПРИ ЗАДАННОЙ АКТИВНОСТИ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ (S И Se) И T=450 °C (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ)	16
Аксенов С.М. МОДУЛЯРНАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ: ОТ МИНЕРАЛОВ К МАТЕРИАЛАМ	19
Алымова Н.В., Воронцов А.А., Дриль С.И. РОЛЬ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ЗАШИХИНСКОГО МАССИВА	23
Амосова А.А., Чубаров В.М. РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ОБРАЗЦОВ ОГРАНИЧЕННОЙ МАССЫ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ В ГЕОХИМИИ, ГЕОЭКОЛОГИИ И АРХЕОЛОГИИ	24
Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куш Л.В., Шептякова Н.В., Белозёрова О.Ю. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИИ И ПЕТРОГЕНЕЗИС РАННЕ-И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ (МОНГОЛИЯ)	27
Асеева А.В., Нестерова Н.С., Голич А.Н., Поселожная А.В. УГЛЕРОДНЫЕ ВОЛОКНА В БИОТИТ-АМФИБОЛОВЫХ СЛАНЦАХ КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (КАРЕЛИЯ): СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ АРХЕЙСКИХ МЕТАНОГЕНОВ?	31
Афонин И.В. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ БЕРЕЗОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)	35
Ащепков И.В., Костровицкий С.И., Бабушкина С.А., Медведев Н.С., Алымова Н.В. ГЕОХИМИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОКРИСТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ПРИАНАБАРЬЯ И ЧОМУРДАХСКОГО ПОЛЯ	37
Ащепков И.В., Сотникова И.А., Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Медведев Н.С. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МИНЕРАЛОВ ЛАМПРОИТОВ МУРУНСКОГО МАССИВА	40
Бадмацыренова Р.А., Брянский Н.В. ГЕОХИМИЯ МАГНЕТИТА И ИЛЬМЕНИТА В РУДАХ ОРОНГОЙСКОГО УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВОГО МАССИВА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ, РОССИЯ (ПО ДАННЫМ LA ICP-MS)	43
Баенгуев Б.А., Белоголова Г.А. ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОЕДИНЕНИЙ МЫШЬЯКА И СВИНЦА В ТЕХНОГЕННОЙ ПОЧВЕ Г. СВИРСКА	45



Базаров А.Д., Плюснин А.М., Украинцев А.В. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОДТОПЛЕНИЯ ПОСЕЛЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА	49
Байбородина М.А. ИДЕИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ В СИБИРСКИХ СОЧИНЕНИЯХ П.А. КРОПОТКИНА	51
Баранчуков В.С., Коробова Е.М., Курносова И.В. КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОНКОЗАБОЛЕВАЕМОСТИ СЕЛЬСКОГО НАСЕЛЕНИЯ БРЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ВКЛАДА ОТДЕЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В СТРУКТУРУ ЗАБОЛЕВАЕМОСТИ	54
Бартанова С.В., Жалсараев Б.Ж. РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ ПРИМЕСНЫХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ПОЧВАХ	57
Баянова Т.Б., Стешенко Е.Н., Елизаров Д.В., Кунаккузин Е.Л., Корчагин А.У. МУЛЬТИМЕТАЛЬНЫЕ Cu-Ni-Cr-Ti-V (ЭПГ) МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ С-В ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ: НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ (Os-He-Sr) ДАННЫЕ	58
Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Решетова С.А., Щетников А.А., Волчатова Е.В., Амосова А.А., Чубаров В.М., Филинов И.А. ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ, РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ВЫСОКОГОРНЫХ ГЕОСИСТЕМ ВОСТОЧНОГО САЯНА	60
Беляев В.А., Горнова М.А., Медведев А.Я., Каримов А.А., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д. ГЕОХИМИЯ АДАЦАГСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (МОНГОЛИЯ, МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В СИСТЕМЕ ЗАДУГОВОЙ БАССЕЙН – ОСТРОВНАЯ ДУГА	64
Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кебезинская П.К., Кириченко Е.А. МАГМАТИЧЕСКОЕ САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО: СОСТАВ, ФОРМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ, ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ	67
Брюханова Н.Н. ВЛИЯНИЕ CO ₂ НА ФОРМИРОВАНИЕ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)	70
Буддо И.В., Гутарева О.С., Мисюркева Н.В., Шелухов И.А. КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ В УСЛОВИЯХ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ	73
Будяк А.Е., Ефремов С.В., Скузоватов С.Ю., Горячев Н.А., Тарасова Ю.И., Марчук О.И., Блинов А.В., Просекин С.Н., Горячев И.Н., Савченко В., Будяк А.А., Жарикова А.А., Черкашина Д.А. КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗНОТИПНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ В ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ	76



Быкова Н.В., Наговицин К.Е., Максименко В.О. МОДЕЛЬ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОГО БАССЕЙНА, ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ	79
Бямбасурэн Ц., Очирбат Г., Шабанова Е.В., Васильева И.Е. ХАРАКТЕРИЗАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА Г.УЛАН-БАТОР МЕТОДАМИ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	82
Вахрушев В.И., Болсуновский А.Я., Дементьев Д.В. ОЦЕНКА СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ХРОНОЛОГИЯ ПОСТУПЛЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ В ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РЕКИ ЕНИСЕЙ	86
Вергунов А.В. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОНШТЕЙНА ИЗ УГОЛЬНОГО ПЛАСТА НОВЫЙ-1А ХАРАНОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)	89
Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Богданов Е.А. ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА А-ТИПА В КРИОГЕНИИ НА ЭТАПЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА ОТ ПОСТКОЛЛИЗИОННОЙ ОБСТАНОВКИ К РАННЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ	93
Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. ЭВОЛЮЦИЯ КОЛЛИЗИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОЙ ОБЛАСТИ НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ	95
Виноградова Л.Д. К 65-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ АКАДЕМИКОМ А.П. ВИНОГРАДОВЫМ ИНСТИТУТА ГЕОХИМИИ СО АН СССР	98
Вишневская И.А., Михайлик П.Е., Рашидов В.А., Савельев Д.П. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr И Nd ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОРОК СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ	101
Вишневская И.А., Хаценович А.М., Окунева Т.Г., Клементьев А.М., Базаргур Д. ОХОТНИЧЬИ ПРИВЫЧКИ ДРЕВНИХ ЛЮДЕЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО И ИЗОТОПНОГО (Sr) СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ПАМЯТНИКА ОРХОН-7 (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)	104
Вовчина Т.А. БОР КАК ИНДИКАТОР СУБДУКЦИИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ	109
Воробей С.С., Гаранин В.К. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ТРУБОК МИР И ОБНАЖЕННАЯ (ЯКУТИЯ)	112
Воробей С.С., Коньшев А.А., Сидкина Е.С. ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ШАХТЫ БЕКК И ЛЮПИККО (ПИТКЯРАНТСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)	114
Воронина Ю.С., Плюснин А.М. ОЦЕНКА АЭРОЗОЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ В МЕСТАХ СКЛАДИРОВАНИЯ ОТХОДОВ ДВМК	116



Воронцов А.А., Гринёв О.М., Ярмлюк В.В., Никифоров А.В. ДЕВОНСКАЯ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ФОНОТЕФРИТ-ИЙОЛИТ- ТЕФРИФОНОЛИТ-ТРАХИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ УРЮП- СЕМЁНОВСКОГО АРЕАЛА МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sr-Nd ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ	118
Гарипова Е.Р., Плюснин А.М., Украинцев А.В. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЕРМАКОВСКОМ БЕРИЛЛИЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ	122
Гаськова О.Л., Шевко Е.П., Гора М.П. МОДЕЛЬ ПЕРЕНОСА РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ВУЛКАНО- ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ С УЧЁТОМ КОМПЛЕКСООБРАЗОВАНИЯ В ПАРОГАЗОВОЙ ФАЗЕ	125
Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. ДОЛЕРИТЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ИХ АНАЛОГИ В МИРЕ: ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ	128
Глушкова В.Е., Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕЛИЛИТА В ПАРАЛАВАХ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ	132
Глязнецова Ю.С., Лифшиц С.Х., Чалая О.Н., Зуева И.Н., Львова О.С. ТЕХНОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО УГЛЕВОДОРОДНОГО ФОНА МЕРЗЛОТНЫХ ПОЧВ	135
Голубева И.И., Леденцов В.А., Бурцев И.Н. ЭВОЛЮЦИЯ ИЗОТОПИИ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТИТО-ЩЕЛОЧНОЙ ФЛЮИДО- ЭКСПЛОЗИВНОЙ СТРУКТУРЫ (СРЕДНИЙ ТИМАН)	138
Гордиенко И.В. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙ-ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ С ЦЕЛЬЮ ОБОСНОВАНИЯ ВОЗРАСТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА	142
Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В. $\delta^{34}\text{S}$ СУЛЬФИДОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРКТИЧЕСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ	145
Горячев Н.А., Никанюк Т.С., Будяк А.Е. О РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕ-АЛИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)	147
Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И., Иванов В.Г. ПРИЧИНЫ «АНОМАЛЬНЫХ» КОНЦЕНТРАЦИЙ ХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ ВО ВРЕМЕННЫХ РЯДАХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В ВОДЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ	149
Грошев Н.Ю., Мансур Э.Т., Барнс С.-Дж. ХАЛЬКОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РАЗРЕЗЕ ЗАПАДНО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА	153



Гузева А.В., Слукровский З.И., Даувальтер В.А. ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА	155
Демидов Н.Э. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ЖИЗНИ НА МАРСЕ	157
Демонтерова Е.И., Михеева Е.А., Пашкова Г.В., Шергин Д.Л., Мальцев А.С., Рубцова М.Н. МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЛИН ПРИБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА	158
Дзюба Е.А. ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ ПОТЕНЦИАЛЬНО ТОКСИЧНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	160
Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А. АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОРОД МАССИВА ОНГОНИТОВ АРЫ-БУЛАК	162
Докучаева А.И., Малинникова О.Н., Филиппов Ю.А. ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМА САМОВОЗГОРАНИЯ УГЛЯ В ЗОНЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ОКИСЛЕНИЯ	165
Долгих П.Г., Полетаева В.И., Пастухов М.В. ТЕХНОГЕННОЕ ПОСТУПЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВИХОРЕВСКИЙ ЗАЛИВ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА	167
Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Демонтерова Е.И., Ефремова У.С. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ	170
Дриль С.И., Носкова Ю.В., Зарубина О.В. ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКИ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА	173
Дрогобужская С.В., Баянова Т.Б. ЭЛЕМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ IN SITU (LA-ICP-MS) СУЛЬФИДНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МУЛЬТИМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	176
Дымшиц А.М., Шарыгин И.С., Мальковец В.Г., Алифирова Т.А., Яковлев Д.А., Костровицкий С.И. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНАТОВ ИЗ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ (ВЕРХНЕМУНСКОЕ ПОЛЕ, СИБИРСКИЙ КРАТОН)	177
Еремин О.В., Эпова Е.С. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ УРАНА В СИЛИКАТНЫХ РАСТВОРАХ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА	180
Ефремов С.В., Дамдинов Б.Б., Хубанов В.Б. ПОРОДЫ ТТГ АССОЦИАЦИИ ФУНДАМЕНТА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА. U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ПЕРВИЧНЫЕ СОСТАВЫ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМЕ	182



Жабоедов А.П., Волкова М.Г., Непомнящих А.И., Жерлицын А.А. ВЛИЯНИЕ ЭТАПОВ ПОДГОТОВКИ НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА	186
Жалсараев Б.Ж. ОСОБЕННОСТИ РАССЕЯНИЯ ПОЛЯРИЗОВАННОГО РЕНТГЕНОВСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ	187
Жалсараев Б.Ж. ОЦЕНКА ПРЕДЕЛОВ ОБНАРУЖЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ НА СПЕКТРОМЕТРАХ ЖЕСТКОГО РЕНТГЕНОВСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ	190
Жгилев А.П., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д. УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МЕГАКРИСТАЛЛОВ ПИРОКСЕНОВ И ПРОЦЕССЫ ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ (ТЭСИЙНГОЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ)	192
Журкова И.С., Щербов Б.Л. ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ РТУТИ В ПРОДУКТАХ ГОРЕНИЯ, ПОЛУЧЕННЫХ С ПОМОЩЬЮ УСТАНОВКИ ДЛЯ СЖИГАНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ	196
Зак А.А., Шабанова Е.В., Васильева И.Е. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОЙ ПРОБОПОДГОТОВКИ РАСТИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ ДЛЯ ЭЛЕМЕНТНОГО АНАЛИЗА С ПОМОЩЬЮ СИСТЕМЫ МИКРОВОЛНОВОГО РАЗЛОЖЕНИЯ ТУННЕЛЬНОГО ТИПА MultiVIEW	198
Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Саватенков В.М., Травин А.В., Асавин А.М. ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ, АССОЦИИРУЮЩИЙ С СИБИРСКИМИ ТРАППАМИ: ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ, СОСТАВ И ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ	200
Иванов Е.В., Зарубина О.В., Кузьмин М.И., Легкодымов А.А. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ НА ЭТАПЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И КЛИМАТИЧЕСКОЙ РЕОРГАНИЗАЦИИ 2,8–2,5 МЛН ЛЕТ НАЗАД	201
Иванов М.В., Аксентов К.И., Астахов А.С. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РТУТИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ И КОЛОНКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО, ЛАПТЕВЫХ МОРЕЙ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА	203
Имамвердиев Н.А., Оруджов А.И. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЙОССКИХ ОСТРОВДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО КАВКАЗА	207
Ишбаев Х.Д., Косбергенов К.М., Ахмаджанов Б.А., Утамурадов Э.А. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАМПРОФИРОВ ГОР КАРАТАУ (ЮЖНОЕ НУРАТАУ, УЗБЕКИСТАН)	210
Казенова Ф., Врублевский В.В., Тишин П.А. ЗОНАЛЬНОСТЬ КЛИНОПИРОКСЕНОВ КАК ИНДИКАТОР Р-Т УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДАЙКОВЫХ СИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ ДОЛЕРИТОВ КОПЬЕВСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА, РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)	213
Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Сеницын К.А., Юдинцева Э.Э. ХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПИРОКСЕНИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ МИР – ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ПАЛЕОСУБДУКЦИИ	216



Калинин А.А., Кудряшов Н.М. МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	218
Канева Е.В., Радомская Т.А., Панкрушина Е.А., Козлова А.П., Красивых В.И., Панкратов В., Шендрик Р.Ю. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИРОДЫ ГОЛУБОЙ ОКРАСКИ СКАПОЛИТА СПЕКТРАЛЬНЫМИ МЕТОДАМИ	222
Канева Е.В., Шендрик Р.Ю., Радомская Т.А., Белозерова О.Ю. НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЛОИСТОМ СИЛИКАТЕ – ТУРКЕСТАНИТЕ: ПРИМЕНЕНИЕ МУЛЬТИМЕТОДНОГО ПОДХОДА В ИССЛЕДОВАНИИ МИНЕРАЛОВ	224
Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Травин А.В. ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛГОМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ЩИТ)	226
Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Хужжиев М.О. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)	228
Кислов Е.В. СЕРЫЙ И ЧЕРНЫЙ АПОДОЛОМИТОВЫЙ НЕФРИТ КАВОКТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА	230
Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Вурмс Д.В., Трофимов А.В. ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИ ХРОМИТИТОВ – КАКУЮ ИНФОРМАЦИЮ ОНИ НЕСУТ?	233
Козлов Е.Н., Фомина Е.Н. IN SITU ЭЛЕМЕНТНЫЙ И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗЫ АПАТИТА КАК ИНСТРУМЕНТЫ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРБОНАТИТАХ: НА ПРИМЕРЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕТЯЙЯН-ВАРА (МАССИВ ВУОРИЯРВИ)	235
Колкова А.А., Чепрасова А.С., Аристархова Е.В., Петренко Д.Б., Ермолаев Б.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ НАКОПЛЕНИЯ МЫШЬЯКА ТРАВЯНИСТЫМИ РАСТЕНИЯМИ В ИМПАКТНОЙ ЗОНЕ ПРЕДПРИЯТИЯ ПО ПРОИЗВОДСТВУ МИНЕРАЛЬНЫХ УДОБРЕНИЙ	238
Кондратьев В.В. УЛУЧШЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ПРОИЗВОДСТВА КРЕМНИЯ С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДОВ ЭЛЕКТРО- И КОАГУЛЯЦИОННОЙ ОЧИСТКИ ОБОРОТНЫХ ВОД	240
Кондратьев В.В., Сысоев И.А., Сысоева Т.И., Николаев М.Д. ПРЕДОТВРАЩЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ НА ГЕОХИМИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ В РАЙОНЕ РАЗМЕЩЕНИЯ КРУПНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ	243
Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Калашникова Т.В., Дриль С.И., Гаранин К.В. ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ	245



Коханова С.П., Пыряев А.Н., Волынкин С.С. ОБСУЖДЕНИЕ ИСТОЧНИКА МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ	247
Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Татаринов В.В. ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И УРОВНИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТА В РУДАХ НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)	249
Кряжев С.Г., Васюков В.Е., Шумилин Д.А. ОПЫТ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНО ЗОЛОТОНОСНЫХ УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ	253
Кудряшов Н.М., Галеева Е.В., Удоратина О.В., Калинин А.А., Гроув М. АРХЕЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА	255
Кузнецова Л.Г., Дриль С.И., Школьник С.И., Летникова Е.Ф. ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕРРИГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО САНГИЛЕНА	258
Куликова К.В., Удоратина О.В., Шуйский А.С., Мон Фанзон Lu-Hf ИЗОТОПИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАГРАНИТОИДОВ МАРУНКЕУСКОГО ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)	262
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	263



ГЕОХИМИЯ, РУДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ МЕДНО-ПОРФИРОВЫЕ ОРУДЕНЕНИЯ КОШКАРЧАЙСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЯ МАЛОГО КAVKAZA

Аббасов Н.А., Рустамова Р.Е.

Бакинский Государственный Университет, russina2012@yahoo.com

Кошкарчайское месторождение расположено у слияния р.р. Беюк и Баладжа Кошкарчай в 10–12 км к юго-западу от сел. Хачбулаг. Сложено оно в основном байосскими вулканогенными образованиями, прорванными гранитоидами Кошкарчайского массива. Интрузивные породы широко развиты и представлены габбро, габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и порфиroidными гранодиоритами. Выделяются также дайковые образования как отщепленные, так и самостоятельной серии. В целом они представлены диоритовыми, кварц-диоритовыми, диабазовыми, габбро-диабазовыми порфиритами. Участок месторождения разбит системой трещин северо-западного, близмеридионального, северо-восточного и субширотного направлений. Многие из них представляя собой оперения главного рудоконтролирующего разлома, сопровождаются полосой гидротермально переработанных окварцованных, серицитизированных, хлоритизированных, эпидотизированных метасоматитов, представляющих собой рудовмещающую среду для медно-порфиroidной и полиметаллической минерализации. Протяженность гидротермально измененных зон достигает 1000–1200 м, при мощности от 5–10 до 30–40 м, реже более 100 м. Гидротермально-метасоматические изменения развиты вдоль разрывных нарушений, по контактам интрузивных пород, зальбандам даек и жил. Исходными породами преобразованными в метасоматиты, являются как интрузивные, так и вмещающие их вулканогенные образования. В зависимости от их тектонической подготовленности, механических свойств и химического состава интенсивность изменения не везде одинакова (Sillitoe, 2010).

Вокруг рудогенерирующего интрузива можно выделить три постепенно сменяющие друг друга в пространстве метасоматические зоны, в виде эллипса окаймляющие Баладжа-Кошкарчайский интрузивный массив порфиroidного сложения. Внутренняя зона, охватывающая эндоконтактовую и апикальную части порфиroidного интрузива, представлена интенсивно окварцованными, почти нацело преобразованными во вторичные кварциты породами. Кварцевое ядро, обычно характерное для многих порфиroidных интрузивов с медно-порфиroidной минерализацией, на данном месторождении не отмечается и можно лишь предполагать его наличие в центральной, не вскрытой эрозией части интрузива. Внутренняя зона представлена вторичными кварцитами с многочисленными прожилками кварца поздних генераций. Отмечаются чешуйки серицита, мусковита. Судя по минеральному составу, данная зона соответствует кварц-серицитовой фации вторичных кварцитов. Она занимает площадь размером 150×200 м в поперечнике.

На поверхности рудоносность зон кварц-серицитовых метасоматитов обычно слабая. Тому причиной является редкая вкрапленность сульфидов, преимущественно халькопирита. Однако с глубиной содержание сульфидов постепенно увеличивается. Соответственно содержание меди увеличивается от 0,01 % на поверхности до 0,05 % в более глубоких зонах. Параллельно в минеральном составе руд появляются кальцит и хлорит, увеличивается содержание серицита. Далее, с глубиной в связи со значительным увеличением содержания хлорита в составе пород осуществляется переход к кварц-серицит-хлоритовой фации вторичных кварцитов, где также увеличивается содержание меди, которое уже достигает 0,15 %. Данный факт говорит также о наличии вертикальной зональности в строении метасоматической колонки. Промежуточная зона выделяется как кварц-серицит-хлоритовая фация вторичных кварцитов. Минеральный состав

метасоматитов представлен кварцем, хлоритом, серицитом, эпидотом, кальцитом и пиритом причем первые три составляют основную массу пород. Зона занимает значительную площадь длиной 1,2 км при ширине 400–600 м. На эту фацию отчетливо накладывается медно-порфировая минерализация прожилково-вкрапленного типа. Наиболее интенсивное ее развитие характерно именно для кварц-серицит-хлоритовой фации вторичных кварцитов, фиксирующих зоны повышенной трещиноватости. Далее, с глубиной количество кварца и серицита пропорционально уменьшается, в то же время увеличивается хлорит –эпидот-кальцитовая ассоциация. Такой переход хорошо улавливается по ряду скважин (№ 20а, 23, 24а, 25, 29), пробуренных на площади месторождения. Здесь рудные интервалы в основном соответствуют кварц-серицит-хлоритовой фации.

Третья, внешняя зона метасоматической колонки представлена пропилитовой фацией вторичных кварцитов. В этой зоне, которой венчается метасоматическая колонка, изредка выделяются незначительные рудные интервалы, чаще жильного типа, характеризующиеся повышенным содержанием меди. В рудных прожилках установлено несколько высокое содержание серебра и наличие сфалерита. В этой зоне также встречаются локальные скопления кварц-хлорит-серицитовой и аргиллизитовой ассоциаций. Метасоматическое преобразование вмещающих туфогенных, а также интрузивных пород, происходит в условиях интенсивного привноса и выноса элементов, слагающих главные порообразующие окислы. Преобразование диабазовых порфиритов во вторичные кварциты сопровождается привносом SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и SO_3 . Выносятся Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O и TiO_2 . Повышение SO_3 в промежуточной зоне, скорее всего, связано с пиритизацией пород и халькопиритовой минерализацией. При преобразовании кварцевых диоритов во вторичные кварциты привносятся SiO_2 , K_2O , выносятся Fe_2O_3 и MgO . Отмеченная зональность не всегда проявляется четко, нередко она сильно осложняется из-за наложения одних фаций метасоматитов на другие, обусловленного неоднократностью гидротермальных стадий.

Морфология и внутреннее строение рудных тел. Площадь Кошкарчайского месторождения разбита многочисленными разрывными нарушениями, являющимися оперениями главного рудоконтролирующего разлома и к которым тяготеют рудоносные зоны северо-западного и близмеридионального простирания, представленных в различной степени оруденелыми и гидротермально переработанными трещиноватыми породами с кварцевыми и кальцитовыми жилами, прожилками и ореолами вкрапленной минерализации. Промышленные руды, как правило, связаны с кварц-хлорит-серицитовой фацией вторичных кварцитов. На месторождении преимущественно развиты прожилково-вкрапленные штокверковые руды. Жильный тип имеет ограниченное развитие и приурочен к зонам дробления и гидротермального изменения среди диабазовых порфиритов. Представлен он кварцевыми и карбонатными жилами, импрегнированными пиритом, халькопиритом и молибденитом.

Штокверковое тело, слагающее центральную часть Кошкарчайского месторождения, приурочено к апикальной и периферийным частям одноименного интрузива порфирового сложения. Оно на поверхности имеет слабо вытянутую в субширотном направлении форму и занимает площадь около 0,4 км². В пределах штокверка на поверхности выделен ряд обогащенных участков. Площадь наиболее крупного из них составляет 0,12 км². Эти участки разобщены безрудными, либо слабоминерализованными площадями, в которых содержание меди не превышает 0,2 %. На глубине они сливаются в единое рудное тело, образующее штокверк со сложной морфологией. Наиболее интенсивная минерализация наблюдается в центральной части штокверка, которая от центра к периферии постепенно затухает. Контуры рудного тела извилистые и конформные в отношении морфологии рудогенерирующего порфирового интрузива. Соответственно с этим рудное тело аналогично интрузиву имеет юго-западное склонение.

Содержание меди в пределах штокверкового тела неустойчивое и колеблется в широком диапазоне – от 0,2 до 2,5 %; в среднем составляя 0,41 %. Наибольший интерес представляет зона вторичного сульфидного обогащения. На месторождении установлено наличие двух горизонтов, обогащенных медью. Верхний горизонт значительной мощности выходит на поверхность, а нижний залегает на глубине 60–150 м от поверхности. Наибольшая глубина распространения зоны вторичного сульфидного обогащения отмечается в участках интенсивного дробления и гидротермального изменения с появлением кварц-серицит-хлоритовой фации вторичных кварцитов. Содержание молибдена низкое – от 0,001 до 0,003 %, в отдельных интервалах составляет 0,005–0,006 %, реже 0,01 %. Содержание золота в некоторых интервалах составляет 1,0 г/т и более. Наиболее высокие его значения соответствуют участкам, где содержание меди составляет выше 0,4 %. Наряду с золотом, в некоторых участках в повышенном содержании присутствует также серебро, где его значение достигает 25–40 г/т. Серебро, также, как и золото, хорошо коррелируется с медью, так как максимальные значения серебра соответствуют участкам повышенного содержания меди и золота. Значительный интерес представляет также кобальт. В южной части месторождения установлены геохимические аномалии, в пределах которых обнаружены кобальтовые минералы – кобальт-пирит, кобальтин, карролит. Содержание свинца и цинка низкое и составляет менее 0,01 %, хотя в некоторых выработках значение свинца достигает 0,04–0,06 %.

Жильный тип минерализации наблюдается в южной и юго-восточной частях месторождения, в Дамирлинском участке, в виде отдельных жил и жильных зон или зон гидротермально измененных пород. Жилы, представленные кварц-карбонатными заполнителями, имеют субширотное простирание и приурочены к зонам дробления. Мощность жил не превышает 0,2–0,3 м. Протяженность – около 400 м. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит и молибденит. Содержание меди в жилах составляет 0,5–1,0 %, реже до 4–4,5 %, молибдена – 0,008–0,01 %, реже до 0,1–0,19 %. Наличие этих жил нами рассматривается как индикатор скрытого порфирового оруденения, еще не вскрывшегося современной эрозией. Повышенными содержаниями меди (0,01–0,5 %, реже до 3,2 %) и молибдена (до 0,009 %) характеризуются также зоны дробления и гидротермального изменения, вмещающие кварц-карбонатные жилы.

На Кошкарчайском месторождении В.Г. Рамазановым (1989) описывается редкий тип оруденения, который приурочен к миндалевидным спилит-диабазам нижнего байоса. Минерализация, представленная халькозином в ассоциации с кварцем, кальцитом и эпидотом, заполняет миндалевые пустоты. Она отнесена к типу "мантас", характерного для многих медно-порфиновых месторождений Южной Америки (Чили, Перу). В аналогичных условиях на северном склоне г. Кошкардаг, В.Г. Рамазановым выявлена тонкогусторассеянная минерализация самородной меди в прениitizedированных спилит-диабазам нижнего байоса (Рамазанов, 1993).

В пределах Кошкарчайского рудного поля установлен ряд геохимических аномалий меди, молибдена и др. элементов.

Наибольший интерес в отношении обнаружения руд представляют аномалии, фиксированные по комплексу типоморфных рудогенных элементов. В этом смысле привлекает внимание южный и западный участки месторождения, где оконтурены комплексные аномалии безразмерных показателей по 1 фактору – 29 % изменчивости ($A = 0,26 Pb + 0,36 V + 0,46 Mo + 0,51 Cu + 0,44 Ag + 0,36 Zn$). В центральной части месторождения эти аномалии в основном совпадают с общими контурами штокверкового рудного тела. В Кошкарчайском месторождении вторичная зональность руд проявлена слабо. Прямо на поверхности встречаются как первичные, так и окисленные минералы и минералы зоны вторичного сульфидного обогащения (халькозин, ковеллин, борнит). Более 60 % меди в месторождениях связано с ее первичными минералами, а именно - халькопиритом, и лишь 35–40 % с минералами зоны окисления и зоны вторичного

сульфидного обогащения (Исмаил-Заде и др., 2001). Другими словами, основной объем руды представлен первичными минералами. Это объясняется тем, что скорость эрозии на участке месторождения опережает скорость окисления. По этой причине на площади месторождения зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения либо отсутствуют, либо же проявлены слабо.

Главными текстурными типами первичных руд являются вкрапленные, прожилково-вкрапленные и прожилковые руды. На более высоких гипсометрических уровнях (1800 м и выше) руда представлена прожилковой, в средних горизонтах (1600–1800 м) – прожилково-вкрапленной, а в горизонтах ниже 1600 м – преимущественно вкрапленной текстурой. Процесс формирования Кошкарчайского месторождения протекал в два этапа: в первом отлагались гидротермально-метасоматические руды собственно медно-порфировой формации, а во второй – полиметаллические. Эти два типа руд слагают единый промышленно-генетический тип и тесно увязываются в пространстве и во времени с колчеданной формацией (Рамазанов, 1993).

Кошкардагское проявление расположено у подножья одноименной горы. Участок проявления сложен эффузивно-пирокластическими образованиями байоса, прорванными Кошкардагским интрузивом габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Проявление представлено зоной северо-восточного простирания (40–45°) площадью 0,3 км² на поверхности. В ее пределах выделяется ряд маломощных и непротяженных подзон вторично-кварцитовых метасоматитов, сопровождаемых пиритизацией. Содержание меди – 0,06–2,9 %, кобальта – 0,01–0,08 %, молибдена – 0,02–0,072 %. В единичных пробах установлены селен – до 0,03 % и теллур – 0,065 %. Присутствует золото (Пашков, Ефремова, 1975).

Минеральный состав руд сложен в основном пиритом, халькопиритом, молибденитом, реже – сфалеритом, галенитом; из нерудных – преобладает кварц. По данным площадного геохимического опробования на площади около 12 км² выделены 25 аномалий меди с содержанием 0,01–0,05 % и 22 аномалий цинка с содержанием 0,004–0,02 %, эпицентры которых совпадают. Основные из этих аномалий оконтурены в пределах известных рудопроявлений (Южно-Кошкардагское, Сары-Суинское). Отмечаются также слабые ореолы молибдена, свинца и серебра. На участке выделены 22 комплексные аномалии безразмерных показателей по 1 фактору – 44,3 % изменчивости ($A = 0,29 Pb + 0,33 V + 0,38 Mo + 0,49 Cu + 0,48 Ag + 0,44 Zn$), эпицентры которых в основном совпадают с эпицентрами аномалий меди.

Чанахчинское проявление меди расположено в 0,5 км к юго-востоку от одноименного селения в бассейне правого течения р. Гянджачай. Оно расположено северо-восточнее Кошкардагского проявления и приурочено к вулканогенной толще средней юры, собранной в брахиантиклинальную складку. Появление состоит из шести маломощных зон гидротермально-измененных пород, приуроченных к осевой полосе антиклинальной структуры близширотного направления.

Зоны на дневной поверхности прослежены от 250 м до 1,5–2 км, при мощности от 3–5 м до 15–20 м. Изменения выражены окварцеванием, каолинизацией и слагают кварц-каолиновую фацию вторичных кварцитов. Оруденение представлено густой вкрапленностью пирита, реже с редкими гнездами халькопиритовых обособлений, а также галенита со сфалеритом. Содержание меди 0,01–0,12 %, свинца 0,01–0,41 %, цинка 0,01–1,0 %, кобальта до 0,002 %. В некоторых пробах установлено золото. Размещение зон контролируется дайками кварц-диоритов. Зоны приурочены к висячим зальбандам даек и насыщены серно-медноколчеданным и полиметаллическим оруденением вкрапленного и вкрапленно-прожилкового типа (Аббасов, 2003; Баба-Заде и до., 1986; Баба-Заде и др., 1999). Аналогичное оруденение также несут дайки. Рудоносные зоны Чанахчинского проявления хорошо отбиваются на карте геохимических аномалий по комплексным геохимическим аномалиям безразмерных показателей по I фактору – 40,9 % изменчивости



($A = 0,38 \text{ Pb} + 0,42 \text{ Cu} + 0,39 \text{ V} + 0,39 \text{ Mo} + 0,44 \text{ Ag} + 0,43 \text{ Zn}$). Эпицентры этих аномалий в основном совпадают с эпицентрами аномалий меди с содержанием 0,01–0,04 %.

В заключении надо отметить, что размещение месторождений медно-порфировых руд в региональном плане контролируется особенностями глубинного строения рудного района, субстрата, складчатых структур и глубинных магмавыводящих разломов. К локальным рудоконтролирующим структурам относятся разрывные нарушения, и мелкие складчатые структуры, зоны трещиноватости и т.д.

Литература:

Аббасов Н.А. Особенности образование и закономерности размещения медно-молибден-порфировых месторождения Ордубадского рудного района. Авт. на соис. н. с. к.г.-м.н. Баку, 2003.

Баба-Заде В.М., Рамазанов В.Г., Аббасов Н.А. и др. Минералого-геохимические факторы золотоносности руд медно-порфировых месторождений Ордубадского рудного района. В сбор. БГУ сер. Естественных наук. Баку, 1999. №3.

Баба-Заде В.М., Рамазанов В.Г., Масимов А.А., Аббасов Н.А. и др. Условия формирования и закономерности размещения формации медно-порфировых руд Малого Кавказа. В сб. «Магматические и рудные формации Азербайджана». Баку, Изд-во, АГУ, 1986.

Исмаил-Заде А.Д., Мустафаев Г.В., Рустамов М.И. Геология Азербайджана., т. III. Магматизм, Баку 2001, 433с.

Отчет МалоКавказской Геологоразведочной Экспедиции, Баку 2012–2015 гг.

Пашков Ю.Н., Ефремова С.В. и др. О месте медного и молибденового оруденения в интрузивном процессе (на примере Каджаранского Cu-Mo месторождения) – В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. Москва, Наука, 1975.

Рамазанов В.Г. Медно-порфировая формации Азербайджана. Автор. дисс. на соис. у. ст. доктора г.-м. наук. Тбилиси, 1993.

Sillitoe R.H., Porphyry Copper Systems, Society of Economic Geologists, Inc. Economic Geology, v. 105, 2010, pp. 3–41.

ПОВЕДЕНИЕ НАНОЧАСТИЦ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯ ПРИ $P=1$ КБАР, $T=450$ °С И В «СУХИХ» СИСТЕМАХ ПРИ ЗАДАННОЙ АКТИВНОСТИ ЛЕТАЧИХ КОМПОНЕНТОВ (S И Se) И $T=450$ °С (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ)

Акимов В.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, vladlen_akimov@mail.ru

Наноразмерные формы благородных металлов (БМ) (наночастицы (НЧ), наноминералы (НМ) и минеральные наночастицы (МНЧ)) давно стали предметом отдельных исследований с использованием современных физических методов и природных, и особенно в экспериментальных систем, если учесть уникальные свойства этих объектов и их применение в фотонике, микроэлектронике, катализе, медицине и др. Тем не менее, в Науках о Земле интерес к этим исследованиям связан не столько со свойствами этих нанообъектов, сколько с вопросами устойчивости в различных геохимических средах, механизмами их образования, возможности переноса на большие расстояния, «улавливания» минеральными поверхностями. В определенной степени все эти вопросы связаны между собой и решение одной проблемы открывает подходы к решению других. Опуская пока вопросы о механизмах образования НЧ БМ в природных системах, принимаем концепцию, которая допускает образование и существование на начальном этапе НЧ БМ в гидротермальных и «сухих» условиях, т.е. стартовое состояние рассматриваемой здесь термодинамической системы включает в себя присутствие металлических наноразмерных частиц БМ. Поэтому основная цель данных исследований заключалась в экспериментальном моделировании устойчивости, подвижности,

концентрировании и окислении НЧ БМ разными геохимическими средами в гидротермальных условиях и при термическом отжиге при контролируемых активностях серы или селена.

Термоградиентные гидротермальные эксперименты проводились следующим образом. Пятислойная минеральная колонка, в которой 1, 3 и 5 слой представлены черносланцевой породой (ЧСП) с напыленными НЧ БМ (Pt или Au+Ag), 2 слой – пирит с размерами частиц менее 300 меш или механоактивированный 15 мин пирит. 4 слой – α -кварц размерной фракции менее 300 меш или механоактивированный кварц в течение 40 мин. Все материалы были отобраны на м. "Сухой Лог", Байкало-Патомское нагорье, Россия. Затем минеральная колонка помещалась в золотые ампулы, которые заливались дистиллированной водой в количестве достаточном, чтобы поддерживать давление 1 кбар при $T=450\text{ }^{\circ}\text{C}$. Далее запаянные ампулы помещались в автоклав высокого давления и далее в печь. Продолжительность опытов составляла 6 сут, из которых первые сутки отводились на ввод печи в режим с параметрами $P=1\text{ кбар}$, $T=450\text{ }^{\circ}\text{C}$ и градиентом температуры по стенке автоклава 2 град/см.

Опыты по отжигу минеральных смесей проводились в запаянных кварцевых ампулах при заданном буфере в виде истертых сухоложских кристаллов пирита или реактива селена марки ч.д.а. Образцы были представлены минеральной матрицей в виде суперкварцита (м. Бурал-Сардык, восточный Саян, Россия) размерной фракции 0.1–0.2 мм, на частицы которой методом магнетронного напыления наносились НЧ БМ в течение 5 мин (Ag, Au или Pt); поверх БМ наносились пленки стали ($\text{Fe}_{0.4}\text{Cr}_{0.3}\text{Ni}_{0.3}$) в течение 15 мин и меди в течение 5 мин. Длительность опытов составляла 48 часов.

Продукты гидротермального синтеза и термического отжига исследовались методами РФА, РСА, РСМА и СЭМ (в режимах обратно-рассеянных электронов (BSE), вторичных электронов (SE) с параллельным определением химического состава методом энергодисперсионной спектроскопии (EDS))

В результате проведенного исследования установлено, что в термоградиентных гидротермальных условиях НЧ Pt и $\text{Ag}_{0.7}\text{Au}_{0.3}$ устойчивы, а также, по-видимому, переносятся и осаждаются на поверхности пирита и кварца. Хотя из-за малого размера НЧ БМ (5–10 нм по данным ПЭМ) они недоступны для прямого наблюдения в растровом электронном микроскопе, но они отчетливо фиксируются (после их укрупнения до субмикронных размеров) на частицах ЧСП, т.е. НЧ БМ "подросли" за время эксперимента (рис. 1).

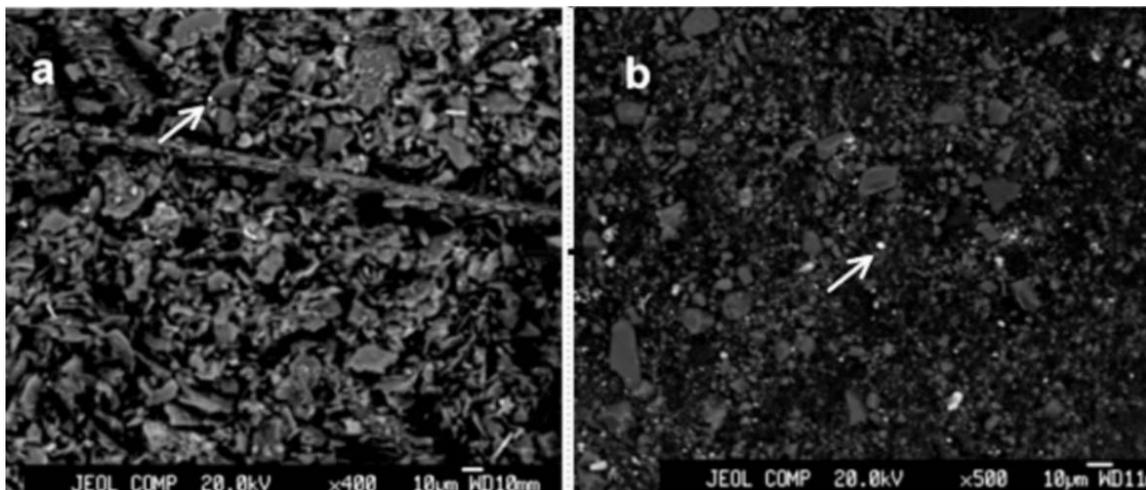


Рисунок 1. Изображения РСМА в режиме BSE поверхности порошка ЧСП с нанесенными НЧ БМ после гидротермальной обработки. а) золото-серебряные НЧ (б) НЧ платины. Стрелками указаны микронные золото-серебряные и платиновые частицы.

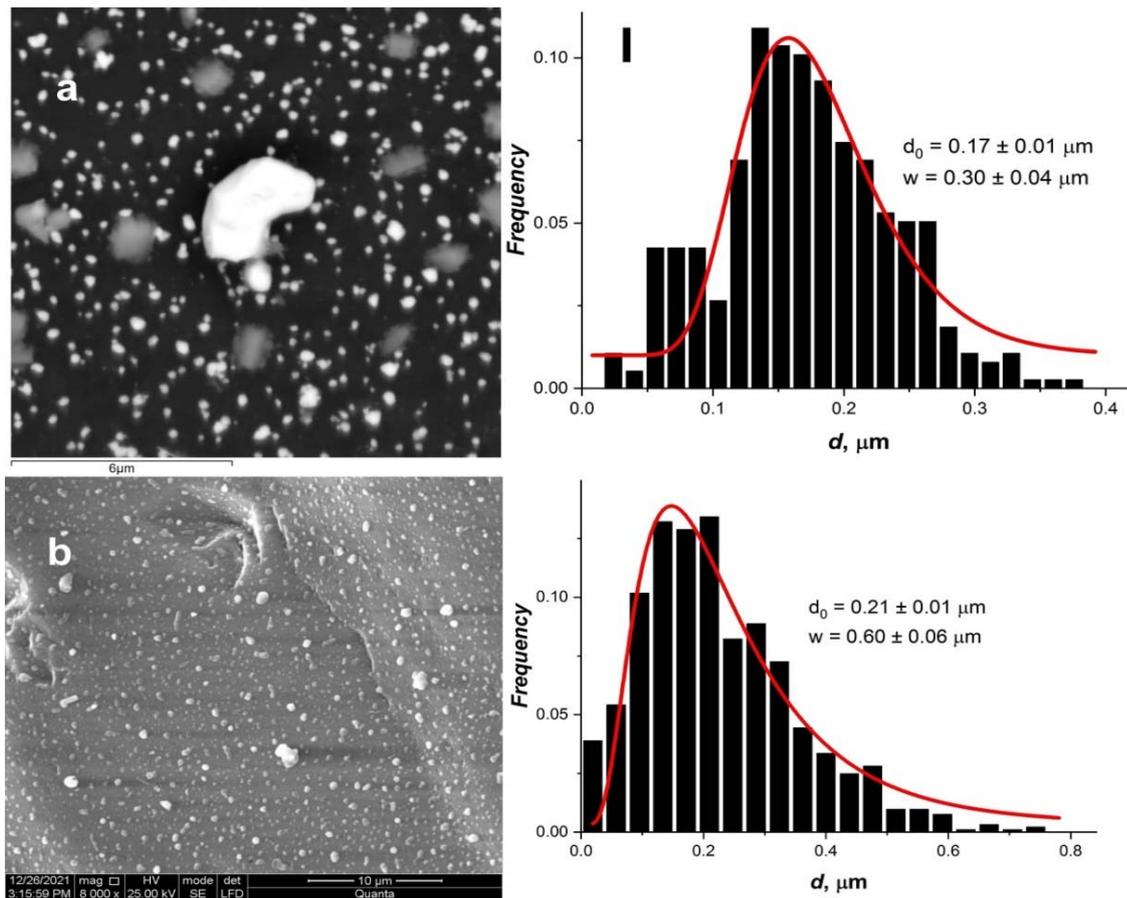


Рисунок 2. Изображения СЭМ поверхности суперкварцита с субмикронными частицами золота (а – в режиме BSE; б – в режиме SE) и соответствующие им нормированные кривые распределения частиц по размеру после отжига при пирит-пирротиновом буфере. d_0 – медианное значение и w – логарифмическое стандартное отклонение.

Таблица 1. Усредненные данные рентгеноспектрального микроанализа частиц БМ (at/%)

Буфер	Au	Ag	Pt	Cu	Fe	S	Se	Фазы БМ
ру-ро			13.3	7.7	0.8	14.9		Pt, PtS
ру-ро		4.6		9.2	2.0	15.2		Ag ₂ S
ру-ро	37.6			5.8	1.5	4.6		Au
melt Se			9.2	9.20	1.1		21.8	Pt, PtSe, PtSe ₂
melt Se		13.1		18.3	0.6		27.0	Ag ₂ Se
melt Se	17.5			3.0	0.8		11.4	Au

Примечание: *сульфиды золота неустойчивы при температуре 450 °С.

Поведение НЧ БМ при отжиге при температуре 450 °С и при заданной активности серы или селена приводит к укрупнению частиц по механизму самосборки (распределение частиц по размеру соответствует логнормальному закону, (рис. 2), причем НЧ золота остаются в металлическом состоянии, НЧ серебра полностью превращаются в соответствующий сульфид или селенид одновалентного серебра, а НЧ платины существуют как в металлическом состоянии, так и окисляются до сульфида двух валентной платины и до селенидов до двух и четырех валентной платины (табл. 1). По-видимому, в случае селенидов платины полученные данные свидетельствуют о проявлении размерного



эффекта, когда в равновесии могут находиться частицы разных фаз Pt, PtSe, PtSe₂ с разными размерами.

Таким образом, и в гидротермальных, и "сухих" условиях НЧ металлического золота и в меньшей степени платины достаточно устойчивы и способны участвовать в общем переносе вещества, включая БМ. Сульфиды и селениды меди и железа могут содержать "невидимые" формы БМ в виде нано- и микрочастиц золота и платины, сульфидов и селенидов серебра и платины.

Работы проводятся в рамках гранта РФФИ № 20-05-00291-а.

МОДУЛЯРНАЯ КРИСТАЛЛОХИМИЯ: ОТ МИНЕРАЛОВ К МАТЕРИАЛАМ

Аксенов С.М.

ФИЦ Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия, aks.crys@gmail.com

Явление модулярности достаточно широко распространено в кристаллических структурах природных и синтетических неорганических соединений (Ferraris et al., 2008). Особенностью кристаллохимии таких модулярных структур является наличие стабильных единиц – блоков, которые могут иметь размерность 0 (отдельные кластеры), 1 (стержни) и 2 (слои) и повторяться в большом числе родственных соединений. При этом, проявление модулярности кристаллических структур хорошо согласуется с принципом минимальной сложности (Krivovichev et al., 2022). Чередование различных фрагментов создает предпосылки к образованию гибридных структур и полисоматических серий, а различные способы укладки одних и тех же модулей – к политипии и OD (“order-disorder”) структурам (Ferraris et al., 2008).

На основе кластерного подхода к моделированию кристаллических структур (Iyushin, 2012) были сформулированы следующие требования к выбору стабильных модулей (Ivanov, Talanov, 2010a,b):

1. Максимальное заполнение пространства атомами, которое является главной причиной образования инвариантных атомных группировок в родственных структурных типах;

2. Сохранение топологической идентичности и ориентации в кристаллическом пространстве инвариантных атомных образований при изменении внешних факторов (температуры, давления) при непрерывных фазовых переходах.

Поскольку модуль в большинстве случаев является неизолированным и содержит атомы, которые принадлежат ему частично, то степень неизолированности модуля (b) определяется по формуле (Ivanov, Talanov, 2010a,b):

$$b = (1/n) \sum_{i=1}^n (a_i - 1), \quad (1)$$

где a_i – среднее значение отклонения от единицы принадлежности данному модулю каждого из n атомов.

Параметр компактности модуля (K) нульмерного неизолированного модуля определяется по формуле (Ivanov, Talanov, 2010a,b):

$$K = (n(n-1)d_{\min})^{-1} \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n a_i a_j d_{ij}, \quad (2)$$

где d_{ij} – расстояние между i -м и всеми остальными j -ми атомами модуля; d_{\min} – минимальное расстояние между атомами; общее количество атомов в модуле $n = \sum_{ij}^m a_i$ (при $n < m$). Значение K для абсолютно компактного нульмерного модуля равно 1, а по мере приближения к стержню или слою значение K стремится к бесконечности.

Для симметричного размножения модулей с формированием трехмернопериодической структуры был предложен подход на основе группоидов, объединяющих частные операции (“partial operations”), и теории графов (Nespolo et al., 2020). Так, на примере полисоматической серии биопириболов-пальсепиолов была

продемонстрирована возможность описания всех структур данной серии используя частные операции (h_i , где i – порядковый номер частной операции). При этом набор всех частных операций (M_A), который переводят модуль $X \neq A$ в модуль A , не будет образовывать группу (Nespolo et al., 2018):

$$M_A = K_A \cup_i K_A h_i, \quad (3)$$

где K_A – набор локальных операций симметрии (ядро или *kernel*), который образует группу: точечную, цилиндрическую или слоев в случае нуль-, одно- и двумерного модуля, соответственно.

Полный набор частных операций образует группоид D , который описывает симметрию модулярной структуры (Nespolo et al., 2018):

$$D = \cup_{ij} h_j^{-1} K_A h_i, \quad (4)$$

где индексы i и j принимают значения от 0 до $n-1$.

Природные представители группы канкринита (Bonaccorsi, Merlino, 2005; Chukanov et al., 2021) объединяют тригональные или гексагональные фельдшпатоиды (минералогическая классификация), основу структуры которых составляет микропористый тетраэдрический каркас, крупные пустоты которого заполнены катионами щелочных и щелочноземельных элементов (преимущественно Na^+ , K^+ , Ca^{2+}), анионами (Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , SO_3^{2-} , PO_4^{3-} , $\text{C}_2\text{O}_4^{2-}$, OH^- , F^- , S_n^{m-}) и/или нейтральными молекулами (H_2O и CO_2). При этом, с точки зрения Международной цеолитной ассоциации данная группа намного шире и охватывает не только минералы группы канкринита (как таковые) и их синтетические аналоги, но также и их многослойные аналоги (среди которых и минералы группы содалита). Таким образом, в настоящее время принято выделять структурное семейство канкринита (ССК), представители которого характеризуются схожим принципом строения тетраэдрического каркаса (Chukanov et al., 2021).

Тетраэдрические каркасы представителей ССК относятся к ABC-6 семейству (Smith, Bennett, 1981), которые образованы строительными блоками (“Periodic building unit” – PerBU), представляющие собой слои из изолированных шестичленных колец. В зависимости от сдвига данных слоистых блоков друг относительно друга возможны слои A , B и C – типов. При этом ССК характеризуется «плотной» укладкой слоев, т.е. соседние слои сдвинуты на $\pm (2/3\mathbf{a}+1/3\mathbf{b})$. В двухслойных представителях ССК с укладкой слоев $\dots AB\dots$ присутствуют широкие каналы с 12-угольным сечением, которые идут вдоль $[00z]$ (это связано с отсутствием C -слоя). Во всех остальных представителях с числом слоев $N > 2$ подобные каналы отсутствуют, но зато тетраэдрические каркасы характеризуются микропористым строением и наличием пустот различной топологии. При этом каждая пустота имеет шесть квадратных окон и $3h - 1$ шестиугольных окон (где h – «высота пустоты» – число тетраэдрических слоев, которые ее образуют).

Различные способы укладки слоев A , B и C типов определяют топологию представителей ССК. Ранее, академик Н.В. Белов (Белов, 1947) определил все возможные уникальные способы чередования слоев для $N \leq 13$ и установил, что все они описываются следующими типа пр. гр.: $P3m$, $R3m$, $P\bar{3}m$, $R\bar{3}m$, $P\bar{6}m2$, $P63mc$, $P63/mmc$ или $Fm\bar{3}m$. В общем виде существует $N_s = 2^N + 2(-1)^N$ топологически различных способов укладки слоев для каркасов, состоящих из N числа слоев (Thompson, Downs, 2001). Для того, чтобы исключить последовательности, приводящие к идентичным топологиям каркасов, необходимо использовать обобщенную группу симметрии $Q \simeq D_N \times S_3$ (Thompson, Downs, 2001). При этом, существует три типа операций симметрии при которых последовательности укладки слоев A , B и C типов являются эквивалентными: (i) перестановка букв, соответствующих типу слоев, ($ABCAB \simeq BCABC$), которая формирует группу $P = \{p_i | 0 \leq i < 6\} = \{1, (AB), (AC), (BC), (ABC), (ACB)\}$ порядка 6 изоморфную группе симметрии S_3 , (ii) обратный порядок букв в последовательности ($ABCAB \simeq BCABC$) (b -операция) и (iii) r -операция, такая что $r^i(s) = L_{i+1}L_{i+2}\dots L_N L_1 \dots L_i$, где $s \in S_N$ соответствует сдвигу начала координат вдоль параметра c ($r^2(ABCAB) = CABAB$ so $ABCAB$

$\approx BCABC$) (Thompson, Downs, 2001). Операции симметрии b и r образуют группу $R = \{r, b | r^N = b^2 = (rb)^2 = 1\}$ изоморфную диэдральной группе D_N .

Другой подход к поиску всех топологически различных каркасов с одинаковым числом N слоев основан на количестве и распределении различного типа пустот в пределах элементарной ячейки (Bonaccorsi, Nazzareni, 2015). Так, основываясь на высоте пустот (h_i ; $h_{can} = 2$; $h_{sod} = 3$; $h_{los} = 4$; $h_{lio} = 6$; $h_{giu} = 8$) следующее уравнение может быть использовано для определения их возможных комбинаций (Bonaccorsi, Nazzareni, 2015):

$$n_{can}h_{can} + n_{sod}h_{sod} + n_{los}h_{los} + n_{lio}h_{lio} + n_{giu}h_{giu} = 3N. \quad (5)$$

При этом, сумма всех ячеек должна быть равна N -числу слоев, для сохранения принципа «плотнейшей» упаковки слоев (Chukanov et al., 2021):

$$\sum n_i = N. \quad (6)$$

В гипотетических каркасах ССК формально возможны типы пустот, которые еще не были найдены в природных или синтетических представителях. Таким образом, уравнение (5) может быть записано в общем виде как (Chukanov et al., 2021):

$$n_{can}h_{can} + n_{sod}h_{sod} + n_{los}h_{los} + n_5h_5 + \dots + n_ih_i = 3N \quad (7)$$

или

$$\sum_{i=2}^k n_i h_i = 3N, \quad (8)$$

где h_i – высота i -ой пустоты.

Последовательность ABC укладки слоев не указывает однозначно на количество и типы пустот в образованном каркасе. С другой стороны, простое количество пустот, образующих каркас, не дает информации об ABC последовательности укладки слоев, так как один и тот же набор пустот может быть образован разными последовательностями укладки слоев. Только сочетание этих двух подходов позволяет однозначно определить последовательность укладки N -числа слоев, а также возможные типы пустот в них (рис.).

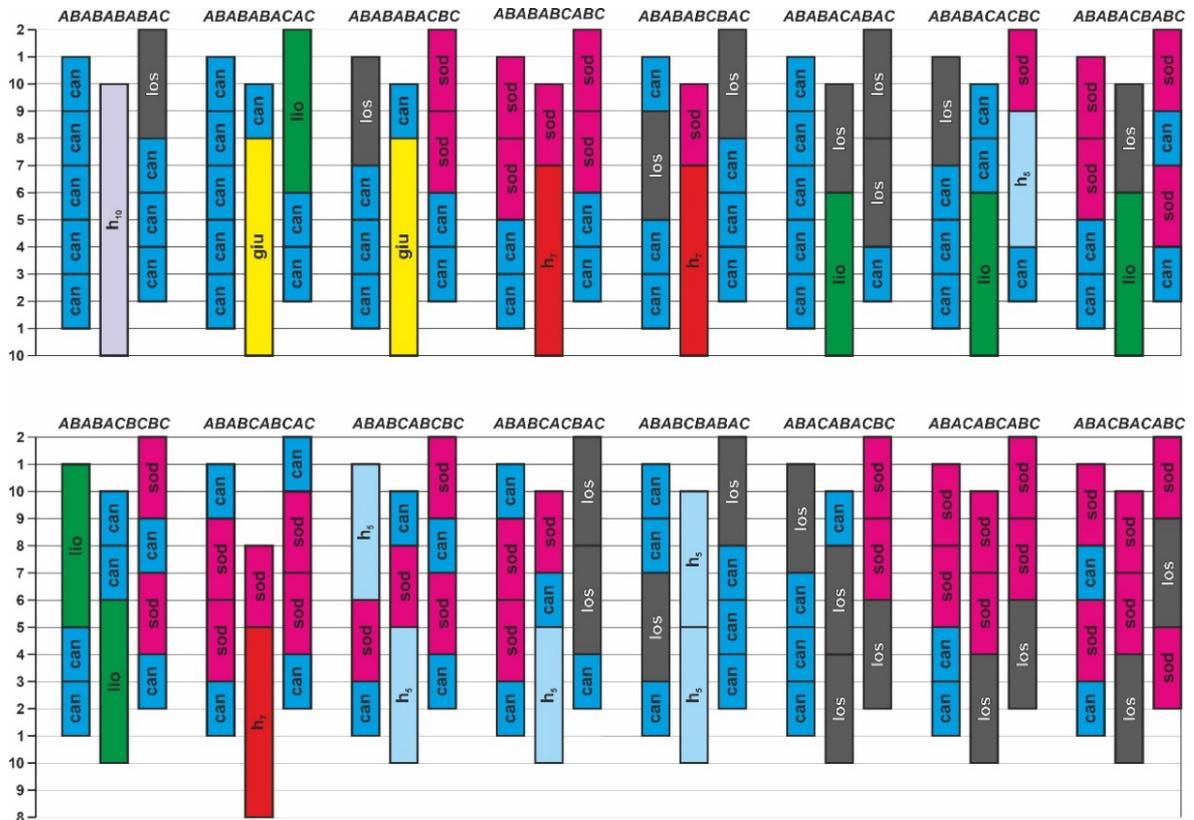


Рисунок. Схематическое изображение всех возможных каркасов в представителях ССК для $N = 10$ слоев.

Однако даже такая характеристика топологии каркаса недостаточно неполная (Chukanov et al., in prep.). На рисунке представлено структурное разнообразие каркасов с числом слоев $N = 10$. Среди структурных производных десятислойных представителей ССК имеются две пары каркасов, содержащих одинаковый набор каркасов: $[can]_2[sod]_6[los]_2$ (№15 и №16) и $[can]_4[sod]_5[nh7]$ (№4 и №10). На сегодняшний день для $N = 10$ в природе обнаружены только два представителя многослойных представителя ССК: францинит $(Na,K)_{30}Ca_{10}(Si_{30}Al_{30}O_{120})(SO_4)_{10} \cdot 2H_2O$ ($Z = 1$) и потенциально новый 10-слойный представитель с общей формулой $(Na,Ca)_{24}K_{10}[(Si,Al)_{60}O_{120}](SO_4)_{5,6}(CO_3)_{0,4}Cl_{1,5} \cdot 11H_2O$ ($Z = 1$). Другим примером представителей ССК с одинаковым числом N -слоев, но с разным топологическим типом каркасом, является пара минералов тункит и маринеллит.

Многослойные тетраэдрические каркасы ССК принадлежат единой модулярной серии в которой прослеживается линейная зависимость между N -числом слоев в каркасе и его сложностью ($I_{G,total}$) (Krivovichev et al., 2022). При этом, поскольку параметры сложности зависят от заполнения атомами правильных систем точек той или иной пространственной группы для каркасов, образованных одинаковым N -числом слоев (но различающихся последовательностями их укладок) и характеризующихся одинаковой пр. гр., параметры сложности будут одинаковыми (Chukanov et al., 2021). Кроме того, было установлено два тренда для каркасов, с P -центрированными и R -центрированными ячейками. Различные типы последовательностей укладки слоев ABC типов для каркасов с одинаковым числом N -слоев также вносят значительный вклад в полную структурную сложность, что может контролировать появление различных производных.

Таким образом, модулярный подход в кристаллохимия является мощным инструментом, который позволяет не только более детально анализировать известные структуры и находить между ними структурное родство, но также и предсказывать потенциально новые структуры, которые могут быть востребованы современным материаловедением.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-77-10065 (топологический анализ), а также Госзадания ФИЦ КНЦ РАН 122011300125-2 (кристаллохимия ССК).

Литература:

- Белов Н.В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Москва: Издательство АН СССР, 1947. 235 с.
- Bonaccorsi E., Merlino S. Modular Microporous Minerals: Cancrinite-Davyne Group and C-S-H Phases // Rev. Mineral. Geochemistry. 2005. V. 57. № 1. P. 241–290.
- Bonaccorsi E., Nazzareni S. Crystal chemical models for the cancrinite-sodalite supergroup: the structure of a new 18-layer phase // Zeit. Krist. 2015. V. 230. № 5. P. 345–351.
- Chukanov N.V., Aksenov S.M., Pekov N.V. Infrared spectroscopy as a tool for the analysis of framework topology and extra-framework components in microporous cancrinite- and sodalite-related aluminosilicates // Spectrochim. Acta A: Mol. Biomol. Spectr. (in preparation)
- Chukanov N.V., Aksenov S.M., Rastsvetaeva R.K. Structural chemistry, IR spectroscopy, properties, and genesis of natural and synthetic microporous cancrinite- and sodalite-related materials: A review // Microporous Mesoporous Mater. 2021. V. 323. P. 111098.
- Ferraris G., Makovicky E., Merlino S. Crystallography of Modular Materials. Oxford University Press, 2008. 372 с.
- Ilyushin G. D. Theory of cluster self-organization of crystal-forming systems: geometrical–topological modeling of nanocluster precursors with a hierarchical structure // Struct. Chem. 2012. V. 23. № 4. P. 997–1043.
- Ivanov V. V., Talanov V. M. Principle of modular crystal structure // Crystallogr. Reports. 2010a. V. 55. № 3. С. 362–376.
- Ivanov V. V., Talanov V. M. Algorithm of choice of the structural module and modular design of crystals // Russ. J. Inorg. Chem. 2010b. V. 55. № 6. С. 915–924.
- Krivovichev S.V. et al. Structural and chemical complexity of minerals: an update // Mineral. Mag. 2022. V. 86. № 2. P. 183–204.
- Nespolo M., Souvignier B., Stöger B. Groupoid description of modular structures // Acta Crystallogr.

А. 2020. V. 76. № 3. С. 334–344.

Nespolo M., Umayahara A., Eon J.-G. A groupoid and graph-theoretical analysis of the biopyribole-palysepiole series // *Eur. J. Mineral.* 2018. V. 30. № 3. С. 413–428.

Smith J.V., Bennett J.M. Enumeration of 4-connected 3-dimensional nets and classification of framework silicates: the infinite set of ABC-6 nets; the Archimedean and o-related nets // *Am. Mineral.* 1981. V. 66. С. 777–788.

Thompson R.M., Downs R.T. Systematic generation of all nonequivalent closest-packed stacking sequences of length N using group theory // *Acta Crystallogr. B.* 2001. V. 57. № 6. P. 766–771.

РОЛЬ КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОВ ЗАШИХИНСКОГО МАССИВА

Алымова Н.В., Воронцов А.А., Дриль С.И.

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

Зашихинский щелочно-гранитный массив расположен в Нижнеудинском районе Иркутской области в хребтах Восточного Саяна. Массив в плане имеет эллипсовидную, вытянутую в северо-западном направлении форму, площадь выхода на поверхность составляет около 1,3 км². Вмещающие – интрузивные породы саянского, хойто-окинского и огнитского комплексов. Породы массива представлены амфиболсодержащими кварц-микроклин-альбитовыми (тип 1), кварц-альбит-микроклиновыми (тип 2), кварц-альбитовыми гранитами и альбититами (тип 3) с нечеткими границами и постепенными переходами (Владыкин и др., 2016).

В петрохимическом отношении породы соответствуют ряду щелочные граниты-умеренно щелочные лейкограниты (SiO₂ 65,83–84,28 мас. %, Na₂O+K₂O 8,17–11,59 мас. %). Для всех пород отмечается уменьшение содержания щелочей с увеличением концентрации SiO₂. Породы характеризуются высокой железистостью (Fe/(Fe+Mg)=0,89–0,99) и большая их часть относится к пересыщенным щелочами гранитам (A/NK (0,79–1,10)) (Maniar, Piccolli, 1989). Изученные граниты характеризуются высокими содержаниями большинства несовместимых элементов (Li, Rb, Zr, Hf, Ta, Nb, Th, U, REE), отмечается существенное обогащение тяжелыми лантаноидами ((La/Yb)_n 0,1–0,9) (Alymova, Vladykin, 2021). Основные геохимические характеристики и минеральный состав пород массива отвечают гранитам А-типа (Whalen et al., 1987; Frost C.D., Frost B.R., 2011).

Впервые полученные Sr-Nd изотопные данные для щелочных гранитов Зашихинского массива представлены в таблице 1. Изотопный состав неодима, выраженный через ε_{Nd}(T) для возраста 252 млн лет (Архангельская и др., 1997), составляет –1,0 и –1,8, что указывает на преобладание корового вещества в источнике магмообразования. Коровой составляющей могли служить граниты огнитского (или бугульминского) комплекса и гранитно-метаморфические комплексы пород фундамента Сибирского кратона, а незначительные вариации значений ε_{Nd}(T) свидетельствуют об однородности изотопного состава источника (Алымова и др., 2022).

Высокоррадиоогенный первичный изотопный состав стронция – ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (252 МА)=0,74347–0,74837 также служит указанием на преобладание коровой компоненты в источнике щелочных гранитов.

Таким образом, изотопные характеристики щелочных гранитов в совокупности с результатами проведенных ранее минералогических и геохимических исследований позволили предложить модель формирования массива, в которой кристаллизационная дифференциация щелочно-гранитных расплавов (Владыкин и др., 2016) происходила одновременно с ассимиляцией ими вмещающих гранитных и гранитно-метаморфических коровых комплексов.



Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00261_а.

Таблица 1. Rb-Sr, Sm-Nd данные для редкометалльных гранитов Зашихинского массива.

Компоненты	Номера проб	
	ЗШХ-700	ЗШХ-704
[Rb, ppm]	215	259
[Sr, ppm]	64	59
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	9,8890	12,7817
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (изм.)	0,74615	0,75106
2 σ	1	1
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (252MA)	0,74347	0,74837
[Sm, ppm]	4,16	4,83
[Nd, ppm]	14,57	19,63
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,17384	0,14983
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51255	0,51247
2 σ	8	7
ϵ_{Nd} (252MA)	-1,0	-1,8

Примечание: [С] – концентрация элемента, определенная методом изотопного разбавления.

Литература:

- Алымова Н.В., Воронцов А.А., Дриль С.И., Сотникова И.А. Источники и механизмы формирования щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского массива на основе геохимических и Nd изотопных данных // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2022. V. 13. 8 p. (в печати).
- Архангельская В.В., Шурига Т.Н. Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // *Отечественная геология*. 1997. № 5. С. 7–10.
- Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометалльных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // *Петрология*. Т. 24. № 5. С. 554–568.
- Alymova N.V., Vladykin N.V. Geochemistry, mineralogy and ore content of alkaline granite magmatism of East Sayan zone (on the example of Zashikhinsky deposit). *Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis*. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 63–80.
- Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-Type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // *Journal of Petrology*. 2011. V. 52. No. 1. P. 39–55.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discriminations of granitoids // *Geological Society of America Bulletin*. 1989. V. 101. No. 5. P. 635–643.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1987. V 95. P. 407–419.

РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ ОБРАЗЦОВ ОГРАНИЧЕННОЙ МАССЫ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ В ГЕОХИМИИ, ГЕОЭКОЛОГИИ И АРХЕОЛОГИИ

Амосова А.А.¹, Чубаров В.М.^{1,2}

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, alena_amosova@mail.ru

²Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Рентгенофлуоресцентный метод анализа в последние десятилетия получил распространение для определения элементного состава различных объектов при выполнении ряда исследовательских задач в геохимии, геоэкологии и археологии, решение которых требует минимизации массы анализируемого образца. Например, исследования



ненарушенных озерных и торфяных отложений, используемых для реконструкции природных условий в прошлом за длительное время, требуют уменьшения величины шага опробования керна для повышения временного разрешения климатических записей и, соответственно, снижения анализируемой массы образца до 200–300 мг. Для проведения экологического мониторинга и оценки техногенного загрязнения окружающей среды широко используются естественные планшеты-накопители пылеаэрозольных выбросов, хранящие информацию о сезонном техногенном загрязнении, например, снеговой покров, при этом масса анализируемого твердого осадка снегового покрова может не превышать 50–100 мг. При исследованиях археологических образцов масса анализируемого материала должна быть минимизирована для сохранения ценных артефактов.

Основными способами подготовки проб при рентгенофлуоресцентном анализе являются прессование порошковых проб и сплавление с флюсами. Сплавление позволяет минимизировать влияние гранулометрического и минерального состава и использовать градуировочные образцы, матрица которых отлична от анализируемых, что актуально для обозначенных выше задач по причине ограниченности или отсутствия стандартных образцов соответствующего состава. Упомянутые задачи часто требуют определения элементов, которые теряются при сплавлении, например, сера и бром при исследованиях кернов донных торфяных и озерных отложений, фтор при исследованиях твердого осадка снегового покрова. В данной работе для количественного рентгенофлуоресцентного анализа образцов различного происхождения с целью решения указанных задач были разработана методика подготовки проб, включающая прессование и сплавление, оперирующая навеской образца менее 400 мг.

Способ сплавления включал прокаливание 150 мг образца при 950 °С в течение 4 часов с гравиметрическим определением величин потерь при прокаливании, после чего смесь 110 мг прокаленного образца и 1.1 г метабората лития с добавлением 7 капель 4 % раствора LiBr сплавливали в платиновом тигле при температуре 1050 °С в течение 19 минут в электропечи TheOX (Claisse, Канада). Полученные излучатели представляли собой выпуклые стеклянные диски диаметром 10–12 мм. (Амосова и др., 2015; Amosova et al., 2016). Дополнительно 250 мг порошковой пробы прессовали на подложке из борной кислоты под усилием 10 тонн. Полученные излучатели представляли собой таблетки из борной кислоты диаметром 40 мм, в центре которых впрессована проба диаметром 10 мм. Подготовка проб проводилась на оборудовании Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» (Скузоватов и др., 2022). Измерения и обработка данных проводились на волнодисперсионном рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS, Германия) с использованием способа фундаментальных параметров. Для построения градуировочных зависимостей использовались стандартные образцы изверженных и осадочных горных пород. Измерения проводились на оборудовании Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» (Иванов и др., 2022).

Были проанализированы керны донных отложений озер Восточной Сибири (Баунт, Каскадное, Арахлей, Хикушка, Номто-Нур, Саган-Нур, Шас-Нур), а также торфяных отложений поймы реки Сенцы (Пашкова и др., 2015; Pashkova et al., 2016; Амосова и др., 2017; Amosova et al., 2019; Amosova et al., 2022). На основании полученных результатов были построены реконструкции условий природной среды Восточной Сибири в прошлом (Безрукова и др., 2017, Amosova et al., 2021; Bezrukova et al., 2021). Результаты анализа образцов донных отложений озера Хикушка легли в основу методики оценки биогенного кремния с привлечением данных рентгенофазового анализа (Смелый и др., 2020, Finkelshtein et al., 2022).

Для составления базы данных по составу керамики неолита Байкальской Сибири с целью реконструкции технологии керамического производства, классификации местной и привозной керамики и выявления специфики сырьевой базы, состава глинистой составляющей и искусственных добавок, а также оценки неоднородности образцов был



определен химический состав более 100 образцов археологической керамики (обломков керамических сосудов) стояночных комплексов, расположенных в районе реки Лены и бассейна реки Витим (Пашкова и др., 2021).

Исследование образцов твердого осадка снегового покрова, отобранных с 2015 по 2022 гг. в техногенно-нагруженных пригородных районах города Шелехова и города Иркутска позволило получить пространственно-временное распределение пылевой нагрузки и выявить формирование ореолов повышенной запыленности в районах расположения промышленных предприятий.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0005 «Развитие методов исследования химического состава и структурного состояния природных и техногенных сред в науках о Земле», с использованием оборудования Центров коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН и «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФ № 19-78-10084 (исследования образцов древней керамики) и гранта Президента РФ № МК-2709.2022.1.5 (исследование твердого осадка снега).

Литература:

Amosova A.A., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Features of X-ray fluorescence determination of rock-forming elements in powder samples of peat sediments // X-ray Spectrometry. 2022. V. 51. P. 129–135.

Amosova A.A., Chubarov V.M., Pashkova G.V., Finkelshtein A.L., Bezrukova E.V. Wavelength dispersive X-ray fluorescence determination of major oxides in bottom and peat sediments for paleoclimatic studies // Applied Radiation and Isotopes. 2019. V. 144. P. 118–123.

Amosova A.A., Chubarov V.M., Smelyy R.V., Kulagina N.V. The first records of climatic changes in the basin of Lake Khikushka (Eastern Sayan) in the Late Glacial – Holocene // Limnology and Freshwater Biology. 2020. № 1. P. 575–576.

Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry in igneous rocks from the same fused sample (110 mg) // Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. 2016. V. 122. P. 62–68.

Bezrukova E.V., Shchetnikov A.A., Kulagina N.V., Amosova A.A. Lateglacial and Holocene vegetation and environmental change in the Jom-Bolok volcanic region, East Sayan Mountains, South Siberia, Russia // Boreas. 2021. V. 50 (4). P. 935–947.

Pashkova G.V., Aisueva T.S., Finkelshtein A.L., Ivanov E.V., Shchetnikov A.A. Analytical approaches for determination of bromine in sediment core samples by X-ray fluorescence spectrometry // Talanta. 2016. V. 160. P. 375–380.

Finkelshtein A.L., Smely R.V., Amosova A.A., Chubarov V.M. Estimation of the Biogenic Silica Content in Lacustrine Bottom Silicate Sediments by X-Ray Diffraction (XRD) and X-Ray Fluorescence (XRF) // Analytical Letters. 2022. V. 55 (7). P. 1109–1130.

Амосова А.А., Пантеева С.В., Татаринов В.В., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение основных породообразующих элементов из образцов массой 50 и 110 мг // Аналитика и контроль. 2015. Т. 19. № 2. С. 130–138.

Амосова А.А., Чубаров В.М., Канева Е.В., Маркова Ю.Н. Определение основных породообразующих элементов, стронция и циркония рентгенофлуоресцентным методом для геохимической характеристики донных отложений // Аналитика и контроль. 2017. Т. 27, № 1. С. 16–24.

Безрукова Е.В., Амосова А.А., Чубаров В.М., Финкельштейн А.Л., Кулагина Н.В. Изменение природной среды северо-востока Республики Бурятия в пост-оптимальный период голоцена: первые результаты // Сибирский экологический журнал. 2017. Т. 24. № 4. С. 498–511.

Иванов А.В., Демонтерова Е.И., Ревенко А.Г., Шарыгин И.С., Козырева Е.А., Алексеев С.В. История и современное состояние аналитических исследований в Институте земной коры СО РАН: Центр коллективного пользования «Геодинамика и геохронология». Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2.



Пашкова Г.В., Иванов Е.В., Айсуева Т.С., Щетников А.А., Маркова Ю.Н., Финкельштейн А.Л. Рентгенофлуоресцентное определение брома в донных отложениях озер для палеоклиматических исследований // Аналитика и контроль. 2015. Т. 19. № 4. С. 340–346.

Пашкова Г.В., Мухамедова М.М., Чубаров В.М., Мальцев А.С., Амосова А.А., Демонтерова Е.И., Михеева Е.А., Шергин Д.Л., Пеллинен В.А. Сравнительный анализ методик рентгенофлуоресцентного определения элементного состава археологической керамики из малых навесок // Аналитика и контроль. 2021. Т. 25. № 1. С. 20–33.

Скузоватов С.Ю., Белозерова О.Ю., Васильева И.Е., Зарубина О.В., Канева Е.В., Сокольникова Ю.В., Чубаров В.М. Центр коллективного пользования «Изоотно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН: современное состояние методов изучения вещества на микро- и макроуровне // Геофизика и геотектоника. 2022. Т. 13. № 2.

Смелый Р.В., Финкельштейн А.Л., Якимов И.С., Амосова А.А., Чубаров В.М. Оценка диапазона вариации минерального состава силикатных озерных донных отложений с использованием данных методов рентгеновской дифракции и рентгенофлуоресцентного анализа // Журнал Сибирского федерального университета. Химия. 2020. Т. 13. № 2. С. 260–272.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЭВОЛЮЦИИ И ПЕТРОГЕНЕЗИС РАННЕ- И ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНЫХ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ (МОНГОЛИЯ)

*Антипин В.С.¹, Кузьмин М.И.¹, Одгэрэл Д.², Куц Л.В.¹, Шептякова Н.В.¹,
Белозёрова О.Ю.¹*

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

²Институт геологии АНМ, Улан-Батор, Монголия, odgerel.dashhdorjgochoo@gmail.com

Сравнительный петролого-геохимический анализ известково-щелочных и редкометалльных гранитоидов отдельных этапов магматизма в данной работе проведен на примере разновозрастных мезозойских ареалов на территории Центральной и Восточной Монголии. При сопоставлении гранитоидов известково-щелочного ряда Бага-Хэнтэйского (MZ1), Хошутулинского (MZ1), Их-Наротин-Хидского (MZ2) массивов, а также интрузий редкометалльных литий-фтористых гранитов и анализа их геохимических различий важно учесть геодинамические механизмы, приведшие к их образованию. Бага-Хэнтэйский плутон в центре MZ1 ареала, образование которого связывается с воздействием Монгольского плюма на нижние горизонты континентальной коры в зоне коллизионного сжатия, возникшей при закрытии Монголо-Охотского океана (Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк, Кузьмин, 2012; Таусон, 1977), характеризуется значением K_2O/Na_2O , приближенным к единице. Гранитоиды Хошутулы и Их-Наротин-Хида в периферийных зонах мезозойских ареалов магматизма, где они формировались под воздействием процессов плавления верхней континентальной коры, фиксируют отчетливо выраженную калиевую специфику. По данным изотопно-геохимических исследований (Коваленко и др., 1999; Антипин, Одгэрэл, 2016) в образовании Бага-Хэнтэйского плутона и его обрамления (Хошутулинский массив) участвовали мантийные и коровые источники расплавов. При высокой степени плавления протолита раннекаледонской континентальной коры формировались гранодиориты центральной части MZ1 ареала (Бага-Хэнтэй). Их-Наротин-Хидский массив (122–136 Ма) возник в другой геологической обстановке на периферии MZ2 ареала в пределах зоны рифтогенеза. Плутон Их-Наротин-Хид представляет собой протяженную пластовую залежь и является наиболее крупным в периферийной зоне внутриплитного магматизма в пределах Восточной Монголии, тяготея к границе рифтовой области. Петрогеохимическая близость пород массива к составу вмещающих гнейсов даёт основание относить последние как к наиболее вероятному субстрату при образовании палингенных гранитов известково-щелочного ряда. Магматические расплавы Их-Наротин-Хидского гранитного массива формировались в рифтогенной обстановке растяжения,

благоприятствовавшей их внутрикамерной дифференциации с проявлением постмагматических образований и ассоциирующей редкометалльной минерализации (W, Sn, Be, флюорит) (рис. 1) (Антипин и др., 2018).

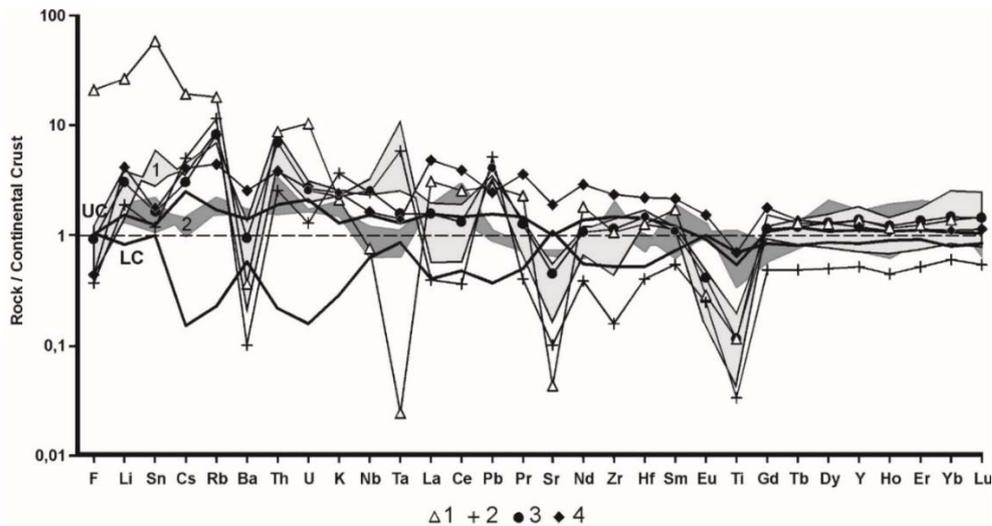


Рисунок 1. Распределение элементов в гранитоидах раннемезозойского (Бага-Хэнтэй) и позднемезозойского (Их-Наротин-Хид) ареалов магматизма Монголии.

1 – грейзен, 2 – пегматит, 3 – гнейс, 4 – сланец. Поля на диаграмме, обозначенные цифрами: 1 – граниты массива Их-Наротин-Хид, 2 – гранитоиды массива Бага-Хэнтэй. Линии на диаграмме: UC – upper crust (верхняя континентальная кора), LC – low crust (нижняя континентальная кора) (Rudnick R.L., Gao S., 2003).

Редкометалльные Li-F граниты, впервые выделенные в Монголии, широкое развитие получили во внутриплитной геодинамической обстановке Центральной Азии, где по минералого-геохимическим характеристикам они отличаются от гранитоидов известково-щелочного ряда в центральных и периферийных зонах мезозойских ареалов магматизма. В отличие от палингенных известково-щелочных гранитоидов крупных плутонов (Бага-Хэнтэй, Хошутула, Их-Наротин-Хид и др.) в редкометалльных Li-F гранитах Центральной Азии определен значительно превышающий кларковый, уровень содержаний F, Li, Rb, Sn, W, Ta, Nb, что особенно характерно для лейкогранитов, амазонит-альбитовых и альбит-лепидолитовых гранитов с литиевыми слюдами поздних фаз интрузий. Им также свойственно снижение величин индикаторных K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf отношений и характерным является закономерный рост концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta, что отчетливо проявлено в многофазных разновозрастных дифференцированных массивах и интрузиях гранитов Li-F типа. При сравнительном анализе эволюции гранитного магматизма в отдельных частях ареалов выявлены существенные вариации и различия в уровне содержаний элементов, характерных для типичных Li-F гранитов и интрузий, обогащенных HFSE (Nb, Zr, Hf, REE, Th, U). Концентрирование литофильных элементов в гранитах центральной части MZ1 ареала (Хэнтэйская интрузия) проявлено в незначительной степени, но они в большей мере обогащены высокочарядными элементами, что указывает на возможный глубинный источник накопления этих элементов, связанный с мантийным магматизмом. Это обосновывает правомерность выделения подтипа редкометалльных Li-F гранитов с агпаитовой специализацией. Исследованные в периферийной зоне раннемезозойского ареала магматизма Монголии по сравнению с их аналогами в его центральной части граниты в большей степени обогащены элементами (Li, Rb, Sn, Ta, F), которые интенсивно накапливаются в процессе флюидно-магматической дифференциации и нередко содержат редкометалльную минерализацию. Этот процесс мог играть важную роль при формировании редкометалльных потенциально рудоносных в



отношении Ta, Li, Sn, W гранитов и их субвулканических аналогов онгонитов. В большинстве проанализированных редкометалльных Li-F гранитов содержания Sn и W превышают их средний кларковый уровень в гранитоидах, при этом наблюдаются широкие вариации концентраций рудных элементов в магматических и метасоматических породах. Среди редкометалльных гранитов в наибольшей мере обогащены Sn (14.0 г/т) и W (8.5 г/т) амазонит-альбитовые разновидности, что выявлено на примере массивов Барун-Цогт (MZ2) и Бага-Газрын (MZ1) Sn (10.7 г/т) и W (18.9 г/т). Максимальное обогащение обоими элементами зафиксировано в зональных телах цвиттеров Бага-Газрына, где наиболее высокие содержания Sn установлены в грейзенизированных гранитах, а также в зонах, обогащенных слюдой и топазом. Породы центральной кварцевой зоны грейзена (цвиттера) близки по уровню содержаний Sn относительно других зон, но имеют более высокие концентрации W (до 1600 г/т). При формировании известково-щелочных гранитоидов не происходит значительного обогащения поздних пород литофильными и рудными элементами, которое свойственно гранитами Li-F типа, особенно их позднемагматическим и метасоматическим образованиям. Это подтверждает значимую перспективность рифтового обрамления батолитов в пределах зональных ареалов в отношении генетической связи редкометалльно-гранитного магматизма и оруденения.

Независимо от возраста и отношения к ранне- и позднемезозойскому ареалам гранитоидного магматизма Центральной Монголии редкометалльные Li-F граниты в сравнении с палингенными гранитоидами известково-щелочною ряда являются потенциально рудоносными в отношении Li, Ta, Sn, W, что можно наблюдать на примере интрузий Абдар, Барун-Цогт и др., а также онгонитов Онгон-Хайрхана. Становление крупных редкометалльных массивов, как Бага-Газрынский, Жанчивланский определяется их формированием в верхних горизонтах земной коры, где в магме глубоко проявлены процессы ее дифференциации, а насыщение растворов летучими компонентами приводит к образованию в постмагматическую стадию метасоматитов различной щелочности (грейзены-цвиттеры, микроклиниты, альбититы), продуцирующих редкометалльную минерализацию (Антипин и др., 2018; 2022).

По мере постепенного закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна на огромной территории Монголии и Забайкалья происходило формирование гранитоидов ранне- и позднемезозойского магматических ареалов с крупным Бага-Хэнтэйским плутоном в составе Дауро-Хэнтэйского батолита, для которых предполагается связь с воздействием Монгольского мантийного плюма на нижние горизонты континентальной коры (Ярмолук, Коваленко, 2003). Возраст Бага-Хэнтэйского плутона оценивается как поздне триасовый-верхнеюрский на основе геологических данных, а также U-Pb и Rb-Sr датирования пород ранней и поздних фаз (225–195 Ma). Интрузивы Li-F гранитов как в центре MZ1 ареала, так и на его периферии, как правило, несколько моложе палингенных известково-щелочных гранитоидов, образующих крупные массивы. Положение гранитоидов известково-щелочного ряда Бага-Хэнтэйского плутона, Хошутулинского и Их-Наротин-Хидского массивов на диаграммах Пирса занимают поля syn-COLG и VAG+syn-COLG (рис. 2). Это может свидетельствовать о достаточно значительной роли коллизионных процессов при гранитообразовании в позднепалеозойскую и раннемезозойскую эпохи до начала проявления внутриплитного гранитного магматизма, когда активно формировались многофазные массивы и малые интрузии Li-F гранитов Монголии и Забайкалья. Исследованные редкометалльные Li-F граниты разновозрастных ареалов на диаграммах Пирса (рис. 2) расположены в поле внутриплитных пород, не зависимо от их возраста и геологического положения. Последние преимущественно проявлены в рифтовом обрамлении ареалов магматизма и по геохимическим характеристикам значительно отличаются от коллизионных гранитоидов, формирующихся при плавлении верхней континентальной коры.

Представляется, что мантийные плюмы, ответственные за внутриплитную магматическую активность, способствовали прогреву континентальной коры и выплавлению из нее гранитоидных магм. При этом необходимо учитывать высокую степень дифференциации магм Li-F гранитов, сопоставимую только с редкометалльными пегматитами. Широкие вариации редкоэлементного и изотопного состава Li-F гранитов, распространенных на обширных площадях, не исключают прямого вещественного влияния мантийных магм плюмов на изотопный и геохимический состав рудоносных гранитных магм (Коваленко и др., 1999).

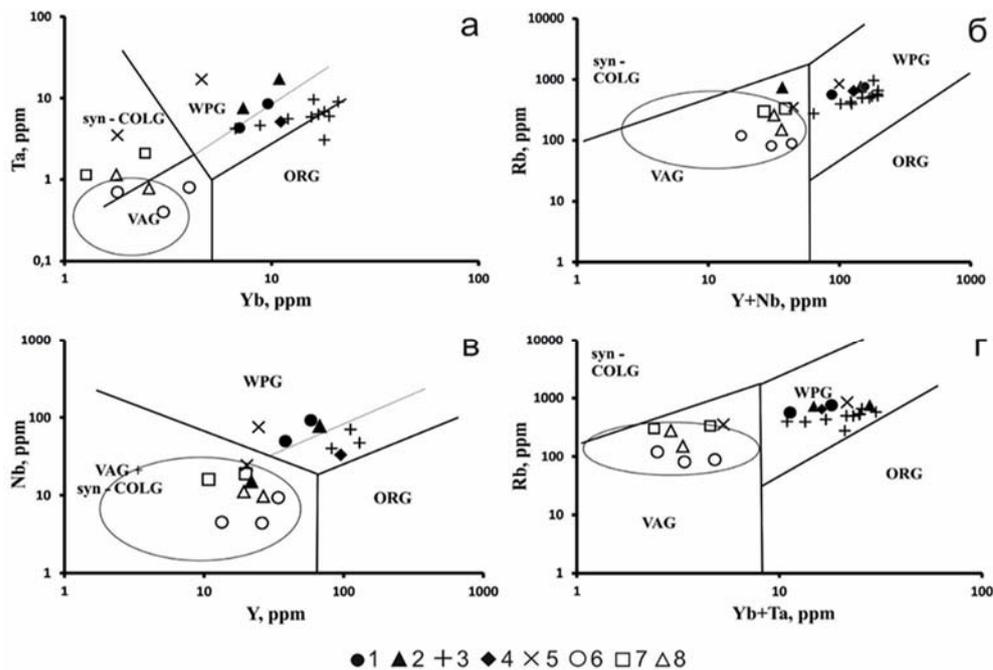


Рисунок 2. Дискриминационные диаграммы Дж. Пирса (1996) Ta-Yb, Nb-Y, Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta) для известково-щелочных гранитоидов и Li-F гранитов MZ₁ и MZ₂ ареалов магматизма (Монголия) и гранитоидов PZ₁ шаранурского комплекса (Прибайкалье). Редкометалльные граниты интрузий MZ₁ и MZ₂ ареалов (Монголия): 1 – Хэнтэй, 2 – Абдар, 3 – Бага-Газрын; 4 – Онгон-Хайрхан и Цох-Ула (онгониты), 5 – Барун-Цогт; гранитоиды известково-щелочного ряда: 6 – Бага-Хэнтэй (MZ₁), 7 – Их-Наротин-Хид (MZ₂), 8 – Хошутула (MZ₁). Выделено овальное поле коллизионных известково-щелочных гранитоидов PZ₁ шаранурского комплекса (Прибайкалье).

Исследования выполняются при финансовой поддержке РФФИ: Грант № 20-55-44002-Монг_а.

Литература:

Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куц Л.В., Перепелов А.Б. Геохимическая эволюция и рудоносные метасоматиты Бага-Газрынского многофазного массива редкометалльных Li-F гранитов (Монголия) // Доклады Академии Наук. 2018. Т. 483. №3. С. 313–317.

Антипин В.С., Кузьмин М.И., Одгэрэл Д., Куц Л.В., Шептякова Н.В. Редкометалльные литий-фтористые граниты в позднепалеозойском, раннемезозойском и позднемезозойском ареалах гранитоидного магматизма Центральной Азии // Геология и геофизика. 2022. Т.63. №7. С. 935–955.

Антипин В.С., Одгэрэл Д. Абдар - Хошутулинская интрузивно-дайковая серия: эволюция и условия образования гранитоидов различных геохимических типов в раннемезозойском ареале магматизма (Центральная Монголия) // Петрология. 2016. Т. 24. №5. С. 537–553.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмлюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Москва: Наука. 1977. 280 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С.1305–1320.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И. Позднепалеозойский и раннемезозойский редкометалльный магматизм Центральной Азии: этапы, области и обстановки формирования // Геология рудных месторождений. 2012. Т.54. № 5. С. 375–399.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust. In: Holland H.D, Turekian K.K (eds) //Treatise on Geochemistry. 2003. V. 3. The Crust. Elsevier-Pergamon, Oxford. P. 1–64.

Pearce J. A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration // Geological Association of Canada, Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79–113.

УГЛЕРОДНЫЕ ВОЛОКНА В БИОТИТ-АМФИБОЛОВЫХ СЛАНЦАХ КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (КАРЕЛИЯ): СЛЕДЫ ЖИЗНЕДЕЯТЕЛЬНОСТИ АРХЕЙСКИХ МЕТАНОГЕНОВ?

Асеева А.В.¹, Нестерова Н.С.², Голич А.Н.¹, Поселюжная А.В.¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, i@aaseeva.ru

²Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, Россия

Волокна некристаллического углерода обнаружены среди пород, слагающих уникальное Костомукшское месторождение полосчатых железистых кварцитов (BIF – banded iron formation), входящих в состав Костомукшского неоархейского зеленокаменного пояса (рис. 1). Породы пояса были сформированы 2.84–2.75 млн лет назад (Слабунов и др., 2021 и ссылки там) и метаморфизованы в условиях преимущественно зеленосланцевой и амфиболитовой фаций.

В аналогичных вулканогенно-осадочных поясах докембрийских щитов Западной Австралии, Южной Африки, Центральной Америки и Севера Евразии обнаружены следы жизнедеятельности древнейших (3.6–3.2 млрд. лет) сульфатредуцирующих (*Ueno* и др., 2008; *Roerdink* и др., 2013, *Высоцкий* и др., 2019, *Vysotskiy, S.V. et al*, 2022) и метаногенных прокариот (*Ono*, и др., 2006a). Поэтому углеродсодержащие биотит-амфиболовые сланцы и BIF Костомукшского зеленокаменного пояса могут содержать информацию как о первых обитателях планеты, так и об условиях осадконакопления, существовавших в то время.

Углеродсодержащие биотитовые сланцы пространственно разобщенных Костомукшского и Корпангского сегментов Костомукшского зеленокаменного пояса представляют собой мелкозернистые тонкополосчатые породы с хорошо выраженной агрегатной линейностью по биотиту. Вместе с BIF они являются составляющей частью ритмично слоистой флишоидной толщи (костомукшская свита гимольской серии) и интерпретируются разными авторами либо как метаморфизованные песчано-глинистые осадки флишевого типа, либо как туфы и туффиты (Слабунов и др., 2021 и другие). Углеродсодержащие сланцы костомукшской свиты были описаны ранее (*Горьковец, Шаров*, 2015), однако морфология малых тел углерода в этих породах не была изучена. Поэтому мы исследовали углерод-содержащие биотит-амфиболовые сланцы с помощью сканирующего электронного микроскопа *Tescan Lyra 3* в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Субмикронные обособления углерода в породах Костомукшского и Корпангского сегментов имеют сходное строение (рис. 2 А, Г). Волокна углерода соседствуют в них с кристаллами и агрегатами кристаллов сульфидов (рис. 2 А, Г). Такие волокнистые (фибрилярные) обособления углерода присутствуют и в биотитовом сланце (рис. 2 А-Е), и в сульфидах (рис. 2 Б-Д), а иногда служат границей, отделяя зерна сульфидов от биотита

(реже амфибола) сланцев (рис. 2 А-И). Сульфиды представлены преимущественно пирротином (рис. 2), есть сростания с халькопиритом (рис. 2 Д).

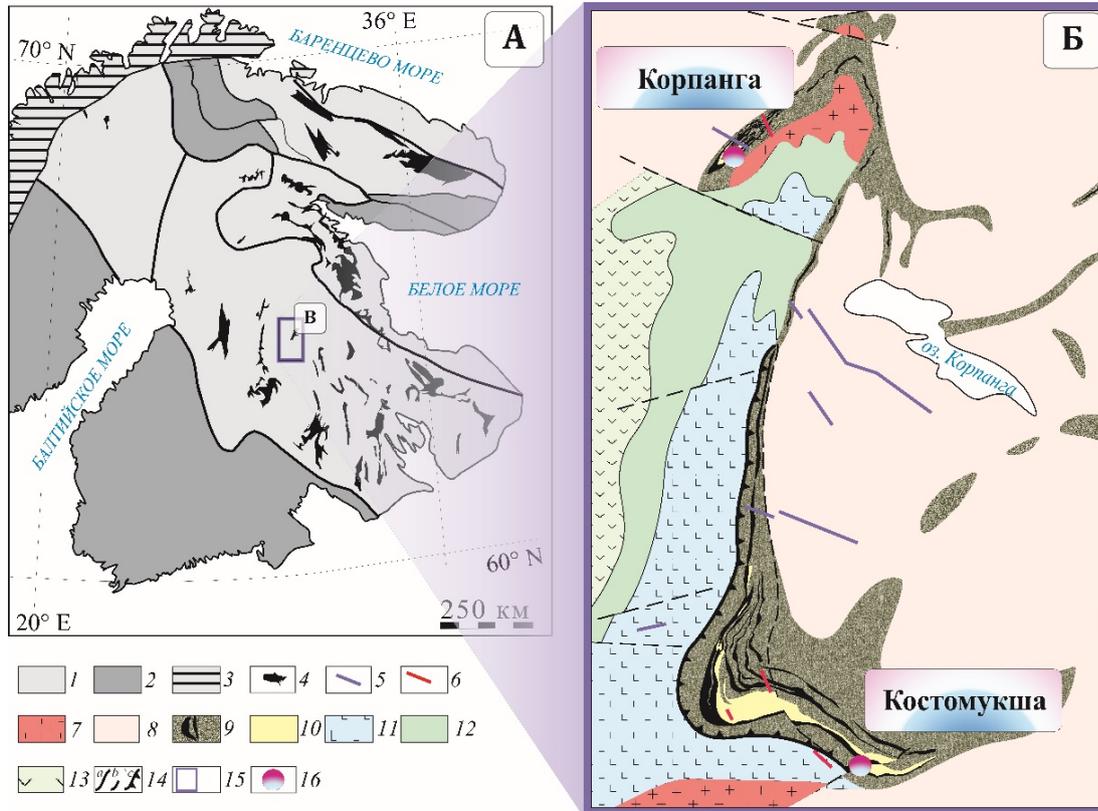


Рисунок 1. Схема геологического строения Фенноскандинавского щита (А) и Костомукшского зеленокаменного пояса (Б) по (Слабунов и др., 2021 с изменениями).

А: 1 – архейская кора; 2 – палеопротерозойская кора; 3 – каледониды, байкалиды и неопротерозойские образования; 4 – архейские зеленокаменные и парагнейсовые пояса. Б: 5 – неопротерозойские (рифейские) лампроиты и кимберлиты; 6 – палеопротерозойские (2.4 млрд лет) долериты; 7 – неоархейские (2.72–2.71 млрд лет) граниты; 8 – неоархейские 2.78 млрд лет гранитоиды ТТГ ассоциации; 9 – 2.75 млрд лет метаграувакки с VIF (костомукшская и сурлампинская свиты); 10 – 2.75 млрд лет силлы и дайки метариолитов (костомукшская свита); 11 – мезоархейские (2.84–2.78 млрд лет) базальты и базальт-коматииты (рувинваарская свита); 12 – мезоархейские туфы, туффиты, риолит-риодациты с простоями VIF и углеродистых сланцев (шурловарская свита); 13 – мезоархейские базальты и коматиититы (ниемиярвинская свита); 14 – разрывные нарушения: а – наблюдаемые, b – предполагаемые, с – надвиги; 15 – Костомукшский зеленокаменный пояс, 16 – места отбора проб.

Исследование волокон углерода при больших увеличениях показало их гетерогенное строение и постоянное присутствие тонких кварцевых прослоев внутри фибриллярных обособлений. Последние можно разделить на два различных по структуре и содержанию углерода типа (рис. 3). Волокна первого типа представляют собой агломерат из ориентированных удлиненных частиц (рис. 3 В, Д, Е) толщиной около 85 нм (рис. 3 Е), содержание углерода в которых составляет около 98 вес. %. Удлиненные глобулы иногда образуют цепочки (рис. 3 Д). Фибриллярные обособления углеродистого вещества второго типа содержат в среднем около 85 вес.% углерода, имеют стекловатую структуру и плавные переходы в кварц (рис. 3 Г, Д).

В нашем исследовании наноиндивиды углерода в волокнистых агрегатах первого типа представлены удлиненными глобулами, «рафинированными» по диаметру, но различными по длине. Глобулы ориентированы вдоль слоев, что свидетельствует о том, что

прото вещество состояло из индивидуальных объектов и находилось в пластичном состоянии во время осадконакопления. Волокнистые агрегаты углерода второго типа не имеют видимой структуры на наноуровне. Углерод, необходимый для роста разных типов углеродных волокон, с большой долей вероятности, поступал из одного источника. А на способность поступающего углеродистого вещества к образованию удлиненных индивидов или рассеянию в виде мельчайших частиц повлияли, скорее всего, условия внешней среды.

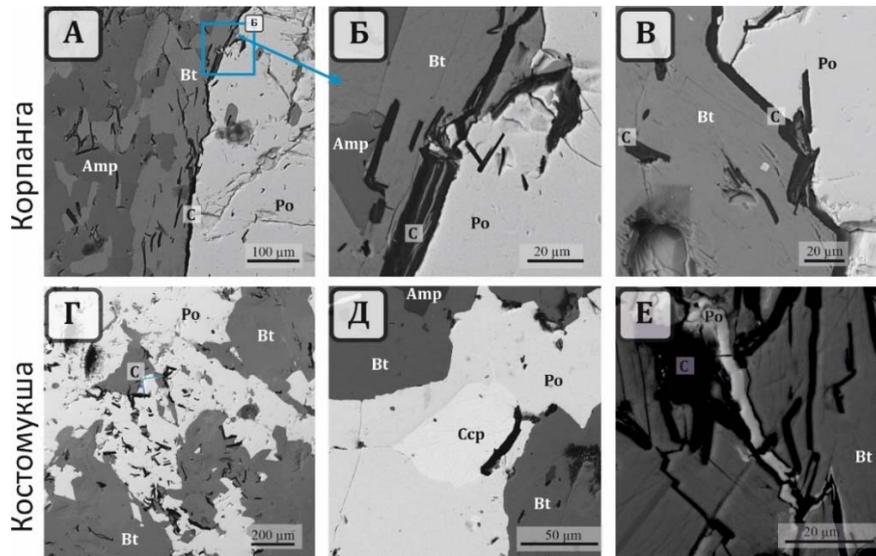


Рисунок 2. Фибриллярные обособления углерода в биотит-амфиболовых сланцах с сульфидами. А-В – Корпанга: А – углеродсодержащий сланец с включением пирротина; Б – увеличенный фрагмент А; В – волокна углерода обрастающие и врастающие в зерно пирротина. Г-Е – Костомукша: Г – сланец с тонкой вкрапленностью пирротина, Д – пирротин-халькопировое срастание с углеродным обособлением в сланце, Е – биотит, пронизанный волокнами углерода с прожилком пирротина.

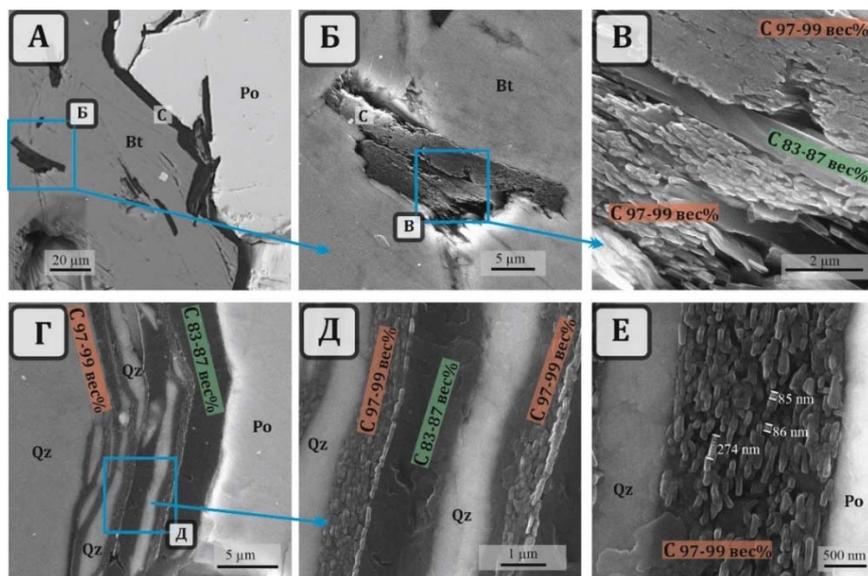


Рисунок 3. Волокна углерода в сульфидсодержащем биотитовом сланце.

А – волокнистые индивиды углерода обрастают зерно пирротина; Б – увеличенный фрагмент рисунка А; В – 2 типа углеродных волокон: красным выделен 1 тип, зеленым – 2 тип; Г – тонкое переслаивание волокон двух типов с кварцем; Д – цепочечное строение волокон первого типа, увеличенный фрагмент Г; Е – субмикронное строение углеродных волокон 1 типа.



Недавние изотопно-геохимические исследования пород Костомукшского зеленокаменного пояса (в том числе углеродсодержащих биотитовых сланцев и VIF) показали, что формирование его протекало в условиях субдукции (Слабунов и др., 2021), сопровождавшейся интенсивной фумарольно-гидротермальной деятельностью с выбросом газообразных соединений серы и углерода, а также пепловой седиментацией. Как и в современных вулканогенно-гидротермальных системах (курильщиках), архейские сульфатредукторы продуцировали скопления сульфидов сферической формы (Kristjansson et al., 1982). Так, в Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе (Лекса, Карелия) расположенном немного восточнее были найдены изотопные свидетельства деятельности сульфатредуцирующих прокариот (Vysotskiy et al, 2022). Развитие метаногенных бактерий в этих условиях возможно, но затруднено, поскольку сульфатредуценты преобладают над метаногенами в борьбе за водород и другие необходимые для жизни субстраты, ведь реакция сульфатредукции энергетически выгоднее (Kristjansson et al., 1982).

Таким образом, данные, полученные в настоящей работе, свидетельствуют скорее в пользу образования углеродных волокон в результате термического разложения метана фумарол в отсутствие кислорода, чем в пользу биогенной гипотезы. Изменение свойств внешней среды, в которую осуществлялся выброс углеродистого протовещества повлияло на содержание углерода в фибриллярных обособлениях первого и второго типов. Формирование волокнистых индивидов углерода, их срастание с сульфидами и минералами сланцев свидетельствует о парагенетических их взаимоотношениях.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского Научного Фонда 21-17-00076, 528 (<https://rscf.ru/project/21-17-00076/>). Авторы благодарны АО “Карельский окатыш” за возможность проведения исследований на карьерах рудника и Л.В. Кулешевич за предоставленные образцы. Мы признательны д.г.-м.н С.В. Высоцкому и д.г.-м.н. А.И. Слабунову за критические замечания и плодотворные дискуссии, позволившие улучшить качество работы.

Литература:

Березкин В.И. О сажевой модели происхождения карельских шунгитов // Геология и геофизика. 2005. Т.46. № 10. С.1093–1101.

Высоцкий В.С. Ханчук А.И., Кулешевич Л.В., Игнатъев А.В., Слабунов А.И., Веливецкая Т.А. Мультиизотопный состав серы сульфидов и микрофоссилии мезоархейского колчеданного рудопоявления Лекса Карельского кратона: новые данные о роли абиогенных и биогенных факторов при формировании древнейших руд // Доклады Академии Наук. 2019. Т.485. №5. С. 599–603.

Горьковец В.Я., Шаров Н.В. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минералогия). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2015. 322 с.

Слабунов А. И., Нестерова Н. С., Егоров А. В., Кулешевич Л. В., Кевлич В. И. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи костомукшского зеленокаменного пояса карельского кратона фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. Т. 66. № 4. С. 291–307.

Филиппов М.М. Антраксолиты. Санкт-Петербург: ВНИГРИ. 2013. 296 с.

Kristjansson, J.K., Schönheit, P. & Thauer, R.K. Different Ks values for hydrogen of methanogenic bacteria and sulfate reducing bacteria: An explanation for the apparent inhibition of methanogenesis by sulfate // Archives of Microbiology. 1982. No. 131. P. 278–282.

Ono, S., Beukes, N.J., Rumble, D., Fogel, M.L. Early evolution of atmospheric oxygen from multiple-sulfur and carbon isotope records of the 2.9 Ga Mozaan Group of the Pongola Supergroup, Southern Africa // South African Journal of Geology. 2006. No. 109. P. 97–108.

Roerdink, D.L.; Mason, P.R.D.; Whitehouse, M.J.; Reimer, T. High-resolution quadruple sulfur isotope analyses of 3.2 Ga pyrite from the Barberton Greenstone Belt in South Africa reveal distinct environmental controls on sulfide isotopic arrays // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2013. No. 117. P. 203–215.

Ueno, Y.; Ono, S.; Rumble, D.; Maruyama, S. Quadruple sulfur isotope analysis of ca. 3.5 Ga Dresser Formation: New evidence for microbial sulfate reduction in the early Archean // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. No. 72. P. 5675–5691.



Vysotskiy, S.V.; Velivetskaya, T.A.; Ignatiev, A.V.; Slabunov, A.I.; Aseeva, A.V. Multiple Sulfur Isotope Evidence for Bacterial Sulfate Reduction and Sulfate Disproportionation Operated in Mesoarchaeal Rocks of the Karelian Craton // Minerals. 2022. No. 12: 1143.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ БЕРЕЗОВСКОЙ СВИТЫ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Афонин И.В.

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия,
heaven05@list.ru*

Исследования надсеноманских отложений в Западной Сибири в последние годы приобретают все более масштабный характер. Это связано с истощением газовых залежей сеномана и, как следствие, необходимостью пополнения ресурсной базы углеводородов. Одним из наиболее перспективных объектов является березовская свита, которой и посвящена данная работа.

Объектом исследования являются отложения Харампурского месторождения. Минералогический состав был определен рентгеноструктурным методом (РСА) (160 образцов), макро- и микроэлементный состав рентгенофлуоресцентным методом (РФА) и масс-спектрометрией с индуктивно связанной плазмой (160 образцов).

В составе березовской свиты выделяются две подсвиты: нижнеберезовская (пласты НБ1-НБ4) и верхнеберезовская (ВБ0-ВБ2) (Агалаков и др., 2017). Границы пластов установлены по данным ГИС (Кудаманов и др., 2018). Литологически отложения нижнеберезовской подсвиты представлены разнозернистыми алевролитами, глинисто-кремневыми и кремнево-глинистыми породами и опоками (пласт НБ1). Верхнеберезовская подсвита сложена алевролитами разнозернистыми глинистыми реже песчанистыми, глинисто-кремневыми породами. Также наблюдаются маломощные прослойки сидеритолитов на различных стратиграфических уровнях, которые, вероятно, могут служить потенциальными реперами при корреляции.

В минералогическом плане каждая из подсвит характеризуется довольно однородным составом со своими индивидуальными чертами. Группа пластов НБ характеризуется присутствием глинистых минералов (2,6–51,0 %), кварца (4,7–67,4 %), полевых шпатов (натриевые (1,2–12,1 %) и калиевые (1,0–9,5 %)), пирита (1,0–8,8 %), цеолитов (1,9–19,4 %, главным образом, в пластах НБ3-НБ4, реже в НБ2), минералов группы опал-кристобалит-тридимит (ОКТ) (3,4–78,8 %, максимальные значения приурочены к пачке опок НБ1). Преимущественно в северной и центральной частях площади отмечается широкое развитие глауконита до 13,3 %. Карбонатные минералы развиты повсеместно, достигая максимальных концентраций в северной части площади, наиболее часто отмечается сидерит (не более 7–8 %, до 70,8 % в сидеритолитах). Кальцит (до 23,7 %) и доломит (до 5,2 %) встречаются эпизодически. Среди глинистых минералов выделяются каолинит (до 20 %), хлорит (до 26 %), иллит (до 70 %), смешанослойные образования иллит-монтмориллонитового ряда (ССО) (до 88 %) и монтмориллонит (до 88 %).

Для пластов ВБ2-ВБ0 характерно общее преобладание глинистых минералов (5,3–63,9 %) и кварца (2,9–60,3 %). В меньших количествах отмечаются полевые шпаты (калиевые (1,2 %) и натриевые (1,4–15,5 %)), пирит (1,2–8,4 %), цеолиты (до 3,4 %, исключительно в пласте ВБ0), ОКТ (4,6–37,4 %, характерны для основания пласта ВБ2 и части ВБ0), глауконит (до 11,4 %, преобладающе в центральной и северной частях). Карбонатные минералы представлены сидеритом (до 8 % в породах и до 97,1 % в сидеритолитах), кальцитом (до 7 %) и доломитом (до 6,9 %), последние два наблюдаются локально. Среди глинистых минералов выделяются каолинит (до 20 %), хлорит (до 42 %), иллит (до 53 %), ССО (до 15 %) и монтмориллонит (до 81 %).

Анализируя общие тенденции изменения минерального состава, можно отметить, что для пластов группы НБ (от НБ4 к НБ1) фиксируется поступательное увеличение доли ОКТ с обратным трендом накопления кварца и глинистых минералов, что говорит об уменьшении доли терригенного накопления и смена его на органогенно-хемогенный механизм формирования осадка.

Основной тенденцией для минерального состава пород верхнеберезовской подсвиты является поступательный рост содержания глинистых минералов, кварца и полевых шпатов от пласта ВБ2 к ВБ0. В ВБ0 иногда данная тенденция нарушается за счет развития ОКТ.

Наличие парагенезиса цеолиты (клиноптилолит) и монтмориллонит позволяет предполагать участие в процессе осадконакопления пеплового материала, вероятно, кислого состава (Япаскурт, 2008), что подтверждает публикации о находках пирокластики (Карих и др., 2020).

Статистические величины по данным рентгенофлуоресцентного анализа представлены в таблице 1.

Таблица 1. Результаты рентгенофлуоресцентного анализа, мас. %.

Подсвита	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	ППП
Верхне-березовская	0.22	1.68	6.93	31.55	0.83	0.42	0.36	0.00	0.06	0.03	6.74
	2.62	4.27	19.03	73.79	2.51	1.91	0.82	0.96	31.62	5.31	20.45
	1.26	3.33	14.42	59.32	1.90	1.07	0.65	0.02	5.51	0.09	10.51
Нижне-березовская	0.20	0.40	3.02	53.93	0.35	0.23	0.13	0.00	0.03	0.03	4.53
	2.66	4.56	19.31	84.30	2.45	1.40	0.81	0.14	11.36	3.01	14.82
	0.8	2.54	8.58	73.80	1.06	0.98	0.61	0.01	2.24	0.09	8.64

Примечание: сверху вниз: минимальное, максимальное, медиана; ППП – потери при прокаливании.

Данные в таблице, в целом, подчеркивают однородность химического состава исследуемых пород. Из значимых отличий, следует отметить повышенную кремнистость отложений нижнеберезовской подсвиты и обедненность оксидами алюминия, железа и, в меньшей степени, натрия и калия по сравнению с породами верхнеберезовской подсвиты. Что коррелируется с результатами РСА. Рассматривая основные тренды для каждой из подсвит, можно отметить для пластов группы НБ4-НБ1 поступательный рост SiO₂ от подошвы к кровле, на фоне уменьшения значения всех остальных оксидов. В ряду ВБ2-ВБ1 наблюдается четкий рост Al₂O₃ и MgO с симбатным уменьшением SiO₂ и Fe₂O₃. При переходе от ВБ1 к ВБ0 пары элементов изменяют тренды на противоположные.

Анализ поведения микроэлементов позволяет выделить следующие особенности – редкие и редкоземельные элементы (Li, Sc, Ga, Rb, Zr, TR), а также V и Cr демонстрируют волнообразное распределение по разрезу, достигая максимальных значений в породах пластов НБ3 и НБ2 и снижаясь в НБ4 и НБ1 (как правило, минимальные значения НБ1). Sr, Ba, Zn, Cu, Co поступательно уменьшаются от подошвы к кровле подсвиты.



Для отложений пластов группы ВБ2-ВБ0 для всего ряда элементов отмечается поступательное увеличение с максимальными концентрациями в породах пласта ВБ1 и реже в верхней части пласта ВБ2 с последующим уменьшением в пласте ВБ0.

Обнаруженный характер распределения элементов, вероятно, подчиняется смене обстановок седиментации, вызванных трансгрессивно-регрессивными циклами (Кудаманов и др., 2018). Увеличение доли редких и редкоземельных элементов отвечает фазам регрессии и более активному привносу терригенного материала. Sr, Ba, Zn, Cu, Co – проявления трансгрессии и хемогенному и органогенному режимам седиментации.

По результатам проведенных исследований можно заключить, что минеральные особенности выражаются в преобладании кремнистых минералов в нижнеберезовской подсвете (кварц-опал-кристобалит-тридимитовом парагенезис), для пород верхнеберезовской подсветы характерен глинисто-кварцевый состав. Наличие парагенезиса цеолиты-монтмориллонит предполагает участие в формировании березовской свиты пеплового материала кислого состава. Особенности распределения микро- и макроэлементов подчеркиваются изменениями минерального состава и, вероятно, имеют фациальный контроль, выраженный в проявлении регрессивно-трансгрессивных циклов.

Исследования выполнены на оборудовании Томского регионального центра коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета. Центр поддержан Грантом Министерства Науки и Высшего Образование Российской Федерации №. 075-15-2021-693 (№ 13.ЦКП.21.0012).

Литература:

Агалаков С.Е., Кудаманов А.И., Маринов В.А. Фациальная модель верхнего мела Западной Сибири // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. 2017. Т. 2. № 1. С. 101–105.

Карих Т.М., Кудаманов А.И., Агалаков С.Е., Маринов В.А. Новые находки пирокластиков в верхнемеловых отложениях Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2020. № 4. С. 19–28.

Кудаманов А.И., Агалаков С.Е., Маринов В.А. Трансгрессивно-регрессивный характер осадконакопления в коньяке – сантоне верхнего мела Западной Сибири // Нефтяное хозяйство. 2018. № 7. С. 58–63.

Япаскурт О.В. Генетическая минералогия и стадийный анализ процессов осадочного пороодо- и рудообразования. Учебное пособие. Москва: ЭСЛАН. 2008. 356 с.

ГЕОХИМИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОКРИСТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ПРИАНАБАРЬЯ И ЧОМУРДАХСКОГО ПОЛЯ

**Ащепков И.В.^{1,2}, Костровицкий С.И.^{2,3}, Бабушкина С.А.⁴, Медведев Н.С.⁵,
Альмова Н.В.²**

¹Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирск Россия, Igor.Ashchepkov@igm.nsc.ru

²Институт Геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

³Институт Земной Коры СО РАН, Иркутск, Россия,

⁴Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск, Россия

⁵Институт Неорганической Химии и Минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

Проанализированы ксенокристы: гранаты, пироксены, ильмениты из трубок кимберлитовых полей, прилегающих к Анабарскому щита (дайка Лось) и Прианабарья (тр. Малокуонамская, Университетская, Трудовая, и др.) и Чомур, Чомурдахского поля методами рентгеновского микроанализа и ICP MS.

Реконструированные мантийные разрезы Анабарского щита и Прианабарья частично публиковались (Ashchepkov et al., 2001; 2016; 2019), в данной работе представлены более полные варианты. В целом характерна относительная редкость пироповых гранатов, особенно истощенного типа в нижней части разреза и широкое развитие верлитовых

ассоциаций в верхней части разрезов. Пироксенитовая линза от 3 до 5 Гпа широко представлена в большинстве разрезов. Ильменитовые тренды часто прерывисты.

Для гранатов из дайки Лось характерны высокие вариации спектров очень часто с приподнятыми LREE, минимумами высокозарядных элементов (HFSE) и пиками U, Pb, что связано с субдукционными древними флюидными потоками. Для пироксенов характерны наклонные REE спектры, с La/Yb_n от 15 до 20 и с разным уровнем концентрации тяжелых лантаноидов предполагающий фракционирование граната. На спайдердиаграммах (СД) выделяются разновидности с явными субдукционными пиками Ba, U, Pb и разности, в которых на СД высокозарядные элементы – без минимумов или повышенные. В дайке Лось высоко содержание перовскитов, которые обнаруживают спектры уклоном с уменьшением высокозарядных и Pb и ильменитов с высокими и наклонными спектрами REE за счет фракционирования протокимберлитового расплава существенно карбонатитового состава.

По спектрам REE и СД гранаты из тр. Чомур (Чомурдахского поля) относятся к лерцолит–гарцбургитовому типу, а единичные зерна к дунитовому, с типичными пиками U и минимумами (Ta << Nb), но Zr и Hf почти на уровне REE. Клинопироксены делятся на обогащенные La (~100) и сравнительно гладкими СД в левой части и вторую группу с низкими ($La \sim 10-50$) с минимумами HFSE.

Для пироксенов трубки Трудовая наряду с лерцолит-гарцбургитовыми присутствуют гранаты из гранулитов с высокими уровнями REE, Eu аномалиями и эклогитовые с пиками U, Ba и низкими HFSE. Для клинопироксенов характерны наклонные спектры REE и в целом близкие тенденции в поведении HFSE.

Гранаты из трубки Куранахского поля Малокуонамская делятся на дунит-гарцбургитовые с низкими REE, с обогащением LREE и верлитовые с выпуклым REE, максимумом Gd, Eu и высокими концентрациями HREE, часто обогащенными Th и U, варьирующими Ta и Nb и всегда низкими Zr и Hf

Клинопироксены из трубки Малокуонамская часто имеют локальный минимум HREE и вариации наклона и обогащения спектров REE. На СД отражаются пики Ba, варьирующие Ta, Nb и минимумы Zr и Hf.

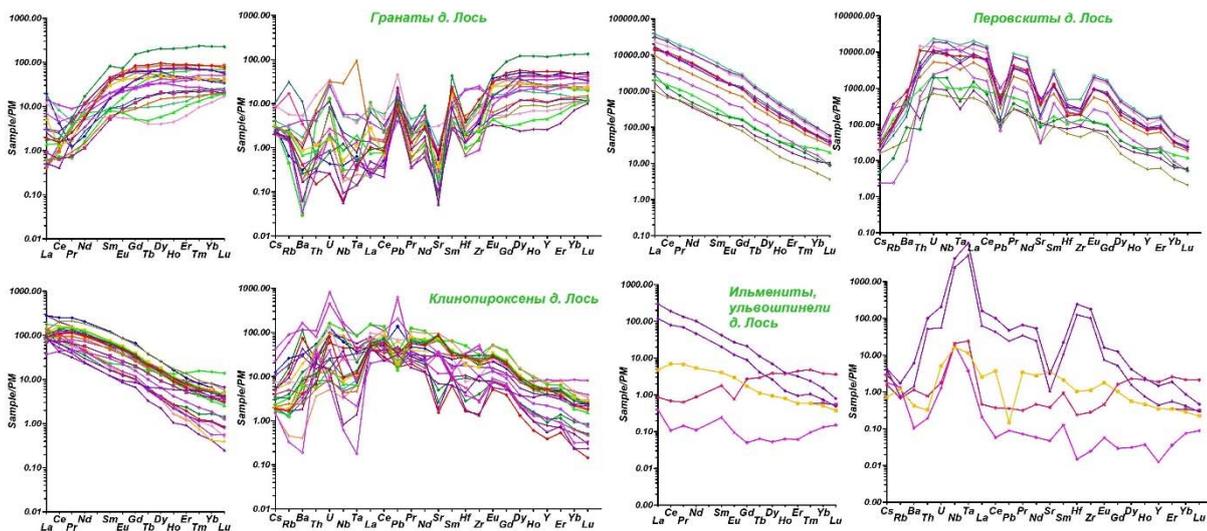


Рисунок 1. Спектры REE, нормированные на состав хондрита (Evensen et al., 1979) и сайдерграммы, нормированные на состав примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995) для гранатов, клинопироксенов, перовскитов, ильменитов из кимберлитовой дайки Лось.

Гранаты из трубки Университетская, в основном, лерцолит-гарцбургитовые, с признаками субдукционного генезиса (U пики), и широкими вариациями HFSE иногда с

обогатением Zr –Hf, что означает H₂O – метасоматоз. Клинопироксены в целом более разнообразны по спектрам REE, на СД часто отмечаются пики Nb с широкими вариациями Ва, Th, U и HFSE.

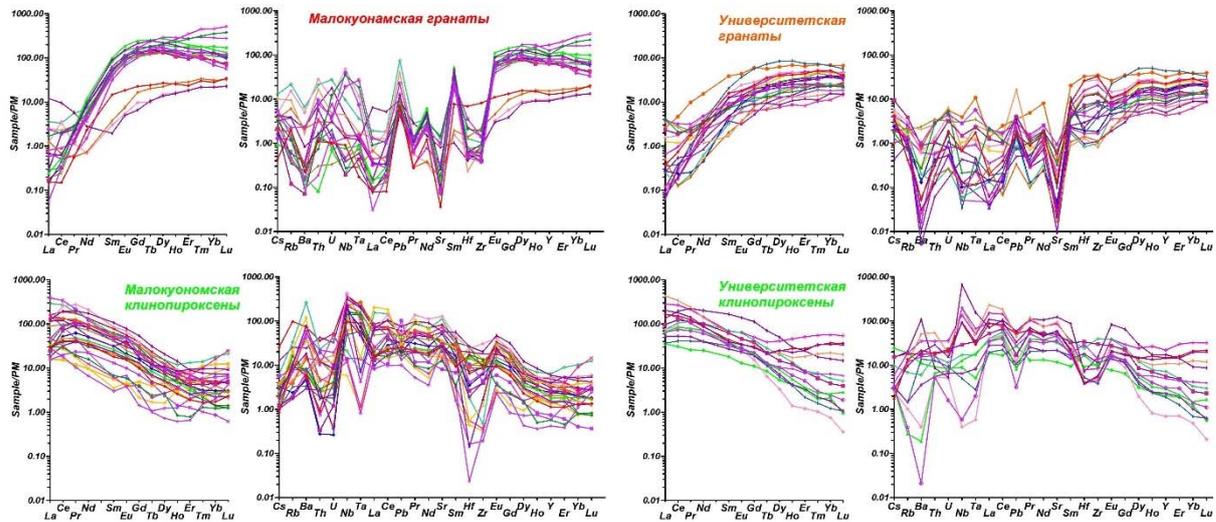


Рисунок 2. Спектры REE, нормированные на состав хондрита (Evensen et al., 1979) и спайдерграммы, нормированные на состав примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995) для гранатов, клинопироксенов, перовскитов, ильменитов из кимберлитовых трубок Малокуонамская и Университетская.

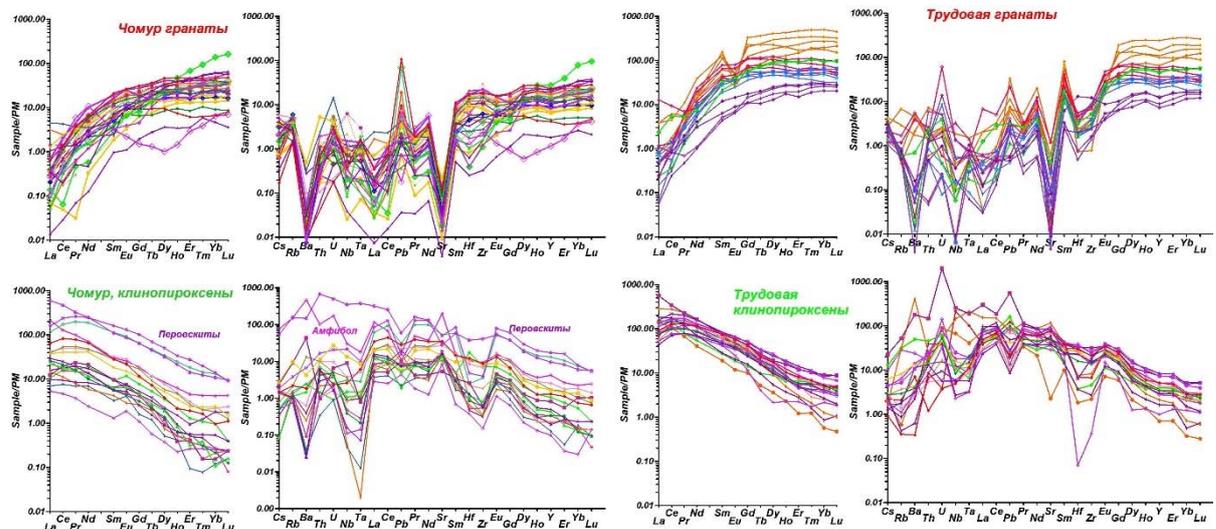


Рисунок 3. Спектры REE, нормированные на состав хондрита (Evensen et al., 1979) и спайдерграммы, нормированные на состав примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995) для гранатов, клинопироксенов, перовскитов, ильменитов из кимберлитовых трубок Чомур и Трудовая.

В большинстве разрезов фиксируется древний субдукционный метасоматоз по пироповым граната, хотя часть из них потом была модифицирована под действием плюмового карбонатитового, частично адакитового метасоматоза с повышенными Nb, Hf, Sr. Средняя пироксенит-эклогитовая линза возникла как граница коры в древнеархейское время. Верхняя верлитовая часть разреза, вероятно, возникла при плавлении пироксенитовой линзы в средней части и миграции расплавов в верхнюю часть. Протокимберлитовый метасоматоз слабо выражен. Никаких признаков предполагаемой деляминации литосферы



(Griffin et al, 2005) в разрезах не обнаружено, что подтверждается Орх-Grt термобарометрией для минералов тяжелой фракции из Дюкенского поля (Ashchepkov, 2003). Нижняя часть разреза истощена, поэтому гранат и пироксены встречаются редко и не дают протяженной геотермы.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР по теме № 0284-2021-0008, грант РФФИ 19-05-00788.

Литература:

Ashchepkov I.V., Kuligin S.S., Vladyskin N.V., Downes H., Vavilov M.A., Nigmatulina E.N., Babushkina S.A., Tychkov N.S., Khmelnikova O.S. Comparison of mantle lithosphere beneath early Triassic kimberlite fields in Siberian craton reconstructed from deep-seated xenocrysts// *Geoscience Frontiers*. 2016. V. 7, №4. С. 639–662.

Ashchepkov I.V., Ivanov A.S., Kostrovitsky S.I., Vavilov M.A., Babushkina S.A., Vladyskin N.V., Tychkov N.S., Medvedev N.S. Mantle terranes of the Siberian craton: Their interaction with plume melts based on thermobarometry and geochemistry of mantle xenocrysts. // *Geodynamics and Tectonophysics*, 2019, V.10, № 2, pp. 197–245.

Ashchepkov I.V., Vladyskin N.V., Saprykin A.I., Khmelnikova O.S., Anoshin G.N. Composition and thermal structure of the mantle in peripheral parts of Siberian craton// *Revista Brasileira de Geociências*, 2001, №.31, №4, pp.493–496.

Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., van Achtebergh E., Cherenkova A.F, Cherenkov V.G. The Kharamai kimberlite field, Siberia: modification of the lithospheric mantle by the Siberian Trap event// *Lithos*, 2005, V. 81, pp. 167–187

Evensen N.M., Hamilton P.J., Onions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites// *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1979, V.42, pp.1199–1212.

McDonough W.F., Sun S.-S, The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995. V.120, pp. 223–253.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МИНЕРАЛОВ ЛАМПРОИТОВ МУРУНСКОГО МАССИВА

*Ащепков И.В.^{1,2}, Сотникова И.А.², **Владыкин Н.В.²**, Алымова Н.В.², Медведев Н.С.³*

¹*Институт Геологии и Минералогии СО РАН, Новосибирск Россия, Igor.Ashchepkov@igm.nsc.ru*

²*Институт Геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия*

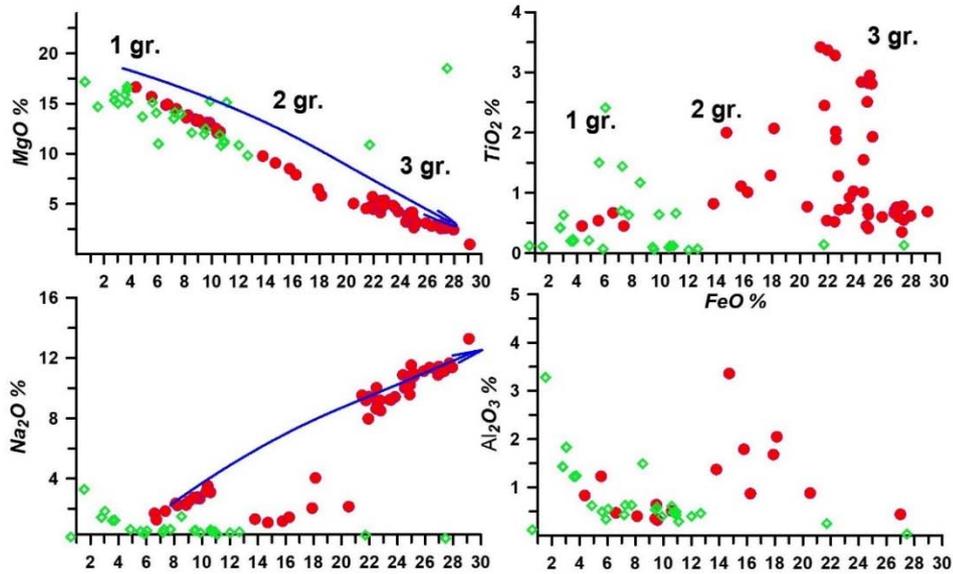
³*Институт Неорганической Химии и Минералогии СО РАН, Новосибирск Россия*

Минералы из лейцитовых лампроитов Мурунского щелочного массива (Vladyskin, 2000; 2005; Владыкин, 2009) были проанализированы методами электронной микроскопии в шлифах 700 зерен минералов (ИГМ СО РАН) и методом индукционно плазменной спектроскопии с лазерной абляцией (ИНХ СО РАН) 40 зерен. В шлифах методами ЕМ обнаружены пироксены, амфиболы, разнообразные слюды включая разновидности Ва-типа, лейциты и нефелины, Ва и К полевые шпаты, эвдиалит, барит, стронцианит, ильмениты, Sr-шпинелиды, Ti-магнетиты, апатиты, турмалин, хлориты и разнообразные карбонаты и сульфиды: пирротин, пентландит, халькопирит, мурунскит, смитсонит, галенит.

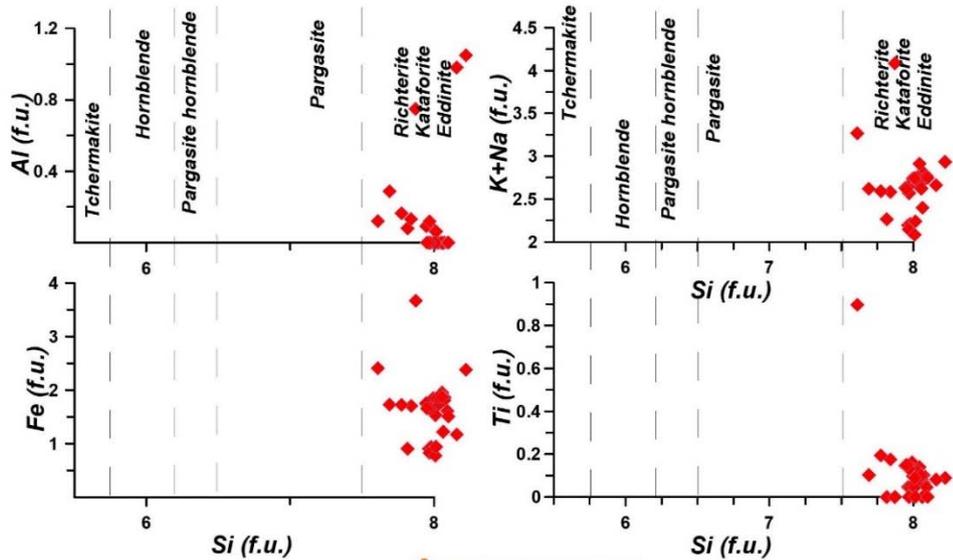
Пироксены делятся на 3 группы от диопсидов до авгитов и эгиринов, обнаруживая непрерывный ряд составов по MgO. (рис. 1). Амфиболы K-рихтериты и арфведсониты, и Ca-Fe аккерманиты. Среди слюд установлены полные ряды от флогопитов до биотитов. Доля Ва слюд существенно. На генетической диаграмме для Mitchell, 1995 (рис. 1) большая часть попадает в поле айликитов или оранжееитов но есть и лампроитовый луч с увеличением Ti. Часто встречаются лейциты и нефелины. Для многочисленных апатитов

характерно замещение Ca-Sr и заметные содержания F до 3 %. Обнаружены эвдиалиты К-типа и минерал близкий к прайдериту.

Клинопироксены



Амфиболы



Флогопиты

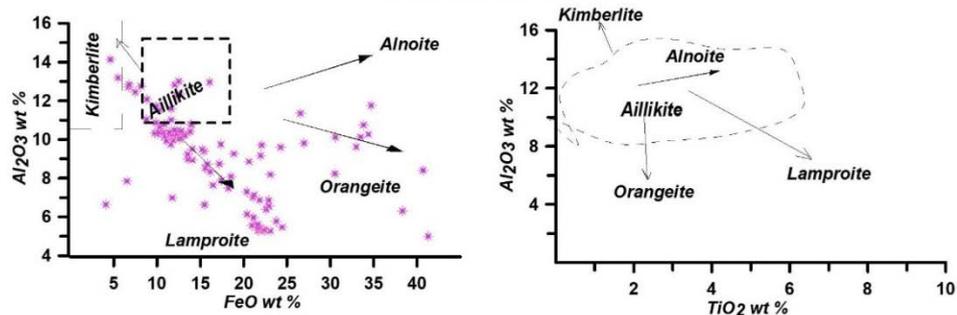
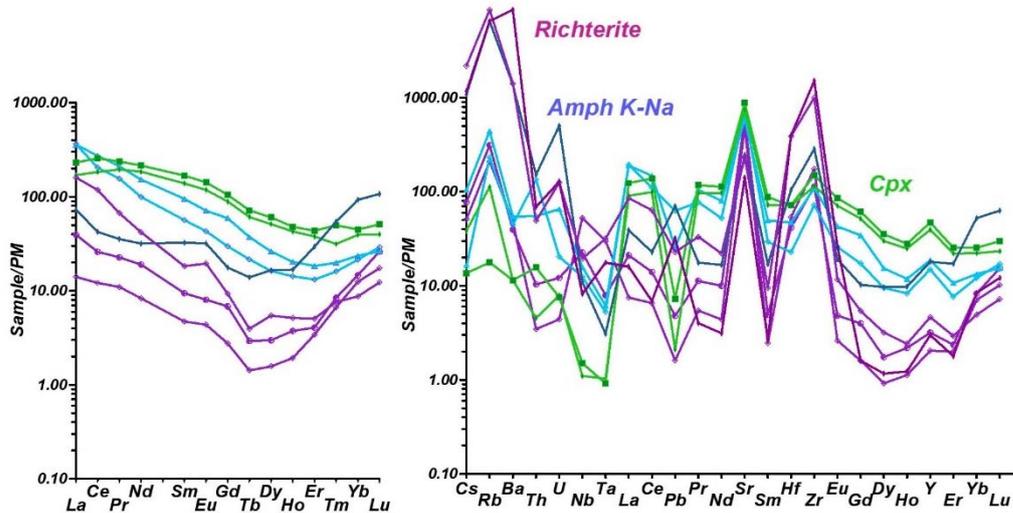


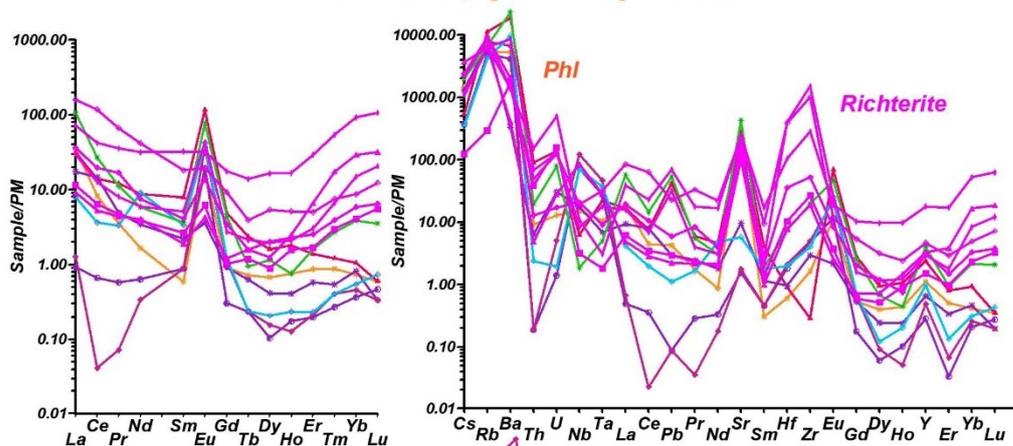
Рисунок 1. Вариационные диаграммы для клинопироксенов, амфиболов, слюд и апатитов из лампроитов Мурунского щелочного массива.

На диаграммах для редких элементов (рис. 2) для пироксенов характерны обогащенные La ~200–250 слабонаклонные спектры La/Yb_n (2–3), выполаживающиеся в HREE крыле.

Клинопироксены –К-На амфиболы



Флогопиты, рихтериты



Лейциты

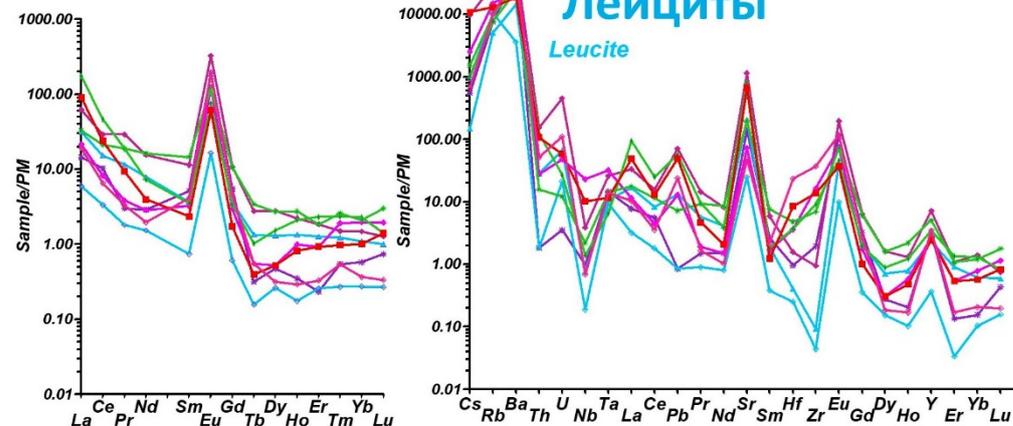


Рисунок 2. Спектры REE, нормированные на состав хондрита (Evensen et al., 1979) и спайдердиаграммы, нормированные на состав примитивной мантии (McDonough, Sun, 1995) для клинопироксенов, амфиболов флогопитов, лейцитов, полевых шпатов из лампроитов Мурунского массива.



Для амфиболов К-Na-Ca типа как аккерманит характерны сильно наклонные спектры с депрессией от Ho-Tm с пиками LILE особенно Rb и повышенными Zr, Hf, Y и минимумами Ta-Nb. Для более щелочных амфиболов характерно пониженные концентрации REE, пики LILE, также наклонные спектры и тоже повышенные Zr-Hf. Амфиболы ультращелочного типа рихтерит и арфведсонит имеют довольно высокие содержания REE (выше у последних) характерными U-образными спектрами. Для них типичны очень высокие содержания LILE с пиком на Rb. Для арфведсонитов типичны высокие пики Sr, Zr, Hf. У рихтеритов пики Zr-Hf ниже, а для Ta-Nb типичны минимумами. У флогопитов спектры наклонные U-образные с резким пиком Eu интерференция Ti. Типичны очень высокие LILE с пиком на Ba, Sr, Y, Pb.

Для лейцитов характерны пониженные REE и особенно LREE с пиком Eu. Также характерны пики U, Sr, Pb, а HFSE варьируют.

Спектры REE К-Ва полевых шпатов схожи с флогопитовыми. На спайдердиаграммы выражены высокие пики LILE, Sr, Pb, Y

Судя по особенностям трендов минералов, лампроиты – результат плавления (низких степеней) под действием плюмовых расплавов глубоко метасоматизированной субдукционными процессами мантии. Пироксены – сквозные минералы, на ранней стадии их составы контролировался фракционированием оливина и далее насыщенными SiO₂ силикатов. Дальнейшее фракционирование привело к обогащению редкими элементами P, Sr, F. В амфиболах рост REE сопровождался накоплением Zr, Hf, тогда как Nb, Ta удалялись при осаждении Ti-магнетита.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР по теме № 0284-2021-0008, грант РФФИ 19-05-00788.

Литература:

Владыкин Н.В. Петрология калиево-щелочных лампроит карбонатитовых комплексов их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1443–1455.

Vladykin N. V. Malyi Murun Volcano-Plutonic Complex: An Example of Differentiated Mantle Magmas of Lamproitic Type // *Geochemistry International*. 2000, V.38, pp 573–583.

Vladykin N.V. Unique Murun massif of ultra-potassium agpaitic alkaline rocks and carbonatites magmatism and genesis. collection of IMGRE, Genetic types of ore deposits // *Applied geochemistry*. 2005. V.7/ 2, pp. 124–144.

Mitchell, R. H. 1995. Melting experiments on a sanidine phlogopite lamproite at 4–7 GPa and their bearing on the sources of lamproitic magmas. *Journal of Petrology* 36, 1455– 1474

Evensen N.M., Hamilton P.J. Onions R.K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites// *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1979, V.42, pp.1199–1212.

McDonough W.F., Sun S.-S, The composition of the Earth // *Chemical Geology*, 1995. V.120, pp. 223–253.

ГЕОХИМИЯ МАГНЕТИТА И ИЛЬМЕНИТА В РУДАХ ОРОНГОЙСКОГО УЛЬТРАБАЗИТ-БАЗИТОВОГО МАССИВА ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ, РОССИЯ (ПО ДАННЫМ LA ICP-MS)

Бадмацыренова Р.А., Брянский Н.В.

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

Оронгойский ультрабазит-базитовый массив относится к первой фазе бичурского комплекса (278.8±7 млн лет), расположен в хребте Моностой предгорья хр. Хамар-Дабан, юго-западнее г. Улан-Удэ (Бадмацыренова, Бадмацыренов, 2011; Бадмацыренова и др., 2011). Массив занимает площадь около 20 км², имеет овальную, слегка вытянутую в широтном направлении форму. Вся средняя часть его сложена анортозитами, в которых

встречаются ксенолиты лейкогаббро. Анортозиты в виде полосы переменной мощности (от 1 до 2 км) прослеживаются в субширотном направлении, на их долю приходится около 70 % площади интрузива. В крайней северной части массива наблюдаются щелочные роговообманковые габбро. В южном направлении эти породы сменяются зоной мелкозернистых пироксен-керсутитовых габбро. Крайняя западная часть массива и полоса между анортозитами и зоной пироксен-керсутитовых габбро сложена трахитоидными лейкогаббро. Оливиновые габбро распространены крайне ограничено. Они отмечены в юго-восточной части массива, где образуют неправильной формы участок с нечеткими контурами среди трахитоидных мезо- и лейкогаббро. Ультраосновные породы (серпентинизированные оливиниты) в виде нескольких мелких (до 150 м в поперечнике) округлых тел закартированы в восточной части массива среди анортозитов и трахитоидных лейкогаббро. Контакты ультрабазитов с вмещающими породами очень четкие и нередко тектонизированы. Ближе к северной периферии массива габброиды прорываются щелочными сиенитами, в которых встречаются ксенолиты габбро. Оронгойский массив богат дайками и жилами пород кислого состава. С запада и востока породы массива перекрыты четвертичными отложениями. С юга габброиды контактируют с гранито-гнейсами и гнейсами протерозоя. Все разновидности габброидов в том или ином количестве содержат вкрапленность и гнезда титаномагнетита и ильменита. Отмечены линзовидные тела густовкрапленных и небольшие по мощности жилы сплошных руд среди роговообманково-пироксеновых габбро.

По количественному содержанию магнетита и ильменита руды делятся на рассеянно-вкрапленные, густовкрапленные и сплошные руды:

1. Рассеянно-вкрапленные руды характеризуется содержанием Fe-Ti окисно-рудных минералов до 10%. Этот тип минерализации является характерным для рудных габбро. Рудные минералы, представленные магнетитом и ильменитом в этих породах, как правило, образуют сидеронитовую вкрапленность, которая выполняет промежутки между зернами силикатов. Преобладающие сидеронитовые структуры руд свидетельствуют о том, что процесс оруденения является более поздним наложенным. Сидеронитовые структуры, вероятно, обусловлены более поздней кристаллизацией остаточного рудного расплава в межзерновых пространствах и частичной резорбцией ранее выкристаллизовавшихся силикатов, а иногда их полным замещением.

2. Богатые вкрапленные руды представляют собой интенсивно оруденелые разновидности меланократовых и мезократовых разновидностей габбро. Эти руды характеризуются повышенными содержаниями рудных минералов (количество рудных минералов до 40 об. %) по сравнению с вкрапленными рудами (до 10 об. %). Переход от вкрапленных руд к богатым вкрапленным постепенный.

3. Сплошные (сливные) руды представляют собой образования, состоящие на 70–90 % из рудных минералов. 10–30 % приходится на долю пироксена, шпинели.

Оруденение в Оронгойском массиве рассматривается как комплексные: в них установлены повышенные содержания титана, железа и ванадия. Среднее содержание двуокиси титана в рассеянно-вкрапленных рудах составляет 14.48 мас. % железа, 1.89 % TiO_2 и 350 г/т V. Во вкрапленных рудах составляет железа 56.28 %, TiO_2 – 7.28 % и V_2O_5 до 2550 г/т. Среднее содержание двуокиси титана в сплошных рудах составляет 9.55 %, при максимальных содержаниях до 23–25 %, железа 67.65 % и V_2O_5 – 3210 г/т.

Сравнение химических составов рудных минералов из классических расслоенных плутонов мира (кручининский тип) показывает некоторые отличия. Так в магнетитах и ильменитах из руд Оронгойского массива заметно больше содержание алюминия (2404 г/т и 1640 г/т соответственно), чем в рудах кручининского типа (302 г/т и 22 г/т), что может говорить о более глиноземистом составе расплава, из которого кристаллизовались данные оксиды руд Оронгойского массива. Содержания транзитных

элементов, таких как Sc, V, Cr, Mn, Ti, Co, Ni, Cu и Zn в магнетитах из кручининского типа выше, чем в магнетитах из руд Оронгойского массива (рис.). Ильмениты из руд Оронгойского массива содержат больше ванадия и цинка (1240 г/т и 871 г/т), чем ильмениты из кручининского типа (284 г/т и 246 г/т).

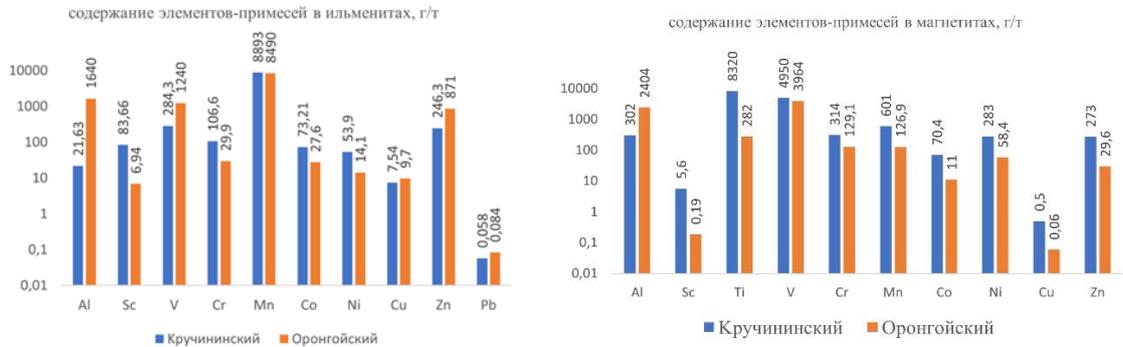


Рисунок. Содержание транзитных элементов в ильмените и магнетите из руд Оронгойского массива.

Полученные значения концентрации элементов-примесей в Fe-Ti окисно-рудных минералах Оронгойского массива могут быть использованы для диагностики условий минералообразования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-45-030016 p_a). Исследования выполнены на оборудовании Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Литература:

Бадмацыренова Р.А., Бадмацыренов М.В. Источники базитового магматизма Западного Забайкалья в позднем палеозое по геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. №6. С. 807–818.

Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Изв. Сиб. отд. Секции наук о Земле РАЕН. 2011. №1 (38). С. 132–138.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА СОЕДИНЕНИЙ МЫШЬЯКА И СВИНЦА В ТЕХНОГЕННОЙ ПОЧВЕ Г. СВИРСКА

Баенгуев Б.А., Белоголова Г.А.

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

Основными источниками загрязнения окружающей природной среды свинцом и мышьяком считают предприятия горно-металлургического комплекса. Одним из таких предприятий являлся Ангарский металлургический завод (АМЗ) в г. Свирске (Южное Прибайкалье), работавший в 1934–1949 гг. в целях оборонной промышленности и занимавшийся выпуском веществ на основе триоксида мышьяка. Помимо мышьяка, вторым по значимости загрязнителем, входящим в отходы производства АМЗ, являлся свинец. В 2015 году завершилась ликвидация этого объекта и проведена рекультивация «зараженного» техногенного грунта с внесением плодородной чистой почвы на территории бывших строений завода. Позже, по данным авторов (Bogdanov et al., 2014), сделан вывод о безопасном использовании этой территории для землепользования, которая представляет собой выравненную площадку, покрытую травянистым растительным покровом, за исключением отдельных фрагментов зоны бывших отвалов.



Цель проведенных исследований заключалась в оценке степени загрязнения мышьяком и свинцом техногенных почв и особенности миграционной подвижности данных элементов в почвах территории производственных объектов АМЗ после их ликвидации.

Для оценки пространственного распределения элементов-загрязнителей в поверхностном слое почвы летом 2019 года были заложены 70 площадок на приблизительно равном удалении друг от друга. На исследуемой территории условно выделены 3 зоны: участок №1 – территория бывших отвалов, участок №2 – территория, где непосредственно располагались строения АМЗ, 3-й участок – окрестности участков 1 и 2.

Для определения содержания свинца и форм его соединений в пробах почв использовали атомно-абсорбционный метод, измерения содержания мышьяка в пробах почв проводили при помощи рентгенофлуоресцентного анализа (РФА). Для изучения форм соединений As и Pb использовали метод последовательной экстракции Кузнецова, Шимко (1990) с модификацией.

Наибольшую подвижность в почве имеют соединения легкообменной (ионно-обменной) и специфически сорбированной фракции почв. Эти соединения представляют собой резерв химических элементов, способных высвободиться при изменении физико-химических параметров, и являться наиболее доступными для поглощения растениями. Менее растворимыми считаются формы его соединений, связанные с гидроксидами железа, а также фракция легко разрушаемых минералов. Это могут быть соединения, входящие в состав глинистых минералов и карбонатов и в виде вторичных минералов. Наименее растворимой является остаточная фракция, которая может содержать мышьяк и свинец, прочно закрепленные в кристаллической решетке минералов почв.

В таблице показано, что максимальные концентрации свинца установлены в почвенном грунте участка 1, наибольшее содержание здесь составляет 4910 мг/кг, минимальное значение – 53 мг/кг (табл.), что также выше ОДК (32 мг/кг (СанПиН 1.2.3685-21, 2022)). Данный участок выделяется интенсивной аномалией с неоднородным распределением концентраций свинца, на что указывает высокое значение стандартного отклонения (табл.). На этом участке значения pH изменяются в большом диапазоне от 3,0 до 8,0, а также повышены концентрации $S_{орг}$ до 13,5 %, связанного с остатками огарков. Источником этой аномалии является нижняя часть бывших отвалов от производства рудного концентрата, которая осталась после ликвидации бывшей промышленной площадки.

Таблица. Характеристика концентраций Pb и As, мг/кг.

№ участка	Количество проб	Pb и As, мг/кг		Среднее содержание	Стандартное отклонение
		Максимум	Минимум		
1	18	4910/8394*	53/43	1020/2424	1245/2268
2	15	467/1400	35/11	116,9/176	122/352
3	37	1610/4550	43/19	263/586	293/788

Примечание: * Содержания Pb/As, мг/кг

На исследованной территории на поверхности почв установлены содержания мышьяка, значительно превышающие ориентировочно допустимые концентрации (ОДК 10 мг/кг) (табл.). Максимальное накопление этого элемента установлено в почвенном грунте отвала на участке №1 и в зоне его влияния.

Почвы территории участков 2 и 3, где непосредственно находился завод и вблизи него, характеризуются не очень высокими концентрациями As и Pb после рекультивации,

так как здесь были проведены дополнительные работы по внесению удобрений и известковистого раствора в почвенный грунт после удаления остатков завода.

На участке 1 источниками As и Pb являются сульфиды, главным образом арсенопирит и галенит. В почвенном грунте отвала мышьяк концентрируется в основном в закрепленной силикатной фракции легко разрушаемых минералов до (82–85 %). Мышьяк здесь может быть связан с глинистыми минералами, находиться в виде сульфатов, которые, обычно, образуются в зоне окисления сульфидов. В целом, процент накопления мышьяка в силикатной фракции имеет повышенные величины на всех изученных почвах, относительно других форм соединений As. Широкое распространение мышьяка, связанного с гидроксидами Fe в почвах техногенной зоны, обусловлено повышенным накоплением железа в почвах. Источником этого элемента являлись отвалы огарков окисленных сульфидных руд, арсенопирита, пирита. В связи с чем, в связывании мышьяка большая роль принадлежит гидроксидам железа.

Высокий процент концентрации As в сорбционной фракции до 27 % установлен на глубине 70 см на участке 2 по разрезу 2 при pH 8,1. На этом участке распространены более подвижные формы в виде триоксида мышьяка (As₂O₃), которые способны сорбироваться на глинистом горизонте, чему способствуют также повышенная щелочность почв.

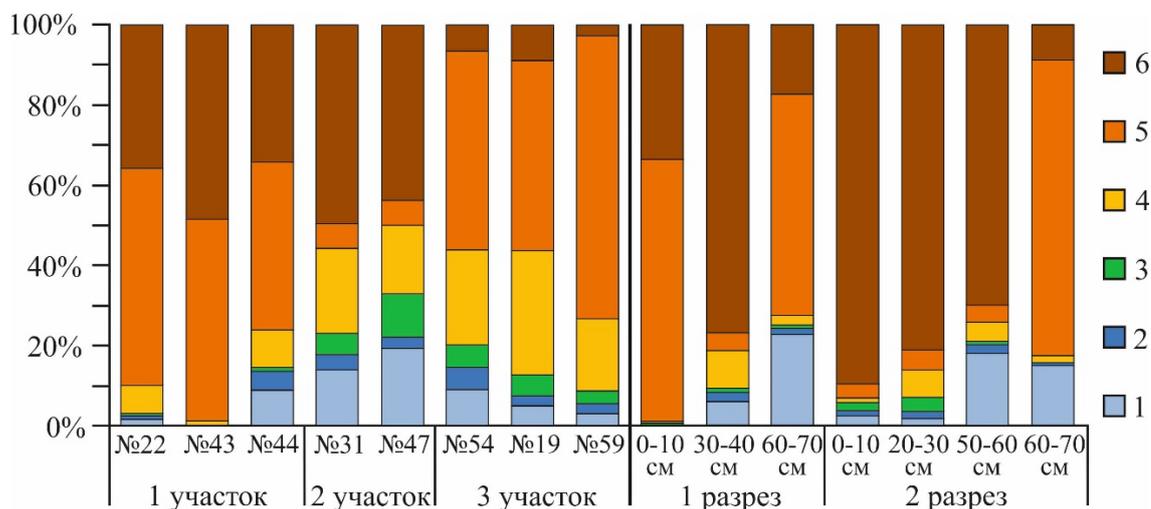


Рисунок. Распределение концентраций Pb по фракциям (процент от суммы фракций). Фракции: 1 – легко обменная, 2 – специфически сорбированная, 3 – органическая, 4 – гидроксидов-Fe, 5 – силикатов и легко разрушаемых минералов, 6 – остаточная.

Вдали от основной зоны загрязнения (участок 3) проявлены дерново-карбонатные почвы с выраженным гумусовым горизонтом и дисперсным материалом, привнесенным из отвала. Соединения мышьяка в этой зоне приобретают более высокую подвижность. Доля закрепленного As во фракции легко разрушаемых минералов на этом участке имела минимальные значения 23–44 %. Тогда как в техногенных отвалах проценты этой фракции были намного выше от 59 до 81 %. Соответственно, здесь наблюдается повышенное содержание мышьяка в легко обменной фракции, которая инициирует сорбцию мышьяка на карбонатах, в органическом веществе верхнего горизонта почв и с гидроксидами Fe. Высокая миграционная подвижность мышьяка на это территории и повышенные значения pH способствуют его сорбции в различных фазовых состояниях. Наибольшей сорбционной активностью для этого элемента обладают гидроксиды железа. Высокие показатели миграционной подвижности мышьяка указывают на повышенную биодоступность этого элемента.

На рисунке показано, что Pb на участке 1 и в верхнем горизонте почвенного разреза 1 на месте бывшего отвала, концентрируется главным образом в закрепленной



слаборастворимой фракции легко разрушаемых минералов (42–65 %) и в твердом остатке (34–48 %), что свидетельствует о слабой миграционной способности свинца на данной территории. Это может быть обусловлено преобладанием на этой территории минеральных фракций свинца.

На удалении от участка 1 соединения свинца обладают более высокой подвижностью по сравнению с зоной отвалов. Особенно ярко это проявлено на участке 2, где концентрация Pb достигает 14–20 % в ионно-обменной фракции, а также – в органической до 11 % и имеют связь с гидроксидами железа до 21 %. Полученные данные указывает на то, что Pb на территории строения бывшего завода обладает повышенной подвижностью.

Подвижные формы соединений свинца характерны и для дерново-карбонатных почв участка 3, незатронутых рекультивацией. Здесь увеличивается доля Pb в ионно-обменной (3–9 %) и сорбированной (2–5 %) фракциях. Содержание свинца в органической фракции на удалении от отвалов повышается и колеблется от 3 до 6 %, тогда как на участке 1 менее 1 %. Свинец, связанный с гидроксидами железа, составляет 18–31 % на участке 3, так как почвы этой территории достаточно обогащены железом, которое поступало за счет окисления и разрушения остатков сульфидного концентрата в отвалах и переноса их в виде пылевых частиц в окружающую среду. В результате свинец здесь в остаточной фракции имеет минимальное процентное содержание.

Таким образом, после ликвидации промышленных объектов Ангарского металлургического завода и проведенной на этой территории рекультивации, содержание мышьяка и свинца в почвах и грунтах остается очень высоким, превышающим ОДК в десятки-сотни раз (табл.) в зоне бывших отвалов, которая является основным очагом загрязнения As и Pb. На удалении от этой зоны степень загрязнения почв уменьшается, в то же время, миграционная подвижность этих элементов увеличивается, что может приводить к накоплению их в биообъектах. С глубиной наблюдаются процессы иммобилизации As и Pb в глинах, что может препятствовать поступлению их в подземные воды и реку Ангару.

Установлено, что на изученной территории основными факторами, влияющими на иммобилизацию мышьяка и свинца в почве, являлись: изменение pH, наличие органического вещества, гидроксидов Fe, карбонатов и глинистых отложений. Большая часть свинца остается связанной с фракцией легко разрушаемых минералов и в твердом остатке, что указывает на относительно невысокую его подвижность. Мышьяк обладает более высокой подвижностью, практически отсутствует в твердом остатке, накапливается в легкообменной фракции, в результате способен поступать в растения.

Сделан вывод, что по уровню загрязнения верхних горизонтов почв мышьяком и другими тяжелыми металлами данная территория не пригодна для землепользования.

Исследование выполнено в соответствии с государственным заданием в рамках научного проекта № 0284-2021-0003.

Литература:

Кузнецов В.А., Шимко Г.А. Метод постадийных вытяжек при геохимических исследованиях. Минск: Наука и техника. 1990. 88 с.

СанПиН 1.2.3685-21. Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания. М: ЦЕНТРМАГ. 2022. 736 с.

Bogdanov A.V., Kachor O.L., Abarinova N.G. Neutralization of arsenic wastes from mining and metallurgical industry // Russian Journal of General Chemistry. 2014. V. 84. №11. P. 2346–2349.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОДТОПЛЕНИЯ ПОСЕЛЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙКАЛА

Базаров А.Д., Плюснин А.М., Украинцев А.В.

Геологический институт им. Н.Л. Добрецово СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, bazarov@ginst.ru

В связи с предполагаемым увеличением диапазона сезонного колебания уровня озера Байкал до 1,5 метра возникла вероятность вывода из хозяйственного оборота земель в населенных пунктах, расположенных на северо-восточном побережье Байкала.

В соответствии с СП 104.13330.2016 (2016), уровень залегания грунтовых вод, который определяется как неблагоприятный для строительства подразделяется на три категории: 1) сильного подтопления с залеганием уровня подземных вод, приближающегося к поверхности и сопровождающегося процессом заболачивания и/или засоления верхних горизонтов почвы; 2) умеренного подтопления с залеганием уровня подземных вод в пределах от 0,3–0,7 до 1,2–2,0 м от поверхности с процессами олуговения и/или засоления средних горизонтов почвы; 3) слабого подтопления с залеганием подземных вод в пределах от 1,2–2,0 до 2,0–3,0 м в гумидной и до 5,0 м – в аридной зоне с процессами оглеения и/или засоления нижних горизонтов почвы.

Георадиолокационное исследование выполнялось методом профилирования с помощью георадара «Око». Принцип действия георадаров основан на излучении сверхширокополосных электромагнитных импульсов (50–1000 МГц) на несущей частоте антенного блока в подстилающую среду и регистрации их отражений от границ раздела различных литологических слоев, на которых скачкообразно изменяются электрофизические свойства, электропроводность и диэлектрическая проницаемость. Такими границами раздела в исследуемых средах являются контакты между сухими и обводненными грунтами, между породами различного литологического состава, между породой и материалом искусственного сооружения, между мерзлыми и талыми грунтами, между коренными и осадочными породами и др.

Проведены геолого-геофизические исследования в п. Усть-Баргузин, с. Максимиха и с. Гремячинск. Полученные геофизические данные заверялись бурением гидрогеологических скважин. Поселок Усть-Баргузин располагается на первой надпойменной террасе реки, которая возвышается в центральной части над уровнем реки на 4–5 м. Пройдено несколько профилей, позволивших установить уровень залегания грунтовых вод. Профиль Ub-4 пройден от обводненной поймы по первой террасе, высота уступа 2 м. На георадиолокационном профиле выделяются 2 георадарных комплекса. Границы между выделенными комплексами субгоризонтальные. Первый комплекс фиксируется в интервале глубин до 2,4 м. Согласно бурению данных комплекс интерпретируется как озерно-речные песчаные отложения. Для слоя определены электрофизические параметры, $\varepsilon \approx 6$, $V \approx 133$ мм/нс, соответствующие сухим пескам.

Второй комплекс соответствует обводненным пескам озерного генезиса с диэлектрической проницаемостью $\varepsilon \approx 25$. Его залегание прослежено от берегового уступа в юго-восточном направлении на расстояние 150 м. В песках террасы наблюдается слоистость. Наклон слоев направлен в сторону реки. Грунтовые воды располагаются в краевых частях террасы на отметках 2,36 м и 2,68 м. В центральной части террасы грунтовые воды залегают на глубине 4,16 м и 4,5 м.

Из полученных результатов исследования можно заключить, что часть поселка Усть-Баргузин, располагающаяся в северо-восточной и северо-западной частях, подвергается слабому подтоплению. Село Максимиха располагается в устье реки Максимиха и подвержено процессам затопления и подтопления. По результатам исследования

выделяется два участка, где проявляется негативное воздействие подъема уровня озера Байкал. Первый участок располагается в западной части села, где жилая застройка выходит к берегу озера.

Жилая застройка в этом месте испытывает воздействие подтопления умеренного класса. Нами пройдено на этом участке три георадарных профиля и пробурено 9 скважин. Профиль Мкс-5 пройден по улице, расположенной вдоль берега, на удалении 11–14 м от уреза воды.

В разрезе выделяются два георадарных комплекса соответствующие пескам и влажным пескам. Глубина залегания грунтовых вод по данным георадарного зондирования меняется в диапазоне от 1 до 2 м, причины могут быть связаны с геологическим строением территории. На отметках по простиранию профиля 250–320 м выделяются элементы аномального расположения слоев осадочных пород (рис. 1). Возможно, нарушение горизонтального залегания осадочных пород связано с разрывным нарушением. В этом месте в озеро разгружается ручей. Восточнее устья ручья на профиле с отметками 320–460 м на глубине 4–5 м выделяется массивный блок пород, возможно, таким образом, проявляется я погребенная береговая терраса. По данным, полученным при бурении скважин, грунтовые воды располагаются на глубине 1,15; 1,40; 1,71 м.

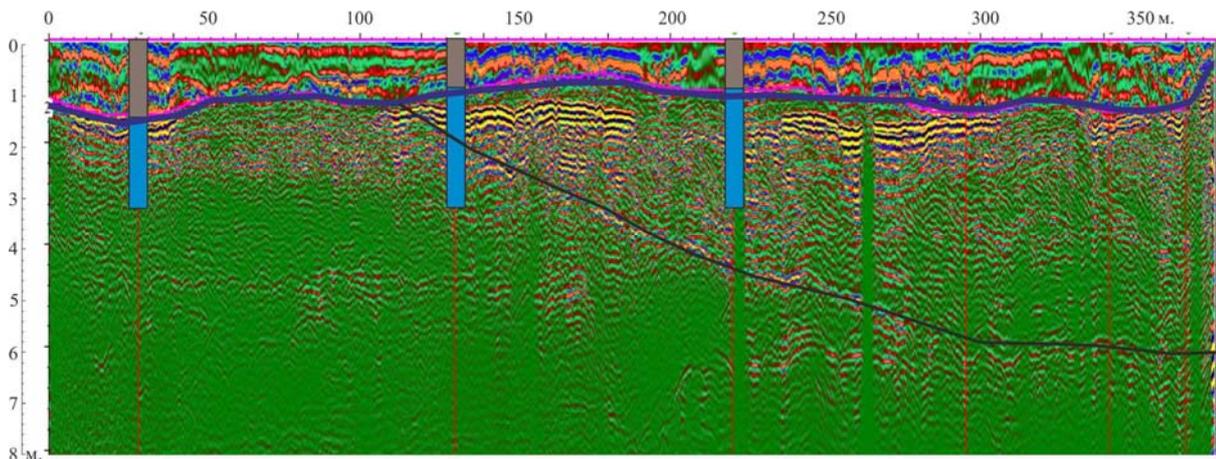


Рисунок 1. Разрез осадочных пород в с. Максимиха по георадарному профилю Мкс-5.

Село Гремячинск располагается на низкой береговой террасе, сложенной озерными отложениями. Существует угроза подтопления большей части с. Гремячинск, включая жилые дома, магазины и др. инженерные сооружения. Залегание грунтовых вод установлено по восьми скважинам, пробуренным в селе. В четырех скважинах глубина залегания менее 1 м, еще в 4 скважинах глубина залегания грунтовых вод менее 2 м. На георадиолокационном профиле Gr-1 отчетливо выделяются 3 георадарных комплекса. Первый комплекс фиксируется в интервале глубин до 1,5–2 м. Согласно бурению, данный комплекс интерпретируется как озерные песчаные отложения. Для слоя определены электрофизические параметры, $\epsilon \approx 6$, $V \approx 133$ мм/нс, соответствующие сухим пескам. Второй комплекс выделяется в начальной половине профилей в отметках 0–120 м и соответствует обводненными песками озерного генезиса с диэлектрической проницаемостью $\epsilon \approx 25$. Третий комплекс выделяется в прибрежной зоне в отметках 120–380 м. Возможно, соответствует обводненным песчано-галечным отложениям с косослоистой структурой, падением в сторону оз. Байкал (рис. 2). При бурении скважин Г-2 и Г-3 выявлен хорошо проницаемый крупный песок рыжего цвета (пленка гидроокислов железа). В этом месте наблюдается купол в залегании грунтовых вод. Они располагаются на глубине 0,90 и 0,88 м соответственно. Вероятно, это связано с тем, что по выявленной хорошо проницаемой зоне осуществляется гидравлическая связь грунтовых вод с озером Байкал.

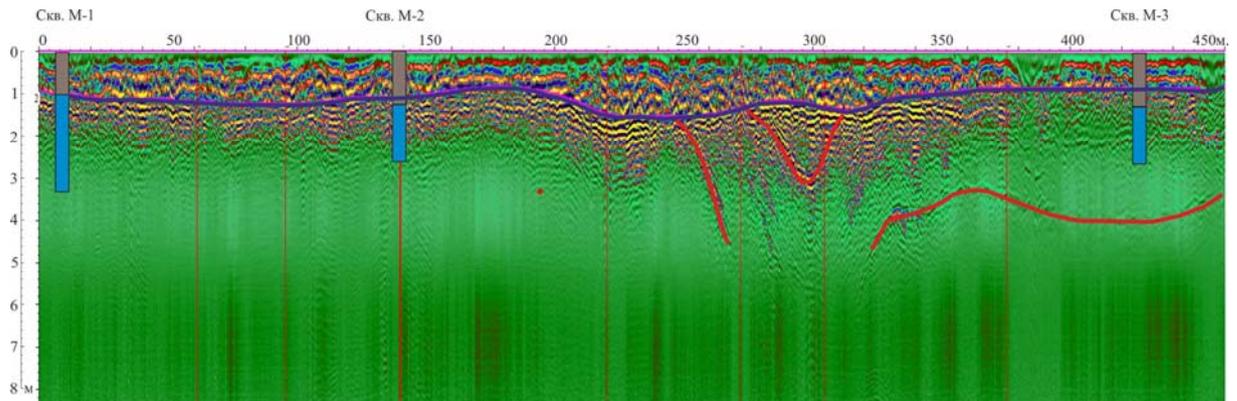


Рисунок 2. Разрез осадочных пород в с. Гремячинск по георадарному профилю Gr-1.

Исследование проведено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011890033-1, частично по проекту «Исследование негативных физико-геологических явлений на восточном побережье Байкала» (121112400008–2).

Литература:

СП 104.13330.2016 "Инженерная защита территории от затопления и подтопления", утвержденного приказом Министерства строительства и жилищно-коммунального хозяйства РФ от 16 декабря 2016 г. N 964/пр.

ИДЕИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ В СИБИРСКИХ СОЧИНЕНИЯХ П.А. КРОПОТКИНА

Байбородина М.А.^{1,2}

¹*Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия, korxa@inbox.ru*

²*ГАУК Иркутский областной краеведческий музей имени Н.Н. Муравьева-Амурского, г. Иркутск, Россия*

Петр Алексеевич Кропоткин (1842–1921) широко известен, как революционер и теоретик анархизма, в меньшей степени – как естествоиспытатель, учёный и путешественник. Впрочем, в научном сообществе признано, что наблюдения, гипотезы и описания, которые сделал П.А. Кропоткин, дали начало обширным и важным процессам в развитии естественнонаучного знания. В частности, его работы включали существенные и, в какой-то мере новаторские, заключения о палеоклимате.

В отличие от ряда выдающихся исследователей XIX века, попавших в Сибирь по принуждению (в ссылку), князь П.А. Кропоткин выбрал этот далёкий регион по своей воле. Он, будучи дворянином и выпускником пажеского корпуса – учебного заведения, после которого легко можно было сделать придворную карьеру, питал неприязнь к жизни столичной аристократии. Его привлекала отдалённость, неизученность сибирских просторов, возможность участия в местных реформах и поэтому, несмотря на насмешки товарищей и удивление начальства, он отправился в Сибирь, выбрав местом службы Амурское казачье войско.

Способности и энергия П.А. Кропоткина нашли приложение в работе сибирской администрации, но наибольший вклад в развитие региона принесли его экспедиции и изучение географии, природы, геологии края.

За недолгое время, проведённое в Сибири (5 лет – с 1862 по 1867 гг.), П.А. Кропоткин, помимо поездок по городам и деревням края, совершил несколько путешествий: сплав по Амуру, посещения Манчжурии. Однако, наиболее важными для изучения геологического



прошлого региона, стали поездка на Окинский караул (1865) и Олёкминско-Витимская экспедиция (1866), которые были предприняты из Иркутска.

В ходе первого путешествия П.А. Кропоткин в сопровождении одного казака проехал около 1300 вёрст через Тункинскую котловину до отрогов горного массива Мунку-Сардык (Миронов, 2014). Поводом для отправки экспедиции послужило известие, опубликованное в петербургской прессе и широко распространившееся в печати, что на р. Оке существуют водопады, подобные Ниагарскому. Этот факт необходимо было проверить. Также путешественнику было поручено найти и исследовать петроглифы на Окинских утёсах, но этим он не ограничивал свои задачи: *«Проезжая по стране, не довольно хорошо известной, именно через Тункинский край, я старался взглядываться повнимательнее в то, что могло представиться интересного во время моих довольно быстрых переездов, и здесь сообщу то, что мне удалось заметить почти на лету, вдобавок еще при моих ограниченных познаниях в естественных науках»* (Кропоткин, 1867).

По итогам путешествия был опубликован отчёт *«Поездка в Окинский караул»* (1867). В нём исследователь сделал этнографические зарисовки, вдумчиво описал географические и геологические наблюдения, сделанные им в ходе маршрута, и *«впервые обнаружил следы интенсивного оледенения»* (Гросвальд, 2002).

Следующая поездка и отчёт о ней стали самым значительным событием в сибирских полевых исследованиях П.А. Кропоткина. В XIX веке в Сибири активно развивалась золотодобыча. В 1866 году местные купцы-золотопромышленники совместно с Сибирским отделом Императорского русского географического общества организовали Олёкминско-Витимскую экспедицию для поиска скотогонного пути из Нерчинского округа к Олёкминским приискам. Для *«заказчиков»* эта задача была очень важной, поскольку нахождение такого маршрута решило бы многие проблемы с дорогостоящей доставкой продовольствия в далёкие труднодоступные места, где трудилось временами очень много людей. Руководителем маленького отряда стал П.А. Кропоткин.

В научном отношении результатом экспедиции стал объёмный *«Отчёт об Олекминско-Витимской экспедиции»* (1873), в котором П. А. Кропоткин описал геологическую ситуацию, наблюдаемую в ходе маршрута, сопроводив текст подробной картой, а его спутник, зоолог и археолог И.С. Поляков – картину распространения животных. По словам авторов, наблюдения и сбор образцов были сильно осложнены условиями путешествия и скоростью, с которой караван преодолевал расстояния (Кропоткин, Поляков, 1873). И тем не менее, научная ценность публикации оправдала эти трудозатраты. К тому же была достигнута основная цель путешествия – путь для перегона скота был найден и зафиксирован. В иркутских газетных заметках того времени порой можно встретить оборот *«путь Кропоткина»*, которой использовался в деловой письменной речи для обозначения маршрута (Байбородина, 2021).

В отчете П.А. Кропоткин привел данные о следах сибирских ледников – моренных грядах и покрытых шрамами эрратических валунах, о ледниковой геоморфологии долин и хребтов. Были сделаны и более широкие выводы – о ледниковом прошлом Сибири, о сходстве ее четвертичной истории с историей ряда других областей Северного полушария. В заключении отчета отмечалось, что *«факты, представляемые Олекминской горной страной, могут быть объяснены только при допущении ледников»* (Кропоткин, 1873). Таким образом, Кропоткин был первым, кто сделал научный вывод о вероятности четвертичных оледенений Сибири (Гросвальд, 2002). Сам он писал годы спустя: *«что касается до меня, то это путешествие значительно помогло мне впоследствии найти ключ к общему строению сибирских гор и плоскогорий»* (Кропоткин, 1906)

В ходе своих поездок П.А. Кропоткин осуществлял сборы вещественных подтверждений своих гипотез, формировал музейные коллекции из разных областей научного знания, которые впоследствии передавались в музей Сибирского отдела ИРГО. К сожалению, все им переданные экспонаты, документы и учётная документация были



утрачены в разрушительном иркутском пожаре 1879 года, как и почти всё собрание музея. Во многом из-за этого обстоятельства интерес местного краеведения к исследованиям П.А. Кропоткина снизился по сравнению с работой *«послепожарных»* путешественников и учёных.

Но для научного освоения Евразии сочинения П.А. Кропоткина, несомненно, стали важной вехой и стартом серьёзной работы над решением вопросов палеоклимата и формирования современной геологической ситуации. Уже после отъезда из Сибири учёным было создано ряд работ, в том числе *«Исследования о ледниковом периоде»* (1876). Анализируя это сочинение, А.А. Асеев пишет: *«...рассмотрение ледниковой гипотезы П. А. Кропоткиным настолько разносторонне, что без всякого преувеличения может оцениваться как обоснование, превратившее ее в ледниковую теорию. Это обоснование состоит из геоморфологических, гляциологических, палеогеографических и геологических доказательств»* (Асеев, 1976). Наблюдения из первых, сибирских экспедиций стали одной из предпосылок к созданию этого труда.

Сибирь стала для юного учёного П.А. Кропоткина первым собранием научных вопросов и первым полем поиска ответов. В *«Записках революционера»* он оценивает работу в Сибири с точки зрения личного опыта: *«Годы, которые я провел в Сибири, научили меня многому, чему я вряд ли мог бы научиться в другом месте»* (Кропоткин, 1906)

Литература:

Асеев А.А. П.А. Кропоткин – основоположник теории материкового оледенения / А.А. Асеев // Геоморфология. 1976. № 3. С. 48–55.

Байбородина М.А. Иркутский период в научной биографии и археологических исследованиях И.С. Полякова / М. А. Байбородина, А. В. Ермаков // Рогачевские чтения: музей, археология, история : международная научно-практическая конференция, приуроченная к 30-летию музея-заповедника "Костенки", Воронеж, 26–27 августа 2021 года / Государственный археологический музей-заповедник «Костенки». Воронеж: 2021. С. 82–90.

Гросвальд М.Г. Кропоткин и проблемы древнего оледенения Сибири // Труды Международной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения П.А. Кропоткина. М.: 2002.

Кропоткин П.А. Записки революционера. СПб.; Лондон: 1906. 435 с.

Кропоткин П.А. Поездка в Окинский караул // Записки Сибирского отдела РГО. – Иркутск, 1867. Кн. 9. С. 1–94.

Кропоткин П.А., Поляков И.С. Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции, для отыскания скотопробного пути из Нерчинского округа в Олекминский, снаряженной в 1866 году олекминскими золотопромышленниками, при содействии Сибирского отдела Географического общества / П.А. Кропоткин, И.С. Поляков // (Записки имп. рус. геогр. о-ва по общей географии; т. 3) ; СПб. : 1873.

Миронов Р.Б. Деятельность Кропоткина во ВСОИРГО / Р.Б. Миронов // Известия ИГУ. Серия «История». 2014. Т. 9. С. 88–94



КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОНКОЗАБОЛЕВАЕМОСТИ СЕЛЬСКОГО НАСЕЛЕНИЯ БРЯНСКОЙ ОБЛАСТИ И ВКЛАДА ОТДЕЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В СТРУКТУРУ ЗАБОЛЕВАЕМОСТИ

Баранчуков В.С.¹, Коробова Е.М.¹, Курносова И.В.²

¹*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия,
baranchukov@gmail.com*

²*Государственное автономное учреждение здравоохранения «Брянский клинично-диагностический
центр», г. Брянск, Россия, irisha6210@gmail.com*

По данным Всемирной организации здравоохранения на 2019 год, рак является ведущей причиной смерти в 55 странах-членах ВОЗ (Wild et al., 2020). Среди регионов РФ, в 2019 году Брянская область занимала 2 место (558,04 случая на 100 000 человек в год) по числу зарегистрированных онкозаболеваний, при среднероссийском значении в 451,20 случаев на 100 000 человек в год, при этом значительно превышая остальные регионы по заболеваемости раком щитовидной железы (23,4 случаев на 100 000 при среднероссийском значении 9,53), занимая 6 место – по заболеваемости раком желудка (36,19 для области и 24, 65 для РФ соответственно), и 10 место – по заболеваемости раком щитовидной железы (60,27 на 100 000 в Брянской области и 50,75 в РФ) (Каприн, 2019).

Ранее было показано наличие взаимосвязи дефицита йода на распространение заболеваний щитовидной железы (Kolmykova et al., 2021), а также показано негативное радиационное воздействие ¹³¹I чернобыльского происхождения на заболеваемость раком щитовидной железы среди детей, особенно на фоне йододефицита (Cardis et al., 2005).

Целью исследования является оценка взаимосвязи между пространственной дифференциацией исследуемых онкологических заболеваний (ОЗ): рака щитовидной железы (РЩЖ), рака желудка (РЖ) и рака молочной железы (РМЖ) именно в сельских населённых пунктах (НП) Брянской области, что позволяет с большей достоверностью учесть влияние параметров окружающей среды, провоцирующих эндемические заболевания.

Основной проблемой, затрудняющей пространственную интерпретацию данных по ОЗ населения, является относительная редкость встречаемости ОЗ отдельных локализаций и преобладание сельских НП с низкой численностью населения. Так, более 75% всех сельских НП имеют менее 150 жителей (Тома..., 2010), а плотность сельского населения колеблется в диапазоне от 3 до 50 чел. на кв. км. В этих условиях специфика пространственного анализа факторов, способных провоцировать исследуемые ОЗ, требует разработки специального методического подхода, предполагающего агрегацию исследуемых параметров.

Для оценки геохимических параметров использовались оригинальные базы данных, собранных за период 2007–2021 гг. (Коробова и др., 2017, Коробова и др., 2020) и содержащие результаты полевых измерений проб воды (рН, Eh, температура, минерализация), их химический состав (основные катионы и анионы, I, Se)); концентрации I в молоке личных коров, в картофеле личных подсобных хозяйств (ЛПХ), укосах пастбищной растительности и верхних горизонтах почв. Поскольку среди источников питьевых вод сельского населения преобладают воды централизованного водоснабжения (водопроводы и водорасборные колонки), в дальнейшем статистическом анализе использовались данные именно об этих водах. Техногенный фактор – выпадение ¹³¹I вследствие аварии на Чернобыльской АЭС – оценивался для каждого НП, путем пересчета измерительных данных о загрязнении его ¹³⁷Cs (Питкевич и др., 1993) по И.А. Звоновой (Zvonova et al., 2010).

Основным источником информации по уровню ОЗ служила реляционная медицинская база данных, содержащая обезличенную информацию о выявленных в Брянской области случаях РЩЖ, РЖ и РМЖ за период с 1980 г. по настоящее время, с привязкой каждого выявленного случая на уровне НП.

По этим данным вокруг каждого из сельских НП были построены полигоны Вороного (Voronoï, 1908), после чего они были объединены с использованием алгоритма редистриктинга (Levin et al., 2019). Преимущество данного метода состоит, во-первых, в реализации возможности перехода от точечных оценок к полигональным, а, во-вторых, в возможности использования передовых ГИС-технологий. Таким образом, для каждой исследуемой локализации ОЗ, а также по сумме всех трёх заболеваний, территория Брянской области была разделена на 50 участков с относительно равным числом ОЗ, выявленных у сельского населения (рис.).

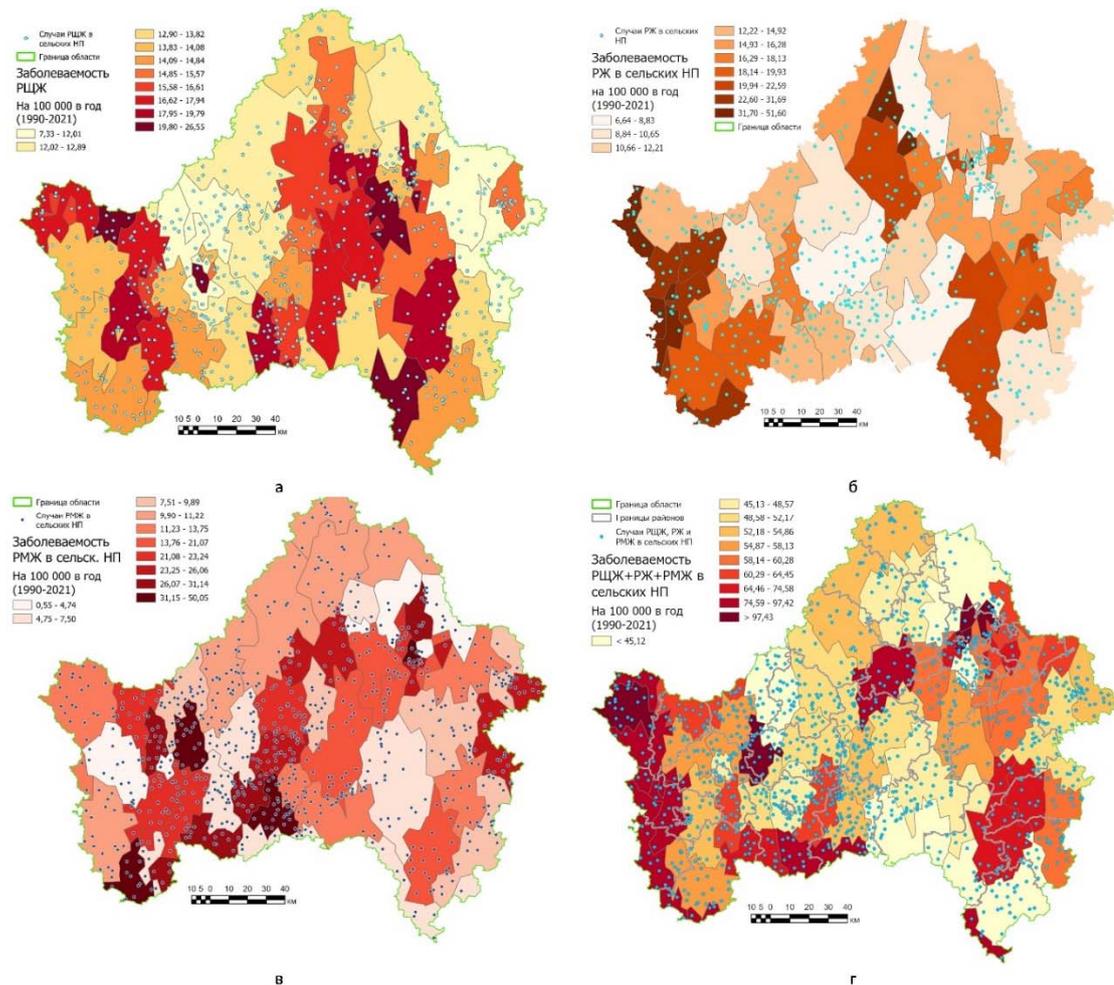


Рисунок 1. Карта суммарной заболеваемости РЩЖ (а), РЖ (б), РМЖ (в) и суммарной заболеваемости (г) по выделам, объединенным по равной численности случаев заболеваний в сельских НП.

Для целей статистической оценки значимости вклада исследуемых геохимических факторов, выделенные участки были количественно стратифицированы на 5 групп с относительно равным уровнем ОЗ внутри (по 10 участков в каждой), что позволяло дифференцированно анализировать выборку. Таким образом, в каждой из групп фиксировалось не менее 300 случаев РЩЖ, а поскольку исследуемая выборка и исследуемые геохимические факторы имели распределение, значимо отличное от



нормального, для выявления связи использовался ранговый U критерий Манна-Уитни (Mann & Whitney, 1947).

Согласно полученным данным, выделы с максимальной заболеваемостью РЩЖ значительно отличаются от выделов с минимальной заболеваемостью большим уровнем выпадения ^{131}I ($Z=12,10$, $p<0,001$), меньшим содержанием Mg ($Z=-1,72$; $p=0,086$) и K ($Z=-2,59$; $p=0,010$) в питьевых водах, стабильного I в водах ($Z=-1,87$; $p=0,062$) и почвах ($Z=-3,01$; $p=0,003$)

Анализ заболеваемости РЖ показал, что выделы с наибольшим уровнем заболеваемости значительно отличаются от выделов с наименьшим пониженной концентрацией I в молоке ($Z=-3,35$; $p=0,001$), почвах ЛПХ ($Z=-3,02$; $p=0,002$), пониженной минерализацией питьевых вод ($Z=-4,49$; $p<0,001$) и содержанием Ca ($Z=-3,56$; $p<0,01$) и K ($Z=-4,12$; $p<0,001$) в них, а также более высоким уровнем выпадения ^{131}I ($Z=18,35$; $p<0,001$) и концентрацией F в водах ($Z=2,91$; $p=0,004$).

Для дифференцированных выделов РМЖ характерна повышенная концентрация Zn ($Z=1,75$; $p=0,080$) и F ($Z=1,72$; $p=0,086$) в водах и I в картофеле ЛПХ ($Z=2,55$; $p=0,011$) на участках с максимально высоким числом зарегистрированных случаев рака, им также свойственны меньшие концентрации Mg ($Z=-1,68$; $p=0,092$) и Zn ($Z=1,75$; $p=0,080$). При этом, характерно, что значимых различий в уровнях выпадения радиойода в зонах с высокой и низкой заболеваемостью РМЖ не обнаружено ($Z=0,28$; $p=0,78$).

Таким образом, обнаружено наличие значимых геохимических различий (это прежде всего – дефицит йода в питьевых водах и продуктах питания и выпадение ^{131}I вследствие аварии на ЧАЭС) в районах, с различным уровнем ОЗ, что может свидетельствовать о наличии как природных, так и техногенных предпосылок, способствующих увеличению риска возникновения РЩЖ, РЖ и РМЖ среди сельского населения Брянской области. В настоящее время нами планируется верификация полученных данных с использованием медицинской статистики по сопредельным, и также пострадавшим в результате аварии на ЧАЭС, областям РФ (Орловской, Калужской и Тульской).

Исследование выполнено в рамках государственного задания лаборатории биогеохимии окружающей среды ГЕОХИ РАН № 0137-2019-0006 и частично при финансовой поддержке РФФИ и БРФФИ научного проекта № 20-55-00012.

Литература:

Карпин А.Д., Старинский В.В. Шахзадова А.О. Злокачественные новообразования в России в 2019 году (заболеваемость и смертность). М.: МНИОИ им. П.А. Герцена – филиал ФГБУ «НМИЦ радиологии» Минздрава России. 2020. 252 с.

Коробова Е.М., Баранчуков В.С., Берёзкин В.Ю., Колмыкова Л.И., Громьяк И.Н., Чесалова Е.И., Корсакова Н.В., Данилова В.Н., Хушвахтова С.Д.. База данных, охраняемая авторскими правами «Брянск-БД-вода» // Официальный бюллетень «Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем». 2017. №11. С. 42.

Коробова Е.М., Баранчуков В.С., Колмыкова Л.И., Данилова В.Н. База данных, охраняемая авторскими правами «Брянск-БД-молоко» // Официальный бюллетень «Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем». 2020. № 11. С. 36.

Питкевич А.В., Шершаков В.М., Дуба В.В., Гарбузова Т.Т., Горский А.И., Хоптынская С.А., Семенова Н.М., Неизвестная Л.С. Загрязнение территории России радионуклидами Cs-137, Sr-90, Pu-239+Pu-240, I-131. Приложение 1. Часть 2. // Радиация и риск. 1993. №3. С. 71–92.

Тома официальной публикации итогов Всероссийской переписи населения 2010 года. Том 1. Численность и размещение населения. Раздел II. Численность населения Брянской области по муниципальным образованиям. Брянск: Брянскстат. 2010. 106 с.

Cardis E., Kesminiene A., Ivanov V., Malakhova I., Shibata Y., Khrouch V., Drozdovitch V., Maceika E., Zvonova I., Vlassov O., Bouville A., Goulko G., Hoshi M., Abrosimov A., Anoshko J., Astakhova L., Chekin S., Demidchik E., Galanti R., Ito M., Korobova E., Lushnikov E., Maksioutov M., Masyakin V., Nerovnia A., Parshin V., Parshkov E., Piliptsevich N., Pinchera A., Polyakov S., Shabeka N., Suonio E., Tenet V., Tsyb A., Yamashita S., Williams D. Risk of thyroid cancer after exposure to ^{131}I in childhood//Journal of the National Cancer Institute, 2005, T. 97, N 10, C. 724–732.



Kolmykova L.I., Korobova E.M., Baranchukov V.S., Kurnosova I.V., Silenok A.V., Makarova E.M. Chemical composition of groundwater used for drinking in conditions of natural deficiency of iodine and selenium and evaluation of its health effect: the case of Bryansk region (Russia) // *Environmental Geochemistry and Health*. 2021. N 43. P. 4987–5009.

Levin H.A., Friedler S.A. Automated Congressional Redistricting // *ACM Journal of Experimental Algorithmics*. 2019. Vol. 24. P. 1.10:1-1.10:24.

Mann H. B., Whitney D. R. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. // *Annals of Mathematical Statistics*. 1947. N 18. P. 50–60.

Voronoi G.F. Nouvelles applications des paramètres continus à la théorie de formes quadratiques // *Journal für die reine und angewandte Mathematik*. 1908. N 134. C. 198–287.

Wild C.P., Weiderpass E., Stewart B.W. World cancer report: cancer research for cancer prevention. Lyon: International Agency for Research on Cancer. 2020. 613 pp.

Zvonova I., Krajewski P., Berkovsky V., Ammann M., Duffa C., Filistovic T., Homma, Kanyar B., Nedveckaite T., Simon, Vlasov O., Webbe-Wood D. Validation of ¹³¹I ecological transfer models and thyroid dose assessments using Chernobyl fallout data from the Plavsk district, Russia // *Journal of Environmental Radioactivity*. 2010. Vol. 101. N 1. P. 8–15.

РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ ПРИМЕСНЫХ И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И ПОЧВАХ

Бартанова С.В., Жалсараев Б.Ж.

Геологический институт им. Н.Л. Дубрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, bartanova@list.ru, zhalsaraevbato@mail.ru

Рентгенофлуоресцентный анализ широко применяется при исследованиях химического состава горных пород разнообразного состава (Афонин В.П., 1984; Ревенко А.Г., 1994).

Для определения содержаний примесных элементов в объектах окружающей среды в ГИН СО РАН разработаны методики выполнения измерений на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL PERFORM'X-4200 (Швейцария). Этот спектрометр с мощностью до 4,2 кВт оснащен рентгеновской трубкой с родиевым анодом, набором кристаллов (AX03, AX06, PET, LiF200, LiF220, LiF420, Ge111, InSb, ADP), коллиматорами (0.15°, 0.4°, 1.0°, 2.6°) и фильтрами первичного излучения на 7 положений (Cu 0.27 мм, Be 0.025 мм, Al 0.02 мм, Al 0.2 мм, Al 0.5 мм, Al 0,75 мм). В работе использовались порошковые пробы, утрамбованные в кювету на майларовой пленке 5 мкм. Градуировочные графики построены с использованием более 150 государственных стандартных образцов горных пород, руд, почв и донных отложений. Определяется S, Cl, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Se, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Hf, Ta, W, Au, Hg, Pb, Bi, Th, U.

Силикатный анализ сплавленных с флюсом проб пока не ведем по техническим причинам. Однако, в ряде случаев, например, при анализе сульфидных или других руд с различными вмещающими породами, а также при отборе проб для более чувствительных и дорогостоящих анализов, возникает необходимость экспресс анализа не только примесных, но и породообразующих элементов в насыпных пробах. При разработке методики экспресс анализа мы понимали, что в насыпных неомогенных пробах матричные эффекты максимальны, и можно получить только полуколичественные результаты. К тому же часто отсутствуют данные о содержаниях большого числа компонент в стандартных образцах сульфидных и других руд. В докладе обсуждаются использованные нами приемы, позволившие уменьшить погрешности анализа сульфидных и карбонатных пород или руд с большим содержанием тяжелых компонент. При этом большинство компонент определяется с погрешностью не хуже 10–15 %. С определением относительно малых содержаний породообразующих элементов проблем обычно не возникает.



Элементы от Na до Se определялись по излучению K-серии, от Ta до U – по L-серии. Примесные элементы определялись способом стандарта-фона. Фоны измеряли в относительно свободных участках спектров с интервалами, содержащими не более 2–3 соседние аналитические линии.

Потери времени на позиционирование гониометра на приборах ARL минимальны. Измерение одной пробы по одной программе занимает около 10 минут и проводится в среде гелия, анализ на все определяемые элементы – 1 час. Пределы обнаружения элементов составляет в лучшем случае 2–3 ppm, в худшем случае (для Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce) – 15 - 30 ppm, для тяжелых элементов 5-15 ppm.

Приводятся также примеры спектров образцов, в которых обнаружены относительно высокие содержания Ge, Se и других довольно редких элементов.

Методы РФА насыпных проб достаточно просты, не требуют сложной пробоподготовки. Обычно образец сохраняется для повторных анализов разными методами.

Работы выполнены с использованием оборудования ЦКП "Геоспектр" ГИН СО РАН.

Литература:

Афонин В.П., Гуничева Т.Н., Пискунова Л.Ф. Рентгенофлуоресцентный силикатный анализ. Новосибирск: «Наука». 1984. 227 с.

Ревенко А.Г. Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ природных материалов. Новосибирск: Наука, 1994. 264 с

МУЛЬТИМЕТАЛЬНЫЕ Cu-Ni-Cr-Ti-V (ЭПГ) МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ С-В ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ: НОВЫЕ ИЗОТОПНЫЕ (Os-He-Sr) ДАННЫЕ

Баянова Т.Б.^{1,2}, Стешенко Е.Н.¹, Елизаров Д.В.¹, Кунаккузин Е.Л.^{1,2}, Корчагин А.У.¹

¹Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, tamara@geoksc.apatity.ru

²Институт динамики геосфер ИДГ РАН, г. Москва, Россия

Расслоенные мультиметальные палеопротерозойские интрузии (Cu-Ni, Cr-Ti-V и ЭПГ) расположены в С-В части Фенноскандинавского щита и образуют два (300–350 км) пояса: Кольский (Мончегорский, Федорово-Панский и Имандровский рудные узлы) и Финско-Карельский (Бураковский массив, Пеникат и др.). Расслоенные интрузии формировались в интервале 2.5–2.4 млрд. лет (U-Pb данные по бадделеиту и циркону) и относятся к обширной (LIP) Восточно-Скандинавской изверженной провинции (Mitrofanov et al., 2019).

На основе REE и Nd-Sr систематик мультиметальные месторождения рудных регионов были сформированы при плюмовом магматизме из источников типа обогащенной мантии EM-1 (рис. 1) (Bayanova et al., 2009; Hoffman, 1997).

Изучение Os систематики было проведено во ВСЕГЕИ по минералам платиновой группы (МПГ) из Pt-Pd рифов ЭПГ месторождений Федорово-Панского массива и представлены на рис.2.

Можно отметить, что низкое отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.09821$ в МПГ соответствует резервуару субхондритовой мантии (The Mantle..., 2005; Малич, 2021).

В ЭПГ интрузии Пеникат (Финляндия), изучение изотопной систематики по Os проводились по породам в целом только в МПГ из Pt-Pd рифа Федорово-Панского массива впервые измерены такие низкие значения.

Таким образом для изучения времени, генезиса и источников формирования расслоенных мультиметальных ЭПГ интрузий палеопротерозоя С-В части Фенноскандинавского щита были впервые применены все известные изотопные

систематики: U-Pb (по бадделеиту и циркону), Sm-Nd (по породообразующим WR и рудным минералам), Rb-Sr (по породе), He³/He⁴ и рудам и Os¹⁸⁷/Os¹⁸⁸ по породе и МПГ.

Новые проведенные изотопные Os-He-Sr исследования пород и руд мультиметалльных месторождений представлены на рис. 2.

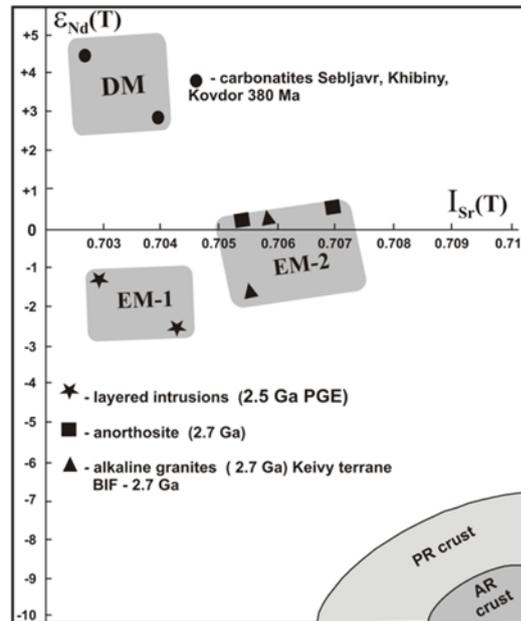


Рисунок 1. Изотопная εNd – ISr диаграмма для пород Фенноскандинавского щита по изотопным Sm-Nd and Rb-Sr данным.

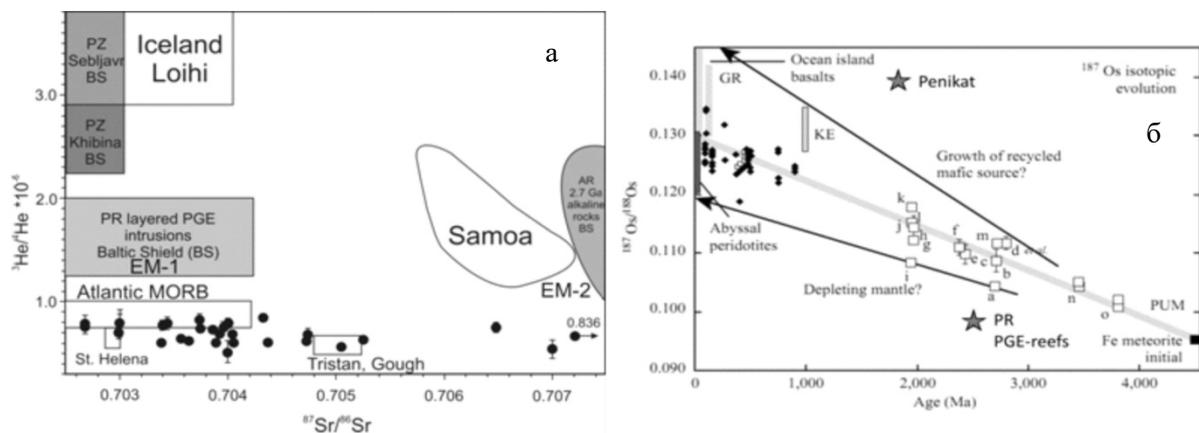


Рисунок 2. Изотопные He-Sr отношения в ксенолитах (а) и первичный ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os (б) изотопный состав мантии (The Mantle..., 2005).

Благодарности: Авторы благодарны Капитонову И.Н. за изучение Os и Каменскому И.Л. за He³/He⁴ данные по породе и рудным минералам. Все исследования проводятся в рамках программ НИР 0226-2019-0053 и частично по гранту РФФ № 21-17-00161.

Литература:

Mitrofanov F. P., Bayanova T. B., Ludden J. N., Korchagin A. U., Chashchin V. V., Nerovich L. I., Serov P. A., Mitrofanov A. F., Zhirov D. V. Origin and Exploration of the Kola PGE-bearing Province: New Constraints from Geochronology / Ore Deposits: Origin, Exploration, and Exploitation / Edited by Sophie Decree and Laurence Robb // Geophysical Monograph Series. Wiley. – 2019. – P. 3–36.



Bayanova T., Ludden J. & Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications / In: Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D. & Collins A.S. (eds) // Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Geological Society, London, Special Publications, 2009. N. 323. P. 165–198.

Hoffman A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. – 1997. – V. 385. – P. 219–229.

The Mantle and Core: Treatise on Geochemistry. – V. 2. ed. R.W. Carlson. Elsevier. – 2005. – P. 608.

Малич К. Н. Комплексные платинометалльные месторождения Полярной Сибири (состав, источники вещества и условия образования) // Автореф. дисс. на соискание степени док. геол.-мин. наук. Новосибирск. – 2021. – 50 с.

ПОСЛЕЛЕДНИКОВАЯ ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ, РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ВЫСОКОГОРНЫХ ГЕОСИСТЕМ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Безрукова Е.В.¹, Кулагина Н.В.², Решетова С.А.¹, Щетников А.А.², Волчатова Е.В.¹, Амосова А.А.¹, Чубаров В.М.¹, Филинов И.А.²

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

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

Природная среда горных регионов очень чувствительна к изменениям регионального и локального климата, а донные отложения горных озер являются ценнейшими источниками палеоклиматической и палеоэкологической информации. Горы Восточного Саяна со средней высотой 2000 м над у.м. формируют географическую границу между южной Сибирью и северной Монголией.

В настоящем сообщении мы представляем результаты комплексного исследования донных отложений озер Каскадное, Хикушка и Хара-Нур (2080 м, 1956 м и 1651 м над у.м., соответственно). Озера являются одними из самых примечательных географических объектов Окинского плато. Несмотря на то, что озера располагаются в высоко- и среднегорных районах, они давно стали местом притяжения туристов из-за необыкновенной, хотя и суровой красоты их природного окружения. Озера Каскадное и Хикушка – ледниковые, возникшие при заполнении экзарационных котловин водой в процессе дегляциации. Озеро Хара-Нур – лавово-подпрудное. Между тем, динамика растительности, ландшафтов, климата в бассейне озер, история их водных экосистем оставалась не изученной. Настоящее исследование направлено на частичное восполнение этого пробела и реконструкцию пост-ледниковой палеогеографической истории бассейнов озер Каскадное, Хикушка и Хара-Нур.

Изученные озера и их бассейны находятся на Окинском плато, в зоне влияния континентального климата с холодной, длительной зимой, коротким и теплым летом. Максимум атмосферных осадков приходится на летний период и обеспечивается воздушными массами из северной части Атлантического океана. В сентябре количество осадков резко снижается из-за развития Сибирского антициклона, который господствует в регионе до апреля. В ландшафтной структуре Окинского плато доминируют травянистые и кустарниковые тундры, лиственничные леса и редколесья из *Larix sibirica*, характерные для континентального и резко-континентального климатических секторов Алтае-Саянской горной области. В бассейне оз. Хара-Нур преобладает светлохвойная тайга с господством *Larix sibirica*, с примесью сосны сибирской *Pinus sibirica*, березы *Betula sect. Albae*, иногда пихты *Abies sibirica* и ели *Picea obovata*. Степная растительность занимает хорошо прогреваемые южные склоны и вместе с лугами в долинах рек составляет основные

пастбищные угодья. Уникальное сочетание остепненных участков и лиственничной тайги придадут геосистемам этого региона высокое значение для природопользования, туризма.

Из донных отложений озер гравитационным пробоотборником ударно-канатного типа UWITEC были получены керны длиной 150 см, 124 см и 130 см для озера Каскадное. Хикушка и Хара-Нур, соответственно. Возраст отложений в кернах измерен методом радиоуглеродного анализа с применением ускорительной масс-спектрометрии (AMS ^{14}C) в г. Познань, Польша. Всего получено 18 датировок. Датирование показало, что оз. Каскадное образовалось ок. 13200 калиброванных лет назад (к.л.н.), оз. Хикушка – ок. 13490 к.л.н., оз. Хара-Нур – ок. 4750 л.н. Содержание биогенного кремнезема $\text{SiO}_{2\text{био}}$ и магнитной восприимчивости МВ выполнено для каждого сантиметра всех кернов. Палинологический анализ проведен для каждого второго сантиметра в каждом керне. Расчет процентного содержания таксонов, построение спорово-пыльцевой диаграммы и выделение локальных пыльцевых зон проведены в программе TILIA 1.7.16 с использованием стратиграфически ограниченного кластерного анализа CONISS.

Методом рентгено-флуоресцентного анализа (РФА) изучен каждый сантиметр отложений всех кернов. Содержания основных породообразующих элементов определяли с применением оригинальной методики (Amosova et al., 2016).

Литологическое строение донных отложений озер предполагает, что в оз. Хикушка ~13490–10500 к.л.н. накапливались серые плотные ледниковые глины, лишенные диатомовых водорослей, и с высокими значениями МВ. Время аккумуляции ледниковых глин в оз. Каскадное имело место 13200–12500 к.л.н. В остальное время в обоих озерах формировались биогенно-терригенные илы, обогащенные диатомовыми водорослями, означая, что ледники перестали быть основным источником питания оз. Каскадное несколько позднее 12500 к.л.н. и позднее 10500 к.л.н. – для оз. Хикушка.

Реконструкции состава растительности, структуры ландшафтов и климата Окинского плато показали, что, начиная с 13490 к.л.н. и почти до 8000 к.л.н., климат был достаточно влажным для существования островов темнохвойных древесных в бассейнах изученных озер (рис.). Однако большая часть влаги поступала, вероятно, поступала с таянием многолетней мерзлоты, к которой приспособлены *Picea* и *Larix*.

Развитие сосновых и кедровых лесов в горах Восточного Саяна приходится на интервал ок. 10500–6500 к.л.н. и соотносится с более высокой, чем современная, летней инсоляцией, что способствовало активному летнему муссону и усилению юго-восточного переноса летней влаги на юг Восточной Сибири в начале голоцена.

Самые высокие летние температуры и суммы атмосферных осадков реконструированы для этого интервала времени для многих районов юга Восточной Сибири (Binney et al., 2017) и рассматриваются как оптимум голоцена. Однако, повышение количества осадков на Окинском плато могло быть компенсировано высокими летними температурами (и более высоким уровнем испарения). В то же время более низкая, чем современная, зимняя инсоляция приводила к усилению сибирского антициклона, который блокировал западный перенос влаги и способствовал малоснежным зимним условиям. Этот сценарий, который был воспроизведен в экспериментах по моделированию климата (Kleinen et al., 2011), удовлетворительно объясняет исчезновение в раннем-среднем голоцене *Picea*, *Larix* из бассейна оз. Хикушка и *Picea*, *Abies* из бассейна оз. Каскадное. Одновременно потепление и повышение атмосферных осадков могло способствовать продвижению в горах Восточного Саяна верхней границы *Pinus sylvestris* и *Pinus sibirica* (рис.). Расселение сосен на больших высотах вскоре после дегляциации в исследуемом районе, в отличие от существенно более поздней их экспансии (7500–6000 к.л.н.) на равнинных территориях юга В. Сибири могло быть связано с относительно ранним таянием снега и продолжительным сезоном роста из-за высокой летней инсоляции. Расселение ок. 4500 к.л.н. *Larix* вблизи котловин обоих озер и приближение к ним *Pinus sibirica*, повышение доли пыльцы которой имело место также позднее 5000 кал. л.н. произошло

параллельно снижению летней и повышению зимней инсоляции, что привело к ослаблению активности летнего муссона и зимнего антициклона. При этом усилился западный перенос воздушных масс, приносящих дождевые и снежные осадки в средние широты Евразии и Байкальского региона (Bezrukova et al., 2010; Kostrova et al., 2020).

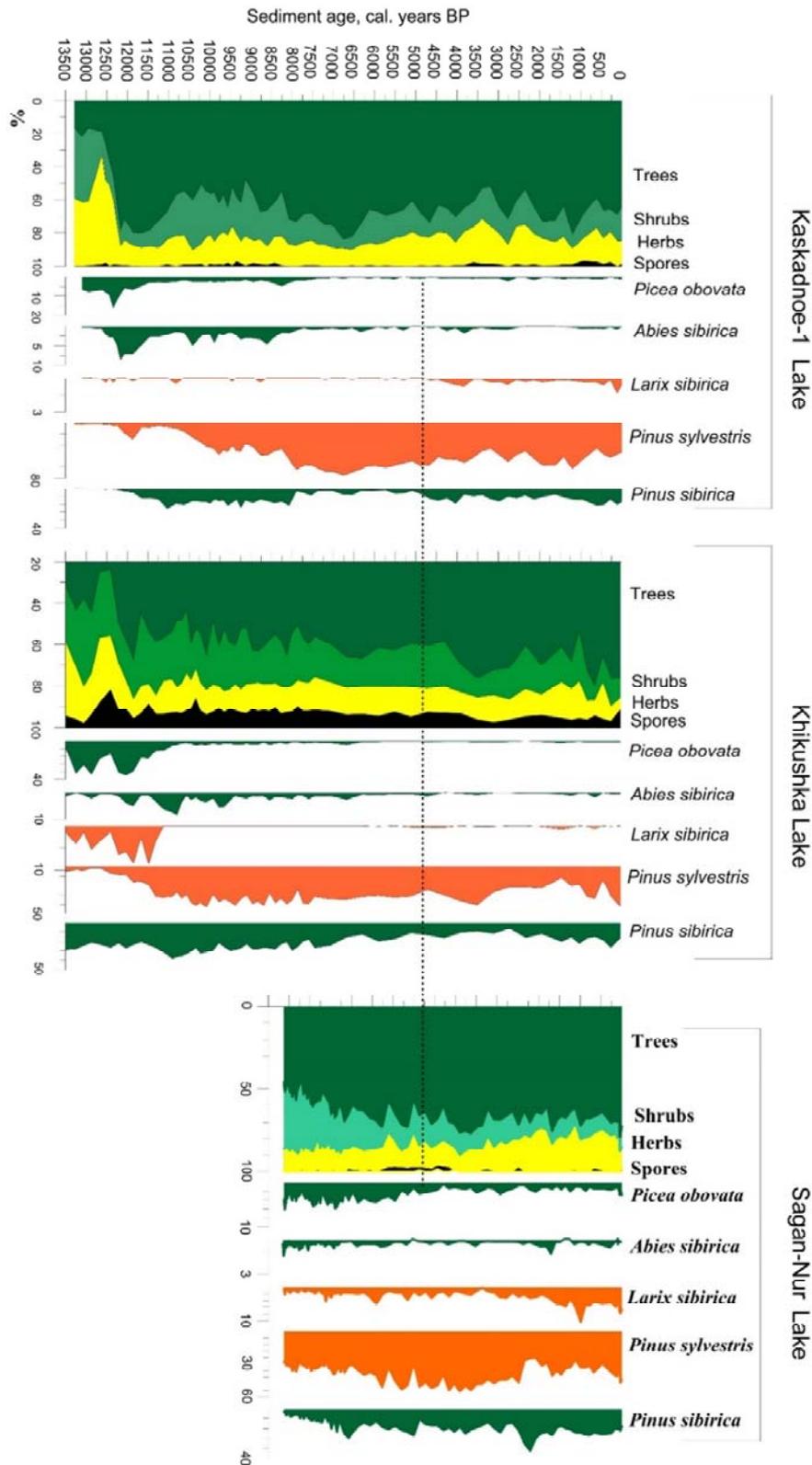


Рисунок. Обобщенный график изменения состава растительности в бассейнах озер Окинское плато в конце позднего плейстоцена – в голоцене.

Реконструкция истории седиментации, климата, растительности в бассейне оз. Хара-Нур показывает, что потоки лавы от многофазовых извержений голоцена привели к подпруживанию р. Жом-Болок и формированию озера ок. 4700 к.л.н. В это время началось прекратилось образование пойменных торфяников, и началась аккумуляция озерных илов. Котловина оз. Хара-Нур гипсометрически находится почти на 400 м ниже котловины оз.

Каскадное и почти на 300 м ниже котловины оз. Хикушка, в современном поясе горно-таежной растительности и в более благоприятных климатических условиях. Вероятно, поэтому по берегам и в бассейне озера, 4700–3500 к.л.н. могла произрастать темнохвойно-таежная растительность с участием *Pinus sibirica*, *Abies* и *Picea* (рис.), в то время как в высокогорном поясе Окинского плато, в бассейнах озер Каскадное и Хикушка эти древесные исчезли уже ок. 8000 к.л.н. Позднее 3500 к.л.н. в бассейне оз. Хара-Нур началось расширение лиственных лесов, означая наступление более континентального климата.

Реконструкция геохимической истории изученных озер показывает, что накопившиеся в позднеледниковье в озерах Каскадное и Хикушка серые глины, содержали очень мало органического вещества (ОВ), но были обогащены К, Al, Zr, Ti. В раннем голоцене 12500–8000 к.л.н., в отложениях озер снизилось содержание Al, Zr, Ti и повысилось – Sr, Fe, Ca, Mg, Na на фоне максимального содержания в отложениях ОВ. Начиная со среднего голоцена и к настоящему времени в отложениях озер постепенно повышалось содержание К, Al, Zr, Ti. Содержание ОВ существенно снижалось. Очевидно, что геохимическая стратиграфия донных отложений изученных озер отражает как смену источника питания озер (с ледникового на преимущественно атмосферное), так и изменения регионального климата, которое проходило под воздействием сдвигов в глобальной климатической системе.

Полученные реконструкции будут способствовать определению наиболее перспективных озер и их бассейнов в горах Восточного Саяна для потенциального устойчивого развития с помощью специальных проектов (например, прогнозных, образовательных, туристических, геоохранных и других).

Аналитические данные для настоящего исследования были получены с использованием оборудования ЦКП «Изотопно-геохимические исследования» Института геохимии СО РАН, «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ-Лондонское Королевское общество № 21-55-10001 и в соответствии с государственным заданием Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (проект № № 0284-2021-0003).

Литература:

Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry in igneous rocks from the same fused sample (110 mg) // *Spectrochimica Acta Part B*. 2016. V. 122. P. 62–68.

Bezrukova E.V., Tarasov P.E., Solovieva N., Krivonogov S.K., Riedel F., 2010. Last glacial-interglacial vegetation and environmental dynamics in southern Siberia: Chronology, forcing and feedbacks // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2010. V.296. P. 185–198.

Binney H., Edwards M., Macias-Fauria M., Lozhkin A., Anderson P., Andreev A., Bezrukova E., Blyakharchuk T., Khazina I., Kremenetski K., Nield J., Novenko E., Ryabogina N., Solovieva N., Willis K., Zernitskaya V. Vegetation of Eurasia from the last glacial maximum to present: key biogeographic patterns // *Quat. Sci. Rev.* 2017. V. 157. P. 80–97.

Kleinen T., Tarasov P., Brovkin V., Andreev, A., Stebich M. Comparison of modeled and reconstructed changes in forestcover through the past 8000 years: Eurasian perspective // *Holocene*. 2011. V. 21. P. 723–734.

Kostrova S.S., Meyer H., Fernandoy F., Werner M., Tarasov P.E. Moisture origin and stable isotope characteristics of precipitation in Southeast Siberia // *Hydrol. Process.* 2020. V. 34. P. 51–67.

ГЕОХИМИЯ АДАЦАГСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА (МОНГОЛИЯ, МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА В СИСТЕМЕ ЗАДУГОВОЙ БАССЕЙН – ОСТРОВНАЯ ДУГА

*Беляев В.А., Горнова М.А., Медведев А.Я., Каримов А.А., Дриль С.И., Щербаков Ю.Д.
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия*

Монголо-Охотский пояс (МОП) сформировался в результате эволюции и закрытия одноименного океана. Реликты океанической коры в пределах МОП включают фрагменты пород океанического дна и океанических островов в аккреционных комплексах, а также офиолиты различного происхождения. Одним из таких реликтов является Адацагский офиолитовый комплекс, который находится в Центральной Монголии и маркирует сутуру Монголо-Охотского океана. Адацагский комплекс включает все члены офиолитовой последовательности: серпентинизированные мантийные перидотиты, основные-ультраосновные кумуляты (расслоенный комплекс), дайки и базальтовые лавы. Ранее установлен $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст циркона из дайки лейкократовых пегматоидных габбро (325.4 ± 1.1 Ma), который был интерпретирован как время кристаллизации интрузивной части офиолитового комплекса (Tomurtoogo et al., 2005). Однако, наши наблюдения показали, что подобные пегматоидные амфиболовые лейкогаббро известково-щелочной серии слагают многочисленные дайки, секущие серпентинитовый меланж и, следовательно, внедрившиеся после формирования офиолитового комплекса и вероятно после обдукции офиолитов. Таким образом, оценка возраста ~ 325 Ma фиксирует лишь верхний возрастной предел формирования офиолитов Адацага. В настоящем сообщении мы суммируем минералого-геохимические и Nd-Sr изотопные данные для Адацагского офиолитового комплекса, чтобы уточнить эволюцию магматизма и геодинамическую обстановку его формирования.

В серпентинитовом меланже выделены две группы перидотитов: апогарцбургитовые серпентиниты и серпентинизированные плагиоклазовые лерцолиты. Апогарцбургитовые серпентиниты имеют геохимические характеристики надсубдукционных перидотитов: высокохромистую шпинель ($\text{Cr}\# \approx 58$); деплетированный петрогенный ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0.7\%$, $\text{Ti} \sim 30\text{--}50$ ppm) и редкоэлементный состав ($\text{Yb} \sim 0.04\text{--}0.07$ уровней примитивной мантии); U-образную кривую распределения редких элементов с более высокими нормированными концентрациями сильно несовместимых элементов (LILE) по сравнению с Yb, максимумами Pb, Sr, Zr-Hf и минимумом Nb. Эти особенности соответствуют составам реститов, образовавшихся при высоких степенях частичного плавления ($> 25\%$). Плагиоклазовые лерцолиты имеют фертильный петрогенный и редкоэлементный состав, характерный для абиссальных перидотитов. При этом состав минералов свидетельствует об образовании пород из гарцбургитовых протолитов в результате взаимодействия с расплавом, или рефертилизации (Barth et al., 2003). Так, от центра к краю крупных зёрен клинопироксена наблюдается увеличение содержания Al_2O_3 (3.2–5.8 %) и уменьшение Cr_2O_3 (0.9–0.2 %). Как известно, с ростом степени плавления в реститовых клинопироксенах происходит уменьшение содержания алюминия. Таким образом, содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 3.2\%$ в центре крупных порфирокластов клинопироксена отражает высокие степени плавления при образовании протолитов рассматриваемых пород, которые до рефертилизации соответствовали гарцбургитам.

Породы расслоенного комплекса представлены верлитами, пироксенитами и габбро. Они образуют выдержанные, близкие к линейным, тренды на диаграммах вариаций FeO_{tot} (2.5–14 %; здесь и далее безводный состав), Al_2O_3 (6–26 %), CaO (7–18 %) по отношению к MgO (5–29 %), обусловленные вариациями оливина, клинопироксена, плагиоклаза, и имеют умеренное содержание TiO_2 (0.1–0.5 %). В габбро и пироксенитах наблюдается

обеднение LREE либо ровный спектр REE, часто с положительной аномалией Eu. На мультиэлементных диаграммах присутствуют минимумы HFSE и максимумы Pb, Sr. Клинопироксен из габбро и пироксенитов представлен диопсидом с Mg# 81–90, 0.2–0.7 % TiO₂, 0.7–3.5 % Al₂O₃.

В пределах расслоенного комплекса наблюдаются многочисленные дайки порфировых толеитовых базальтов, пикробазальтов и пикритов. Дайковый комплекс представляет незначительные по площади отдельные выходы, сложенные долеритами, которые полностью изменены и характеризуются повышенным содержанием титанита (замещающего ильменит). Лавы представлены порфировыми и афировыми базальтами, реже андезибазальтами. Встречаются кластолавы, в которых присутствуют угловатые ксеногенные фрагменты долеритов и габбро с большим содержанием титанита, которые были захвачены из габбро-дайкового комплекса. Фенокристы клинопироксена из порфировых пикритов, пикробазальтов и базальтов представлены диопсидом и авгитом (Mg# 76–92, 1–4.6 % Al₂O₃) с меньшим содержанием TiO₂ (0.1–0.32 %) по сравнению с Срх интрузивных пород.

Дайки и лавы соответствуют по составу пикритам (MgO >12 %), пикробазальтам (MgO = 8–12 %), базальтам, андезибазальтам (Le Bas, 2000). В них наблюдаются вариации петрогенных оксидов: 47–55 % SiO₂, 10–20.5 % Al₂O₃, 8–12 % FeO_{tot}, 3–15 % MgO, 8–14.5 % CaO, 0.04–0.15 % P₂O₅. Большинство проанализированных образцов имеет низкие содержания TiO₂ (0.3–0.9 %), повышенные содержания наблюдаются в андезибазальте (1.4 %) и в долерите дайкового комплекса (1.8 %). По соотношениям Th – Co (Hastie et al., 2007) породы соответствуют базальтам толеитовой серии. На дискриминантной диаграмме Nb_{N-MORB} – Th_{N-MORB} (Saccani, 2015) большинство точек составов изученных даек и лав находится в поле IAT, единичные пробы имеют составы, перекрывающиеся с полями BABB и N-MORB. По отношениям Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 2014) большинство точек соответствует базальтам океанических дуг, а единичные пробы отличаются от них и близки к MORB-OIB последовательности. Большинство проб свойственен ровный спектр REE, обогащение LREE отмечается в двух пробах, обогащенных Th. На мультиэлементных диаграммах (нормализация к N-MORB) большинство образцов показывает минимумы HFSE, максимумы Pb и Sr при содержаниях HREE, Zr, Hf, Ti ниже, чем в N-MORB. По особенностям распределения несовместимых элементов преобладающее большинство даек и лав Адацага соответствует островодужным толеитовым базальтам (IAT) (например, König et al., 2010). В образце долерита дайкового комплекса с наибольшим содержанием TiO₂, напротив, наблюдается ровный спектр распределения на уровне 2*N-MORB с умеренной отрицательной аномалией Nb и отсутствием аномалий по другим элементам. Эти геохимические особенности позволяют сопоставить данный образец с базальтами задуговых бассейнов (BABB) (Pearce, Stern, 2006).

В дайках и лавах наблюдаются вариации изотопного состава Nd ($\epsilon\text{Nd}_{(400\text{Ma})} = +6.0 \dots +11.7$, наибольшее значение – в BABB-подобном долерите, а меньшие значения – в породах IAT-серии). Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(400\text{Ma})}$ варьируют слабо (0.7030–0.7039). Вариации изотопного состава Nd-Sr в дайках и лавах офиолитов Адацага можно интерпретировать в рамках их формирования из источника, близкого к деплетированной мантии (DM с $\epsilon\text{Nd}_{(400\text{Ma})} = +9.2$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(400\text{Ma})} = 0.702173$), модифицированного обогащенным субдукционным компонентом (расплавами или флюидами из субдуцирующей плиты).

Таким образом, в Адацагском офиолитовом комплексе установлена эволюция толеитового базальтового магматизма от умеренно-титанистого к низко-титанистому. На раннем этапе произошло формирование долеритов и соответствующих им кумулятов (габбро и пироксениты) из BABB, что отражает магматизм в задуговом бассейне. На этом же этапе, вероятно, при рефертилизации надсубдукционных перидотитов формировались плагиоклазовые лерцолиты. Поздний этап характеризуется широким развитием даек и лав островодужных толеитовых базальтов, причем дайки секут породы расслоенного



комплекса, сформированные на первом этапе. В островодужных низко-титанистых толеитах Адацага часто присутствуют ксеногенные включения умеренно-титанистых долеритов и габбро, что также подтверждает эволюцию толеитового магматизма в сторону уменьшения содержания TiO_2 . Низко-титанистые IAT могут быть комплементарны серпентинизированным надсубдукционным гарцбургитам из серпентинитового меланжа Адацагского комплекса.

Офиолиты Адацагского комплекса относятся к типу задуговых-преддуговых офиолитов (backarc to forearc) по классификации (Furnes, Dilek, 2022). Альтернативное предположение – принадлежность Адацагского комплекса к преддуговым офиолитам, для которых свойственно последовательное развитие от преддуговых базальтов (FAB; близки к MORB и ВАВВ) к IAT и бонинитам, или от FAB к бонинитам (Furnes, Dilek, 2022). Однако, отсутствие бонинитов в Адацагском комплексе позволяет исключить этот сценарий. ВАВВ-IAT магматизм офиолитов Адацага отражает развитие системы задуговой бассейн-островная дуга, которая предшествовала масштабному надсубдукционному известково-щелочному магматизму в рассматриваемой части Монголо-Охотского океана. Формирование пегматоидных амфиболовых габбро, секущих меланж и фиксирующих верхний возрастной предел становления офиолитов Адацагского комплекса, отражает процессы конвергенции, которые привели к развитию островных дуг / активных континентальных окраин и сопряженных аккреционных комплексов в данном сегменте Монголо-Охотского океана в карбоне-перми (Гордиенко и др., 2018).

Исследование выполнено в рамках Государственного задания ИГХ СО РАН, тема НИР № 0284-2021-0006.

Литература:

Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Медведев А.Я., Одгэрэл Д. Хэнтей-Даурская складчатая система Монголо-Охотского пояса (магматизм, седиментогенез, геодинамика) // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1063–1097.

Barth M.G., Mason P.R.D., Davies G.R., Dijkstra A., Drury M.R. Geochemistry of the Othris ophiolite, Greece: evidence for refertilization? // Journal of Petrology. 2003. V. 44. P. 1759–1785.

Furnes H., Dilek Y. Archean versus Phanerozoic oceanic crust formation and tectonics: Ophiolites through time // Geosystems and Geoenvironment. 2022. V. 1. 100004.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram // Journal of Petrology. 2007. V. 48. P. 2341–2357.

König, S., Münker, C., Schuth, S., Luguet, A., Hoffmann, J.E., Kuduon, J., 2010. Boninites as windows into trace element mobility in subduction zones. Geochimica et Cosmochimica Acta 74, 684–704.

Le Bas M.J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks. Journal of Petrology. 2000. V. 41. P. 1467–1470.

Pearce J.A. Immobile element fingerprinting of ophiolites. Elements. 2014. V. 10. P. 101–108.

Pearce, J.A., Stern R.J. Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives. // Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Geophysical Monograph Series. 2006. V. 166. P. 63–86.

Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // Geoscience Frontiers. 2015. V. 6. P. 481–501.

Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A., Badarch G., Liu D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // Journal of the Geological Society, London. 2005. V. 162. P. 125–134.

МАГМАТИЧЕСКОЕ САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО: СОСТАВ, ФОРМЫ ВЫДЕЛЕНИЯ, ГЕНЕЗИС И ЭВОЛЮЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кеpezжинскas П.К., Кириченко Е.А.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия,

nick@itig.as.khb.ru

Связи золотой минерализации с магматическими и гидротермальными процессами посвящены многочисленные исследования (Hedenquist, Lowenstern, 1994; Simon et al., 1999; Mungall, 2002 и др.). Находки самородного золота, общая обогащенность этим металлом некоторых мантийных перидотитов и коровых плутонических комплексов свидетельствуют о том, что золото выносится с уровня литосферной мантии и концентрируется в областях развития магматизма, где под воздействием эпитеpмальных процессов образует месторождения с промышленными концентрациями (Henley, Berger, 2013; Kepezzhinskas et al., 2020, 2022 и др.). В богатых серой окисленных средних-основных магмах золото входит в состав сульфидов (Botcharnikov et al, 2011, Georgatou, Chiaradia, 2020), а в восстановительных условиях выделяется в самородном виде (Sisson, 2003; Rosa, 2005; Zhang et al., 2006).

Основной объем знаний в области изучения золотоносных рудно-магматических систем относится к эпитеpмальным-мезотермальным золоторудным объектам, формирующимся на заключительных (гидротермальных) стадиях их эволюции. В то же время поведение золота в связанных с гидротермальными обстановками магмах изучено недостаточно, хотя эти данные очень важны для понимания функционирования золотопродуцирующих систем в целом. Исследования в этой области ограничены недостаточностью сведений о растворимости золота, серебра и меди в силикатных расплавах при различных температурах, давлениях, летучести кислорода и серы, содержании примесных элементов, а также об их концентрации в глубинных оболочках Земли. Прямые данные о формах поступления золота из глубинного магматического очага и об эволюции этих форм на собственно магматическом этапе развития рудно-магматических систем практически отсутствуют. Это связано с высокой мобильностью золота в эпитеpмальных условиях и, соответственно, практически полной заменой на этом этапе магматических форм золота на гидротермальные. Поэтому наибольшую вероятность обнаружения первичных магматических форм самородного золота следует ожидать в «свежих» магматических породах без признаков развития в них гидротермальных процессов.

В работе изложены результаты исследований микроформ самородного золота в меловых эксплозивных брекчиях, рудах и ассоциирующих с ними породах Поперечного, Костеньгинского и Кайланского железорудных (с марганцем) месторождений Малохинганского рудного района, в триасовом базит-ультрабазитовом массиве Ильдеус (Становая складчатая область), в плейстоцен-голоценовых пикритах и содержащихся в них мантийных ксенолитах Авачинского вулкана, в миоценовых адакитах района Валаоваям на северной Камчатке, в эоценовых трахитах Аппалачских гор (Вирджиния, США) и плиоцен-плейстоценовых дацитах Боливийских Анд (Южная Америка). В эксплозивных породах золотосодержащие сплавы образуют микросферулы, в интрузивных - зерна неправильной формы с элементами огранки (рис. 1).

Основными компонентами изученных сплавов являются Cu, Ag и Au, данные по их структуре и составу свидетельствуют об их образовании из жидкой фазы (ликвация из силикатного расплава) при температуре не менее 950°C (Бердников и др., 2021). Химический состав изученных микрочастиц золотых сплавов показан на рис. 2. Из рисунка видно, что значительное количество изученных микрочастиц показывает состав, приближающийся к Cu~30, Ag~10, Au~60 (вес. %). Сплавы такого состава неустойчивы в

окислительных условиях коровых гидротерм, в которых обычно формируются месторождения золота, эволюционируя в процессе растворения и переотложения в сторону золото-серебряных составов без меди. Сплавы Ag-Au образуют зерна неправильной формы с элементами огранки в ассоциации с гидротермальными минералами, точки их составов на рис. 2 группируются вблизи линии Ag-Au. Освобождающаяся при этом медь образует собственные минералы.

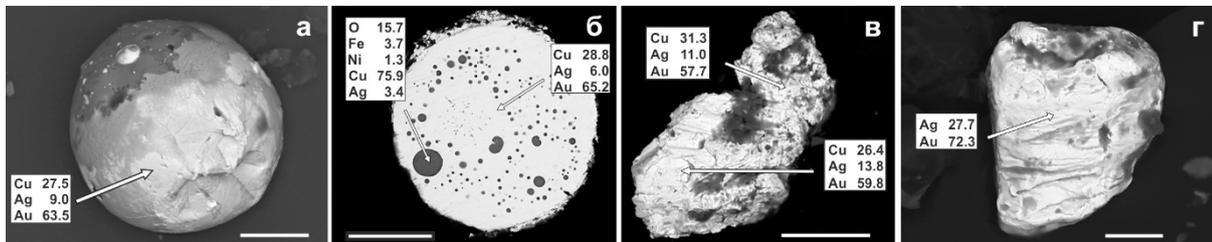


Рисунок 1. Сферические (а - внешний вид, б - срез) и неправильной формы (в, г) частицы золотосодержащих сплавов из базальтоидов, ассоциирующих с брекчиями месторождения Поперечное (а), из взрывных брекчий Костеньгинского месторождения (б), из вебстеритов массива Ильдеус (в, г). Масштабная линейка 20 мкм.

В системе Cu-Ag-Au при надликвидусных температурах состав сплава определяется только соотношением компонентов. Согласно нашим данным (рис. 2), «универсальный» состав изученных зерен магматического золота не зависит от состава (от ультраосновного до кислого), возраста (от триаса до современного) и морфотипа (мантийные реститы, интрузии, брекчии, эффузивы, туфы) вмещающих магматитов. Все изученные породы, за исключением эоценовых трахитов Аппалач, объединяет образование в результате субдукционных процессов.

Особенности механизма появления магматического золота «универсального» состава требуют дальнейшего изучения, в настоящее время можно обсуждать лишь общие черты возможных моделей его образования. Одна из таких моделей предполагает обогащение магматического расплава золотом, серебром и медью вблизи области генерации магм. Эта модель требует существования на определенной глубине, соизмеримой с глубиной формирования субдукционных и некоторых внутриплитных расплавов, горизонта, обогащенного Cu, Ag и Au в указанном соотношении. Возможность существования такого горизонта согласуется с гипотезой поздней аккреции (the late veneer hypothesis), согласно которой первичная дифференциация Земли сопровождалась погружением тяжелых элементов в нижнюю мантию и ядро с последующим привнесом во внешние силикатные оболочки (литосферная мантия планеты) тугоплавких сидерофильных элементов (прежде всего золота, платиноидов и вольфрама) за счет бомбардировки фрагментами хондритового вещества (Walker, 2009).

Выплавленные в такой обогащенной благородными металлами литосферной мантии субдукционные и внутриплитные магмы будут характеризоваться повышенными содержаниями золота, меди и серебра в указанных выше соотношениях. Ликвационное выделение Cu-Ag-Au сплава в качестве самостоятельной фазы может происходить как в области генерации субдукционных магм (тогда эти магмы являются просто транспортером глубинных Cu-Ag-Au ликватов к поверхности), так и в процессе их эволюции при подъеме к поверхности. Сохранность, как и возможность появления Cu-Ag-Au ликватов в поднимающихся к поверхности расплавах определяется многими факторами, в первую очередь активностью кислорода и серы. Обогащение расплавов серой при фракционировании первичных субдукционных магм в окислительных условиях приведет к связыванию золота в сульфидах, в то время как в восстановительных условиях золотосодержащие сплавы будут сохраняться в виде самостоятельной фазы. Не исключено,

что транспортером обогащенного Cu, Ag и Au глубинного материала могут быть и магмы, генерированные поднимающимися плюмами (например, пост-складчатые эоценовые трахиты Аппалачского орогена).

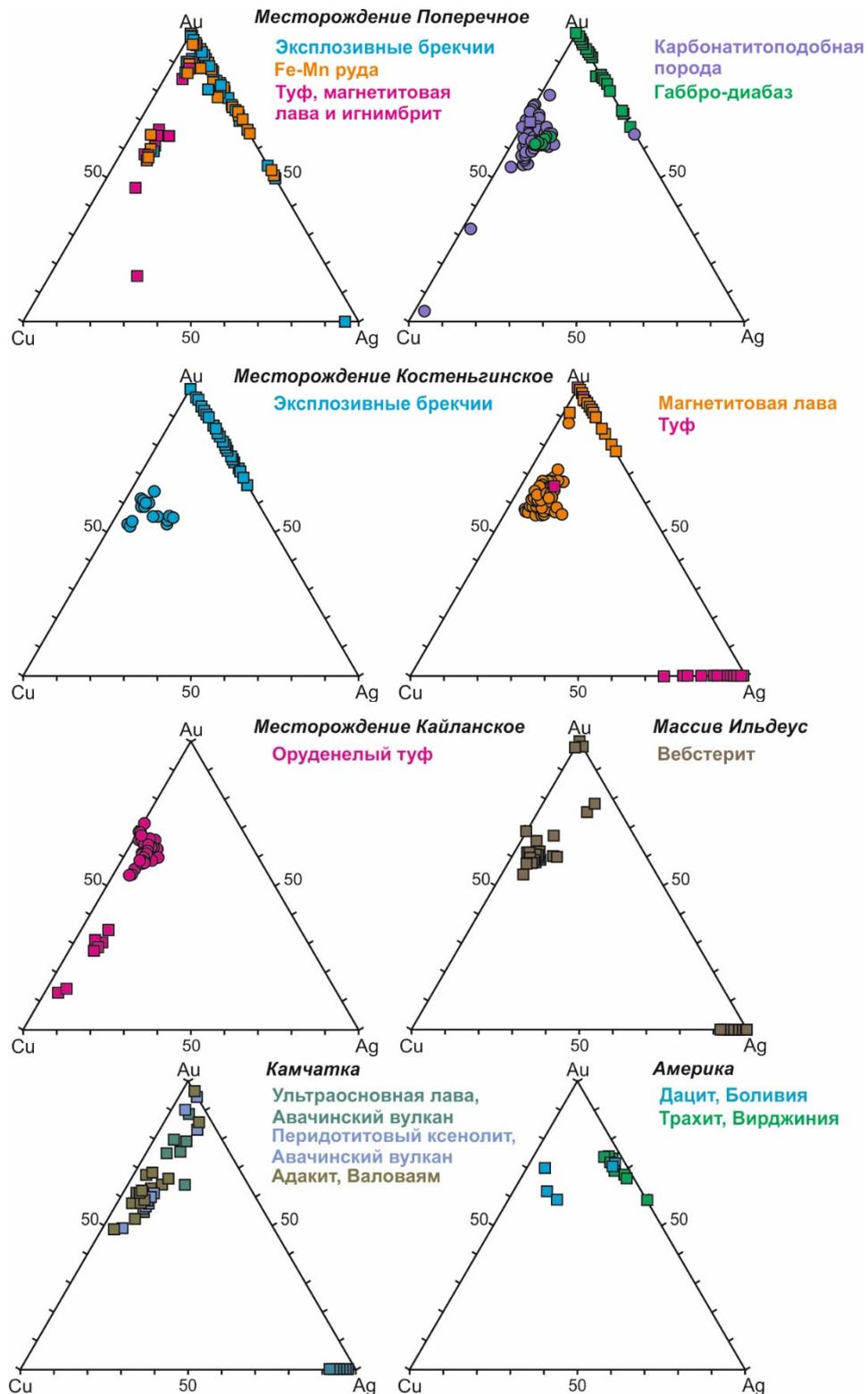


Рисунок 2. Точки составов микрочастиц золотосодержащих сплавов из магматических пород. Кружки – микросферы, квадраты – зерна неправильной формы с элементами огранки.



На основании проведенных исследований предполагается, что одной из основных (наряду с растворенной в силикатных расплавах и минералах) форм транспорта золота в верхние горизонты земной коры являются самородные частички состава Cu-Ag-Au, ликвидировавшие из силикатного расплава. Обогащенные такими частичками магматические породы могут быть как самостоятельными источниками благородных металлов (массив Ильдеус в Становой складчатой области), так и источником золота для формирования гидротермальных месторождений. Последнее указывает на возможность их использования в прогнозных и поисковых целях.

Исследование осуществлено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект 22-17-00023) с использованием научного оборудования Хабаровского инновационно-аналитического центра ИТиГ ДВО РАН.

Литература:

Бердников Н.В., Невструев В.Г., Кеpezинскас П.К., Крутикова В.О., Коновалова Н.С., Астапов И.А. Силикатные, железо-окисные и золото-медь-серебряные микросферулы в рудах и пирокластике Костеньгинского железорудного месторождения (Дальний Восток России) // Тихоокеанская геология. 2021. т. 40. № 3. С. 67–84.

Botcharnikov R.E., Linnen R.L., Wilke M., Holtz F., Jugo P.J., Berndt J. High gold concentrations in sulphide-bearing magma under oxidizing conditions // Nature Geosci. 2011. v. 4. P. 112–115.

Georgatou A.P., Chiaradia M. Magmatic sulfides in high-potassium calc-alkaline to shoshonitic and alkaline rocks // Solid Earth. 2020. v. 11. P. 1–21.

Hedenquist J.W., Lowenstern J.B. The role of magmas in the formation of hydrothermal gold deposits // Nature. 1994. v. 370. P. 519–527.

Henley R.W., Berger B.R. Nature's refineries—metals and metalloids in arc volcanoes // Earth-Sci. Rev. 2013. v. 125. P. 146–170.

Kepezhinskas P.K., Kepezhinskas N.P., Berdnikov N.V., Krutikova V.O. Native metals and intermetallic compounds in subduction-related ultramafic rocks from the Stanovoy mobile belt (Russian Far East): Implications for redox heterogeneity in subduction zones // Ore Geol. Rev. 2020. v. 127. 103800.

Kepezhinskas P., Berdnikov N., Kepezhinskas N., Konovalova N. Metals in Avachinsky peridotite xenoliths with implications for redox heterogeneity and metal enrichment in the Kamchatka mantle wedge // Lithos. 2022. v. 412–413. 106610.

Mungall J.E. Roasting the mantle: Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits // Geology. 2002. v. 30. P. 915–918.

Rosa. D.R.N. The incompatible behavior of gold in reduced magmas: A working hypothesis // Comm. Geológicas. 2005. v. 92. P. 75–78.

Simon G., Kesler S.E., Russell N., Hall C.M., Bell A., Pinero E. Epithermal gold mineralization in an old volcanic arc: The Jacinto Deposit, Camaguey District, Cuba // Econ. Geol. 1999. v. 94. P. 487–506.

Sisson T.W. Native gold in a Hawaiian alkaline magma // Econ. Geol. 2003. v. 98. P. 643–648.

Zhang Z., Mao J., Wang F., Pirajno F. Native gold and native copper grains enclosed by olivine phenocrysts in a picrite lava of the Emeishan large igneous province, SW China // Amer. Mineral. 2006. v. 98. P. 643–648.

Walker R.J. Highly siderophile elements in the Earth, Moon and Mars: update and implications for planetary accretion and differentiation // Geochemistry. 2009. v. 69. P. 101–125.

ВЛИЯНИЕ CO₂ НА ФОРМИРОВАНИЕ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ФЛЮИДА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУХОЙ ЛОГ (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ)

Брюханова Н.Н.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия, nnb@igc.irk.ru

Существует две основных точки зрения о происхождении месторождений сухоложского типа: постмагматически-гидротермальная и метаморфогенно-гидротермальная. Согласно первой, привнос золота связан со становлением

постметаморфических интрузий, в качестве которых выступают гранитоиды (Константиновский шток), и гипотетические базитовые комплексы (Угаханский плутон), залегающие на глубине (Рундквист и др., 1992, Laverov et al., 2001, Дистлер и др., 1995). Вторая основана на предположении, что рудообразующие растворы генерировались при региональном метаморфизме металлоносных углеродистых толщ, а интрузии имели второстепенное значение, влияя только на температурный режим (Немеров и др., 2005, Tarasova et al., 2020).

Ранее авторами (Брюханова и др., 2021) была показана возможность формирования рудоносного флюида, сопоставимого с составом газовой-жидких включений в прожилково-сульфидной минерализации (Yudovskaya et al., 2016), из вмещающих пород месторождения Сухой Лог. Цель проведенных исследований – с помощью физико-химического моделирования выявить зависимость содержания золота в рудоносном флюиде от содержания CO₂ в гидротермальном растворе, взаимодействующего с породой. Для проведения расчетов за состав вмещающей породы был принят состав углеродистых сланцев дальнетайгинского горизонта осадочной толщи Байкало-Патомского нагорья (Немеров, 1989). Поскольку основная часть золота (80–85 %) на месторождении Сухой Лог связана с кварц-сульфидными прожилками (Юдовская и др., 2011), расчеты проводились Т, Р-условиях, фигурирующих в описании газовой-жидких включений: при расчетном давлении “захвата” от 2370 до 190 бар (шаг 300 бар) при температурах 385 до 210 °С (шаг 20 °С) (Yudovskaya et al., 2016), при соотношении флюид/порода 1/10. Сформированная модель включала 25 независимых компонента: Ag, Al, As, Au, C, Cl, Cu, Ca, F, Fe, H, K, Mg, Mo, N, Na, Ni, O, P, Pb, S, Si, Ti, Zn, e, 167 минеральных фаз, 27 газов и 504 компонента водного раствора. Термодинамические свойства фаз взяты из SPRONS07, DUMP, YOKOKAWA, REID (Shock et al., 1997, Yokokawa, 1988, 12. Reid et al., 1977). В расчетах использовались стандартные термодинамические параметры форм нахождения золота в водном растворе, взятые из работ (Akinfiyev & Zotov, 2010). Расчеты проводились при использовании ПК “Селектор” (Чудненко, 2010). На первом этапе рассчитывался состав флюида, образующегося при взаимодействии воды с породой. На втором этапе в систему добавлялся CH₄ в количестве 0,001 моль/кг H₂O (количество CH₄ в газовой-жидких включениях прожилково-сульфидной минерализации (Yudovskaya et al., 2016)) и 0,1 моль/кг H₂O, на втором – CO₂ в количестве 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 и 10 моль/кг H₂O. Максимальное насыщение флюида золотом обнаруживается при 365 °С и 490 бар как при отсутствии в гидротермальном растворе CO₂ и CH₄ (а), так и при их присутствии в количествах CO₂ – 0,1 моль/кг H₂O, CH₄ – 0,001 моль/кг (б) (рис. 1).

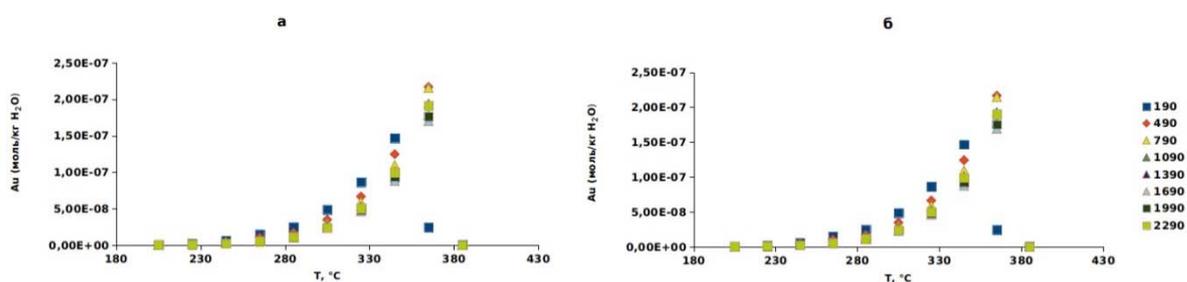


Рисунок 1. Содержание Au в рудообразующем флюиде при взаимодействии гидротермального раствора с породой: а – при отсутствии CO₂ и CH₄; б – при содержании CO₂ – 0,1 моль/кг H₂O и CH₄ – 0,001 моль/кг H₂O.

На основании полученных данных можно сделать вывод о том, что 365 °С и 490 бар являются наиболее благоприятными для образования рудообразующего флюида, поскольку при этих условиях наблюдается максимальное насыщение флюида Au – $2,17 \cdot 10^{-7}$ моль/кг H₂O. Также стоит отметить, что нахождение CO₂ и CH₄ в гидротермальном растворе в столь

ничтожных количествах не привнесли изменений на расчетные содержания элементов как в рудообразующем флюиде так и твердой фазе.

На следующем этапе в систему добавлялся CO_2 в количестве 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 моль/кг H_2O при постоянном содержании CH_4 – 0.001 моль/кг H_2O (содержание CH_4 соответствовало его содержанию в газовой-жидких включениях (Yudovskaya et al., 2016).

При увеличении CO_2 , содержание Au, при 365 °C и 490 бар, в рудообразующем флюиде монотонно уменьшается от $2.23 \cdot 10^{-7}$ моль/кг H_2O (при CO_2 – 1 моль/кг H_2O) до $1.87 \cdot 10^{-7}$ моль/кг H_2O (при CO_2 – 10 моль/кг H_2O). Содержание же Au в равновесной рудообразующем флюиду породе увеличивается (рис. 2а).

При увеличении CO_2 в гидротермальном растворе содержания карбонатных минералов (сидерит+магнезит+доломит) оставалось постоянным – 7.60 моль/кг породы, содержание же в газовой фазе CO_2 , что ожидаемо, увеличивалось, а CH_4 уменьшалось (рис. 2б). Кислотность флюида также оставалась практически без изменений от 5.999 (CO_2 – 0,1 моль/кг H_2O) до 5.992 (CO_2 – 10 моль/кг H_2O). Что касается золота, то при увеличении CO_2 в гидротермальном растворе, содержание растворенного Au в рудообразующем флюиде уменьшается. Однако это уменьшение слишком мало, чтобы делать вывод о значимой роли CO_2 при формировании рудообразующего флюида.

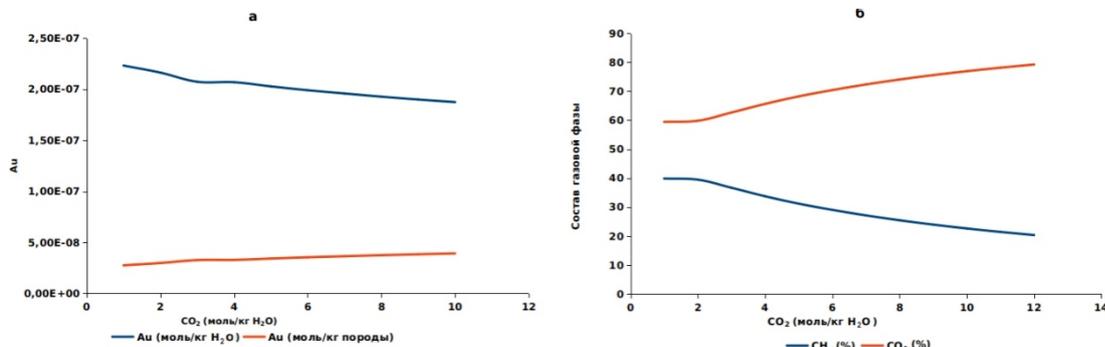


Рисунок 2. а – содержание Au в рудообразующем флюиде и породе (365C, 490 бар) в зависимости от содержания CO_2 , б – содержание CO_2 и CH_4 (%) в газовой фазе, равновесной с рудообразующим флюидом, в зависимости от содержания CO_2 в гидротермальном растворе.

На основании полученных расчетных данных можно сделать выводы:

1. Максимальное насыщение золотом рудообразующего флюида происходит при ~365 °C и 490 бар.

2. При увеличении CO_2 в гидротермальном растворе, проходящего через породу или сгенерированном породой при геологических процессах (метаморфизм) содержание золота в рудообразующем флюиде понижается. Максимальное содержание золота во флюиде, по расчетным данным, было в отсутствии CO_2 – $2,24 \cdot 10^{-7}$ моль/кг H_2O .

Исследования проводились в рамках Министерства науки и высшего образования Российской Федерации государственного задания № 0284-2021-0001

Литература:

Брюханова Н.Н., Бычинский В.А., Будяк А.Е. Особенности поведения золота при формировании золоторудной минерализации на примере месторождения Сухой Лог (Бодайбо). Мат. XIII Всеросс. Петрограф. Совещ. Иркутск.2021. Т.1. С.82–84.

Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т.38. №6. С.467–484.

Немеров В.К. Геохимическая специализация позднекембрийских черносланцевых толщ Байкало-Патомского нагорья. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 1989. 19с.



Немеров В.К., Спиридонов А.М., Развозжаева Э.А., Матель Н.Л., Будяк А.Е., Станевич А.М. Основные факторы онтогенеза месторождений благородных металлов суходожского типа // Отечественная геология. 2005. № 3. С. 17–24.

Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология руд. месторождений. 1992. Т. 34. № 6. С. 3–15.

Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложение. Новосибирск: «Гео». 2010. 283 с.

Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н. В., Мохов А. В., Антонов А. В., Сергеев С. А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении сухой лог по данным U-Th-Pb-изотопного *shrimp*-датирования аксессуарных минералов / Геология рудных месторождений, 2011, том 53, № 1, с. 32–64.

Akinfiyev, N.N., Zotov, A.V., 2010. Thermodynamic description of aqueous species in the system Cu–Ag–Au–S–O–H at temperatures of 0–600°C and pressures of 1–3000 bar. *Geochemistry International* 48, 714–720.

Laverov N.P., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Bairova E.D., Goltsman Y.V., Distler V.V., Yudovskaya M.A. Formation stages of the large-scale noble metal mineralization in the Sukhoi Log deposit, East Siberia: results of isotope-geochronological study // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V.415. N1. P. 810–814

Tarasova Y.I. Budyak A.E., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Y., Bryukhanova N.N., Parshin A.V., Chugaev A.V., Abramova V.D., Gareev B.I., Reutky V.N. Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}\text{S}$, $\delta^{34}\text{S}$ and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands) constraining ore-forming mechanism and the model for Sukhoi Log-type deposits // *Ore Geology Reviews*. 2020. T. 119. P.103365

Reid R.C., Prausnitz J.M., Sherwood T.K. The properties of gases and liquids. N.Y.: McGraw-Hill Book Company, 1977. 592 p.

Shock, E.L., Sassani, D.C., Willis, M., Sverjensky, D.A., 1997. Inorganic species in geologic fluids: correlation among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, P. 907–950.

Yokokawa H. Tables of thermodynamic properties of inorganic compounds // *J. Nat. Chem. Lab. Indast.* 1988. V.60. P. 27–121.

Yudovskaya, M.A., Distler, V.V., Prokofiev, V.Y., Akinfiyev, N.N., Gold mineralization and orogenic metamorphism in the Lena Province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits, *Geoscience Frontiers* // *Geoscience Frontiers*. 2016. T. 7. №3. С. 453–481.

КОМПЛЕКСНЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ БУГРОВ ПУЧЕНИЯ В УСЛОВИЯХ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Буддо И.В.^{1,2,3}, Гутарева О.С.¹, Мисюркеева Н.В.^{1,2,3}, Шелохов И.А.^{1,2,3}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия, biv@crust.irk.ru

²Иркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

³ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики», г. Салехард, Россия

В настоящее время вопрос возможной глубинной природы бугров пучения (булгунняхов) проработан недостаточно интенсивно, хотя проявление флюидодинамических процессов в осадочном чехле территории Западной Сибири отмечено во многих научных публикациях (1, 2, 3).

Актуальность решения обозначенной проблемы для Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) заключается в важности разработки методологии не только картирования опасных объектов – бугров пучения, но и оценки их возможной связи с глубинными флюидодинамическими процессами. Учитывая неуклонный рост количества объектов инфраструктуры в ЯНАО, активное обустройство газовых промыслов, проводимые исследования будут способствовать повышению газобезопасности в регионе.

За последние годы на территории Российской Арктики выполнены значительные объемы геофизических исследований, включая малоглубинные зондирования становлением поля в ближней зоне (мЗСБ) (4–11). Выполнено математическое моделирование, обосновывающее возможности геофизических методов для изучения толщи многолетнемерзлых пород (12). Построены физико-геологические модели верхней части разреза до глубины 500 м, характеризующие особенности строения криолитозоны значительных по площади территорий (более 4000 кв. км) (рис.) (4–12). По результатам полевых экспериментов закартированы субвертикальные флюидопроводящие зоны, являющиеся, по мнению авторов, каналами поступления катагенетических газов (в большей степени, метана) из глубоко залегающих залежей в верхнюю часть разреза, где в определенных условиях формируются газовые гидраты, а также скопления свободного газа – газовые карманы (4–12).

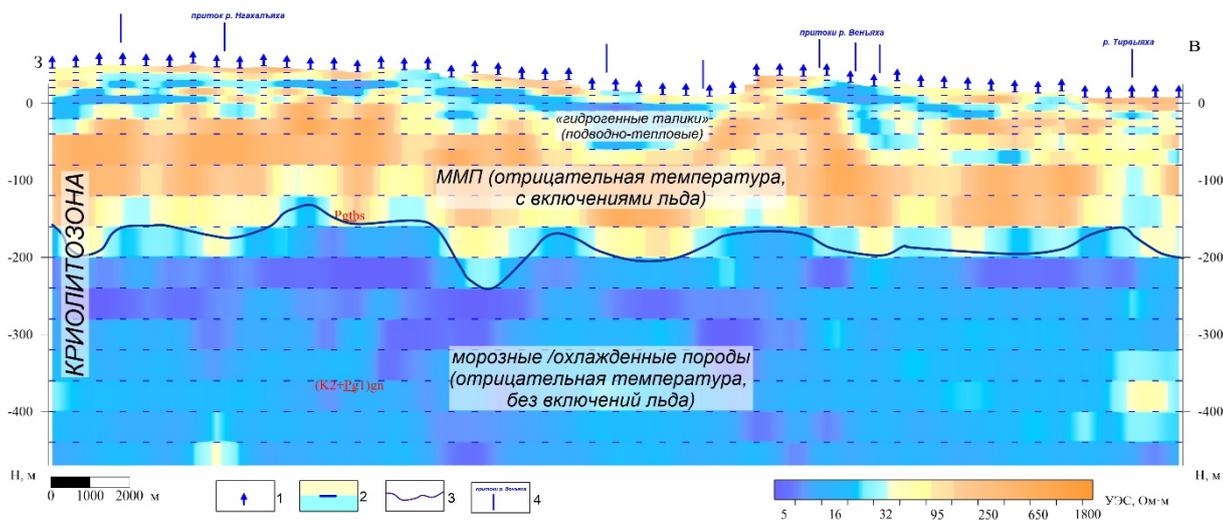


Рисунок. Геоэлектрическое строение верхней части разреза до глубины 500 м в северной части Западной Сибири (п-ов Ямал). 1 – пункты ЗСБ; 2 – геоэлектрические горизонты и их сопротивление, Ом·м; 3 – предполагаемая граница мерзлой толщи с включениями льда; 4 – положение рек на разрезе.

Вместе с тем, очевидно, что геофизические методы дают лишь косвенную информацию об изучаемых объектах, и выяснить природу льдов, слагающих такие объекты, как булгуньяхи, можно только путём их прямого изучения.

В рамках исследования внутреннего строения криолитозоны и поверхностных криогенных форм рельефа Арктики и их возможной связи с флюидодинамическими процессами актуальна задача определения природы (происхождения) воды в бугре пучения.

Решить такую задачу можно путём исследования изотопного состава ($\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$ и δD) льда бугров пучения и/или поверхностных метеорных вод методом лазерной абсорбционной спектроскопии с помощью лазерного анализатора CRDS Picarro L2140-i.

Исследование состава льда и оценка природы его происхождения. Изотопы кислорода ($\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$) и водорода (δD) – мощные индикаторы гидрологического цикла и широко используются для реконструкции палеоклимата, поскольку они могут предоставить информацию о прошлых осадках, температуре и атмосферной циркуляции. Изотопный сигнал из керна льда бугров пучения даст информацию об условиях формирования, питания и генезисе бугров пучения. В течение проекта планируется произвести не менее 100 изотопных измерений.

Изменения изотопных отношений $\delta^{18}\text{O}$ и δD в выпадающих атмосферных осадках позволяют определить путь поступления влаги в изучаемый регион. По отклонению линии изотопных отношений $\delta^{18}\text{O}$ и δD от глобальной линии можно оценить процессы изотопного

фракционирования, которые приводят к тому, что соотношение $\delta^{18}\text{O}$ и δD в этих осадках может быть описано своей локальной линией метеорных вод (LMWL). Мерой такого отклонения служит избыток дейтерия (d-excess): $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ [13]. D-excess позволяет оценить степень неравновесности системы при формировании состава. Если значения $\delta^{18}\text{O}$ больше связаны с температурой, то значения $\delta^{17}\text{O}$ в ледяных кернах говорят об условиях увлажнения в прошлом, при их формировании.

Пути решения проблемы и направления исследований. В настоящее время выбран полигон в южной части п-ва Ямал, где ранее был отобран керн из бугра пучения. Выбранные образцы льда бугров пучения предполагается исследовать на изотопный состав ($\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$ и δD) с помощью лазерного анализатора CRDS Picarro L2140-i. На основании проведенного анализа планируется выбор оптимального полигона для будущих исследований бугров пучения, включая геофизические исследования с получением геоэлектрической модели разреза до глубины 500 м. Также перед исследователями стоит задача выдвинуть предположение о возможной природе (происхождении) воды в анализируемом бугре пучения. По результатам исследований планируется подготовить предложения в методику изучения (бурения, опробования и др.) льда бугров пучения для поисков возможной связи с флюидодинамическими процессами, а также по направлениям дальнейших исследований бугров пучения и исследования вод.

Исследование выполнено при поддержке РНФ (грант № 22-17-20009, <https://rscf.ru/project/22-17-20009>). Проект № 22-17-20009 «Современные методы геофизических исследований для разработки и научного обоснования подходов к изучению внутреннего строения криолитозоны и поверхностных криогенных форм рельефа Арктики и их возможной связи с флюидодинамическими процессами» реализуется при поддержке правительства Ямало-Ненецкого автономного округа.

Литература:

Nezhdanov, A.A. Fluid Dynamic Interpretation of Seismic Data: Tutorial. / A.A. Nezhdanov, A.S. Smirnov. - Tyumen: Tyumen Industrial University, 2021. 286 p. ISBN 978-5-9961-2761-0.

Нежданов, А.А. Грязевой вулканизм на севере Западной Сибири / А.А.Нежданов, В.Ф. Новопащин, В.В. Огибенин // Сборник научных трудов ООО "ТюменНИИгипрогаз". Тюмень: Флат, 2011. С. 74–79.

Bogoyavlensky, V.; Bogoyavlensky, I.; Nikonov, R.; Kargina, T.; Chuvilin, E.; Bukhanov, B.; Umnikov, A. New Catastrophic Gas Blowout and Giant Crater on the Yamal Peninsula in 2020: Results of the Expedition and Data Processing. Geosciences 2021, 11, doi:10.3390/geosciences11020071.

Buddo, I.V.; Misurkeeva, N.V.; Shelohov, I.A.; Agafonov, Y.A.; Smirnov, A.S.; Zharikov, M.G.; Kulinchenko, A.S. Experience of 3D transient electromagnetics application for shallow and hydrocarbon exploration within Western Siberia. In Proceedings of 79th EAGE Conference & Exhibition, Paris, 12–15 June 2017.

Misiurkeeva, N.V.; Buddo, I.V.; Shelohov, I.A.; Vak, A.G. New data on fluid dynamic processes in the Arctic zone of Western Siberia based on the results of TEM, STEM electromagnetic studies and seismic CDP studies. In Proceedings of Tyumen 2019, Tyumen, Russia, 25–29 March 2019.

Misurkeeva, N.V.; Buddo, I.V.; Smirnov, A.S.; Shelokhov, I.A. Shallow transient electromagnetic method application to study the Yamal Peninsula permafrost zone. In Proceedings of Geomodel 2020, Gelendzhik, Russia, 7–11 September 2020.

Misurkeeva, N.V.; Buddo, I.V.; Shelokhov, I.A.; Smirnov, A.S.; Agafonov, Y.A. Permafrost rocks structure within the north of Western Siberia from modern geophysical studies. Energies 2022 (this issue).

Buddo, I.; Sharlov, M.; Shelokhov, I.; Misyurkeeva, N.; Seminsky, I.; Selyaev, V.; Agafonov, Y. Applicability of Transient Electromagnetic Surveys to Permafrost Imaging in Arctic West Siberia. Energies 2022, 15, 1816. <https://doi.org/10.3390/en15051816>.

Misyurkeeva, N.; Buddo, I.; Kraev, G.; Smirnov, A.; Nezhdanov, A.; Shelokhov, I.; Kurchatova, A.; Belonosov, A. Periglacial Landforms and Fluid Dynamics in the Permafrost Domain: A Case from the Taz Peninsula, West Siberia. Energies 2022, 15, 2794. <https://doi.org/10.3390/en15082794>.

Шелохов И.А., Буддо И.В., Мисюркеева Н.В., А.С. Смирнов. К вопросу о проявлении глубинной флюидодинамики в геофизических полях на примере одного из участков Западной Сибири. Добрецовские чтения: Наука из первых рук: Материалы Первой Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающегося ученого и организатора науки академика РАН



Николая Леонтьевича Добрецова (1–5 августа 2022 г. Новосибирск, Россия) / Програм. и орг. комитет: А.Э. Конторович [и др.]; Отд-ние наук о Земле РАН [и др.]. Новосибирск: СО РАН, 2022. 378 с.

Murzina E.V., Pospееv A.V., Buddo I.V., Sharlov M.V., Seminskiy I.K., Misyurkeeva N.V., Shelohov I.A. Capabilities of shallow-depth transient electromagnetic soundings for identification of gas-hydrate accumulations in the cryolithozone of the northern regions of Western Siberia. *Earth's Cryosphere*. 2022. 26. № 2. Pp. 51–62. <https://doi.org/10.15372/KZ20220204>.

Математическое моделирование для оценки эффективности геофизических методов при изучении структурных особенностей бугров пучения / И. В. Буддо, И. А. Шелохов, Н. В. Мисюркеева, А. С. Смирнов // Добрецовские чтения: наука из первых рук: Материалы Первой Всероссийской научной конференции, посвященной памяти выдающего ученого и организатора науки академика РАН Николая Леонтьевича Добрецова, Новосибирск, 01–05 августа 2022 года. – Новосибирск: Сибирское отделение РАН, 2022. С. 35–38. EDN EWOFVS.

Stable isotopes in precipitation. W. Dansgaard, Orsted Institute, University of Copenhagen

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗНОТИПНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ В ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ

**Будяк А.Е.^{1,2}, Ефремов С.В.¹, Скузоватов С.Ю.¹, Горячев Н.А.^{1,3}, Тарасова Ю.И.^{1,2},
Марчук О.И.⁴, Блинов А.В.^{1,2}, Просекин С.Н.^{1,2}, Горячев И.Н.², Савченко В.²,
Будяк А.А.², Жарикова А.А.², Черкашина Д.А.²**

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

²ИрНИТУ, Иркутск, Россия

³СВКНИИ им. Н.А.Шило ДВО РАН, Магадан, Россия,

⁴ООО «Красный», Бодайбо, Россия

В докладе рассматривается авторский подход на решение прогнозно-поисковых задач при исследовании золотоносных и порфириновых рудообразующих систем с применением геохимических методов поисков в комплексе с петрографическими и минералогическими работами, в рамках геологических маршрутных наблюдений. Данные работы представляют собой результат взаимодействия академической (ИГХ СО РАН, СВКНИИ ДВО РАН), ВУЗовской (ИрНИТУ) науки, а также геологов производственных компаний держателей лицензионных площадей (ООО «Красный»).

Основой для предлагаемого комплекса послужили наши публикации (Будяк и др., 2016, 2018, 2019, 2021; Ефремов и др., 2021^{1,2}; Тарасова и др., 2021, 2022; Tarasova et al., 2020).

Рассмотрим применение указанного комплекса работ на примере прогнозно-поисковых исследований рудообразующих систем складчатых поясов Байкало-Патомского нагорья и Забайкалья.

Рудообразующие системы Байкало-Патомского нагорья (Бодайбинский синклиорий) представлены на примере оценки перспектив участков Батый и Светлый. Участок Батый, расположен в центральной части Бодайбинского синклиория недалеко от известного месторождения Красное. В пределах участка нашими работами установлено, что аномальные геохимические зоны отмечается в пределах одной пачки аунакитской свиты (Au₂²), сложенной углеродистыми алевролитами-алевропелитами. Прочие породы, несмотря на приуроченность к той же свите, демонстрируют фоновые содержания золота. Золоторудная минерализация в результате проведенных работ не выявлена, однако повышенные содержания Au и сопутствующих элементов (As, Pb, Cu, Cr, Mo) верхне-аунакитского уровня оказались пространственно связаны с зонами сульфидной (пирит, пирротин) минерализации. Установлено линейное распространение геохимических аномалий Au, As и Pb, которые согласуются осью Рудной антиклинали, что сопоставимо с позицией месторождения Красное. Изучение сульфидной минерализации в пределах

участка и сопоставление ее с известными промышленными месторождениями, подтвердило их схожесть. Здесь выявлены осадочный фрамбоидальный пирит-I и более поздние мелкие идиоморфные кристаллы пирита-II. Позже, сформирована относительно высокотемпературная ассоциация (~380 °C), содержащая пирротин-I. Позднее, синхронно с образованием метаагрегатов пирита-III развивалась наложенная полиметаллическая ассоциация. Пострудный этап представлен развитием крупных кристаллов идиоморфного пирита-IV в кварц-карбонатной оторочке. Данная последовательность аналогична ранее выделенным для месторождений Угахан, Красное, Высочайший и пр. (Тарасова и др., 2021, 2022; Tarasova et al., 2020), что позволяет предполагать здесь аналогичный по продуктивности тип минерализации. Отметим, что продуктивный пирит-III, встречается исключительно в коренных выходах реки Батый, в том месте, где речное русло пересекает замок антиклинали «Рудная», где возможен выход на дневную поверхность вероятного рудного тела. Абсолютная качественная схожесть минеральной ассоциации с золоторудным месторождением Красное, дает основание для позитивного прогноза на обнаружение в данной структуре перспективного золоторудного объекта.

Светловское рудное поле (СРП) входит в состав Тунгусского рудного узла, и располагается в пределах единой антиклинальной структуры и соответственно единой крупной Кадали-Сухоложской зоны расщепления, которые контролируют рудную зону месторождения Сухой Лог. Золотое оруденение контролируется надвиговой зоной, состоящей из нескольких надвигов, которые согласно нашим данным совмещены с осложняющими крылья основной Спектральной антиклинали, более мелкими складками (4 порядка). Данные структуры вмещают непосредственно золоторудные зоны: Спектральную, Дорожную, Тунгусскую которые приурочены к отложениям хомолхинской свиты и Дальнюю приуроченную к отложениям аунакитской свиты. В результате проводимых исследований, отмечено, что золоторудная минерализация проявлена более контрастно, чем на прочих месторождениях, что связано с укрупнением золотин в результате метаморфических преобразований, достигающих амфиболитовой фации. Повышенные содержания Au имеют яркую положительную корреляцию с некоторыми элементами сидеро-халькофильной специализации: As, Ag, Sb, Cd, Pb, в меньшей степени – Ni, Co, Cu, Zn. Установлено линейное распространение геохимических аномалий Au, As и Sb, которые согласуются замковой зоной Спектральной, либо осложняющих ее антиклиналей более высокого порядка. Состав рудной минерализации в пределах СРП, полностью повторяет ряд ранее изученных месторождений Бодайбинского синклинория связанных с дальнетайгинко-жуинским стратоуровнем. Установлено, что главными рудными минералами является пирротин, в меньшей степени распространен пирит, в резко подчиненном количестве развиваются халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, пентландит. Из оксидных минералов широко распространен рутил. Так же, как и на участке Батый, пирит установлен в виде 4 морфологических типов: 1 – фрамбоидальный, 2 – мелкий кубический, 3 – аллотриоморфный (золотоносный), 4 – крупный идиоморфный (пострудный). По совокупности структурно-стратиграфического, геохимического и минералогического поисковых критериев, сделано предположение о том, что в результате проводимой на СРП доразведке, есть значительная вероятность получения среднего по запасам месторождения (>50 тонн золота).

Рудно-магматические системы (РМС) Забайкалья изучались на примере объектов Карийского и Амуджикано-Давендинского рудных узлов. Карийский рудный узел (Ефремов и др., 2021) расположен в Пришилкинской зоне Монголо-Охотской сутуры. Целью работ было доказательство контроля золотой минерализации рудного узла гранитоидами, имеющими значительную долю слэбового расплава в своем составе. При проведении работ был апробирован новый методический подход по расшифровке эволюции рудно-магматических систем (РМС), основанный на комплексном изучении геохимических полей, петрографических и минералогических особенностей магматитов и руд, связанных



с различными этапами эволюции магматического очага. В качестве материала для исследований использовались результаты тематических исследований и геохимических съемок по потокам рассеяния в пределах Карийского рудного узла (Восточное Забайкалье). Выполненный анализ особенностей состава и последовательности выделения геохимических полей позволил более детально взглянуть на эволюцию Карийской РМС. Было установлено, что мы имеем дело с сильно эродированной редкометалльной РМС, сформированной в два этапа рудообразования. Первый этап рудообразования связан с эволюцией верхней магматической камеры (апикальной части Кара-Чачинского массива). Главным полезным компонентом этой РМС был Мо. Второй этап развития РМС связан с эволюцией нижней магматической камеры. Эта минерализация также являлась редкометалльной, ее профилирующими элементами были W и Mo, однако главным полезным компонентом является Au. В результате установлено, что Au мобильно на двух этапах эволюции поздней РМС и накапливается при наложении одной стадии минерализации на другую. Конфигурация полей Au-комплексной ассоциации однозначно свидетельствует о связи Au минерализации с гранитоидами Кара-Чачинского массива (облекает массив по внешнему контуру), однако отсутствие Au в элементных ассоциациях геохимических полей, связанных с верхним магматическим очагом, ставит вопрос об источнике этого элемента. При анализе имеющихся данных было показано, что наиболее вероятным источником золота были сами гранитоиды обогащенные этим элементом, а их геохимическая специализация обусловлена составом их источника, сформированном в зоне субдукции 1.1 млрд лет назад. Полученные данные позволяют использовать результаты геохимической типизации гранитоидов в качестве критериев для определения их потенциальной рудоносности в отношении золота и молибдена, а в совокупности результатов изучения составных частей рудно-магматической системы говорить о ее продуктивности и перспективах оруденения.

Другим примером является изучение предположительно порфирового оруденения в Могочинском районе Забайкальского края (Ефремов и др., 2021). Пространственное положение аномалий и соответствующие им ассоциации элементов в совокупности с минералогическими данными по изучению рудоносных метасоматитов показали их согласование с результатами генетических реконструкций, что позволяет использовать их для поисково-оценочных целей без привлечения дополнительной геологической и геофизической информации. Специфический набор аномальных полезных компонентов позволяет сопоставить минерализацию с Cu-Mo-порфировой РМС в целом, и предполагать, что изученный объект является полихронным, а минерализация связана с двумя магматическими комплексами: медно-молибденовая – с амананским, золотая – с амуджиканским. В пределах зоны, контролирующей золотую минерализацию, проявлена вертикальная геохимическая зональность, связанная с разным уровнем эрозионного среза геологических блоков. Геохимические площадные данные, наряду с проведенными петрографическими и минералогическими исследованиями метасоматитов и проявлений рудной минерализации и выявленная зональность позволяют сделать заключение о высокой перспективности изученного участка на среднемасштабное порфировое оруденение.

Таким образом, приведенные примеры изучения ряда золоторудных объектов Байкало-Патомского и золоторудных и медно-порфировых объектов Забайкальского регионов показывают, что результаты площадных геохимических поисков, в сочетании с данными петрографического и минералогического изучения магматических, метасоматических и рудных образований, выявляемых на конкретных площадях, позволяют дать более надежную локальную оценку перспектив изучаемых территории на конкретный тип рудной минерализации.

Исследование проведено при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-27-00074.

Литература:

Будяк А.Е., Блинов А.В., Байкин В.Д. Механизмы рудообразования месторождений золота в черносланцевых толщах на примере месторождения Красный (Бодайбинский район, Иркутская область). // Инженерная и рудная геофизика 2021. Материалы 17-й научно-практической конференции и выставки. Москва, 2021. С. 100.

Будяк А.Е., Скузоватов С.Ю., Тарасова Ю.И., Ванг К.Л., Горячев Н.А. Единая неопротерозойская-раннепалеозойская эволюция рудоносных осадочных комплексов юга Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484. № 3. С. 335–339.

Будяк А.Е., Тарасова Ю.И., Чугаев А.В. Структурная и геохимическая характеристика месторождения Красное (Байкало-Патомское нагорье). // Металлогения древних и современных океанов. 2018. № 1. С. 199–202.

Будяк А.Е., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. Геодинамические предпосылки формирования масштабного оруденения южного обрамления Сибирского кратона в протерозое // Доклады Академии наук. 2016. Т. 470. № 5. С. 562–565.

Ефремов С.В., Спиридонов А.М., Горячев Н.А., Будяк А.Е. Эволюция Карийской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье, Россия): опыт применения мелкомасштабной геохимической съемки // Геология рудных месторождений. 2021. Т.63. № 3. С. 283–294.

Ефремов С.В., Горячев Н.А., Будяк А.Е., Блинов А.В. Генетические реконструкции по результатам площадных геохимических съемок при изучении рудно-магматических систем // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 19. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 83–86.

Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Иванов А.В., Горячев Н.А., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., Радомская Т.А., Блинов А.В., Бабяк В.Н. Типоморфизм, типохимизм и изотопно-геохимические характеристики сульфидов железа месторождения Голец Высочайший (Восточная Сибирь) // Записки Российского минералогического общества. 2021. Т. 150. № 1. С. 63–75.

Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Горячев Н.А., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., Блинов А.В., Горячева Е.М. Типоморфизм сульфидов золоторудного месторождения Угахан (Байкало-Патомское нагорье) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2022. Т. 503. № 1. С. 12–17.

Tarasova Y.I., Budyak A.E., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Y., Bryukhanova N.N., Parshin A.V., Chugaev A.V., Abramova V.D., Gareev B.I., Reutsky V.N. Mineralogical and isotope-geochemical ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$ and Pb-Pb) characteristics of the Krasnyi gold mine (Baikal-Patom highlands): constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits // Ore Geology Reviews. 2020. V. 119. P. 103365.

МОДЕЛЬ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКОГО БАССЕЙНА, ОЛЕНЕКСКОГО ПОДНЯТИЯ

Быкова Н.В.^{1,2}, Наговицин К.Е.¹, Максименко В.О.^{1,2}

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Новосибирск, Россия,
bykovanv@ipgg.sbras.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

В настоящее время преобладает точка зрения о «скучном миллиарде» («boring billion»), охватывающем отложения мезопротерозойского и раннепротерозойского возраста, моложе 1.6 млрд лет, когда завершилась эпоха накопления железистых формаций, и древнее криогения, когда началось глобальное оледенение и возобновилось накопление железистых формаций (Strachan et al., 2020). Этот отрезок геологической истории характеризуются в целом относительно постоянными значениями $\delta^{13}\text{C}$ (и других изотопных систем) и бескислородным, насыщенном сульфидами океаном (так называемый «Canfield Ocean») (Strachan et al., 2020). Вместе с тем, в этом интервале впервые в истории биосферы появляются различные представители стволовых групп эукариот, происходит дивергенция

крановых групп эукариот, возникают первые макроскопические формы жизни, тем самым задав значительно более интенсивные темпы эволюционного развития (Butterfield, 2015; Knoll, 2014; Riedman and Sadler, 2018; Strachan et al., 2020). Одной из причин эволюционного стазиса во времена «средних веков» Земли часто называют недостаточное количество кислорода для стимулирования процессов эволюции. Однако, в последнее время было показано, что увеличение содержания кислорода на Земле имеет достаточно сложный характер (Lyons et al., 2014). Также, начинает появляться информация о локальных кислородных оазисах в мезопротерозойское время, которые могли стимулировать процесс эволюции (например, Diamond and Lyons, 2018; Diamond et al., 2018). Для восстановления окислительно-восстановительных условий этого времени, авторами были изучены мезопротерозойские породы, сформировавшиеся в бассейне при распаде суперконтинента Нуна (Колумбия) на окраине Сибирского кратона (Оленекское поднятие) (Гладкочуб и др., 2016).

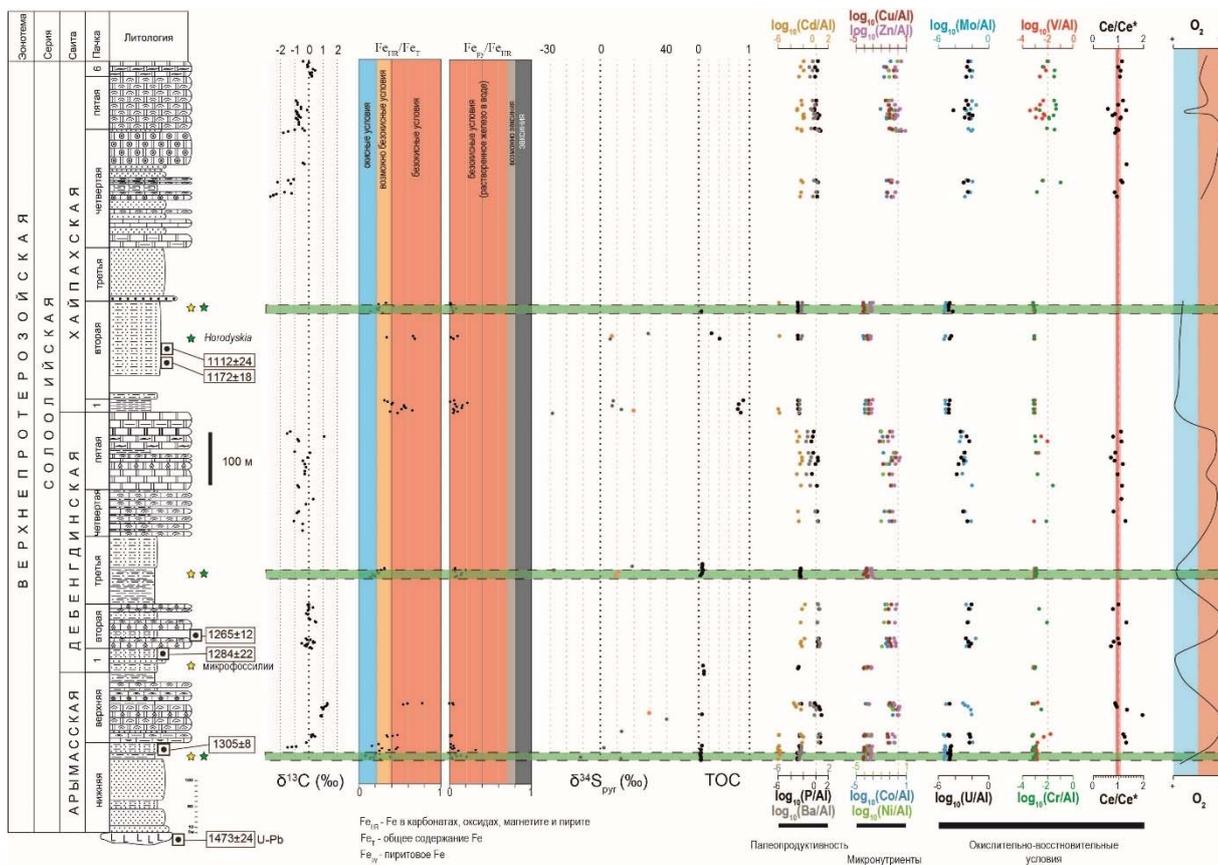


Рисунок. Стратиграфическое положение, литология и геохимические показатели для сололийской серии Оленекского поднятия, мезопротерозойского возраста.

Возраст магматического тела взят из Гладкочуб и др., 2016; осадочных толщ – Зайцева и др., 2017. Геохимические показатели включают (слева направо): кривую изменения изотопного состава неорганического углерода ($\delta^{13}\text{C}$); анализ фаз железа; изотопный состав пиритовой серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{pyr}}$); общее содержание органического углерода (ТОС); показатели палеопродуктивности (логарифм от концентрации элемента нормированного на содержание Al) – P, Ba, Cd/Al, содержание микронутриентов (логарифм от концентрации элемента нормированного на содержание Al) – Co, Ni, Cu, Zn; содержания редокс чувствительных металлов (логарифм от концентрации элемента нормированного на содержание Al) – U, Mo, Cr, V; показатель Ce/Ce^* ; интерпретационная кривая относительного содержания кислорода (O_2). Звездами отмечены уровни с нахождением микрофоссилий и *Horodyskia*.

Изучаемый интервал включает арымасскую, дебенгдинскую и хайпахскую свиты сололинской серии Оленекского поднятия, отобранных авторами в 2018–2019 г. Известные геохронологические Rb-Sr и K-Ar возраста шаровидных филлосиликатов составляют 1.30 млрд лет, 1.28–1.26 и 1.17–1.12 соответственно, что подтверждает их мезопротерозойский возраст (Зайцева и др., 2017). Данный интервал представлен смешанными карбонатными и обломочными породами, общей мощностью ~ 1.5 км (Шенфиль, 1991).

Восстановление окислительно-восстановительных обстановок древних толщ является нетривиальной задачей и, как правило, необходим спектр параметров для ее решения (Algeo and Li, 2020; Bennett and Canfield, 2020). Наш коллектив использовал следующий комплекс геохимических исследований для реконструкции окислительно-восстановительных условий формирования мезопротерозойских толщ сололийской серии: анализ фаз железа, изотопный состав серы, концентрации редокс-чувствительных металлов, и так же были учтены данные по общему содержанию органического углерода и изотопный состав неорганического углерода.

Полученные результаты позволили предложить модель окислительно-восстановительных условий накопления арымасской, дебенгдинской и арымасской свит. Во время накопления этих толщ в Оленекском бассейне не выявлено эксинных обстановок осадконакопления (со свободным сероводородом в толще воды). Условия осадконакопления менялись от малоокисных до безкислородных (закисных, со свободным растворенным железом в толще воды) (рисунок). Малоокисные условия обнаружены в верхней части нижней подсвиты арымасской свиты, в первой и третьей подсвитах дебенгдинской свиты, а также во второй и пятой подсвитах хайпахской свиты. Примечательно, что именно к интервалам с «повышенным» содержанием кислорода (для мезопротерозойского времени) приурочены находки микрофоссилий (включая возможные эукариотические формы, такие как *Osculosphaera* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Satka favosa*, *Dictyosphaera* aff. *macroreticulata*, *Germinosphaera* sp., *Valeria lophostriata*), макроскопические отпечатки *Horodyskia*, и многообразные микробияльные текстуры на поверхностях напластования.

Комплексное изучение мезопротерозойского осадочного бассейна Оленекского поднятия геохимическими методами позволяет говорить о существовании локальных кислородных оазисов в арымасское, дебенгдинское и хайпахское время. Микробияльные текстуры, включая остатки *Horodyskia*, приуроченные к «кислородным» интервалам, могли служить локальным источником кислорода, и таким образом являться своего рода колыбелью для эукариотических форм.

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ 21-17-00052.

Литература:

- Algeo T.J., Li C. Redox classification and calibration of redox thresholds in sedimentary systems // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2020. V. 287. P. 8–26.
- Bennett W.W., Canfield D.E. Redox-sensitive trace metals as paleoredox proxies: a review and analysis of data from modern sediments // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 204. P. 103175.
- Butterfield N.J. Early evolution of the Eukaryota // *Palaeontology*. 2015. V. 58. P. 5–17.
- Diamond C.W., Lyons T.W. Mid-Proterozoic redox evolution and the possibility of transient oxygenation events // *Emerging Topics in Life Sciences*. 2018. V. 2. P. 235–245.
- Diamond C.W., Planavsky N.J., Wang C., Lyons T.W. What the ~1.4 Ga Xiamaling Formation can and cannot tell us about the mid-Proterozoic ocean // *Geobiology*. 2018. V. 16. P. 219–236.
- Knoll A.H. Paleobiological Perspectives on Early Eukaryotic Evolution // *Cold Spring Harbor Perspectives in Biology*. 2014. V. 6. P. a016121.
- Lyons T.W., Reinhard C.T., Planavsky N.J. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere // *Nature*. 2014. V. 506. P. 307–315.
- Riedman L.A., Sadler P.M. Global species richness record and biostratigraphic potential of early to middle Neoproterozoic eukaryote fossils // *Precambrian Research*. 2018. V. 319. P. 6–18.
- Strachan R., Murphy J.B., Darling J., Storey C., Schields G. Precambrian (4.56–1 Ga) // *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Geologic Time Scale*. Elsevier. 2020. P. 481–493.



Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Писаревский С.А., Эрнст Р.Е., Станевич А.М. Мезопротерозойский мантийный плюм под северной частью Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 856–873.

Зайцева Т.С., Горохов И.М., Семихатов М.А., Ивановская Т.А., Кузнецов А.Б., Доржиева О.В. Rb-Sr в K-Ar возраст глобулярных слоистых силикатов и биостратиграфия рифейских отложений оленекского поднятия, северная Сибирь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 6. С. 3–29.

Шенфильд В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1991. С. 184.

ХАРАКТЕРИЗАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА Г.УЛАН-БАТОР МЕТОДАМИ МНОГОМЕРНОГО СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Бямбасурэн Ц.¹, Очирбат Г.¹, Шабанова Е.В.², Васильева И.Е.²

¹Институт физики и технологии АН Монголии, Улан-Батор, tsagaanbyambasuren@gmail.com

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск,

Город Улан-Батор – столица Монголии (47°55" с.ш. и 106°55" в.д.) и самое густонаселённое место страны (Монгол Улсын..., 2021), в котором окружающая природная среда подвергается техногенному давлению. Поэтому оценка уровня загрязнения компонентов природной среды, и в том числе почв, составляют неотъемлемую часть комплексных экологических исследований, проводимых на территории городов и населенных пунктов, а также входит в региональные системы экологического мониторинга.

Основная цель работы заключается в характеристике геохимических особенностей почвенного покрова г.Улан-Батор методами многомерного статистического анализа и установления закономерностей миграции и аккумуляции биофильных и токсичных химических элементов в почвенном покрове г. Улан-Батор; а также установлении степени техногенной трансформации состава компонентов в городских почвах и оценивании экологической опасности выявленных геохимических аномалий.

Объектами изучения были почвы на территории г. Улан-Батор, собранные в течение летних сезонов 2010, 2011, 2017 и 2019 гг, на территории города (рис. 1). Смешанные почвенные пробы с поверхности на глубине 0–10 см были отобраны методом «конверта» по нерегулярной сети опробования. Всего отобрано и подготовлено к анализу более 700 образцов почв с разной степенью антропогенной нагрузки.

Все почвенные образцы высушены при комнатной температуре до воздушно-сухого состояния и вручную очищены от крупных включений, таких как камни, стекло, корни и растения; измельчены в шаровой мельнице (Fritsch GmbH); гомогенизированы просеиванием через сито с ячейей 74 мм, упакованы в бумажные пакеты.

Аналитические исследования образцов почвенного покрова г. Улан-Батор выполнены согласно рациональным схемам (Shabanova et al., 2022) в аналитических отделах ИГХ СО РАН и ИФиТ АНМ. В рациональный комплекс аналитических методов включены: атомно-эмиссионная спектрометрия с дуговым разрядом, индуктивно связанной плазмой и пламенем (АЭС-ДР, АЭС-ИСП и ПАЭС) и рентгенофлуоресцентная спектрометрия (РФС). Градуирование методик и контроль качества аналитических результатов выполнены с помощью стандартных образцов состава природных и техногенных сред, разработанных ИГХ СО РАН, CGL и USGS. В почвенных пробах определены валовые содержания и концентрации подвижных форм макро- и микроэлементов, характеризующих биодоступность элементов.

Для выявления особенностей распределения рассматриваемых элементов выполнен разведочный анализ данных и, полученные данные сопоставлены с содержаниями

химических элементов в земной коре и мировой почве (Виноградов, 1962), в городских почвах по миру (Alekseenko, 2014), фоновых почвах (Vasilyeva et al., 2013) и значениями ПДК (Хорсний....., 2008).

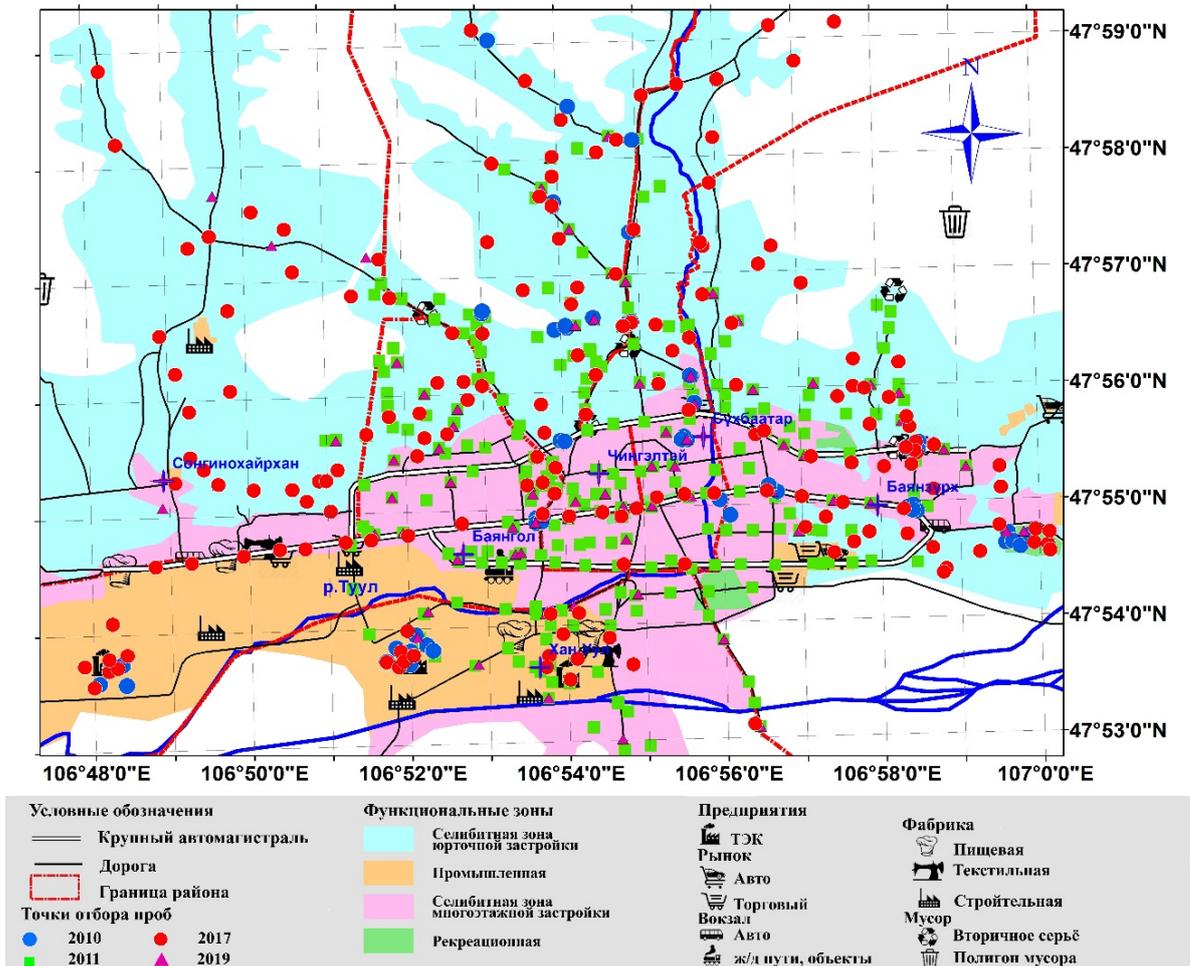


Рисунок 1. Схема отбора почвенных проб на территории г.Улан-Батора

Для комплексной оценки степени загрязнения почвы использовано пять видов индексов загрязнения: Igeo – индекс геоаккумуляции, EF – фактор обогащения, IPI – интегральный индекс загрязнения на основе индекса единичного загрязнения (PI), Zst – интегральный показатель суммарного загрязнения с учётом токсичности элементов (Водяницкий, 2010; Саэт и др., 1990; Sutherland et al., 2000).

Рассмотрена временная динамика изменения уровня загрязнения по районам города. Разведочный, кластерный, факторный, дисперсионный и дискриминантного анализ, выполнены среде ПО Statistica 12 для Windows. Содержания макро- и микроэлементов в почвенном покрове г. Улан-Батор (Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, P, S, Ti, F, Ba, Sr, Li, P, B, Mn, Ni, Co, V, Cr, Mo, Cu, Pb, Zn, Ge, As, Sn, Sb, Ag, Tl, Bi и Cd) значительно варьируются, а их распределения на всей территории города не являются нормальными, что типично для поверхностных городских почв с мощностью слоя около 50 см. В почвенном покрове города наблюдается повышенное содержание Sb, Sn, B, Sr, Bi и Mo относительно региональной распространённости этих элементов в 1.30–2.62.

Кластерным анализом установлены ассоциации макроэлементов, характеризующие основные фракции каштановых почв города: песчаная – P-(K-Na-Si), глинистая – (Mg-Ti-Fe-Al) и илистая – (S-Ca). Показано, что каштановые почвы сильно опесчанены и их состав обогащён кремнезёмом. Песчаная фракция обогащена фосфором за счет высокого

содержания Na и pH >7.0 городских почв, что увеличивает адсорбцию на поверхности частиц почвы. Два основных элемента (S и Ca) указывают на антропогенное загрязнение через иловую фракцию, как правило, благодаря сорбции и адсорбции органическим веществом илистой фракции атмосферных пыле-аэрозолей. С помощью кластерного и факторного анализа также выявлены группы микроэлементов, отвечающих за литогенное (Mn, Li, Ba, Sr, V и Ge), педогенное (Ni, Co, V, As, F и Ag) и антропогенное (Pb, Cu, Zn, Sn, Sb, Mo, Cr, Tl, Cd и Bi) происхождение в изучаемых объектах. Одновременное присутствие некоторых элементов в разных факторах указывает на различную природу источников и форм поступления этих элементов. Основной причиной обогащения почв г. Улан-Батор потенциально токсичными элементами являются пыле-аэрозоли от сжигания углей в ТЭК (B, Bi, Ca, Mo, S и Sr) и выбросов автотранспорта (Cu, Pb, Sn и Zn) (Shabanova et al., 2019).

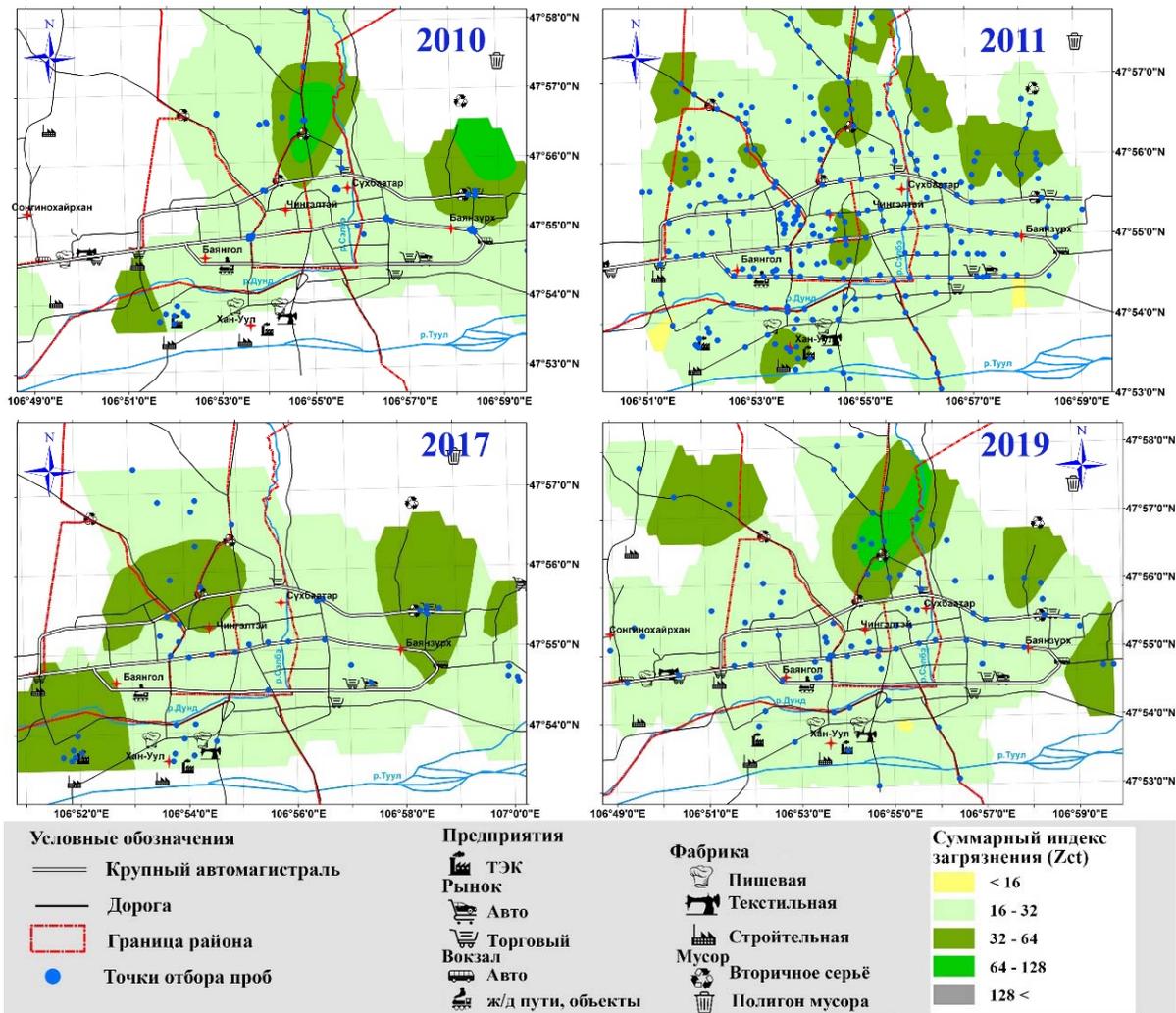


Рисунок 2. Пространственное распределение потенциально токсичных и токсичных элементов в поверхностной почве г.Улан-Батор в соответствии с индексом Zc

Поверхностная почва города находится в относительно благоприятной экологической ситуации, так как, данные Zst и IPI индексов указывают на неопасное и умеренно опасное заражение почв токсичными и потенциально токсичными элементами. Для каждого индекса выявлен процент проб с повышенным содержанием некоторых химических элементов, изменяющийся по годам (рис. 2 и рис. 3): по данным Zc – 17, 24, 25и 32 %, согласно годам наблюдений; по данным IPI – 6.39 % (в 2010 и 2011 гг.); 9 % (в 2017 г.) и 8

% (в 2019 г.). По данным индекса PI, главными загрязняющими химическими элементами почву г.Улан-Батор за весь периоды исследования являются:

- 2010: Pb_{2.28}>Ag_{2.13}>Zn_{2.00}>Sb_{1.79}>Sn_{1.70}>Cu_{1.64}>Ge_{1.62}>B_{1.39}>Bi_{1.20}
 2011: Sb_{2.71}>Pb_{2.55}>Ag_{2.38}>Zn_{2.33}>Sn_{1.68}>Ge_{1.62}>Cu_{1.52}>B_{1.46}>Bi_{1.40}>Sr_{1.28}>Mo_{1.21}
 2017: Sb_{3.00}>Ag_{1.94}>Pb_{1.90}>Sn_{1.75}>Zn_{1.67}>Cu, W_{1.42}>Sr_{1.34}>Mo_{1.31}>B_{1.26}>Cr_{1.20}
 2019: Pb_{2.63}>Zn_{2.33}>Ag_{2.25}>Sb, Cu_{1.64}>Ge_{1.62}>Sn_{1.57}>Cr_{1.51}>Tl_{1.31}>Ga_{1.27}>As_{1.25}

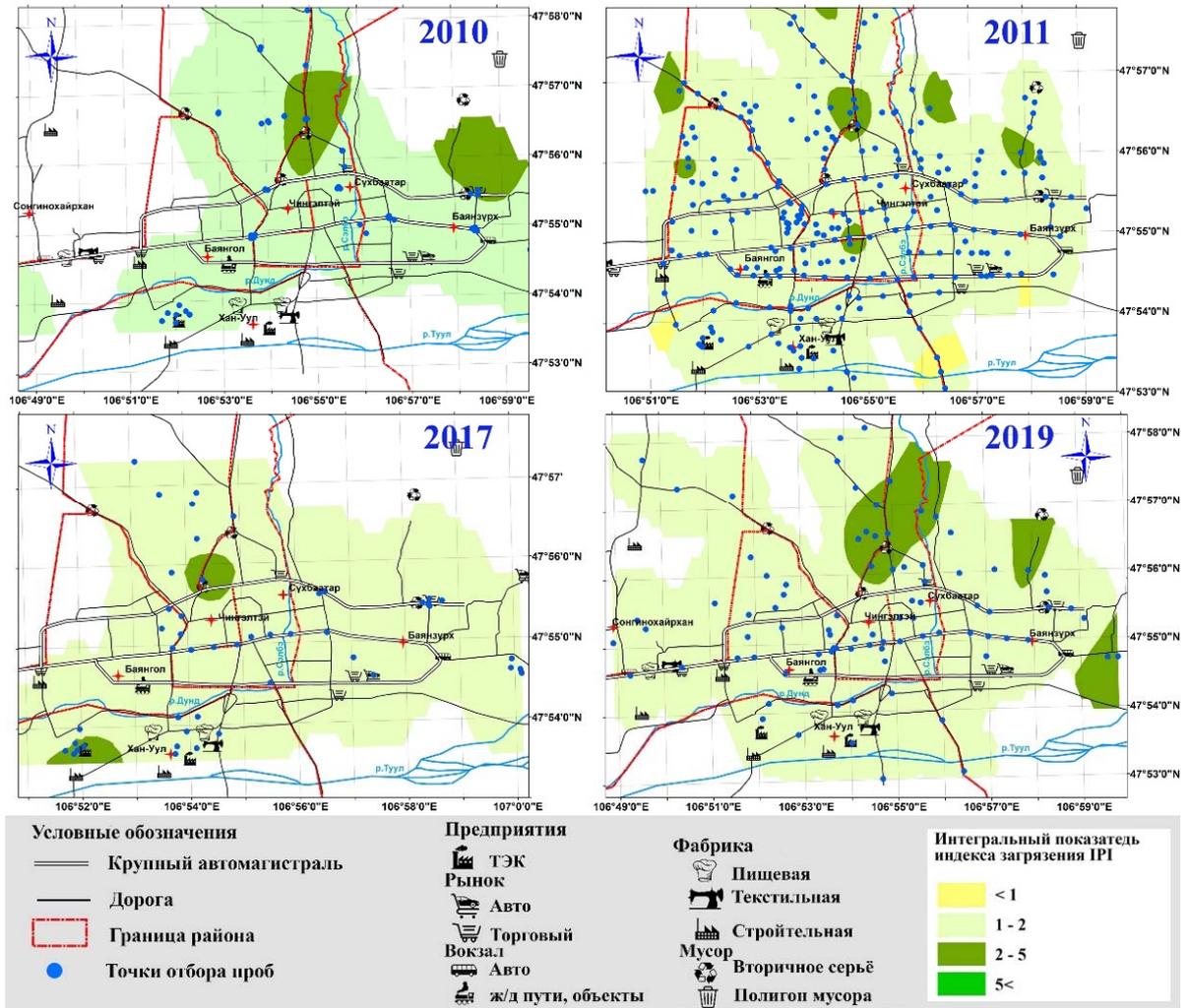


Рисунок 3. Пространственное распределение потенциально токсичных и токсичных элементов в поверхностной почве г.Улан-Батор в соответствии с индексом PI

Высокие значения уровня загрязнения токсичными и потенциально токсичными элементами характерны (рис. 2 и 3) для всех районов города, где расположены теплоэлектростанции и плотная юрточная застройка, косвенно указывая на источник обогащения этими элементами – пыле-аэрозоли от сжигания угля. Центральная часть города из-за преобладающих направлений ветра (западное, северо-западное, юго-западное и северное) также оказывается под угрозой заражения продуктами горения угля со стороны районов юрточной застройки (северная часть города) и ТЭС-3 (западная часть города).

Литература:

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С 555–571.

Водяницкий Ю.Н. Формулы оценки суммарного загрязнения почв тяжелыми металлами и металлоидами // Почвоведение. 2010. №10. С.1276-1280.



- ГОСТ ISO 22036-2014 Качество почвы. Определение микроэлементов в экстрактах почвы с использованием атомно-эмиссионной спектроскопии индуктивно связанной плазмы (ИСП-АЭС). Монгол Улсын статистикийн эмхэтгэл Улаанбаатар. 2021. 504 с.
- Сагт Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаркевич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Л.Н., Трефилова Н.Я., Ачкасов А.И., Саркисян С.Ш. Геохимия окружающей среды. М.: Недра. 1990. 335 с.
- Хорсний чанар. Хорс бохирдуулагч бодис, элементуудийн зовшоогдох дээд хэмжээ. Монгол улсын стандарт Стандартчилал, хэмжилзүйн Үндэсний тов. Улаанбаатар, 2008. 8 с
- Alekseenko V., Alekseenko A. The abundances of chemical elements in urban soils // Journal of Geochemical Exploration. 2014. No147. P. 245–249.
- Chen T. Liu X.M., Zhu M.Z., Zhao K.L., Wu J.J., Xu J.M., Huang P. Identification of trace element sources and associated risk assessment in vegetable soils of the urban-rural transitional area of Hangzhou, China // Environmental Pollution. 2008. Vol. 151. № 1. P. 67–78.
- Shabanova E.V., Byambasuren Ts., Ochirbat G., Vasil'eva I.E., Khuukhenkhuu B., Korolkov A.T. Relationship between major and trace elements in Ulaanbaatar soils: a study based on multivariate statistical analysis // Geography, Environment, Sustainability. 2019. Vol.12. № 3. P. 199–212.
- Shabanova E.V., Vasil'eva I.E., Byambasuren Ts., Ochirbat G., Khuukhenkhuu B., Khomutova M.Y. Rational scheme of chemical analysis of urban soils for ecological monitoring // New Prospects in Environmental Geosciences and Hydrogeosciences, Advances in Science, Technology & Innovation, H. Chenchouni et al. (eds.), Chapter No.: 46. 2022. P. 207–209.
- Sutherland R. A. Bed sediment-associated trace metals in an urban stream, Oahu, Hawaii // Environmental Geology. 2000. № 39. P. 611–627.
- Vasilyeva I.E., Shabanova E.V., Doroshkov A.A., Proydakova O.A., Ogtontuul Ts., Khuukhtnkhuu B., Byambasuren Ts. Distribution of toxic and essential elements in soils of Ulaanbaatar city // Proceedings of the IX international conference Pollution assessment of urban areas. Environment and sustainable development in Mongolian plateau and surrounding regions. Улан-Уде. 2013. P. 67–71.
- Wei B., Yang L. A review of heavy metal contaminations in urban soils, urban road dusts and agricultural soils from China // Microchemical Journal. 2010. No 94. P. 99–107.

ОЦЕНКА СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ХРОНОЛОГИЯ ПОСТУПЛЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ РАДИОНУКЛИДОВ В ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ РЕКИ ЕНИСЕЙ

Вахрушев В.И.^{1,2}, Болсуновский А.Я.¹, Дементьев Д.В.¹

¹Институт биофизики, ФИЦ КНЦ СО РАН, Красноярск, Россия, radecol@ibp.ru

²Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия, vavadbka@yandex.ru

Речные донные отложения (ДО) являются уникальным объектом, содержащим информацию о поступлении поллютантов в пресноводные экосистемы. С середины XX века р. Енисей подвержена радиационному загрязнению техногенными радионуклидами как в результате глобальных выпадений, так и деятельности Горно-химического комбината (ГХК) Росатома (г. Железногорск) (Сухоруков и др., 2004; Bolsunovsky, 2010; Bolsunovsky, Dementyev, 2010). По результатам многолетних исследований ДО р. Енисей ниже по течению зоны сбросов ГХК регистрируются максимумы в вертикальном распределении техногенных радионуклидов на разных глубинах ДО реки. Эти максимумы активности могут быть следствием как переноса радиоактивных ДО во время крупных паводков 1966, 1988 и 2006 г на р. Енисей, так и результатом прямых сбросов ГХК. Полученные данные по накоплению в ДО р. Енисей значительных активностей техногенных радионуклидов с разными периодами полураспада требуют построения хронологии поступления этих радионуклидов в ДО.

В мировой науке в зависимости от условий исследования используются разные радионуклиды и их отношения (например, $^{238}\text{Pu}/^{239+240}\text{Pu}$, $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ и ^{210}Pb и другие) для оценки скоростей осадконакопления и построения хронологии поступления радионуклидов

в ДО. В ДО р. Енисей регистрируется широкий перечень техногенных радионуклидов, позволяющий применять их для расчета скоростей осадконакопления.

Цель работы – оценка методов расчета скоростей осадконакопления и хронологии поступления техногенных радионуклидов в ДО на примере реки Енисей.

Отбор кернов ДО проводился с 2002 по 2020 г. Всего было отобрано 53 керна ДО на разных участках р. Енисей: выше по течению от сбросов ГХК в фоновых районах (г. Красноярск и д. Шивера), а также ниже ГХК в его зоне влияния в районе с. Балчуг (на расстоянии 15 км от сбросов ГХК). Для отбора проб использовали стальные цилиндрические пробоотборники с лепестковыми затворами (Bolsunovsky, Dementyev, 2010). Подготовленные пробы анализировали на содержание радионуклидов на γ -спектрометре фирмы «Canberra» (США) со сверхчистым германиевым детектором.

На основе анализа вертикальных распределений техногенных радионуклидов ^{60}Co , ^{137}Cs , ^{152}Eu , ^{154}Eu для ДО района реки вблизи ГХК (с. Балчуг) и природного ^{210}Pb в ДО фонового района (д. Шивера) были рассчитаны скорости осадконакопления. Примеры расчёта скоростей приведены на рисунке 1. Рассчитанные скорости осадконакопления для фоновых районов реки и районов ниже сбросов ГХК методами изотопного отношения $^{137}\text{Cs}/^{60}\text{Co}$ и неравновесного ^{210}Pb составили 0.5-1.5 см/год. Расчет скоростей осадконакопления с использованием других отношений (например, $^{137}\text{Cs}/^{152}\text{Eu}$) дает значения, отличающиеся от скоростей, рассчитанных по методу неравновесного ^{210}Pb и отношению $^{137}\text{Cs}/^{60}\text{Co}$. Различия полученных скоростей осадконакопления обусловлены разной миграционной способностью радионуклидов и неоднородностью гидрологических условий на разных участках р. Енисей.

В кернах ДО фонового района (д. Шивера), отобранных выше сбросов ГХК, зарегистрирован техногенный радионуклид ^{137}Cs на уровне глобальных выпадений 10-12 Бк/кг. Отобранные на этом участке керны ДО характеризовались высоким содержанием природного ^{210}Pb в поверхностных слоях, что позволило рассчитать методом неравновесного ^{210}Pb скорость осадконакопления (1.0 см/год) и на ее основе построить датировку поступления ^{137}Cs в ДО. Хронология, построенная с использованием метода неравновесного ^{210}Pb , показала, что слои максимальной активности ^{137}Cs в пределах ошибки расчетов совпадают с годами экстремальных паводков 1988 и 2006 гг. на р. Енисей (рис. 2).

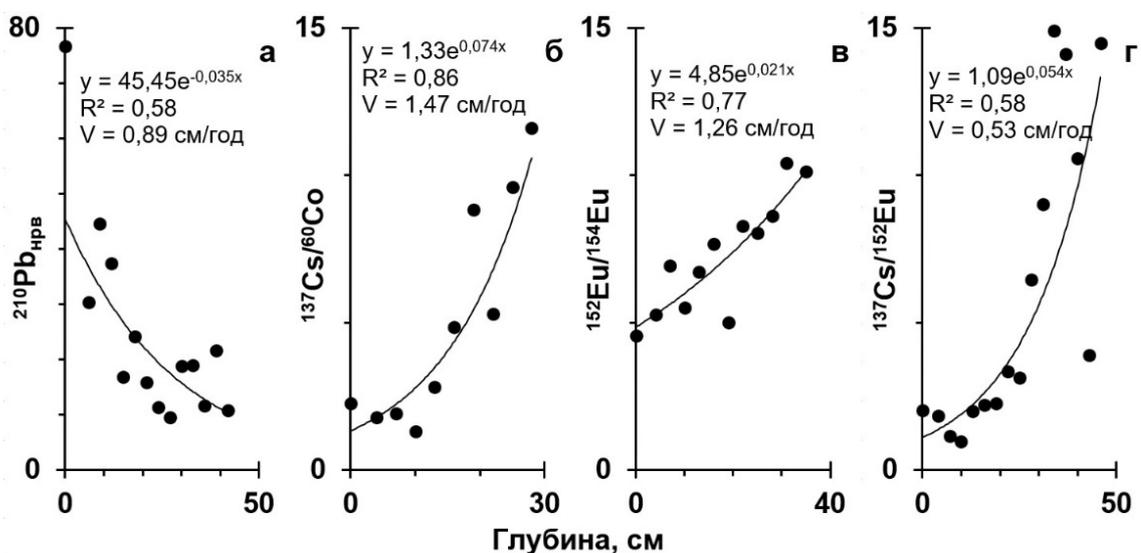


Рисунок 1. Примеры расчёта скорости осадконакопления (V, см/год) по природным (а) и техногенным радионуклидам (б, в, г)

В изученных кернах ДО р. Енисей ниже сбросов ГХК обнаружены слои с относительно высоким содержанием техногенных радионуклидов. Для районов ниже ГХК (с. Балчуг) в ДО техногенный ^{137}Cs возрастает многократно по сравнению с фоновым районом и достигает 2000–3000 Бк/кг. Для ДО из района ниже ГХК скорость осадконакопления, рассчитанная по методу изотопного отношения $^{137}\text{Cs}/^{60}\text{Co}$ составила 0.74 см/год, что близко к средней скорости 1 см/год, рассчитанной по методу неравновесного ^{210}Pb для фонового района. Проведённая датировка (рис. 3) поступления ^{137}Cs в ДО районов вблизи сбросов ГХК с использованием отношения $^{137}\text{Cs}/^{60}\text{Co}$ подтвердила образование слоёв максимальной активности во время паводка 1966 года (Болсуновский и др., 2021).

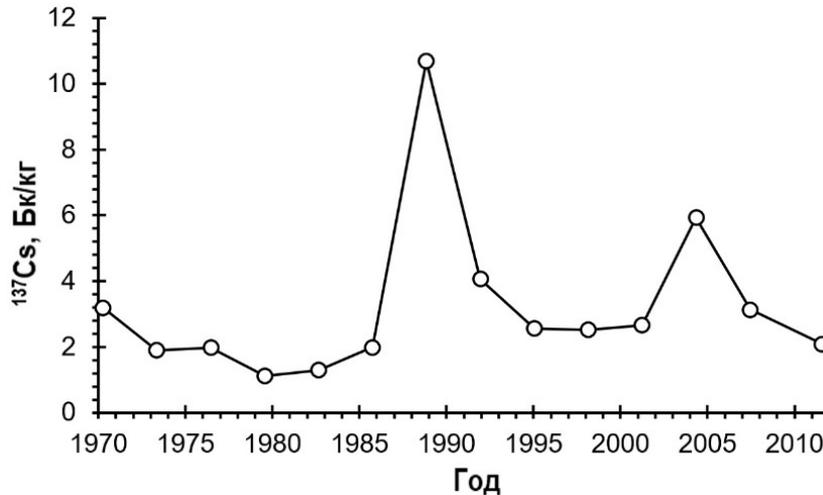


Рисунок 2. Датировка поступления ^{137}Cs в ДО р. Енисей для фонового района (д. Шивера)

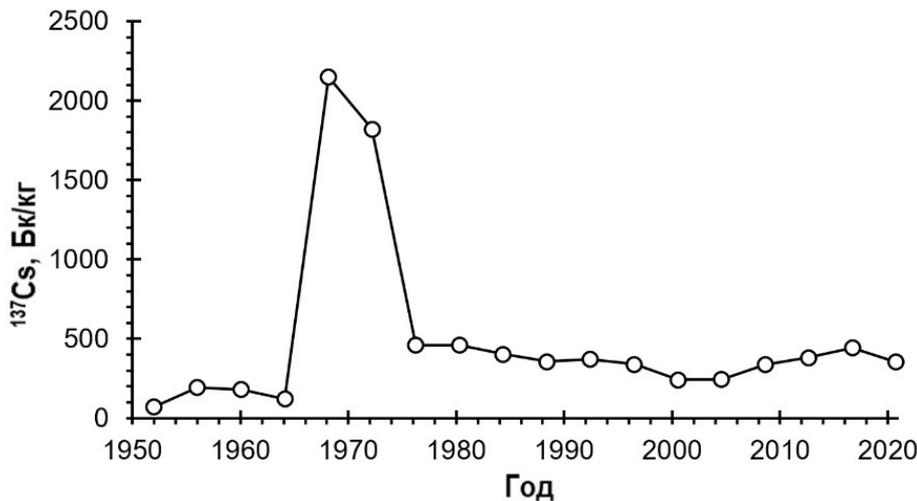


Рисунок 3. Датировка поступления ^{137}Cs в ДО р. Енисей для района ниже сбросов ГХК (с. Балчуг)

За последние 60 лет на реке Енисей было три крупных паводка в 1966, 1988 и 2006 годах. Самый крупный паводок 1966 года на р. Енисей сопровождался расходом воды до 18000 м³/с через плотину Красноярской ГЭС и привёл к максимальному затоплению береговой промзоны ГХК и выносу из неё взвешенных частиц с радионуклидами на большие расстояния (Сухоруков и др., 2004; Болсуновский и др., 2021). Наши исследования выявили влияние отмеченных паводков на формирование максимумов техногенных радионуклидов, депонированных в пойме р. Енисей. Полученные результаты в дальнейшем



могут быть использованы при оценке масштаба перераспределения радиоактивных ДО по течению реки.

Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда №22-27-20001, Красноярского краевого научного фонда.

Литература:

Болсуновский А.Я., Дементьев Д.В., Вахрушев В.И. Масштабный перенос техногенных радионуклидов по течению реки Енисей во время экстремального паводка 1966 года // ДАН. Науки о земле. 2021. Т. 498. № 2. С. 189–194.

Сухоруков Ф.В., Дегерменджи А.Г., Белолипецкий В.М., Болсуновский А.Я., Ковалев С.И., Косолапова Л.Г., Мельгунов М.С., Рапута В.Ф. Закономерности распределения и миграции радионуклидов в долине реки Енисей. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2004. 286 с.

Bolsunovsky A. Artificial radionuclides in sediment of the Yenisei River // Chemistry and Ecology. 2010. № 26. P. 401–409.

Bolsunovsky A., Dementyev D. Sediments of the Yenisei River: monitoring of radionuclide levels and estimation of sedimentation rates. In: Sediment dynamics for a changing future // IAHS Publ. 2010. № 337. P. 143–148.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОНШТЕЙНА ИЗ УГОЛЬНОГО ПЛАСТА НОВЫЙ-1А ХАРАНОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ)

Вергунов А.В.

Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия, alexeivergunov@rambler.ru

Следы пирокластического материала в углях надежно диагностируются в виде маломощных глинистых прослоев, в геологической литературе известных под термином тонштейны. Эти породы обнаруживаются во многих угольных бассейнах мира, в углях разной степени (стадий) метаморфизма и различного возраста. Общий список находок тонштейнов можно встретить в ряде обобщающих работ (Черновьянц, 1992; Bohor, Triplehorn, 1993; Dai et al., 2017).

В данной работе рассматриваются особенности минерального и химического состава тонштейна и вмещающего его угля из пласта Новый-1а Харанорского бурогоугольного месторождения. Ранее в угленосных отложениях Забайкальского края наличие тонштейнов не отмечалось.

Выяснение исходного состава и условий формирования тонштейна из угольного пласта Новый-1а позволит оценить роль вулканогенного материала в процессе формирования угленосных отложений мелового возраста Харанорского месторождения и одновозрастных с ним отложений Забайкальского края, а также уточнить временной период, в который произошло отложение в палеоболотной среде пирокластического материала, впоследствии преобразованного в тонштейн.

В данной работе приведены сведения об исследовании угленосных отложений Харанорского бурогоугольного месторождения, расположенного на юге Забайкальского края. Месторождение является крупнейшим в регионе. Оно находится в северной части Харанорской депрессии и вытянуто в меридиональном направлении на 22 км при ширине около 8 км.

Пласт Новый-1а расположен в кутинской свите и является самым мощным и главным разрабатываемым на Харанорском месторождении. Пласт характеризуется простым строением. В пласте диагностирован породный прослой (рис. 1), контрастно выделяющийся светлой окраской на фоне угля и имеющий значительную протяженность при сравнительно небольшой средней мощности около 10 см. Прослой прослежен на всей вскрытой разрезом части угольного пласта Новый-1а протяженностью более 5 километров.

Петрографическое изучение тонштейна в шлифах под микроскопом показало, что породный прослой имеет алевролитовую структуру. Расположение зерен неориентированное, стратификации не наблюдается. Зерна минералов угловатые, без следов окатанности. Основная масса породы глинистая, в ней присутствуют многочисленные порфирыклеты кварца. Каолинит прослеживается как в виде основной массы, так и в виде клубков, состоящих из тесно связанных мелких кристаллов каолинита.



Рисунок 1. Фотография тонштейна в угольном пласте

Рентгенофазовый анализ показал, что минеральный состав тонштейна представлен преимущественно каолинитом (67,7 %), в меньшей степени кварцем (23,3 %). В составе отмечается наличие КПШ (4,4 %), а также мусковита (4,6 %). Подобный однообразный минеральный состав характерен практически для всех тонштейнов мира, что позволяет надежно отличать такие прослои от внутрипластовых пород терригенной природы, как правило имеющих более разнородный минеральный состав.

При исследовании микроминерального состава тонштейна найдены разнообразные аксессуарные минералы, в том числе хорошо ограненные кристаллы циркона (рис. 2а). Встречаются характерные кавернозные зерна циркона (рис. 2b), что свидетельствует о возможном процессе их растворения в процессе преобразования пирокластического материала.

Находки кавернозных кристаллов циркона со следами коррозии известны также в тонштейнах из угольных пластов черногорской свиты Минусинского бассейна (Вергунов, 2021).

Помимо цирконов при электронно-микроскопических исследованиях диагностируются такие минералы как бадделеит, пирит, халькопирит, сфалерит, редкоземельные фосфаты, барит, КПШ. В составе тонштейна также встречаются зерна титановых минералов, чаще представленные ильменитом.

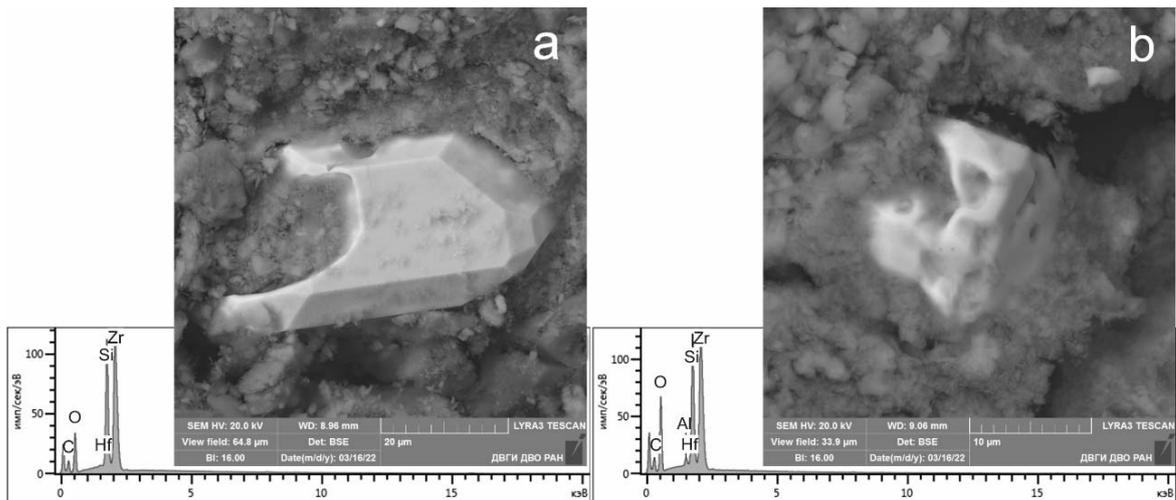


Рисунок 2. Кристаллы циркона в тонштейне: а – с четкими границами; б – со следами коррозии

Тонштейн из угольного пласта Новый-1а характеризуется высоким содержанием Ga, Nb, Ta, Sn, Hf, Th и U по сравнению со средним составом глинистых сланцев (Вергунов и др., 2022). Набор химических элементов, которыми обогащен тонштейн, вероятно, обусловлен составом исходного вещества, которым мог служить пирокластический материал, поступивший в болотную среду.

Для идентификации преобразованной пирокластики обычно применяется комплекс критериев, включающий титановый модуль, классификационную диаграмму Винчестера и Флойда (Nb/Y-Zr/TiO₂), графики распределения РЗЭ, содержание редких и радиоактивных элементов (Arbuzov et al., 2016; Spears, Arbuzov, 2019; Thompson et al., 2021). С помощью данного комплекса удалось установить, что изученный тонштейн из угольного пласта Новый-1а сформировался при участии кислой щелочной пирокластики (трахидацит) (Вергунов и др., 2022).

Повышенное содержание элементов, в том числе Nb, Y, Zr, Hf, Ta, Th, не ограничивается непосредственно самим тонштейном, а прослеживается и в угле на контакте с породным прослоем. Зона обогащения углей, вмещающих тонштейны, диагностируется как непосредственно на контакте с тонштейном, так и на некотором удалении от него. Наиболее высокие концентрации элементов отмечаются в золе притонштейнового угля. Приуроченность зон обогащения непосредственно к тонштейну и высоко контрастные концентрации элементов в них свидетельствуют об их связи с преобразованным породным прослоем.

Все повышенные содержания элементов-примесей в угле и золе угля в пласте Новый-1а приурочены к тонштейну. Так, концентрация циркония в золе угля, находящегося под тонштейном достигает 3962 г/т, а над ним – 4028 г/т (рис. 3). Наибольшая концентрация ниобия в золе угля над тонштейном составляет 1042 г/т, под тонштейном – 628 г/т (рис. 3), для иттрия, над тонштейном – 116,4 г/т, под ним – 116 г/т. Для ниобия и иттрия отмечается более обширная зона обогащения, чем для циркония, что свидетельствует о большей подвижности ниобия и иттрия в условиях гипергенеза. Этот факт стоит учитывать при использовании данных элементов при реставрации состава измененной пирокластики, например, при использовании классификационной диаграммы Винчестера и Флойда.

Содержание гафния в золе угля над тонштейном составило 81,2 г/т, под тонштейном – 99,4 г/т. Для тантала концентрация в золе угля выше тонштейна составила 17,2 г/т, ниже – 21,1 г/т. Концентрация тория в золе угля над и под тонштейном достигает 167 и 189 г/т, соответственно. Содержание урана над прослоем составило 68,7 г/т, под ним – 55,9 г/т. Накопление РЗЭ в золе угля достигает 498 г/т над тонштейном и 1082 г/т под ним (рис. 3).

Наиболее подвижными из этой группы элементов являются РЗЭ. Это подтверждается широкой зоной обогащения РЗЭ золы углей, на которую оказал влияние пирокластический материал.

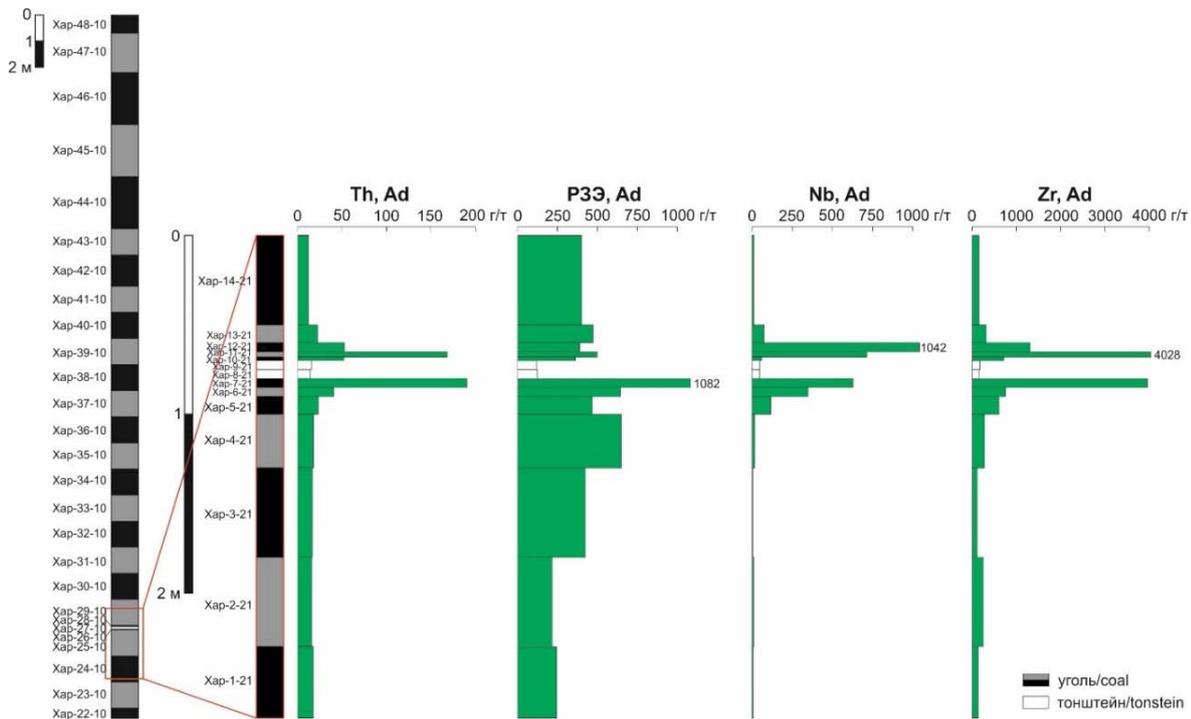


Рисунок 3. Распределение Th, РЗЭ, Nb, Zr в золе угля в вертикальном разрезе пласта Новый-1а.

Таким образом, использование комплекса методов учитывающих минералогическо-геохимические особенности изучаемых пород, позволило реставрировать состав исходного материала, послужившего источником для формирования тонштейна в угольном пласте Новый-1а, как трахидацитовый.

В связи с поступлением пеплового материала в палеоторфяник и его дальнейшим преобразованием, в углях за пределами тонштейна сформировались контрастные геохимические аномалии большой группы элементов (РЗЭ, Zr, Nb, Y, Ta, Hf, Th и U), определивших геохимическую специализацию угольных пластов и месторождений региона. Из этих данных также следует, что вулканизм этого периода не является источником аномального накопления W, Mo и Ge, характерного для многих угольных месторождений западного и центрального Забайкалья (Мейтов, 2001).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 18-17-00004.

Литература:

Вергунов, А.В. Минералогия и геохимия тонштейна из угольного пласта Новый-1А Харанорского месторождения (Забайкальский край) / А.В. Вергунов, С.И. Арбузов, Б.Р. Соктоев, С.С. Ильенко, И.Ю. Чекрыжов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2022. – Т. 333. – № 8. – С. 15–26. <https://doi.org/10.18799/24131830/2022/8/3677>

Вергунов А.В. Минералогия и геохимия тонштейнов в углях Черногорского месторождения Минусинского бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2021. – Т. 332. – № 6. – С. 118–129. <https://doi.org/10.18799/24131830/2021/6/3242>

Мейтов Е.С. Металлоносность углей // Угольная база России. Том IV. Угольные бассейны и месторождения Восточной Сибири (Тунгусский и Таймырский бассейны, месторождения Забайкалья). – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. – С. 293–301

Черновьянц М.Г. Тонштейны и их использование при изучении угленосных формаций. – Москва: Недра, 1992. – 144 с.



Altered volcanic ashes in coal and coal-bearing sequences: A review of their nature and significance / S. Dai, C.R. Ward, I.T. Graham, D. French, J.C. Hower, L. Zhao, X. Wang // *Earth-Science Reviews*. – 2017. – V. 175. – P. 44–74. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.005>

An unusual occurrence of ferroan magnesite in a tonstein from the Minusinsk Basin in Siberia, Russia / L.N. Thompson, R.B. Finkelman, S.I. Arbusov, D.H. French // *Chemical Geology*. – 2021. – V. 568. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120131>

Bohor, B.F., Triplehorn, D.M. Tonsteins: Altered Volcanic-Ash Layers in Coal-Bearing Sequences: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 1993. – 285 p.

Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) / S.I. Arbusov, A.M. Mezhibor, D.A. Spears, S.S. Ilenok, M.V. Shaldybin, E.V. Belaya // *International Journal of Coal Geology*. – 2016. – V. 152. – P. 99–111. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2015.12.001>

Spears D.A., Arbusov S.I. A geochemical and mineralogical update on two major tonsteins in the UK Carboniferous Coal Measures // *International Journal of Coal Geology*. – 2019. – V. 210. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2019.05.006>

ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТНОГО МАГМАТИЗМА А-ТИПА В КРИОГЕНИИ НА ЭТАПЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПЕРЕСТРОЙКИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА ОТ ПОСТКОЛЛИЗИОННОЙ ОБСТАНОВКИ К РАННЕЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Кадильников П.И., Богданов Е.А.

*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия,
Vernikovskayaee@ipgg.sbras.ru*

Выделение гранитоидов А-типа основано как на геохимических, так и на тектонических характеристиках, а их образование рассматривается, как в анорогенных, так и конвергентных обстановках (Whalen et al., 1987; Eby, 1990; 1992; Frost et al., 2001 и др.). Исследование гранитоидов А-типа играет важную роль для понимания тектонической эволюции неопротерозойского орогена Енисейского кряжа, относящегося к аккреционно-коллизии юго-западного обрамления Сибирского кратона. Эти магматические породы установлены в составе двух комплексов, U-Pb оценки возраста которых варьируют от тония до рубежа криогений-эдиакарий (Верниковский и др., 2002; Верниковская и др., 2006; 2007; 2013): постколлизии глушихинского комплекса, 752–718 млн. лет; татарского комплекса активной континентальной окраины, 711–629 млн лет. Гранитоиды татарского комплекса ассоциируют с щелочными и субщелочными средними и основными породами, а также карбонатитами. В докладе представлены новые геохронологические и геохимические данные для гранитоидов А-типа двух массивов Енисейского кряжа – Стрелковского, наиболее молодого из постколлизии глушихинского комплекса, и Ягодкинского, образование которого происходило на ранней стадии развития активной континентальной окраины в криогении. Эти массивы размещены в юго-западной части Татарско-Ишимбинской структурной зоны, ограниченной с востока Ишимбинской сутурой и Татарским разломом, а с запада – Приенисейским разломом. Согласно тектонической модели развития Енисейского кряжа формирование Татарско-Ишимбинской зоны связано с коллизией “Центрально-Ангарский террейн – Сибирский кратон”, происходившей в интервале 761–750 млн лет, с учетом возраста синколлизии гранитов аяхтинского комплекса, размещенных в этой зоне (Vernikovsky et al., 2003). В Татарско-Ишимбинской зоне находятся также все магматические проявления татарского комплекса, тогда как большинство массивов глушихинского комплекса, исключая Стрелковский, размещены в Центрально-Ангарском террейне.

Изотопные анализы U, Th и Pb цирконов из гранитоидов (пробы №№ А-08-10 и А-08-9-6) Стрелковского массива получены с использованием ионного микронзонда SHRIMP II в Центре Джона де Летера в Университете Кертина (г. Перт, Австралия). Изотопные анализы



U и Pb в цирконах из гранита (проба № 624) Ягодкинского массива выполнялись на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург).

В модели учитываются: данные температуры насыщения цирконом, °C, на основе метода цирконовой термометрии по (Watson, Harrison, 1983; Miller et al., 2003); ранее полученные U-Pb геохронологические данные (Верниковский и др., 2002; Романова и др., 2012); результаты численного моделирования (Верниковская и др., 2009) – субвертикальное падение и умеренные глубины становления интрузий (не менее 12 км); новые U-Pb геохронологические оценки возраста по цирконам. Наиболее ранними продуктами затвердевания кислой магмы являются м/з разности автолитов с возрастом около 719 млн лет, вслед за которыми произошло формирование вмещающих их к/з пород с возрастом около 718 млн лет, остывание которых, с учетом новых $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данных для биотита, произошло около 711 млн лет назад. Кристаллизация, подъем и остывание с/з разностей, также распространенных в массиве, происходило около 702 млн лет назад. Время формирования, находящихся в этой же структурной позиции, гранитоидов Ягодкинского массива, с учетом новых U-Pb оценок возраста, соответствует 711–705 млн лет. Это событие вероятно отражено наложенными тектонотермальными процессами, с близкими $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценками возраста для биотита из гранитоидов Стрелковского массива, составляющими около 711–713 млн лет. Таким образом, формирование гранитоидов А-типа глушихинского комплекса на финальной стадии коллизии происходило синхронно с внедрением гранитоидов А-типа татарского комплекса, образованных на ранней стадии развития активной континентальной окраины в криогении. Гранитоиды Стрелковского массива, также как и породы других массивов глушихинского комплекса, являются высокодифференцированными магматическими продуктами, они обогащены K и Fe и истощены Eu, Sr и Ba. Особенностью пород этого массива является присутствие большого разнообразия в них Se-, Y-, U-, Zr-, F-, P-, B-содержащих аксессуарных минералов. Основываясь на классификацию (Dall'Agno, de Oliveira, 2007) они относятся к окисленным гранитам А-типа, в отличие от других массивов глушихинского комплекса, соответствующих восстановленному А-типу. Установленные особенности магматизма финальной стадии постколлизионного события могут быть связаны с повышенным тепловым потоком в пределах в юго-западной части Татарско-Ишимбинской структурной зоны в криогении, отражающего начало нового тектоно-магматического этапа в эволюции орогена в юго-западной окраине Сибирского кратона.

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант РНФ № 22-27-00178).

Литература:

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Полянский О.П., Травин А.В. Термохронологические модели эволюции лейкогранитов А-типа неопротерозойского коллизионного орогена Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 5. С. 576–594.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. Лейкогранитный магматизм А-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 5–21.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Ясенев А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Неопротерозойские А-граниты Гаревского массива (Енисейский кряж): возраст, источники и геодинамическая обстановка формирования // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 56–68.

Верниковская А.Е., Даденко В.М., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Лаевский Ю.М., Романова И.В., Травин А.В., Воронин К.В., Лепехина Е.Н. Эволюция магматизма и карбонатит-гранитная ассоциация в неопротерозойской активной континентальной окраине Сибирского кратона: термохронологические реконструкции // ДАН. 2013. Т. 448. № 5. С. 555–562.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П. Постколлизийный гранитоидный магматизм Заангарья Енисейского кряжа: событие в интервале 750–720 млн. лет назад // ДАН. 2002. Т. 384. № 2. С. 221–226.

Романова И.В., Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Ларионов А.Н. Неопротерозойский щелочной и ассоциирующий с ним магматизм в западном обрамлении Сибирского кратона: петрография, геохимия и геохронология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 11. С. 1530–1555.

Dall'Agno R., de Oliveira D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A-type granites // Lithos. 2007. V. 93. № 3–4. P. 215–233. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.065>

Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.

Miller C.F., McDowell S.M., Mapes R.W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance // Geology. 2003. V. 31. № 3. P. 529–532.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Salnikova E.B., Kovach V.P. Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // Tectonophysics. 2003. V. 375. № 1–4. P. 147–168. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00337-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00337-8)

Watson E.B., Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth and Planetary Letters. 1983. V. 64. P. 295–304.

Whalen J.W., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. № 95. P. 407–419.

ЭВОЛЮЦИЯ КОЛЛИЗИОННОГО И ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ТАЙМЫРСКОЙ СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНОЙ ОБЛАСТИ НА ГРАНИЦЕ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ: ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Верниковский В.А.^{1,2}, Верниковская А.Е.^{1,2}, Проскурнин В.Ф.³, Матушкин Н.Ю.^{1,2}

¹Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия,
VernikovskyVA@ipgg.sbras.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия

³Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, Vasily_Proskurnin@vsegei.ru

Таймыро-Североземельская складчато-покровная область представляет собой одну из ключевых структур Арктики в северо-западном обрамлении Сибирского кратона. В ее формировании четко выделяются три главных этапа: 1) аккреция мезо – неопротерозойского Центрально-Таймырского пояса к Сибирскому кратону в эдиакарское время; 2) коллизия Карского микроконтинента с Сибирским палеоконтинентом в позднем палеозое-раннем триасе; 3) излияние траппов и внедрение интрузивов (долеритов, габброидов, монцонитов и сиенитов), связанных с Сибирским плюмом в триасе (Верниковский, 1996; Верниковский и др., 2001; Vernikovskiy et al., 2020). В настоящем сообщении главное внимание уделено эволюции коллизийного и плюмового магматизма на Таймыре в позднем палеозое – раннем мезозое.

Коллизия привела к формированию значительных объемов метаморфических пород, измененных в условиях регионального метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фации умеренных давлений и гранитов разных геохимических типов (от S-гранитов к переходным S-I и A-гранитам). Образование гранитов, согласно U-Pb данных по

цирконам, происходило в интервале от 315 до 248 млн. лет (Верниковский и др., 1995; 1998; Pease et al., 2015; Курапов и др., 2018; Khudoley et al., 2018; Vernikovsky et al., 2020). Позднекаменноугольные и раннепермские (автохтонные) были отнесены к синколлизийным, а позднепермские (аллохтонные) к постколлизийным гранитам.

Синколлизийные граниты (315–282 млн лет) были сформированы в зонах анатектического плавления коровых пород и локализованы, главным образом, в зонах амфиболитовой фации метаморфизма и мигматизации. Причем, происходило плавление разного субстрата верхней и нижней коры – известково-грауваккового, грауваккового, пелитового и базитового. Об этом свидетельствуют вариации петрографического состава пород – от биотитовых и биотит-роговообманковых гранодиоритов и диоритов до биотитовых и двуслюдяных гранитов и кварцевых порфиров, а также особенности их геохимического состава. Эти синколлизийные гранодиориты и граниты являются пералюминиевыми и относятся к известково-щелочной и щелочно-известковой магматическим сериям, в них Na преимущественно преобладает над K. О том, что образование синколлизийных гранитов связано с коровым плавлением свидетельствует и дискриминационная диаграмма R1 – R2 по (Batchelor, Boyden, 1985), на которой эти граниты расположены вблизи или в поле анатектических гранитных расплавов.

Постколлизийные граниты (264–248 млн лет) формируют небольшие штоки, интрузирующие метаморфические породы и синколлизийные граниты, а также неметаморфизованные палеозойские отложения чехла Центрального-Таймырского аккреционного пояса. Это биотит-амфиболовые гранодиориты, субщелочные граниты, гранит-порфиры, кварцевые сиениты и монцониты от слабо пералюминиевых до слабо металюминиевых, отвечающие породам щелочно-известковой и щелочной магматических серий. Они обогащены K, а также Ba и Sr (Верниковский и др., 1995; Vernikovsky et al., 2020).

Примечательно, что одновременно с завершением постколлизийного гранитоидного магматизма в пределах Карского орогена (252–248 млн лет; Khudoley et al., 2018; Vernikovsky et al., 2020), уже в интервале 251–249 млн лет назад проявилась главная фаза траппового магматизма Сибирского плюма (Renne, Basu, 1991; Campbell et al., 1992; Kamo et al., 1996). Главной фазе Сибирского плюма соответствует возраст долеритов и базальтов Тунусской синеклизы и дифференцированных интрузивов трапповой формации на Таймыре (Vadanina et al., 2014; Augland et al., 2019). Они, так же, как и самостоятельные интрузивы сиенитов и монцонитов, прорывающие трапповые базальты и коллизийные граниты, формировались в хорошо прогретой коллизийными процессами литосфере Карского орогена в раннем и среднем триасе (Верниковский и др., 2001; Dobretsov, Vernikovsky, 2001; Vernikovsky et al., 2003; Проскурнина и др., 2019). Монцониты, кварцевые монцониты и сиениты, связанные с Сибирским плюмом, характеризуются смешанным корово-мантийным источником, являются металюминиевыми породами щелочно-известковой и щелочной серий, с более высокими концентрациями Ba, K, Sr and La, Ce, Nd, P, Sm, Tb, Yb по сравнению с таковыми для постколлизийных пород.

Косая коллизия Сибирского палеоконтинента и Карского микроконтинента в конце палеозоя привела к открытию проницаемых структур для магматических расплавов Сибирского плюма. Наиболее благоприятными для локализации этих интрузивов явились ослабленные сутурные зоны Карского орогена и Енисей-Хатангская рифтовая система. Таким образом, коллизия Карского микроконтинента с Сибирским палеоконтинентом на границе перми и триаса стала «триггером» для излияния Сибирских траппов в северной части Сибирской кратона и его обрамления (Vernikovsky et al., 2020, Верниковский и др., 2022).

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФ № 19-17-00091-П.



Литература:

- Баданина И.Ю., Малич К.Н., Романов А.П. Изотопно-геохимические характеристики рудоносных ультрамафитовых – мафитовых интрузий западного Таймыра, Россия. Доклады РАН, 2014, Т. 458. № 1. С. 1165–1167.
- Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области/ Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 203 с.
- Верниковский В.А., Неймарк Л.А., Пономарчук В.А., Верниковская А.Е. Геохимия и возраст коллизионных гранитоидов и метаморфитов Карского микроконтинента (Северный Таймыр) // Геология и геофизика. 1995. Том 36. №12. С. 50–64.
- Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Пономарчук В.А., Ковач В.П., Травин А.В., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Возраст постколлизионных гранитоидов Северного Таймыра: U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar данные. Доклады Академии наук. 1998. Том 363А. №9. С. 1191–1194.
- Верниковский В.А., В. Л. Пиис, А. Е. Верниковская, А. П. Романов, Д. Дж. Джи, А. В. Травин. Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 1. С. 87–93.
- Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю. Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизийного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, Центральная Арктика) // Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 4, С. 440–457.
- Курапов М.Ю., Ершова В.Б., Макарьев А.А., Макарьева Е.В., Худoley А.К., Лучицкая М.В., Прокопьев А.В. Каменноугольный гранитоидный магматизм Северного Таймыра: результаты изотопно-геохимических исследований и геодинамическая интерпретация // Геотектоника, 2018, Т.52, №2, С.225–239.
- Проскурнина М.А., Проскурнин В.Ф., Ремизов Д.Н., Ларионов А.Н. Кольцевые интрузивы Беспаятининского ареала: проявления шшонит-латитового магматизма на Северном Таймыре // Региональная геология и металлогения, 2019, № 79, с. 5–22.
- Augland, L.E.; Ryabov, V.V.; Vernikovskiy, V.A.; Planke, S.; Polozov, A.G.; Callegaro, S.; Jerram, D.A.; Svensen, H.H. The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition. *Sci. Rep.* 2019, V. 9. № 1. 18723.
- Batchelor R. A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chemical Geology*. 1985. Vol. 48. P. 43–55.
- Campbell, I.H.; Czamanske, G.K.; Fedorenko, V.A.; Hill, R.I.; Stepanov, V. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic Boundary. *Science* 1992, 258, 1760–1763. Brown M. Granite: from genesis to emplacement // *GSA Bulletin*, 2013, V. 125. № 7–8. p. 1079–1113. Dobretsov, N.L., Vernikovskiy, V.A., 2001. Mantle plumes and their geological manifestations. *Int. Geol. Rev.* 43, 771–787.
- Kamo, S.L.; Czamanske, G.K.; Amelin, Y.; Fedorenko, V.A.; Davis, D.W.; Trofimov, V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Plan. Sci. Lett.* 2003, V. 214, P.75–91.
- Khudoley, A.K.; Verzhbitsky, V.E.; Zastrozhnov, D.A.; O’Sullivan, P.; Ershova, V.B.; Proskurnin, V.F.; Tuchkova, M.I.; Rogov, M.A.; Kyser, T.K.; Malyshev, S.V. Late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr-Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression. *J. Geodynam.* 2018, V.119. P. 221–241.
- Pease, V.L.; Kuzmichev, A.B.; Danukalova, M.K. The New Siberian Islands and evidence for the continuation of the Uralides, Arctic Russia. *J. Geol. Soc.* 2015, V.172. P. 1–4.
- Renne, P.R.; Basu, A.R. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo–Triassic Boundary. *Science* 1991, V.253. P. 176–179.
- Vernikovskiy, V.A.; Pease, V.L.; Vernikovskaya, A.E.; Romanov, A.P.; Gee, D.G.; Travin, A.V. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: Product of the northern Eurasian superplume? *Lithos* 2003, V. 66> P. 23–36.
- Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A. Late paleozoic-early mesozoic granite magmatism on the arctic margin of the Siberian craton during the Kara-Siberia oblique collision and plume events / *Minerals*. 2020. V. 10. № 6. 571.



К 65-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ АКАДЕМИКОМ А.П. ВИНОГРАДОВЫМ ИНСТИТУТА ГЕОХИМИИ СО АН СССР

Виноградова Л.Д.

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Россия,
loriana.vinogradova@mail.ru*

По инициативе академиков М.А. Лаврентьева и С.А. Христиановича, с одобрения главы государства Н.С. Хрущёва, а также при поддержке ведущих учёных страны: Н.Н. Семёнова, М.В. Келдыша, С. П. Королёва, А.П. Виноградова, А.А. Трофимука и др. Совет Министров СССР своим постановлением № 564 от 18 мая 1957 г. создаёт Сибирское отделение АН СССР с целью организации и проведения комплексных теоретических и экспериментальных исследований в области физико-технических, естественных и экономических наук, а также быстреего развития производственных сил Сибири и Дальнего Востока. Предпосылкой для создания Сибирского отделения АН СССР. явилась статья М.А. Лаврентьева, С.А. Христиановича и С.А. Лебедева, опубликованная в газете «Правда» 14 февраля 1956 г.: «Назревшие задачи организации научной работы». На страницах газеты учёные вели обсуждение состояния развития науки, констатируя слишком высокую «концентрацию» учёных и научных учреждений на Западной территории СССР, особенно в Москве и Ленинграде. Создавшееся положение сложилось исторически, но оно в тот период социалистического строительства не способствовало повышению темпов развития науки и производительных сил Сибирского континента страны. Статья не прошла незамеченной и вызвала широкий резонанс у научного сообщества. На патриотический порыв М.А. Лаврентьева и С.А. Христиановича ехать работать в Сибирь откликнулись многие учёные Москвы и Ленинграда. Государственным подходом на решение вопроса создать СО АН СССР ответил академик А.П. Виноградов – организатор и первый директор многопланового Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (1947–1975) в Москве. Буквально сразу же после 18 мая 1957 г. Александр Павлович выходит с инициативой в ОХН АН СССР о создании II-ого геохимического центра в системе Академии наук Союза – Института геохимии в Сибири в г. Иркутске с целью координации геолого-геохимических исследований и аналитических методов изучения геологических объектов Сибири. Выбор А.П. Виноградовым г. Иркутска для места расположения Института геохимии не случаен. Важнейшим моментом для выбора Иркутска явилось наличие в этом городе Университета, выпускающего первоклассных специалистов-аналитиков, которые в дальнейшем должны были составить основной костяк аналитических лабораторий, поскольку геохимия наука химическая и не может развиваться без наличия мощной аналитической базы. Кроме того Иркутск – это старинный сибирский город, издавна являющийся центром горнорудной промышленности Сибири (Таусон, 1987), что, несомненно, имело положительное значение для развития Института 30 августа 1957 г. А.П. Виноградов направляет в Отделение химических наук АН СССР письмо следующего содержания: *«В связи с решением Бюро отделения химических наук АН СССР от 18 июня 1957 г. об организации Института геохимии в г. Иркутске, в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР была разработана программа деятельности этого вновь организуемого Института. Настоящим направляю на Ваше рассмотрение одобренную мною программу, структуру и предполагаемый штат Института геохимии в Иркутске»*. В документе, составленном сотрудником ГЕОХИ АН СССР к.г.-м.н. Л.В. Таусоном, основная задача Института геохимии в Восточно-Сибирском научном центре Академии наук СССР была сформулирована следующим образом: теоретические основы геохимии процессов рудообразования и разработка геохимических критериев поисков и разведки рудных



месторождений. В соответствии с основной задачей, исследования в Институте должны развиваться в следующих главных направлениях:

1. Изучение химизма рудных процессов с целью выяснения геохимических условий переноса и концентрации вещества на разных этапах рудного процесса;
2. Источник рудного вещества и вопросы генетических связей интрузий с оруденениями;
3. Химическая дифференциация вещества в зоне гипергенеза;
4. Разработка теоретических основ геохимических методов поисков.

Для успешного решения указанных выше направлений в Институте предусматривалось создание основных лабораторий: геохимии рудных процессов, геохимии магматических процессов, изотопов, геохимии осадочных образований, геохимических методов поисков и разведки, а также вспомогательных: химико-аналитической, спектральных методов анализа, структурно-минералогический кабинет, минералогический музей, кабинет экономики сырья. Кроме того, в структуру Института должны были войти обслуживающие группы: библиотека, камера проката приборов, мастерские: шлифовальная, стеклодувная, механическая, лаборатория дробления и сепарации минералов, картографическое бюро и фотолaborатория. Административно-хозяйственная часть Института была представлена: 1) канцелярией, отделом кадров, I-ым отделом и отделом снабжения, 2) отделом эксплуатации, 3) младшим обслуживающим персоналом и машбюро. Такая хорошо продуманная и сбалансированная структура Института потребовала штата сотрудников в 217 человек. (Архив РАН, Ф. 1691. Оп. 1. Д. 790. ЛЛ. 1–7).

Вопрос о кандидатуре на пост директора Института геохимии был решён А.П. Виноградовым из числа сотрудников ГЕОХИ АН СССР. Александр Павлович выдвинул кандидатуру Л.В. Таусона. Лев Владимирович дал согласие ехать работать в Сибирь, проявив гражданское мужество и патриотизм русского человека. Во Льве Владимировиче А.П. Виноградов видел не только учёного, но и руководителя и в своём выборе Александр Павлович не ошибся. В дни 65-летнего юбилея создания Института геохимии им. А.П. Виноградова, сотрудники одновременно отмечают и 105-летие со дня рождения своего директора академика Л.В. Таусона (1961–1988), основателя нового направления в современной геохимии-геохимии редких элементов в изверженных горных породах, заложившего основы развития Института, внёсшего огромный вклад в развитие Сибирского отделения АН СССР, будучи заместителем председателя Президиума Восточно-Сибирского филиала АН СССР, а в 1957 г. Л.В. Таусон – к. г.-м.н., заведующий одной из лабораторий ГЕОХИ АН СССР.

Для проведения подготовительной работы по созданию Сибирского отделения АН СССР Президиум Академии наук СССР своим постановлением № 388 от 10 мая 1957 г. организует оргкомитет, большей частью состоящий из ведущих учёных Академии наук академиков: М.А. Лаврентьева (председатель), С.А. Христиановича (зам. председателя), Л.А. Арцимовича, А.П. Виноградова, В.А. Котельникова, А.Л. Курсанова, С.Л. Соболева, Д.И. Щербакова и членов-корреспондентов АН СССР: А.А. Трофимука, М.М. Шемякина, а также д.т.н. И.И. Новикова, и в качестве учёных секретарей в оргкомитет вошли: к.ф.-м.н. А.Н. Лобачёв и к.т.н. В.А. Филиппов. На комитет возлагалось проведение всей работы, связанной с организацией Сибирского отделения (Архив РАН, Ф. 2. Оп. 6. Д. 244. Л. 1). В состав Отделения вошли все восточные филиалы АН СССР и академические институты Сибири и Дальнего Востока.

13 сентября 1957 г. на Учёном совете СО АН СССР А.П. Виноградов вносит предложение об организации в составе СО АН СССР Института геохимии в г. Иркутске. Учёный совет ходатайствовал перед Президиумом АН СССР о принятии предложения А.П. Виноградова. Предложение было принято (Архив РАН, Ф. 2. Оп. 6. Д. 256. Л. 8). Следующим организационным документом Президиума Академии наук Союза ССР

явилось постановление от 29 ноября 1957 г. о создании и строительстве в 1958–1965 гг. комплекса институтов в районе г. Иркутска с преимущественным развитием в этом районе научных учреждений химического и геолого-географического профиля, включая и Института геохимии. Этим же постановлением акад. А.П. Виноградов утверждается директором – организатором Института геохимии СО АН СССР, а заместителем директора по предложению А.П. Виноградова утверждена кандидатура Л.В. Таусона (Архив РАН, Ф. 2. Оп. 6. Д. 263. ЛЛ. 13, 14).



Академик М.А. Лаврентьев (1900–1980).



Академик С.А. Христианович (1908–2000).



Академик А.П. Виноградов
(1895–1975).



Ученики и соратники академика А.П. Виноградова
(слева-направо): И.П. Алимарин, А.И. Тугаринов,
Ю.А. Золотов, Н.И. Хитаров, Л.В. Таусон, В.Л. Барсуков
поздравляют Александра Павловича с 80-летием.
Москва. Президиум АН СССР. 1975 г.

Такое организационное решение оставалось до 1961 г., когда 27 января 1961 г. постановлением Президиума АН СССР № 62 А.П. Виноградов по личной просьбе был освобожден от обязанностей директора-организатора Института геохимии. Ему была объявлена благодарность за оказание помощи Сибирскому отделению в организации Института геохимии в г. Иркутске, а д.г.-м.н. Л.В. Таусон был назначен директором с последующим представлением к утверждению Общим собранием Академии наук СССР. Объединёнными усилиями А.П. Виноградова и Л.В. Таусона был создан основной



коллектив Института из выпускников вузов Москвы, Новосибирска и Иркутска и специалистов из Москвы и Ленинграда. В 1975 г. Институту геохимии СО АН СССР было присвоено имя его основателя академика А.П. Виноградова. В настоящее время Институт геохимии является крупным академическим институтом России, в котором гармонично представлены основные направления в области наук о Земле, ориентированные на исследование верхних оболочек Земли: геохимия эндогенных процессов, химическая геодинамика; изотопная геология; геохимия процессов рудообразования, геохимические методы поиска месторождений полезных ископаемых; экспериментальное и компьютерное физико-химическое моделирование геохимических процессов; глобальные и региональные изменения окружающей среды и климата (экологическая геохимия и палеоклиматология); физическое материаловедение. Свой славный 65-летний путь развития и больших достижений по основным направлениям исследований в области наук о Земле Институт геохимии прошёл под руководством академика А.П. Виноградова (1957–1961), академика Л.В. Таусона (1961–1988), академика М.И. Кузьмина (1988–2012), члена-корреспондента РАН В.С. Шацкого. (2012–2017), д.г.-м.н. А.А. Воронцова (апрель-август 2017). А свой 65-летний юбилей коллектив Института встречает под руководством д. г.-м. н. А.Б. Перепелова.

Литература:

Л.В. Таусон. Геохимический центр Сибири / Академия наук СССР. Сибирское отделение. Геология и геофизика. 1987 г. № 11. С. 136–140.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr и Nd ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫХ КОРОК СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ

Вишневская И.А.^{1,2}, Михайлик П.Е.², Рашидов В.А.³, Савельев Д.П.³

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия,
vishnevskai.a.i.a@gmail.com

²Дальневосточный Геологический Институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

В настоящее время известно три генетических типа морских железоманганцевых образований (ЖМО): а) гидрогенный – источником металлов является морская вода (Halbach et al., 1981; Lusty et al., 2018); б) диагенетический – мобилизация химических элементов осуществляется за счет поровых вод осадков (Halbach et al., 1981; Wegorzewski and Kuhn, 2014); в) гидротермальный – источником вещества служат гидротермальные флюиды (Богданов и др., 2006). Каждый тип характеризуется своим набором минералов и отличается друг от друга по химическому (Батурин, 1993), в том числе редкоземельному (Bau et al., 2014), составам.

Наиболее перспективным типом ЖМО являются гидрогенные железоманганцевые корки (Минеральные ресурсы..., 2007), содержащие высокие количества таких стратегических элементов как Mn, Cu, Co, Ni, Mo, Li, Zr и REY (Hein and Koschinsky, 2014). Основные работы по их изучению были сосредоточены в центральной части Тихого океана (Hein et al., 2013). Северные области Пацифики в этом вопросе исследованы значительно слабее, а данные по их изотопному составу единичны (van de Fliertdt et al., 2003; 2004).

Материалом для работы послужили ЖМО драгированные (рис. 1) с гайотов (Детройт – DR65-6/1, DR65-6/2; Ханзей – DR70-9/1; DR70-9/2; Сьюзей – DR74-3) северного звена Императорского хребта и разломных зон (P3) северной Пацифики (P3 Амлия – DR2-2; P3 Рат – DR23-5; P3 Стейлмейт – DR59-11/1; DR 59-11/2). Как сравнительный материал был изучен образец (D23-9-9/5), поднятый на гайоте Вулканолог, Магеллановы горы. ЖМО

были подняты в течении научных экспедиций НИС «Вулканолог» (23-й рейс) и НИС «Зонне» (249-й рейс).

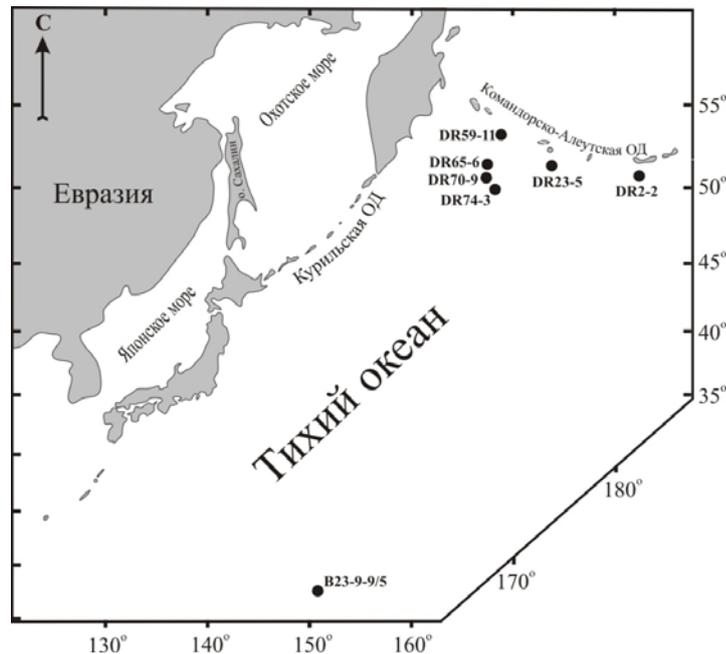


Рисунок 1. Схема местоположения образцов железомарганцевых корок.

Изученные образцы представлены корками. Морфология большей части образцов соответствует буроугольному слою кобальтбогатых корок (КМК) (Мельников, 2005). Образец DR 59-11/1, который представлен верхним слоем корки, имеет массивное строение с большим количеством аллотигенной примеси, а образец DR70-9/2 – тонкослоистый с минимальной долей аллотегенного вещества, соответствующий антрацитовому слою КМК (Мельников, 2005). Образцы сложены вернадитом, основным минералом океанических гидрогенных образований (Батурин, 1993), а в образце DR 59-11/1 марганцевые минералы методом рентгеновской дифрактометрии не диагностируются на фоне основного кварц-плагиоклазового состава. По концентрации макро и микроэлементов, а также распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) они также отвечают гидрогенным образованиям (Батурин, 1993) за исключением, образца DR59-11/1, который имеет минимальные концентрации марганца и максимальные железа.

Стронций и РЗЭ, в частности, неодим, сорбируются ЖМО из придонной морской воды (Atakawa et al., 2017). Таким образом фиксируя в своём составе её изотопно-геохимические характеристики. Знание изотопного состава Sr и Nd являются прекрасным инструментом, для выяснения генетической принадлежности ЖМО.

Изучение изотопных составов Nd и Sr в ЖМО выполнено в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (Екатеринбург). Подготовка проб проводилась по методике, описанной в работе (Михайлик и др., 2021). Выделение стронция происходило методом ионообменной хроматографии на катионите Triskem Sr-Spec 100–200 меш, методом ступенчатого элюирования в 7N и 0.05N HNO₃. Определение изотопных отношений проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре Triton Plus. Правильность методики измерения оценивалась с помощью международных стандартов Sr SRM-987 (в период работы отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составило 0.710250±0.000008, 2σ, n=12), Nd LaJolla (отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте во время работы составило 0.512756±0.000008, 2σ, n = 6). Ошибка измерения изотопного состава Sr составила 0.002%, отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – 0.005%.

Изотопный состав стронция изученных образцов укладывается в интервал от 0.70797 до 0.70919 (среднее 0.70885), причем большинство проб сосредоточено у значения 0.709.

При этом содержание стронция изменяется почти в три раза от 660 до 1700 ppm. Зависимости изотопного состава от концентрации не отмечается. Изотопный состав неодима, в пересчете на ϵ_{Nd} , варьирует в интервале от -3.5 до -3.0 с двумя выбросами: проба DR70-9/2 (ϵ_{Nd} -4.4) и DR59-11/1 (ϵ_{Nd} -2.3). Содержание неодима в пробах изменяется в широких пределах: от 130 до 400 ppm. Образец DR59-11/1 находится вне общего поля значений по всем представленным показателям (содержание и изотопный состав стронция и неодима, рис. 2).

Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ воды океана одинаково во всем его объеме и формируется из нескольких источников (McArthur et al., 2020): континентальный сток ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.7116$), разрушение базальтов срединно-океанических хребтов ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.7037$), перекристаллизация морских карбонатов ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.7084$). В последний миллион лет отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в Мировом океане составляет 0.70917 (McArthur et al., 2020). Изотопный состав неодима океана неоднороден и варьирует от -26 до +2.7 единиц ϵ_{Nd} (Tachikawa et al., 2017). ϵ_{Nd} северной части Тихого океана на глубине более 1500 м от -4.5 до -2.5. Таким образом мы можем определить реперные значения изотопных составов для модельных (или идеальных) гидрогенных корок: отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ должно составлять 0.7092, значение ϵ_{Nd} -4.5–2.5.

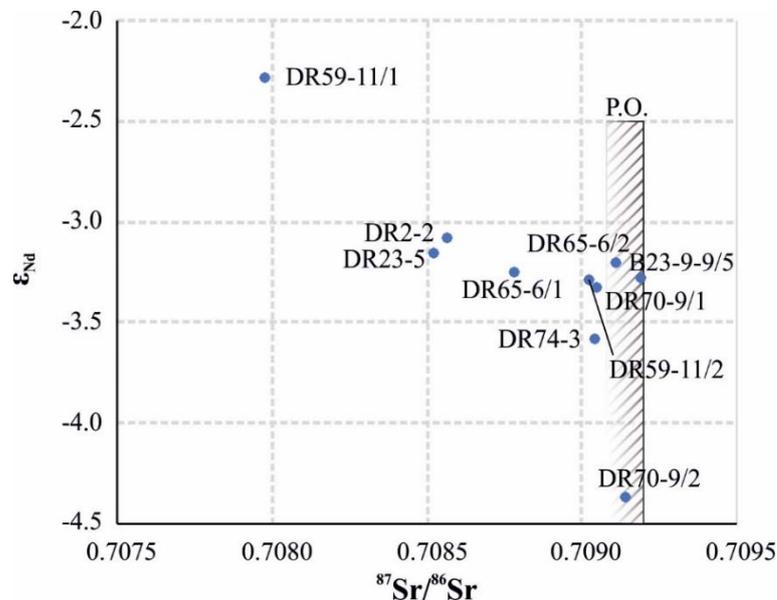


Рисунок 2. Изотопный состав стронция и неодима гидрогенных корок Тихого океана. Заштрихованной областью с подписью P.O. обозначен изотопный состав воды Тихого океана по (Tachikawa et al., 2017; McArthur et al., 2020).

Изученные ЖМО северной части Тихого океана по минералого-геохимическим характеристикам соответствуют гидрогенным образованиям, что подтверждается их изотопным составом стронция и неодима. В виду большого количество алюмосиликатной примеси в образце DR59-11/1 точно диагностировать источник железомарганцевого вещества при изучении валовых изотопно-геохимических характеристик не представляется возможным. Для этого необходимо проводить изучение отдельных минеральных фаз.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00079, <https://rscf.ru/project/22-27-00079/>

Литература:

- Батурич Г.Н. Руды океана // М.: Наука, 1993. 303 с
 Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Сагалевич А.М., Гурвич Е.Г. Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука. 1996. 527 с.



Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок // Геленджик.: ФГУПП ГНЦ «Южморгеология». 2005. 230 с.

Минеральные ресурсы Мирового океана: концепция изучения и освоения (на период до 2020 г.) / С.И. Андреев (гл. ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2007. 97 с.

Михайлик П.Е., Вишневская И.А., Иванова Ю.М., Михайлик Е.В., Блохин М.Г., Червяковская М.В., Рашидов В.А., Рен Кс. Генезис и изотопный состав Nd железомарганцевых образований Охотского моря и Курильской островной дуги // Геология и геофизика, 2021, т. 62, № 9, с. 1309–1326.

Amakawa H., Usui A., Iijima K., Suzuki K. Surface layer Nd isotopic composition of ferromanganese crusts collected from the Takuyo-Daigo Seamount reflects ambient seawater. *Geochemical Journal*, 2017, 51(1), e1-e7.

Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J.R., Kuhn T., Usui A. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // *Chemical Geology*. 2014. V. 381. P. 1–9.

Halbach P., Scherhag C., Hebisch U., Marchig V. 1981. Geochemical and mineralogical control of different genetic types of deep-sea nodules from the Pacific Ocean. *Mineralium Deposita* 16:59–84.

Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A., Conrad T.A. Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: comparison with land-based resources // *Ore Geol. Rev.* 2013. V. 51. P. 1–14.

Hein J.R., Koschinsky A. Deep-Ocean Ferromanganese Crusts and Nodules. In *Treatise on Geochemistry*; Scott, S., Ed.; Elsevier: Amsterdam, The Netherlands, 2014, pp. 273–291.

Lusty P.A.J., Hein J.R., Josso P. Formation and Occurrence of Ferromanganese Crusts: Earth's Storehouse for Critical Metals // *Elements*, 2018, 14 (5): 313–318.

McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A., Zhou Y. Chapter 7. Strontium Isotope Stratigraphy, in *Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds), Geologic Time Scale 2020*, Elsevier, 2020, p. 211–238.

Tachikawa K., Arsouze T., Bayon G., Bory F., Colin C., Dutay J.-C., Frank N., Giraud X., Gourlan A.T., Jeandel C., Lacan F., Meynadier L., Montagna P., Piotrowski A.M., Plancherel Y., Pucéat E., Roy-Barman M., Waelbroeck C. The large-scale evolution of neodymium isotopic composition in the global modern and Holocene ocean revealed from seawater and archive data // *Chemical Geology*. 2017. V. 457. P. 131–148.

van de Flierdt T., Frank M., Halliday A.N., Hein J.R., Hattendorf B., Günther D., Kubik P.W. Lead isotopes in North Pacific deep water — implications for past changes in input sources and circulation patterns // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 209, p. 149–164.

van de Flierdt T., Frank M., Lee D.-C., Halliday A.N. et al. New constraints on the sources and behavior of neodymium and hafnium in seawater from Pacific Ocean ferromanganese crusts // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2004. Vol. 68, N 19. P. 3827–3843.

Wegorzewski A.V., Kuhn T. The influence of suboxic diagenesis on the formation of manganese nodules in the Clarion Clipperton nodule belt of the Pacific Ocean // *Marine Geology*, 2014, V.357, p. 123–138.

ОХОТНИЧЬИ ПРИВЫЧКИ ДРЕВНИХ ЛЮДЕЙ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОГО И ИЗОТОПНОГО (Sr) СОСТАВА ОТЛОЖЕНИЙ ПАМЯТНИКА ОРХОН-7 (ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ)

Вишневская И.А.^{1,2}, Хаценович А.М.¹, Окунева Т.Г.³, Клементьев А.М.¹, Базаргур Д.⁴

¹Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск, Россия, vishnevskaya.i.a@gmail.com

²Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва, Россия

³Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия

⁴Институт археологии АН Монголии, г. Улан-Батор, Монголия

Расселение древнего человека в Центральной Азии было связано с необходимостью адаптироваться к новым, подчас весьма суровым ландшафтам и природным обстановкам. Необходимым условием для длительного пребывания человека на одном месте являлись

наличие качественного каменного сырья для расщепления и доступ к пресной воде. Долина Орхона, обладая всеми этими качествами, неоднократно заселялась людьми в среднем и верхнем палеолите, однако эти эпизоды несут кратковременный характер, исходя из количества и состава каменного инвентаря и датировок культурных горизонтов. Состав каменных изделий, а также наличие среди палеофаунистической коллекции «кухонных остатков», указывают на то, что памятники долины Орхона могли быть кратковременными транзитными лагерями охотников. Наиболее полно это отражает стоянка Орхон-7.

Памятник Орхон-7 расположен на второй надпойменной террасе р. Орхон в Центральной Монголии, на высоте 1482 м над у.м. Стратиграфия памятника Орхон-7 представляет собой на сегодняшний день самый полный из известных палеоархивов в Монголии, связанных с обитанием древнего человека. Начало его осадконакопления совпадает, по предварительным данным, с началом стадии МИС-3, а первые свидетельства посещения его человеком относятся ко времени 55 000–47 000 кал. л.н. В стратиграфии памятника при зачистке 2019 г. выделено 12 литологических слоев, культуросодержащие горизонты выявлены в слоях 8, 9 и 10. В слое 8 и 9 обнаружены кости ископаемой лошади, а также быка в слое 8. В слое 10 найдены кости шерстистого носорога и горного барана.

Памятники долины Орхона указывают на кратковременные периодические посещения стоянок (Khatsenovich et al., 2021). Полученные датировки указывают на значительные перерывы в таких посещениях, которые могли явиться следствием палеоклиматических флуктуаций (Деревянко и др., 2010; Khatsenovich et al., 2021). Также не ясным остается вопрос о месте охоты обитавших здесь популяций: значительное число фаунистических «кухонных остатков» охоты и трапезы ставит задачу определения поведенческих особенностей человеческих групп. На последний вопрос мы постараемся ответить в рамках этой статьи.

Содержание редкоземельных элементов в пробах осадка определялось на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (Element, Thermo Scientific) в ЦКП МИИ СО РАН, Новосибирск, по стандартной методике. Изотопные исследования проводились на базе чистых помещений ЦКП Геоаналитик (Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург). Измерение изотопных отношений стронция проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (Neptune Plus, Thermo Scientific). Подготовка проб и измерения выполнены по методике, описанной в работе (Vishnevskaya et al., 2022).

Содержание редкоземельных элементов и иттрия (РЗИ) в слоях 1–11 разреза Орхон-7 весьма однородно, кроме образца 7–24 из девятого слоя. Для него характерно низкое содержание РЗИ (в 2–2.5 раза меньше, чем в других образцах разреза) за счет большого количества кварца (SiO_2 72.6 %). Спектры РЗЭ+Y (РЗИ), нормированные на РААС близки к единице. Во всех слоях кроме 9 и 11 выделяются небольшие гадолиниевые максимумы. Такие однородные составы и полная схожесть с РААС говорит о том, что осадок был хорошо перемешан и является, вероятно, результатом разрушения древних осадочных пород.

На диаграмме Nd-Gd-Yb, отражающей фракционирование легких, средних и тяжелых РЗЭ (Иванова и др., 2015), точки составов ложатся на линию тренда (рис. 1). Она соответствует прямой корреляции между этими элементами: $K_{\text{кор}}(\text{Nd-Gd}) = K_{\text{кор}}(\text{Gd-Yb}) = 0.95$, $K_{\text{кор}}(\text{Nd-Yb}) = 0.92$.

Нами изучены изотопно-геохимические характеристики костей яка (*Yak*), обнаруженные в слоях 3 и 4, и кости большерогого оленя (*Megaloceros*) из слоя 4. В спектрах РЗИ этих костей, нормированных на РААС (рис. 2), тяжелые лантаноиды слабо преобладают над лёгкими (La/Yb 0.3–0.6). В костях из слоя 3 наблюдается слабая положительная цериевая аномалия $\text{Ce/Ce}^* \sim 1.1$, в костях из слоя 4 ее нет, во всех образцах прослеживается положительная европиевая аномалия $\text{Eu/Eu}^* 1.7\text{--}2.7$. Ненормированное отношение Y/No около 30 (29–35). Редкоземельный спектр образца MA2019-1-Orkhon-7

отличается от других более крутым наклоном, а также отрицательной европиевой аномалией ($Eu/Eu^* \sim 0.6$). Изотопный состав Sr всех костей весьма однороден и укладывается в узкий диапазон от 0.71160 до 0.71239.

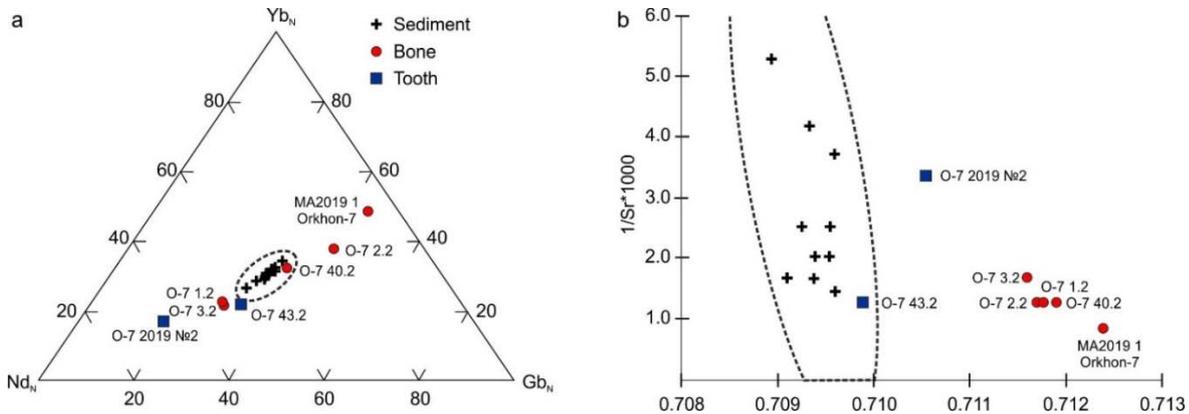


Рисунок 1. Графики для установки степени преобразования костных остатков и зубов: (а) диаграмма Nd-Gd-Yb для определения степени педодизации; (б) диаграмма зависимости отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от обратной концентрации Sr.

Изотопно-геохимические характеристики эмали зуба представителя семейства лошадиных *Equidae gen* из восьмого слоя разреза Орхон-7 (обр. Орхон-7-2019 №2) описаны в работе (Vishnevskaya et al., 2022). В нормированном на PAAS спектре РЗИ тяжелые лантаноиды преобладают над лёгкими La/Yb 0.3, наблюдается весьма значительная положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* \sim 70$), изотопный состав Sr равен 0.71055 ± 0.00001 . На диаграмме Nd-Gd-Yb фигуративная точка состава этого зуба находится вне поля осадков разреза Орхон-7.

Нормированный на PAAS спектр РЗИ эмали молочного зуба яка из второго слоя (обр. Orkhon-7 43.2, рис. 2) близок к горизонтальной линии и находится около 0.1, La/Yb 0.9, $Eu/Eu^* \sim 1.1$, наблюдается слабая отрицательная цериевая аномалия $Ce/Ce^* \sim 0.8$. Точка состава Nd-Gd-Yb на соответствующей диаграмме ложится в поле состава разреза Орхон-7. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ эмали зуба составляет 0.70989 ± 0.00001 .

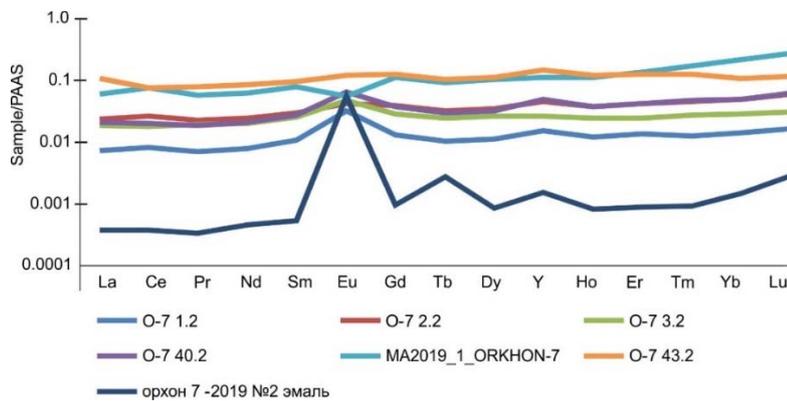


Рисунок 2. PAAS-нормированные спектры РЗИ костных остатков и эмали зубов.

Долина Орхона весьма однородна в геологическом плане (Badarch et al., 2002), памятники Мойлтын ам и Орхон-7 располагаются на расстоянии 7 км друг от друга, возрастные ограничения седиментогенеза у них схожи: 15–20 тыс. кал. л.н. у первого и 10–50 тыс. кал. л.н. – у второго, следовательно, мы можем использовать результаты изотопного исследования осадочных образований разреза Моилтынам, опубликованных в работах

(Khatsenovich et al., 2021, Vishnevskaya et al., 2022) для дальнейшего обсуждения. Известно, что эмаль травоядных животных отражает изотопный состав стронция травы, которую они потребляли в течение первых лет жизни, то есть по эмали зубов можно реконструировать территорию обитания животного в молодости (Bentley et al., 2002; Ryan et al., 2018). В свою очередь изотопный состав костей животных меняется в течении жизни и изотопный состав находок характеризует интегральный состав территории, где паслось животное близко по времени к его смерти. Считается (Price et al. 2002; Kasiri and Karimi 2017), что сравнение изотопных характеристик fossilized остатков и осадков необходимо проводить в рамках двух стандартных отклонений от среднего состава осадков изучаемой местности. Средний изотопный состав Sr осадков разреза Мойлтынам укладывается в интервал 0.70942 ± 0.00036 ($\pm 2SD$).

Однако вторичные процессы, которые происходят после захоронения остатков (просачивание растворов, перекристаллизация и т.д.) могут привести к смещению отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сторону, близкую к значениям в месте погребения. Чтобы корректно провести интерпретацию данных, нами были проведены работы по определению наименее измененных остатков костей и зубов травоядных животных. Для этого мы использовали график с координатами Nd-Gd-Yb, отражающий степень педотизации образцов (рис. 1a). На основе анализа осадков из разреза Орхон-7 была построена модельная область состава осадков (пунктиром на графике) с учетом двух стандартных отклонений, те фаунистические образцы, которые попадают в эту область, мы считали измененными и их Sr изотопные характеристики не учитывались в дальнейших интерпретациях. Образцы Orkhon-7 40.2 и 43.2 попадают в эту область, остальные изученные кости и зубы мы считаем наименее измененными вторичными процессами. Степень преобразования также можно определить, используя диаграмму зависимости отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от обратного содержания стронция (рис. 1b). Молочный зуб яка (Orkhon-7 43.2) попадает в область, ограничивающую осадочный материал разреза Орхон-7. Из вышесказанного мы можем сделать следующие выводы, молочный зуб яка в наибольшей степени был подвержен вторичным преобразованиям (кроме изотопного состава об этом говорит почти горизонтальный спектр РЗЭ). Кость большерогого оленя (образец Orkhon-7 40.2) также была изменена, но в меньшей степени, об этом говорит изотопный состав Sr и типичный для костей спектр РЗЭ. Мы считаем, что остальные образцы сохранили свой первичный изотопный состав Sr и полученные по ним данные отражают отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ животных в момент их гибели.

На рисунке 3 представлена диаграмма, где широкой полосой показан изотопный состав Sr осадков долины Орхона, полученный по разрезу Мойлтын ам ($\pm 2SD$). Поле, которое получено по костям животных, не перекрывается с «полем осадков», следовательно, яки и большерогий олень были не местными. Данные, полученные по эмали зуба, также свидетельствуют о том, что первые годы жизни животного из семейства лошадиных прошло вдали от долины Орхона. Это в свою очередь указывает на то, что пастбищные территории травоядных животных находились на большом расстоянии от стоянки в долине Орхона.

Полученные данные могут получить две интерпретации. Во-первых, они могут указывать на то, что плейстоценовые травоядные из долины Орхона могли мигрировать на значительные расстояния и погибать вдали от домашних ареалов. Тем не менее, более вероятным является то, что их остатки оказались погребены за пределами их домашних ареалов в результате перемещения частей туш людьми. Основная часть костей яков на Орхон-7 представляет собой части ног и челюсти. Несмотря на то, что голова относится к не мясным частям туши, согласно изучению килл сайтов и хранилищ мяса палеоиндейского периода в Северной Америке некоторые челюсти несут на себе следы обработки и, следовательно, имели утилитарную функцию.

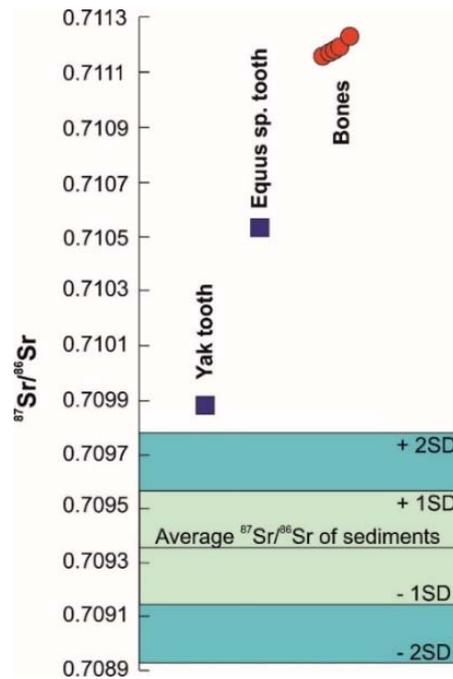


Рисунок 3. Сравнение изотопного состава Sr осадков долины Орхона, костных остатков и зубов, найденных в разрезе Орхон-7.

Работы выполнены при финансовой поддержке гранта РФФ № 19-78-10112.

Литература:

- Деревянко А.П., Кандыба А.В., Петрин В.Т. Палеолит Орхона. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2010. – 384 с.
- Иванова В.В., Щетников А.А., Семеней Е.Ю., Филинов И.А. Палеоэкологическая интерпретация особенностей фракционирования редкоземельных элементов в эмали зубов ископаемых мелких млекопитающих (Усть-Одинский разрез, Предбайкалье) // Известия Сибирского отделения РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2015. № 3(52). С. 105–119.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2002. v. 21. p. 87–110.
- Bentley R.A., Price T.D., Luning J., Gronenborn D., Wahl J., Fullagar P.D. Human migration in early Neolithic Europe // *Current Anthropology*. 2002. 43. p. 799–804.
- Kasiri M.B., Karimi H.Z. Study of skeletons of the Iron Age cemetery of Tabriz by strontium isotopes analysis // *Journal of Archaeological Science: Reports*. 2017. 16. p. 359–364.
- Khatsenovich A.M., Vishnevskaya I.A., Bazargur D., Volvakh A.O., Ge J., Zhilich S.V., Klementiev A.M., Marchenko D.V., Okuneva T.G., Kogai S.A., Gunchinsuren B., Rybin E.P., Olsen J.W., Derevianko A.P. Late Pleistocene paleoenvironments and episodic human occupations in the Orkhon Valley of Central Mongolia // *Archaeology, Ethnology & Anthropology of Eurasia*. 2021. 49/2. p. 3–22.
- Price T.D., Burton J.H., Bentley R.A. The characterization of biologically available strontium isotope ratios for the study of Prehistoric migration // *Archaeometry*. 2002. 44(1). p. 117–135.
- Ryan S.E., Reynard L.M., Crowley Q.G., Snoeck C., Tuross N. Early medieval reliance on the land and the local: An integrated multi-isotope study ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) of diet and migration in Co. Meath, Ireland // *Journal of Archaeological Science*. 2018. 98. p. 59–71.
- Vishnevskaya I.A., Okuneva T.G., Bazargur D., Urazova K.K., Klementiev A.M., Marchenko D.V., Gunchinsuren B., Rybin E.P., Olsen J.W., Khatsenovich A.M. Preliminary Results of the Analysis of REE Distribution and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Ratios in Organic and Mineral Sources from Paleolithic Sites in the Orkhon Valley, Mongolia // *Geoarchaeology and Archaeological Mineralogy*. Springer, Cham. 2022. p. 151–163.

БОР КАК ИНДИКАТОР СУБДУКЦИИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПАЙ-ХОЯ

Вовчина Т.А.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия, ta_kaneva@mail.ru

Изучение процессов, происходящих в зонах субдукции, чрезвычайно важно для понимания глобальных закономерностей эволюции континентальной коры. В зонах субдукции происходит поддвиг океанической плиты под край континента или другую океаническую плиту, сопровождаемый плавлением как самой плиты, так и вышележащего мантийного клина с образованием магматических расплавов, вызывающих извержения вулканов островных дуг на активных окраинах (Цветков и др., 1991).

Вопрос об субдуцировании пелагических осадков и их участии в островодужном магматизме поднимался Р. Коатсом (Coats, 1962) в 1962 г. Позже наметился новый путь в исследованиях поведения субдуцируемых осадков в зоне перехода океан-континент, связанный с использованием в качестве геохимических трассеров легких и подвижных элементов, таких как бериллий и бор (Цветков и др., 1991). Оба эти элемента в породах островных дуг и активных континентальных окраин присутствуют в значительно больших количествах, чем в породах других геодинамических обстановок (срединно-океанических хребтов, континентальных рифтов). В результате исследований установлено, что содержание бериллия и бора в островодужных магмах определяется исключительно осадочным компонентом субдуцируемой литосферной плиты, и, поскольку на их поведение не оказывают влияния мантийные процессы, эти элементы могут быть использованы для идентификации и количественного моделирования субдуцируемого осадочного материала в областях конвергенции плит.

В этой работе приводятся данные о содержании бора в магматических породах (базальтах и андезибазальтах) морозовской (RF_{3mr}) (Морозовская палеодуга) и сокольнинской (RF_{3-Vsk}) (Сокольнинская палеодуга) свит и в морозовских (βRF_{3mr}) субвулканических образованиях Северо-Западного Пай-Хоя с целью оценки роли осадочного материала в субдукционных процессах в данном секторе. Более подробно с геологическим строением Северо-Западного Пай-Хоя, петрографическими и петрогеохимическими исследованиями позднедокембрийских магматических образований можно ознакомиться в ранее опубликованных работах (Канева, 2016).

Бор, как легкий и подвижный элемент, является геохимическим трассером для изучения поведения субдуцируемых осадков в зонах перехода океан-континент. Изучение его поведения является важным звеном в понимании глобальных закономерностей эволюции континентальной коры. Со времен В.М. Гольдшмидта известно, что бор является неизменным компонентом морских осадков, и его повышенные концентрации могут служить признаком присутствия осадочного материала в источнике магм. В источник расплава бор мог привлекаться в ходе дегидратации океанических осадков, поступающих вместе с веществом слэба в зону субдукции (Цветков и др., 1991). Содержание бора в островодужных лавах основного состава составляет 2–90 г/т (Leeman, 1987; Wedepohl, 1995). Это существенно выше его концентраций в аналогичных по кремнекислотности вулканитах других геодинамических обстановок.

Обогащенность бором базальтов и андезибазальтов связана еще и с тем, что основными минералами-концентраторами бора в изверженных породах являются плагиоклазы и пироксены, то есть минералы базитового парагенезиса (Григорьев, 2009).

Для анализа поведения бора в магматических породах основного состава различных геодинамических обстановок мы использовали диаграммы В/Се–В (De Hoog and Savov, 2017), где содержание бора нормировано на церий как малоподвижный элемент, и В–SiO₂

(рис. 1, А и Б). На соответствующие диаграммы нанесены области (пунктирные линии) содержания бора в магматических породах (преимущественно в базальтах) континентальных рифтов (1–3 г/т), островных дуг (энсиалической Камчатской – 5–60 г/т и энсиматической Марианской – 8–27 г/т) и срединно-океанических хребтов (2–40 г/т). Для построения областей были использованы химические составы из базы GEOROC.

Содержание бора было определено в базальтах и андезибазальтах морозовской (Морозовская палеодуга) и сокольнинской свит (Сокольнинская палеодуга) Северо-Западного Пай-Хоя для оценки изменений объемов поступления осадочного материала в процессе субдукции. В островодужной системе Морозовской палеодуги наблюдается поперечная геохимическая зональность, выраженная увеличением концентрации бора в магматитах в направлении от фронтальной зоны (содержание бора 12–18 г/т) к тыловой (содержание бора 19–45 г/т) (рис. 1), что является свидетельством попадания большего объема осадочного материала к моменту формирования расплавов в тыловой части дуги. Высокотитанистые базальтоиды блока Нядейпэ-Няруйпэ содержат 16–20 г/т бора, базальты сокольнинской свиты – от 17 до 22 г/т бора (рис. 1, Б), что указывает на поступление меньшего объема осадочного материала в область магмогенерации при формировании этих пород.

Участие материала морских осадков в субстрате для выплавления вулканитов указанных свит, помимо повышенного содержания в них бора, подтверждается и поведением других элементов и их соотношений.

Низкотитанистые вулканиты морозовской и сокольнинской свит показывают вариации отношений $Th/Nb = 0.20–0.75$ и $Ce/Nb = 5.3–15.19$, что соответствует субдукционному компоненту островных дуг (рис. 2) и указывает на образование этих пород в надсубдукционной островодужной обстановке из сходных по составу верхнемантийных источников при близких степенях частичного плавления. Для высокотитанистых базальтов морозовской свиты блока Нядейпэ-Няруйпэ установлены гораздо более низкие величины Th/Nb (0.05–0.06) и Ce/Nb (1.7–2.3), близкие остаточному компоненту рециклированной океанической коры (RSC). Из этого следует, что высокотитанистые базальты блока Нядейпэ-Няруйпэ сформировались в надсубдукционной спрединговой зоне из более глубинного мантийного источника с примесью рециклированной компоненты (Канева, 2016).

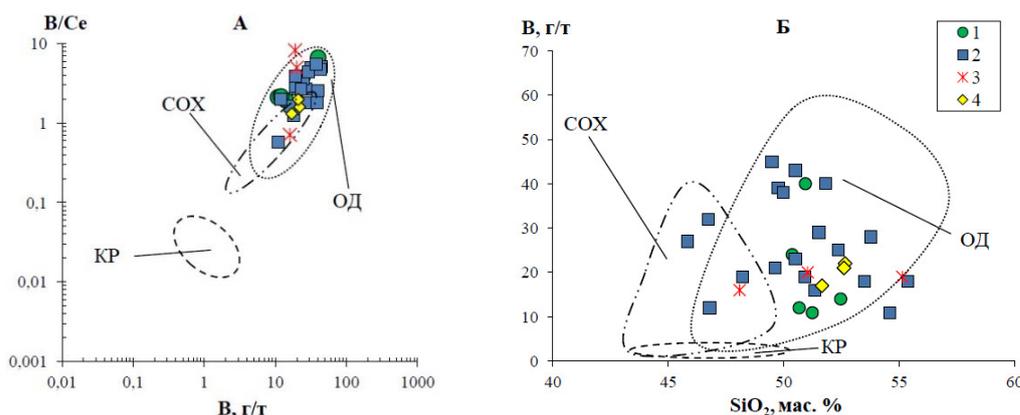


Рисунок 1. Диаграммы для базальтов и андезибазальтов морозовской и сокольнинской свит.

1 – субвулканические образования морозовской свиты; 2 – низкотитанистые вулканиты морозовской свиты; 3 – высокотитанистые вулканиты морозовской свиты (блоки Нядейпэ-Няруйпэ); 4 – вулканиты сокольнинской свиты. Поля, обозначенные овалами (составы из базы GEOROC): КР – континентальные рифты; ОД – островные дуги; СОХ – срединно-океанические хребты.

Таким образом, исследование поведения бора в магматических породах (базальтах и андезитобазальтах) морозовской и сокольнинской свит показало, что в источник расплава этот компонент поступал в ходе дегидратации океанических осадков, погружающихся вместе с веществом слэба в зону субдукции. Наличие осадочного компонента в субстрате для выплавления вулканитов подтверждается и поведением ряда других элементов и отношений.

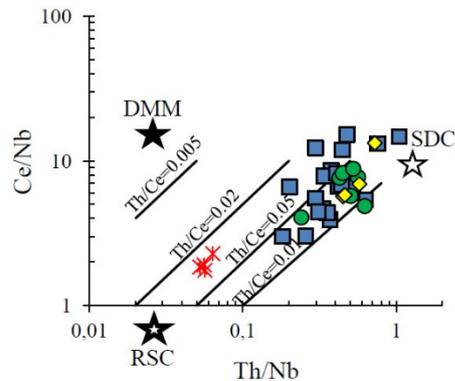


Рисунок 2. Диаграмма Ce/Nb–Th/Nb (Saunders et al., 1988).

DMM – деплетированная мантия; RSC – остаточный компонент рециклированной океанической коры; SDC – субдукционный компонент островных дуг. Условные обозначения на рис. 1.

В островодужной системе Морозовской палеодуги наблюдается поперечная геохимическая зональность, выраженная увеличением концентрации бора в магматитах в направлении от фронтальной зоны (содержание бора 12–18 г/т) к тыловой (содержание бора 19–45 г/т), что является свидетельством попадания большего объема осадочного материала к моменту формирования расплавов в тыловой части дуги. В базальтах сокольнинской свиты колебания уровня концентраций бора ниже (17–22 г/т), что указывает на вовлечение в область магмогенерации при формировании Сокольнинской палеодуги меньшего количества осадков.

Эти примеры доказывают, что бор может служить одним из важных индикаторов участия осадочного материала в генерации субдукционных магм.

Работа выполнена в рамках темы НИР «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента» Института геологии Федерального исследовательского центра «Коми научный центр» УрО РАН.

Литература:

- Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с.
- Канева Т.А. Петрогенезис и геодинамика позднедокембрийских вулканитов северо-западного Пай-Хоя // Вестник И-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2016. №12. С. 3–15.
- Цветков А.А., Вольнец О.Н., Моррис Дж., Тера Ф., Райан Дж. Проблема субдукции осадков в свете данных по геохимии бериллия и бора в магматических породах зоны перехода океан-континент. Известия Академии наук СССР. Серия геологическая (отдельный оттиск). № 11. Москва, 1991. С. 3–25.
- Coats R.R. Magma type and crustal structure in the Aleutian arc // The crust of the Pacific Basin / Eds. G. A. Macdonald and H. Kuno. AGU. Washington D.C., 1962. P. 92–109.
- Jan C.M. De Hoog, Ivan P. Savov. Boron Isotopes as a Tracer of Subduction Zone Processes // Boron Isotopes, Advances in Isotope Geochemistry. 2017. P. 217–247.
- Leeman W.P. Boron geochemistry of oceanic arc magmas: evidence for recycling of subducted oceanic lithosphere. (Abstr.). EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1987. V. 68. N 4. P. 462.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constrains // *J. Petrol., 1988, Spec. Lithosphere Iss.*, P. 415–455.

Wedepohl K.H. The Composition of the Continental Crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. № 7. P. 1217–1232.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ ТРУБОК МИР И ОБНАЖЕННАЯ (ЯКУТИЯ)

Воробей С.С.¹, Гаранин В.К.²

¹*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия,
Patesonchic77@mail.ru*

²*Минералогический музей РАН им. А.Е. Ферсмана, Москва, Россия*

Ксенолиты глубинных пород, встречающиеся в кимберлитах, являются уникальным источником информации о составе, строении и эволюции пород мантии и протекающих в них процессах, которые чаще всего имеют многоэтапный характер изменения и нередко накладываются друг на друга. Полученные результаты позволяют дополнить информацию новыми данными о различной мантийной природе под Мирнинским кимберлитовым полем, трубка Мир и Куойским, трубка Обнаженная, которые располагаются на территории Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) и относятся к разному возрасту проявления кимберлитового магматизма (Соболев, 1974; Dawson, 1980; 1984; Гаранин и др., 1981; Похиленко и др., 1993; Taylor et al., 2003; Розен и др., 2006; Соловьева и др., 2012; Шарыгин, 2014; Костровицкий и др., 2015; Алифирова, 2015; Калашникова, 2017).

Исследование минералого-петрографических и геохимических особенностей ксенолитов перидотитового, пироксенитового и эклогитового парагенезисов из трубок Мир и Обнажённая позволяет проследить поэтапный процесс изменения минералов мантийных пород в результате воздействия процессов метасоматоза.

Многоэтапные процессы изменения фиксируются в изученных нами минералах из пород трубок Мир и Обнаженная, что может свидетельствовать о сложной истории их зарождения и развития в мантийных условиях: 1) образование структур распада в гранатах (рис. 1) и пироксенах (рис. 2); 2) появление келифитовых оторочек разной мощности и минерального состава при процессах частичного плавления на границе минеральных фаз (рис. 3), 3) находки редких К-титанатов из группы кричтонита, магнетоплюмбита и голландита.



Рисунок 1. Структуры распада рутила в гранате.

а) гранатовый лерцолит ТМ-90 (трубка Мир), б) гранатовый лерцолит ТО-281 (трубка Обнаженная), скрещенные николи.

Данная работа посвящена комплексному изучению глубинных мантийных процессов на примере ксенолитов из двух кимберлитовых трубок.

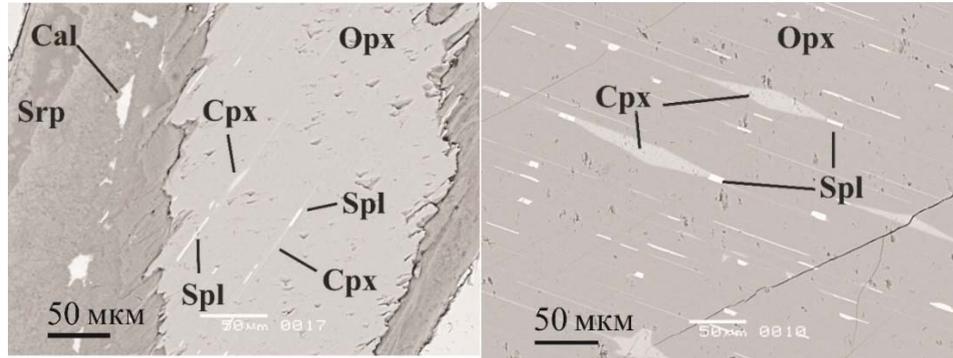


Рисунок 2. Ламели клинопироксена в ортопироксене (в обратно рассеянных электронах). (а) – составные ламели из клинопироксена, шпинелида в ортопироксене, гранатовый лерцолит ТО-281 (трубка Обнаженная), (б) – составные ламели из клинопироксена, шпинелида в ортопироксене, гранатовый вебстерит ТО-69 (трубка Обнаженная).

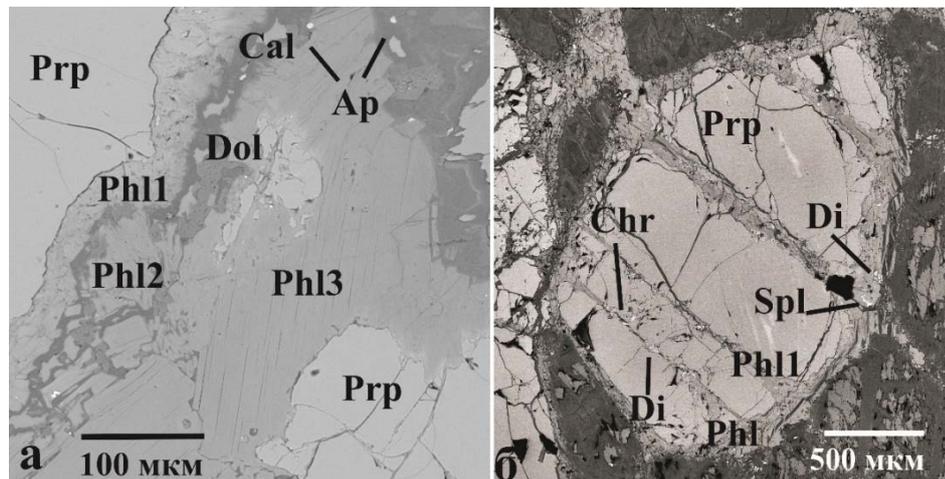


Рисунок 3. Келифитизация граната из а) ксенолита гранатового вебстерита ТО-42, кимберлитовая трубка Обнаженная, фрагмент келифитовой каймы с разными генерациями флогопита; б) ксенолита гранатового вебстерита ТМ-126, кимберлитовая трубка Мир. Изображения в обратно рассеянных электронах.

На примере минералов из ксенолитов высокоалмазоносной трубки Мир и неалмазоносной трубки Обнаженная показано широкое многообразие состава оксидных фаз в структурах распада граната и пироксена, развитых на минералах келифитовых кайм и мощных прожилков внутри. Наличие явно проявленных игл и пластинок в структурах распада, а также развитых мощных (до 250 мкм) келифитовых кайм вокруг минералов неалмазоносной трубки Обнаженная подтверждает более интенсивные и длительные по времени процессы, за счет влияния кимберлитового расплава-флюида. Тогда как, в высокоалмазоносной трубке Мир наблюдаются преимущественно слабовыраженные структуры распада, маломощные келифитовые каймы (до 150 мкм), что может напрямую подтверждать их более быструю транспортировку к поверхности, которые сформировали каймы агрегатного строения без явно выраженных слоев.

Изучен ряд редких К-Аl-Тi-содержащих фаз (новый минерал изоструктурный линдквиститу, имэнгит и матиасит) из глубинного ксенолита, метасоматически измененного гранат-шпинелевого лерцолита трубки Обнаженная. Формированию



уникальных по своей природе фаз отвечает модальный метасоматоз, который является важнейшим процессом в верхней мантии, определяющий не только многообразие парагенезисов самих мантийных пород, но и образование при их частичном плавлении специфических по составу магм (O'Reilly, Griffin, 2010).

Литература:

Алифирова Т.А. Дис. Продукты распада твердых растворов в гранатах и пироксенах (на материале мантийных ксенолитов из кимберлитов). Новосибирск: ИГиМ им. В.С.Соболева. 2015. С. 247.

Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Перминова М. С. Практические аспекты методики модального анализа на электронно-зондовых приборах для изучения минералов и горных пород // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1981. Т. 110. № 5. С. 613–624.

Костровицкий С.И., Специус З.В. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции // Мирный. 2015.

Похиленко Н. П., Соболев Н. В., Бойд Ф. Р., Пирсон Г. Д., Шимизу Н. Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. 1993. Т. 1. С. 71–84.

Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М. 2006. С. 210.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск. 1974. С. 264.

Соловьева Л.В., Ясныгина Т.А., Егоров К.Н. (2012) Метасоматические парагенезисы в глубинных ксенолитах из трубок Удачная и Комсомольская - Магнитная – индикаторы переноса флюидов через мантийную литосферу Сибирского кратона Геология и геофизика, 2012, Т. 53, № 12, С. 169–172.

Шарыгин И.С. Дис. Акцессорные минералы ксенолитов деформированных перидотитов из кимберлитов трубки Удачная-Восточная (Якутия): происхождение и петрогенетическое значение. Новосибирск: ИГиМ им. В.С.Соболева, 2014. 248 с.

Kimberlites and Their Xenoliths. / Dawson J. B. – Berlin: Springer-Verlag, 1980.

Dawson J. B. Contrasting types of upper mantle metasomatism // Kimberlites, II: The Mantle and Crust-Mantle Relationships / Kornprobst J. – Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 289–294.

O'Reilly S. Y., Griffin W. L. The continental lithosphere-asthenosphere boundary: Can we sample it // Lithos. 2010. Т. 120. № 1–2. P. 1–13.

Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 145. P. 424–443.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОД НА ПРИМЕРЕ ШАХТЫ БЕКК И ЛЮПИККО (ПИТКЯРАНТСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

Воробей С.С.¹, Коньшев А.А.^{1,2}, Сидкина Е.С.¹

¹Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия,
patesonchic77@mail.ru

²Карельский научный центр РАН, г. Петрозаводск, Россия

Изучаемые объекты – шахты Люпикко и рудника Бекк расположены в Питкярантском рудном районе Республики Карелия. Месторождение Люпикко было открыто в 1856 году, изначально его разведывали на медь, но вместо медной минерализации разрабатывали на магнетитовую руду. Рудник Бекк также является одним из многих заброшенных объектов добычи магнетитовой руды, которая производилась шахтным способом в течение нескольких месяцев в 1896 году, но оказалась нецелесообразна с экономической точки зрения.

Главный минерал на рудном поле Люпикко – магнетит. Совместно с магнетитом в руде отмечается сфалерит (рис. 1), флюорит, халькопирит, пирит, касситерит и галенит (Булах и др., 1961, Волошин и др., 1988, Нефедов, 1967). Следует отметить, что практически по всем породам, а в особенности по магнезиальным скарнам, развиваются гидротермальные минералы, это группа серпентина и хлорита, кальцита, флюорита. Широко распространенными в грейзенах и апоскарновых гидротермалитах являются халькогениды, а именно: пирротин, халькопирит и сфалерит (рис. 2), в меньших количествах присутствуют пирит, шеелит, кубанит, лёллингит, галенит, молибденит. В грейзенах встречаются самородный висмут, теллуриды Bi, Pb, Ag и Au, члены ряда золото – серебро (Пеков и др., 2008).

В шахте Бекк (Grüstedt, 1907) породы, главным образом скарнированы, магнетит представлен псевдоморфозами по гематиту (мушкетовит). Также распространены сфалерит, кварц и флюорит (рис. 2), они содержатся в рудных телах неправильной формы и гнездах, эти скопления не имеют промышленно-значимой ценности. Гранитогнейсы 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.

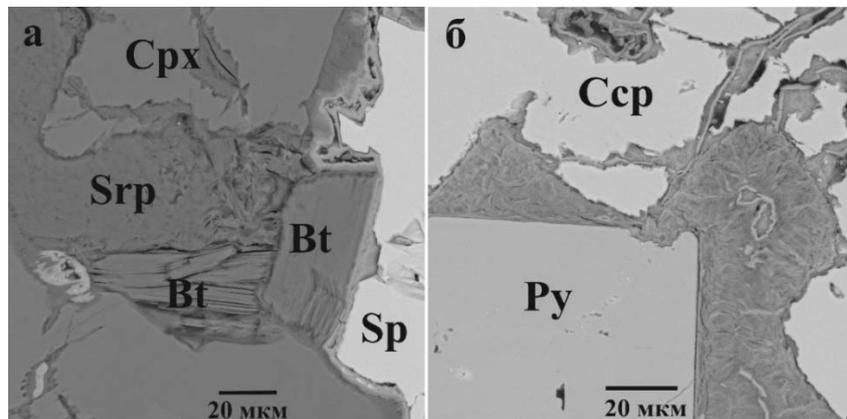


Рисунок 1. Зона контакта сульфидных минералов.

а) сфалерит в срastании с крупной чешуйкой биотита; б) кубический пирита на границе с халькопиритом. Изображение в обратно-рассеянных электронах. Условные обозначения минералов: Cpx – клинопироксен, Srp – серпентин, Bt – биотит, Sp – сфалерит, Py – пирит, Ccp – халькопирит.

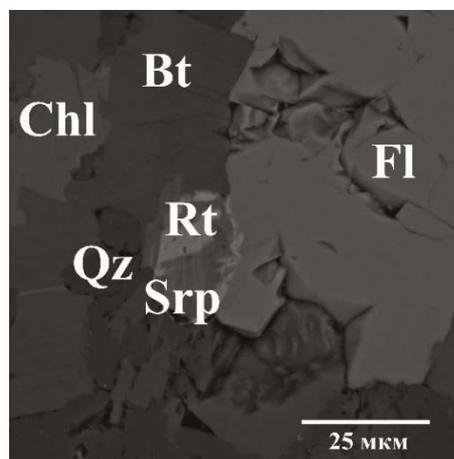


Рисунок 2. Крупные кристаллы флюорита в срastаниях с рутилом и чешуйчатым биотитом. Вторичные изменения проявлены в виде хлоритизации. Условные обозначения минералов: Bt – биотит, Rt – рутил, Qz – кварц, Srp – серпентин, Fl – флюорит, Chl – хлорит.



Исследования двух шахт показали повышенные концентрации Fe, Zn, Ni, Co, Sr, Cd, U в природных водах района шахты Люпикко (Коньшев и др., 2021). С другой стороны, из пород отвалов рудника Бекк после взаимодействия с породой в воде накапливаются Ni, Zn, Cu, Pb, As. Непосредственно источниками токсичных элементов являются сульфидные минералы отвалов. Высокая концентрация Zn в воде обусловлена растворением сфалерита, Cu – халькопирита, Pb – галенита, Ni – пирита, в котором он содержится в небольших количествах.

Обобщая результаты исследований, можно утверждать, что из пород отвалов рудника Бекк и шахты Люпикко атмосферными осадками выносятся токсичные элементы, которые могут попадать в гидрографическую сеть района, состоящей из небольших ручьев и рек. Все изученные минералы растворяются, а содержащиеся в них химические элементы попадают в воду, что может существенно влиять на загрязнение окружающей среды.

В связи с этим, целью настоящего исследования и изучения является определение минерального и химического состава пород и руд, чтобы иметь представление об источниках элементов-загрязнителей. Данный факт определяет важность детального изучения пород из двух шахт.

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

Литература:

Булах А.Г., Франк-Каменецкий В.А. Геологическая экскурсия в окрестности Питкяранты. Петрозаводск: Госкарелиздат, 1961. 105 с.

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.

Коньшев А.А., Сидкина Е.С., Солдатова Е.А., Черкасова Е.В., Бугаев И.А., Торопов А.С., Догадкин Д.Н., Громяк И.Н., Николаева И.Ю. Химический состав и формы нахождения металлов в водах района шахты «Люпикко-1» (Питкярантский рудный район, Карелия) / Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2021. № 6, С. 55–67.

Литвиненко А.В., Богданова М.С., Карпечко В.А., Литвинова И.А., Филатов Н.Н. Водные ресурсы Карелии: основные проблемы рационального использования и охраны // Тр. Карельского НЦ РАН. 2011. № 4. С. 12–20.

Нефедов Е.И. Берборит, новый минерал // Доклады АН СССР. Серия геологическая. 1967. № 174. С. 189–192.

Пеков И.В., Власов Е.А., Герасимова Е.И. Питкярантская учебная минералогическая практика. М., 2008, 60 с.

Larin A.M. Ore mineralisation / Naapala I., Ramo O.T., Salonsaari P.T. (eds.) // Salmi Batholith and Pitkaranta Ore Field in Soviet Karelia. Espoo, Finland, University of Helsinki, 1991. P. 19–34.

Trüstedt, O. (1907). Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. la Comm. Géologique Finlande 19, 243–244 (in German).

ОЦЕНКА АЭРОЗОЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ В МЕСТАХ СКЛАДИРОВАНИЯ ОТХОДОВ ДВМК

Воронина Ю.С., Плюснин А.М.

Геологический институт им. Н.Л. Дубрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, u_voronina96@mail.ru

В настоящее время проблема аэрозольного загрязнения атмосферного воздуха является широко распространенной. Деятельность промышленных предприятий оставляет после себя масштабные площади отработанного материала. Различные токсичные химические элементы, вещества и их соединения, взаимодействуя с атмосферой образуют тонкодисперсные аэрозольные частицы. Аэрозольные и взвешенные потоки частиц обладают высокой миграционной способностью. Так, за последние 100 лет в тропосфере

пыле-аэрозольное загрязнение возросло почти в 2 раза (Белан Б.Д и др., 2018). Для изучения потоков аэрозолей в настоящее время широко используется исследование химического состава снежного покрова на техногенно-измененных территориях. Целью нашего исследования было изучение химического состава снежного покрова (талой воды) и его нерастворимого осадка.

Джидинский вольфрам-молибденовый комбинат функционировал с 1930-х по 1997 гг. Предприятие разрабатывало крупные месторождения вольфрама и молибдена в юго-западной части Республики Бурятия в приграничной зоне с Монгольской Народной Республикой. Деятельность Джидинского ГОКа оставила после себя природно-техногенную систему, в которую входят отвалы вскрышных пород, отходы переработки, разведочные штольни, из которых вытекают рудничные воды, здания и сооружения обогатительной фабрики. Наибольшая масса отходов сосредоточена в хвостохранилище намывного типа Барун-Нарын, которое было введено в эксплуатацию в 1958 году. За длительное время в поровых водах песков хвостохранилища сформировалась агрессивно-кислая среда, которая оказывает негативное влияние на окружающую среду.

Пробоотбор снежного покрова был произведен с помощью рамки размерами 50 x 50 см, с помощью которой выделялся участок для отбора снега. С участка поверхности, ограниченного рамкой, отбирался весь снег за исключением слоя, соприкасающегося с почвой. Пробы помещались в полиэтиленовые пакеты для транспортировки, затем пробы снега таялись при комнатной температуре. Пробоподготовка для определения макро- и микросостава заключалась в отделении нерастворимых частиц от талой воды. Отстаивание взвеси производилось в течение 2 суток, после чего вода сливалась, не затрагивая осадок.

На рисунке представлена схемы опробования.

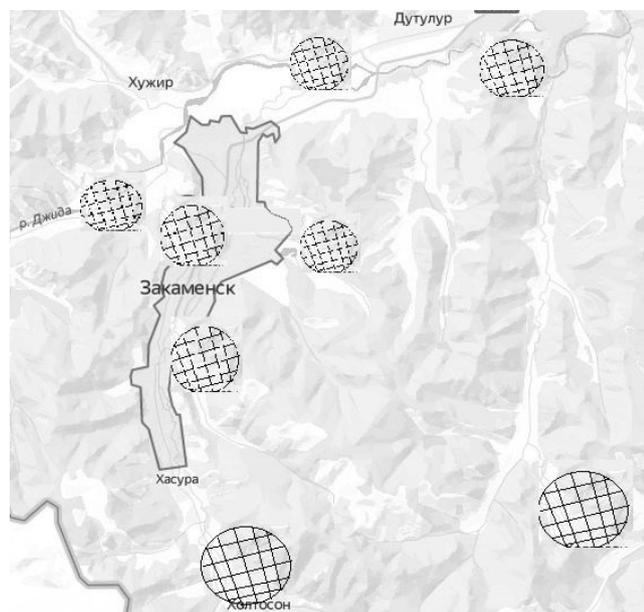


Рисунок. Схема опробования снежного покрова

Микрокомпонентный состав снеговой воды, определенный с помощью ИСП-МС анализа, содержал данные о концентрациях 72 химических элементов. Всего было сделано 1584 элементопределения. Микросостав характеризуется аномально высокими содержаниями (мкг/дм^3) марганца (2200), алюминия (14600), цинка (1260), их содержания превышают ПДК вод рыбохозяйственного назначения в десятки и сотни раз. Среди других микроэлементов в снежном покрове выделяются очень высокие содержания: меди (49), свинца (10,1), фосфора (220), кадмия (31). Макрокомпонентный состав отличается высокими содержаниями сульфат-иона ($2,63\text{--}64,97 \text{ мг/дм}^3$).



Методом электронной микроскопии была исследована нерастворимая часть 6 проб снега. Структура осадков характеризуется зернистой структурой. Отмечается небольшое количество органических включений в виде удлинённых волокон (сухие растения). Минеральный состав, представленный в таблице, включает в себя частицы породообразующих минералов и продукты разрушения руды и пород. Пылевая нагрузка в выбранных точках характеризуется как слабая.

Таблица. Минеральный состав нерастворимого осадка.

Наименование пробы	Состав	Масса, г
Ю-19	Алюмосиликаты (биотит), ксенотим, флюорит	0,9171
Ю-13	Биотит, ильменит, магнетит, кварц	5,8182
Ю-18	Магнетит, каолинит, хлорит, мусковит, гюбнерит	0,4812
Ю-1	Оксид железа, кварц, магнетит, амфиболит	0,6153
Ю-4	Вольфрамит, кварц, окислы серы	0,1982
Ю-8	Апатит, амфиболит, ильменит, флюорит	0,7215

Соединения железа установлены в большинстве проб в виде шарообразных включений и обломочных частиц. Размер частиц разный – от долей до десятков микрон.

Образование пыли связано с выветриванием горных пород и руд, которые в своем составе содержат железо, марганец, вольфрам. В процессе выветривания эти металлы меняют свою степень окисления, что приводит к разрушению с образованием как растворимых, так и нерастворимых в воде соединений. Наличие в пробах высокого содержания оксидов железа и сульфатов свидетельствует о протекании окислительного разложения сульфидных минералов. Продукты окисления взаимодействуют с атмосферой и мигрируют на дальние расстояния.

Литература:

Белан Б. Д., Бучельников В. С., Лысова В. Ф. [и др.] / Оценка влияния метеорологических и орографических условий на аэрозольное загрязнение снежного покрова на юге Томского региона // Оптика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 31. – № 6. – С. 492–500.

ДЕВОНСКАЯ ТРАХИБАЗАЛЬТ-ФНОТЕФРИТ-ИЙОЛИТ-ТЕФРИФОНОЛИТ-ТРАХИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ УРЮП-СЕМЁНОВСКОГО АРЕАЛА МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sr-Nd ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Воронцов А.А.¹, Гринёв О.М.², Ярмолюк В.В.³, Никифоров А.В.³

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

²Национальный Исследовательский Томский Государственный университет, Томск, Россия

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

Минусинский прогиб является одной из наиболее крупных структур девонской (392–407 млн лет) Алтае-Саянской рифтовой системы. В разных магматических ареалах прогиба, удалённых друг от друга на расстояние от 10 до 200 км распространены близковозрастные щелочные пересыщенные кремнезёмом и субщелочные недосыщенные кремнезёмом (Vorontsov et al., 2021) породы, формирующие разные по составу ассоциации. Кроме того,

в некоторых магматических ареалах наблюдается совмещение щелочных и субщелочных пород, что требует объяснения, учитывая разную их генетическую природу. Одним из таких ареалов является Урюп-Семёновский. Этот магматический ареал находится в центральной части Горячегорского плато (мощность до 2 500 м), северо-западный фланг Минусинского прогиба. В его пределах установлены три толщи, согласно перекрывающие друг друга: нижняя трахибазальт-андезитовая (базырская), средняя трахибазальт-фонотефрит-ийолит-тефрифенолитовая с трахитами (берешская), верхняя трахибазальт-трахиандезит-трахитовая (ашпанская). Породы базырской толщи подстилаются додевонскими геологическими комплексами. Выше ашпанской толщи залегают девонские красноцветные терригенно-осадочные отложения. В изученном разрезе объём субщелочных магматических пород превышает объём щелочных пород более чем в 10 раз. Для оценки механизмов формирования разных по щёлочности магматических расплавов мы опирались на результаты геологических исследований предшественников (Марков и др., 1983) и наши новые данные, включающие в себя геохимические и Sr-Nd изотопные характеристики пород, участвующих в строении берешской толщи Урюпского вулканического разреза.

Петро-геохимические параметры. При характеристике магматической ассоциации берешской толщи Урюп-Семёновского ареала все породы мы разделили на две группы. В первую включены мафические породы ($\text{SiO}_2 < 53$ мас. %), вторая объединяет промежуточные и сиалические породы ($\text{SiO}_2 > 53$ мас. %).

Главными особенностями ассоциации берешской толщи по сравнению с другими ассоциациями Минусинского прогиба являются короткий диапазон по SiO_2 (48–65 мас. %) и высокая щелочность пород. Мафические породы представлены трахибазальтами, фонотефритами и фельдшпатоидными ийолитами. Среди них доминируют породы, содержащие нефелин. К промежуточным и сиалическим породам относятся переходные породы между базальтовыми трахиандезитами и тефрифенолитами, а также трахиты.

На петрохимических диаграммах, на которых в качестве индекса дифференциации взяты содержания SiO_2 , породы берешской толщи связаны между собой эволюционными зависимостями, что отразилось на трендах распределения точек составов. Так, в мафических породах содержание Al_2O_3 изменяется в пределах 18,1–23,1 мас. %, достигая максимального значения в фонотефритах. По мере увеличения SiO_2 до значения 55 мас. % содержание глинозёма интенсивно падает, что предполагает фракционирование нефелина. Далее в интервале SiO_2 55–65 мас. % Al_2O_3 выравнивается, достигая одинаковых значений в базальтовых трахиандезитах-тефрифенолитах и трахитах. При этом фракционируют Са-содержащие минералы, что отражено в уменьшении СаО. Индекс магнезиальности мафических пород не превышает 32. MgO демонстрирует близкий к горизонтальному тренд во всем спектре составов. Содержание P_2O_5 очень вариативно во всех породах и не показывает явных закономерностей эволюции среди мафических пород, в них содержания P_2O_5 колеблется от 0,90 до 0,22 мас. %. В промежуточных породах P_2O_5 колеблется от 0,72 до 0,06 мас. %, показывая слабую отрицательную корреляцию. Трахиты, SiO_2 65,0 мас. %, характеризуются самыми низкими концентрациями P_2O_5 .

Спектры распределения редких литофильных элементов в мафических породах имеют сложную конфигурацию, сочетающую как характеристики внутриплитных базальтов типа OIB, так и базальтов активных континентальных окраин типа IAB. С первыми их сближают высокие содержания литофильных элементов, типичные для обогащённых мантийных источников (Sun, McDonough, 1989). Со вторыми – отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti и слабая дифференциация редкоземельных элементов, что является признаком умеренно обогащённых H_2O -насыщенных магм, образующихся в субдукционных условиях. В промежуточных и сиалических породах содержания несовместимых элементов повышаются, сохраняя в спектре составов Nb, Ta, Ti минимумы. Кроме того, в трахитах появляются дополнительные минимумы Ba, Sr и P.

По мере увеличения SiO_2 на фоне общего накопления редкоземельных элементов возникает и усиливается Eu минимум, что является признаком фракционирования плагиоклаза. При этом содержания несовместимых элементов, за исключением Ba , Sr , P и Ti в базальтовых трахиандезитах-тефрифенолитах и трахитах существенно возрастают и превышают содержания элементов в породах верхней континентальной коры.

Sr-Nd изотопные данные. Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьируют от 0,704050 до 0,704701 ($\epsilon\text{Sr}(405)$ от 0,3 до 9,5) в мафических породах, и от 0,703113 до 0,704724 ($\epsilon\text{Sr}(405)$ от -13,0 до 20,1) в промежуточных и сиалических породах. Наиболее низкое значение $\epsilon\text{Sr}(405)$ имеет трахит $\text{SiO}_2 = 64,99$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 10,76$ мас. %; наиболее высокое значение $\epsilon\text{Sr}(405)$ имеет базальтовый трахиандезит, $\text{SiO}_2 = 52,93$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O} = 10,24$ мас. %. Первичные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ колеблются от 0,512378 до 0,512446 ($\epsilon\text{Nd}(405)$ от 5,1 до 6,4) в мафических породах и от 0,512431 до 0,512460 ($\epsilon\text{Nd}(405)$ от 6,1 до 6,7) в промежуточных и сиалических породах. Для большинства пород независимо от содержания в них SiO_2 величина $\epsilon\text{Nd}(405)$ практически не меняется, оставаясь на уровне ~ 6.5 .

Роль фракционирования и ассимиляции. *Мафические породы.* Щелочные, высокоглинозёмистые, но низкокальциевые и низкомагнезиальные (MgO варьирует от 0,7 до 1,6 мас. %) мафиты берешской толщи Урюп-Семёновской ассоциации обогащены Rb , Th , U , K , Nb , Ta , La , Ce по сравнению субщелочными породами базырской и ашпанской толщ. Низкое содержание MgO в щелочных мафитах указывает на то, что они здесь являются продуктами фракционирования первичных высокомагнезиальных мантийных магм. Для них реконструируется слабая гетерогенность мантийного источника, поскольку значения $\epsilon\text{Nd}(405)$ перекрываются в узком интервале.

Очевидно, что предложенная ранее модель сосуществования в пределах Алтае-Саянской рифтовой системы девонских базитов с высокими (аналоги OIB) и низкими (аналоги IAB) содержаниями TiO_2 и высокозарядных элементов исключительно за счет смешения расплавов из гетерогенных мантийных источников (Воронцов и др., 2010) не может объяснить резко различные концентрации Al_2O_3 , CaO , MgO в мафитах ассоциаций разной щёлочности.

В то же время для пород щелочных пород берешской толщи смещение от линии мантийной корреляции на диаграмме $\epsilon\text{Sr}(405) - \epsilon\text{Nd}(405)$ в сторону субстратов, обогащённых радиогенным стронцием при относительно стабильных значениях $\epsilon\text{Nd}(405)$ указывает на плавление мантии типа PREMA и дополнительного компонента с высоким содержанием Sr , повышенной величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими содержаниями редкоземельных элементов. Таким параметрам удовлетворяют осадочные породы с высоким содержанием карбонатов, которые, вероятно были ассимилированы базальтовой магмой. Ассимиляция карбонатных пород мафическими магмами и продуктами их дифференциации приводит к появлению высокоглинозёмистых щелочных расплавов и SiO_2 -недосыщенных нефелиновых пород. Так, в ходе реакции CaCO_3 (кальцит) + $(\text{Ca},\text{Na})(\text{Al},\text{Si})_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (плагиоклаз) + $1/2\text{Al}_2\text{O}_3$ (расплав) = $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (анортит) + NaAlSiO_4 (нефелин) + CO_2 образуется анортит, который не является равновесным с расплавом и будет фракционировать, обогащая новый расплав нефелином. Кроме того, насыщение расплава кальцием заставляет фракционировать Ca -пироксен наряду с оливином, что приводит к обеднению расплава Ca , Mg , Fe , но обогащению несовместимыми элементами, что и наблюдается в Урюп-Семёновских фонотефритах и ийолитах. При этом доля карбонатов не может быть большой, что отражено в ограниченном их влиянии на редкоэлементный состав исходного расплава. Таким образом, добавление карбонатного материала успешно объясняет появление SiO_2 -недосыщенной берешской толщи Урюп-Семёновской ассоциации. Следовательно, как фракционирование мантийных магм, так и ассимиляция субстратов с высоким содержанием радиогенного стронция дают основной вклад в образование мафитов.

Промежуточные и сиалические породы. Существование промежуточных и сиалических пород в берешской толще указывает на возможность фракционирования и взаимодействий магм мантийного происхождения с вмещающими породами земной коры при локализации расплавов во внутрикоровых камерах. Формирование пород толщи началось с излияния нефелин-нормативных и нефелин-модальных магм, из которых кристаллизовались фонотефриты и фельдшпатоидные ийолиты, SiO_2 около 50 мас. %. Породы промежуточного состава с содержанием SiO_2 52,5–59 мас. % незаконномерно переслаиваются с мафическими породами. В отличие от них, трахиты с содержанием SiO_2 65 мас. % сосредоточены в верхней части разреза, указывая на гомодромный тип магматизма и поступление мафических магм и продуктов их дифференциации из общей промежуточной камеры.

Наши данные слишком ограничены, чтобы количественно протестировать модель магматической эволюции, но мы оценили степень участия фракционирования мафических магм и плавления коровых субстратов с помощью характеристики зависимостей отношений несовместимых элементов от содержаний SiO_2 . В берешской толще Урюп-Семёновской ассоциации отношения несовместимых элементов (Nb/Ta, Zr/Hf) слабо варьируют в породах с разным содержанием SiO_2 и в целом отвечают одному диапазону. Это находит своё объяснение в предположении общего для них мантийного магматического источника, фракционной кристаллизации мафических магм и малой степени ассимиляции ими континентальной коры. Доминирование мафитов свидетельствует о “транзитном” подъёме мантийных магм и малой продолжительности задержки в промежуточных внутрикоровых камерах, где могло бы происходить их взаимодействие с вмещающими субстратами.

Коровую контаминацию и фракционирование можно определить по систематическим изменениям первичных изотопных отношений Sr и Nd или $\epsilon\text{Sr}(405)$ и $\epsilon\text{Nd}(405)$ в зависимости от индекса дифференциации. Используя SiO_2 в качестве индекса дифференциации, мы видим, что для пород наблюдается слабое общее увеличение $\epsilon\text{Sr}(405)$ в интервале SiO_2 от 48 до 57 мас. %, но в трахитах, SiO_2 65 мас. %, $\epsilon\text{Sr}(405)$ падает. По мере увеличения SiO_2 значение $\epsilon\text{Nd}(405)$ возрастает слабо, но происходит рост несовместимых элементов, подтверждая ведущую роль кристаллизационной дифференциации мафических магм по отношению к коровой ассимиляции.

Новые геохимические и изотопные данные для девонских недосыщенных кремнезёмом магматических пород Урюп-Семёновской ассоциации в совокупности с результатами предшествующих исследований девонского магматизма Алтае-Саянской рифтовой системы предполагают, что состав щелочных недосыщенных кремнезёмом пород определялся ассимиляцией мантийными магмами осадочного материала литосферы с высоким содержанием карбонатов и последующим их фракционированием до составов трахитов во внутрикоровых очагах.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР по теме № 0284-2021-0006 "Ультраосновные-основные комплексы Сибирского кратона и его складчатого обрамления: эволюция состава, геодинамические аспекты и рудный потенциал".

Литература:

Марков В.Н., Липишанов А.П., Минаков А.Н., Гринев О.М., Врублевский В.В., Трофимова Л.И., Липишанова Н.В. Отчет по геологическому доизучению м-ба 1:50000 Горячегорской площади в северной части Кузнецкого Алатау на листах № 45-22-В, Г; № 45-34-А, Б, В, Г; № 45-35-А, В, Г за 1979-83 гг. Красноярск: Изд-во Красноярскгеология, Геологосъёмочная экспедиция, 1983. 633 с.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Special Publications, 42, London. pp. 313–346.



Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Федосеев Г.С., Никифоров А.В., Сандимирина Г.П. Изотопно-геохимическая зональность магматизма девонской Алтае-Саянской рифтовой области: к оценке состава и геодинамической природы мантийных магматических источников // Петрология, 2010, Т. 18, № 6, С. 621–634.

Vorontsov A.A., Yarmolyuk V.V., Dril S., Ernst R., Perfilova O.Y., Grinev O., Komaritsyna T. Magmatism of the Devonian Altai-Sayan Rift System: Geological and geochemical evidence for diverse plume-lithosphere interactions // Gondwana Research, 89, 2021, pp. 193–219.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЕРМАКОВСКОМ БЕРИЛЛИЕВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Гарипова Е.Р., Плюснин А.М., Украинцев А.В.

Геологический институт им. Н.Л. Дубрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, garipova1987@mail.ru

Ермаковское флюорито-бериллиевое месторождение является уникальным природным объектом в России, которое расположено в Кижингинском районе, в 160 км восточнее г. Улан-Удэ. Месторождение отрабатывалось с 1975 по 1989 г. Сейчас оно вскрыто карьером, частично затопленным. После закрытия рудника, работы по рекультивации и восстановлению природных компонентов ландшафта не проводились.

Минеральный состав руд очень сложный. Главные минералы: флюорит, кварц, микроклин, кальцит, из бериллиевых – фенакит и бертрандит и т. д. В составе руд Ермаковского месторождения главным токсикантом является бериллий, по токсичности относится к I классу опасности, оказывает аллергическое и канцерогенное действие, вызывает заболевание органов дыхания. (Sandakova et al., 2015; Сандакова и др., 2015; Plusnin et al., 2019; Плюснин и др., 2019; Kupriyanova, 2008; Куприянова, 2008).

В настоящее время вскрышные породы и отходы переработки расположены в лесном массиве рядом с отработанным карьером.

Отходы содержат в своем составе неустойчивые в экзогенных условиях минералы. Горные породы твердых отходов издроблены в технологическом процессе, оставшаяся после извлечения полезного компонента рудная минерализация доступна воздействию воды, кислорода и др. агентов выветривания.

Отходы активно взаимодействуют с окружающей средой, многие компоненты, находящиеся в их составе, переходят в легкоподвижные формы нахождения, которые загрязняют почву, растительность, атмосферу, поверхностные и подземные воды окружающих территорий (Plusnin et al., 2019; Плюснин и др., 2018).

При изучении химического состава и уровня загрязнения атмосферного воздуха используется снежный покров. Он дает представление об интегральном характере поступления загрязняющих веществ в приземный слой атмосферы и осадения в течение зимнего периода, являясь своего рода природным архивом состояния воздушной среды. В общем случае минералогический состав аэрозолей указывает на источники их поступления, а химический состав твердой и жидкой фаз – на токсичность и уровень опасности загрязнения (Орекунов et al., 2021; Орекунов и др., 2021).

В феврале 2022 года проводился отбор проб снега на территории Ермаковского бериллиевого месторождения с целью определения его химического состава. Всего отобрано 20 проб снега. Места отбора проб представлены на (рис. 1).

При помощи пробоотборника осуществлялся отбор определенного объема чистого снега, затем снег помещали в полиэтиленовые мешки и производили нумерацию мешков. При комнатной температуре снег растаивал, образовавшуюся талую воду, пропускали через фильтрационную установку с фильтром «синяя лента». Определение химического состава отобранных проб проводился в лаборатории гидрогеологии и геоэкологии ГИН СО РАН.

Нами изучен химический состав снежного покрова на Ермаковском бериллиевом месторождении. Установлено, что талый снег имеет слабокислую реакцию (рН 5,73–6,39), среднее значение общей минерализации составляет 8 мг/дм³. Установлена относительно высокая концентрация таких элементов как фосфор, алюминий, железо, свинец, цинк, марганец (табл. 1). Наиболее высокая концентрация этих элементов установлена в пробе Е–1: Рb (40 мкг/дм³); в пробе Е–19: Мп (13,8 мкг/дм³); в пробе Е–20: Аl (72 мкг/дм³), Fe (84 мкг/дм³). Бериллий плохо мигрирует в слабо кислой и нейтральной среде. Наиболее высокая его концентрация установлена в пробе Е-7 (0,046мкг/дм³), которая отобрана в карьере.



Рисунок 1. Карта – схема района исследования с местами отбора проб снега.

Было определено содержание редкоземельных элементов в пробах снега (таб. 2). Средние содержания этих элементов невысокие.

Таблица 1. Химический состав снежного покрова на Ермаковском бериллиевом месторождении (мкг/дм³).

Be	Na	Ca	K	Cl	Al	P
<u>0,0009–0,046</u> 0,0094	<u>56–230</u> 117	<u>380–5700</u> 1510	<u>55–900</u> 233	<u>290–860</u> 470	<u>10–72</u> 22	<u>29–89</u> 49
Mn	Fe	Co	Cu	Zn	Ag	Cd
<u>2,7–13,8</u> 6	<u>16–84</u> 33,5	<u>0,035–0,137</u> 0,066	<u>0,47–4</u> 1,88	<u>2,8–22</u> 7,82	<u>0,008–0,046</u> 0,02	<u>0,028–2,3</u> 0,179
Au	Pb	Bi	Th	HCO₃ мг/дм ³	общ. мин., мг/дм ³	рН
<u>0,0004–0,004</u> 0,0008	<u>0,77–40</u> 5,15	<u>0,0037–0,097</u> 0,0181	<u>0,0023–0,48</u> 0,0384	<u>-3,1–14,8</u> 2,4	<u>3–21</u> 8	<u>5,73–6,39</u> 6,09

Примечание. В числителе приведены минимальные – максимальные значения, в знаменателе – среднее.

Из графика, представленного на рис. 2 видно, что имеются два экстремума в распределении лантаноидов. Возможно, это связано с ошибкой измерения, так как концентрации элементов низкие. Без учета этих аномалий распределение лантаноидов в снеге соответствует породам вмещающим оруденение Ермаковского месторождения (Lykhin, 2011; Лыхин 2011).

Таблица 2. Средние содержания редкоземельных элементов в пробах снега, отобранных на Ермаковском бериллиевом месторождении, мкг/дм³.

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
0,0417	0,0868	0,0085	0,0307	0,0187	0,0019	0,0062
Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0,0011	0,0047	0,0011	0,0028	0,0004	0,0025	0,0005

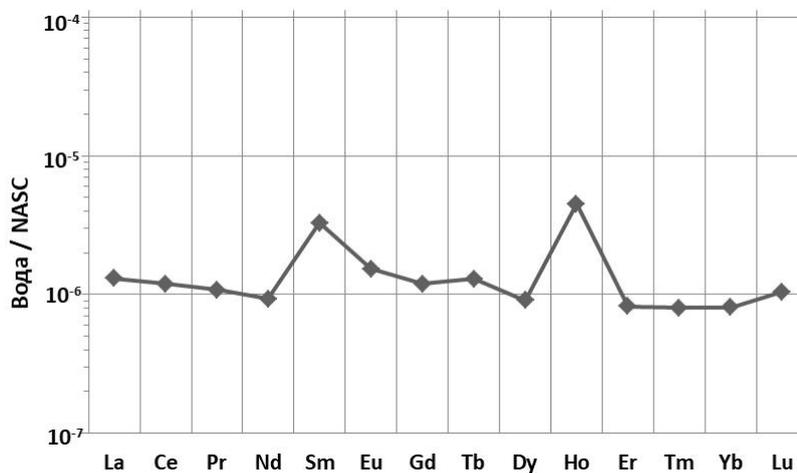


Рисунок 2. Содержание редкоземельных элементов в пробах снега, отобранных на Ермаковском месторождении, нормированное по отношению к содержаниям в северо-американском сланце (NASC).

Исследование химического состава снежного покрова района Ермаковского бериллиевого месторождения показало, что атмосферный воздух под воздействием отходов добычи руд загрязняется такими элементами как фосфор, железо, алюминий, свинец. Содержание бериллия и редкоземельных элементов не высоки.

Исследование проведено в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011890033-1, частично по проекту Министерства образования и науки РБ № 533. Работа выполнена с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований» ГИН СО РАН (Улан-Удэ).

Литература:

Сандакова Д.М. Современное геологическое состояние природной среды Ермаковского бериллиевого месторождения. Изд-во Геология, география и глобальная энергия, № 2 (57). 2015.
 Плюснин А.М., Сандакова Д.М. Миграция токсичных элементов в пределах Ермаковского флюорит-бертрандит-фенакитового месторождения. Изд-во Вестник ВГУ. 2019.
 Куприянова И.И. Экологическая ситуация на территории Кижингинского карьера. Изд-во Разведка и охрана недр. 2008.



Плюснин А.М., Дабаева В.В., Жамбалова Д.И., Перязева Е.Г, Ташлыков В.С. Геохимия редкоземельных элементов в хвостах добычи и переработки вольфрамовых руд Изд-во БГУ им. Доржи Бонзарова. Улан-Удэ. 2018.

Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Кукушкин С.Ю., Янсон С.Ю., Арестова И.Ю, Шейнерман Н.А., Спасский В.В, Папьян Э.Э., Елсукова Е.Ю. Минералого-геохимическая характеристика снежного покрова в районах горнорудного производства. Изд-во ГЕОХИМИЯ, том 66, № 7, с. 659–672. 2021.

Лыхин Д.А. Рудоносный магматизм Западно-Забайкальской бериллиевой провинции: возраст, состав, источники (на примере Ермаковского, Оротского, Ауникского и Амандакского месторождений)» Автореферат диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, ИГЕМ РАН Москва – 2011.

МОДЕЛЬ ПЕРЕНОСА РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ВУЛКАНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ С УЧЁТОМ КОМПЛЕКСООБРАЗОВАНИЯ В ПАРОГАЗОВОЙ ФАЗЕ

Гаськова О.Л., Шевко Е.П., Гора М.П.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия,
gaskova@igm.nsc.ru*

Авторские данные по геологическому строению, составу пород и газогидротерм активных вулканов Камчатки и Курильских островов (Мутновский, Эбеко, Головнина) опубликованы в настоящем сборнике (Шевко, Коханова, 2022). Многолетние исследования (Bessonova et al., 2012; Kalacheva et al., 2017) демонстрируют большую контрастность в составе разгружающихся газов и термальных растворов. Наши данные определения состава конденсатов, собранных из фумарол с низкими температурами разгрузок, показывают возможность миграции широкого круга элементов в этих условиях (Bessonova et al., 2012; Shevko et al., 2018). В настоящей работе для построения термодинамической модели переноса рудных компонентов в этих условиях, выбран частный случай, т.е. конкретный минеральный состав пород, флюидов и газовых конденсатов вулкана Головнина.

Расчеты проводились с помощью программного комплекса Селектор (Чудненко, 2010). Основным предназначением этого ПК является термодинамическое моделирование динамических процессов в системах вода-порода с помощью многорезервуарных моделей (R), позволяющих численно проследить изменение системы, вводя координату относительного времени ($T1 \div T10$) и пространства ($R1 \div R10$). Расчет равновесных составов в каждом резервуаре проводится методом минимизации изобарно-изотермического потенциала Гиббса. В настоящей версии физико-химической модели (10 резервуаров на каждом времени, рис. 1) использовались стандартные базы термодинамических данных для компонентов водного раствора, газов и минералов.

Целью исследования стало создание физико-химической модели, которая позволит описать поведение компонентов гидротермального флюида при охлаждении (от 300 до 25 °С) и резкой гетерогенизации за счет сброса давления (от 90 до 1 бар при 150 °С) при подъеме на поверхность, с особым вниманием к рудным компонентам.

Результаты расчета равновесия исходного состава флюида *без взаимодействия* с вмещающей породой ($Eh 0.3 V$) свидетельствуют о том, что он пересыщен по отношению к самородной сере даже при 300 °С, 90 бар. В расчетах отмечено присутствие алунита $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$, сульфида $As(III)$, $AlO(OH)$ и фосфата кальция. Жидкая сера сохраняется вплоть до гетерогенизации флюида, далее уходит в газовую фазу. При снижении температуры до 200 °С имеет место интенсивное окварцевание пород. При сбросе давления до 1 атм (150 °С) и резком росте минерализации флюида происходит изменение его физико-химических параметров. Остаточный раствор является суперкислым (рН до 0) и

окислительным (E_h 0.8–0.6) Он охлаждается без изменения фазового состава и только при конденсации при 50 и 25 °С появляются элементарная сера, As_2S_3 , FeS_2 , CuS , $BaSO_4$, $ZnSO_4 \cdot 6H_2O$. Интересно, что этот же флюид эволюционирует совершенно по-другому при доступе атмосферного кислорода (E_h 0.6V). В этом случае из сульфидов отмечен только аурипигмент As_2S_3 при 25 °С (обычный минерал fumarольной деятельности), самородной серы нет. Некоторое количество газовой фазы сохраняется вплоть до 25 °С (рис. 2).

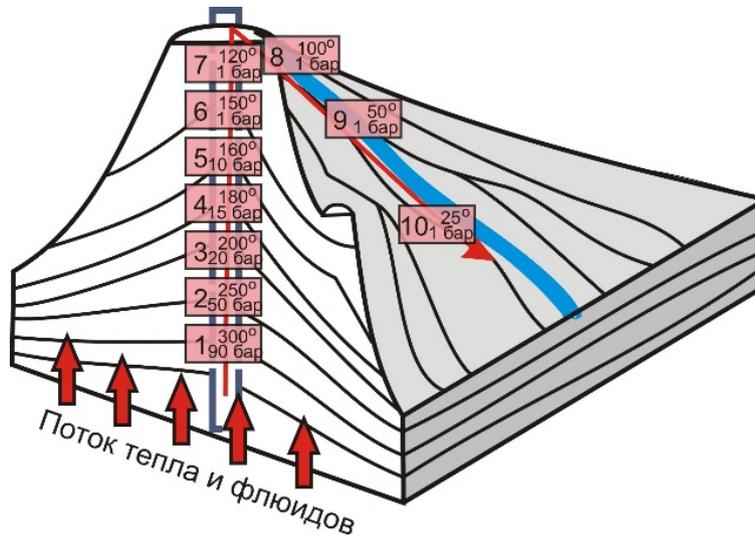


Рисунок 1. Обобщенная схема многорезервуарной термодинамической модели вулканогенно-гидротермальной системы с указанием Т-Р-параметров в резервуарах.

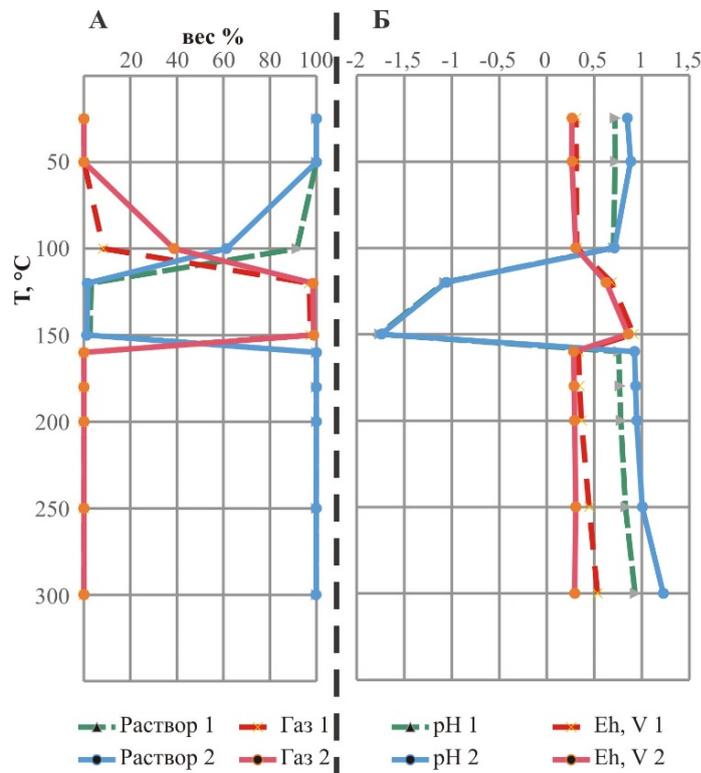


Рисунок 2. Профили формирования состава системы при подъеме флюида на поверхность в случаях без взаимодействия вода/порода.

1 для систем с доступом кислорода; 2 для преимущественно восстановленных систем; панель А – фазовые соотношения газ/раствор, % в зависимости температуры; панель Б сопряженное изменение pH, Eh-параметров.

Рассмотрим взаимодействие восстановленного флюида ($E_h -0.3V$) с андезибазальтом. На первом условном времени (Т1) через разрез из 5 резервуаров проходит 1 кг термального раствора, а далее прореагировавший флюид поднимается по раскрывшейся трещине, как и прежде, без взаимодействия с породой. Резко обедняется состав алюмосиликатных минералов, во всем интервале из первичных устойчивы лишь альбит и кварц. В скобках указаны номера резервуаров R, где образуются характерные вторичные минералы: миниюлит $KAl_2(PO_4)_2(OH,F) \cdot 4H_2O$ (1–5), иллит (1–5), эпидот (1–2), флюорит (1), пумпеллиит $Ca_2MgAl_2[(OH)_2(SiO_4)Si_2O_7] \cdot H_2O$ (3–5), цоизит $Ca_2Al_3(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH)$, титанит $CaTiSiO_5$ (1–5), хлорит (1–2) и Fe_2O_3 (2–6). Восстановленный флюид маркируют сульфиды, но только в первых резервуарах – это пирит (1), галенит (1–2), борнит Cu_5FeS_4 (1) и халькозин (2). На концентрационном барьере при сбросе давления и испарении флюида (150° , 1 атм), мы обнаружили такие минералы-индикаторы существования рассолов, как тенардит Na_2SO_4 и галит $NaCl$ с примесями ряда оксидов.

Одним из наиболее интересных элементов эндогенных флюидов является сера. Разберем пример ее поведения (как макрокомпонента) и золота (как микрокомпонента) в зависимости от времени (Т1, 50 и 90) в разных резервуарах. При взаимодействии флюид/порода самородная сера отсутствует, но присутствует широкий ряд сульфидов Fe, Cu, Pb, As, Co там, где высока активность H_2S . Формы нахождения серы в газовой фазе в порядке убывания такие: $H_2S_{газ}$ (до $2 \cdot 10^{-4}$ моль/кг при $150-100^\circ C$), $SO_{2газ}$ (до $7.5 \cdot 10^{-3}$ моль/кг на последнем времени), следы $S_{2газ}$ и полисульфидов. В растворе присутствует H_2S и HS^- , а на 50 и 90 времени, когда реакции с проработанной породой сдвигают E_h в слабо положительную область, преобладает $H_2S_2O_3$ и HSO_3^- (при $300^\circ C$ 1.88 мг/кг H_2O). Поскольку золото образует самые сильные комплексы именно с этой формой серы, здесь возможно ожидать увеличения его подвижности. Из других окисленных форм серы это диссоциирующие H_2SO_4 (до десятков грамм/кг на 50 и 90 времени) и H_2SO_3 . Нельзя не сказать, что, судя по присутствию сульфатов в ассоциации (алунит, барит, бассанит), фугитивность серы во флюиде была близка к сульфид/сульфатному равновесию.

При взаимодействии внедряющегося флюида с породой, золото остается в твердой фазе при Т1 в 1–5 резервуаре, при Т5 и Т10 соответственно во 2–5 и 3–5 резервуарах, т.к. растворы становятся все более агрессивными на входе (конкретно в R1, pH понижается с 5.8 до 2.6). Если рассмотреть по времени, то в первом резервуаре золото отмечено при воздействии лишь первых четырех волн поступающего флюида (Т1÷4), а вот в R5 – все десять волн (Т1÷10) позволяют ему оставаться в умеренных условиях, т.е. при $pH \sim 7$, $E_h \sim -0.3V$. Таким образом, с помощью подобной модели можно отрисовывать условные «стратиграфические уровни» золотого или колчеданного оруденения. Относительно форм нахождения нужно сказать, что в растворе присутствуют в тех или иных количествах $Au(HS)_2^-$ и три хлорокомплекса $AuCl^{n-1}_n$. Формальный анализ показывает, что в начале процесса (Т1) они могут быть в камерах всего разреза, а вот в «конце» процесса (Т90), только при низких температурах за счет высокой кислотности растворов (pH 1-2). Однако нужно сказать, что в нашей модели единственный резервуар, где можно с уверенностью говорить о подвижности золота (геохимически значимая величина $2 \cdot 10^{-8}$ моль/кг H_2O) – это первый резервуар при Т1 (первая волна взаимодействия).

В газовой фазе из рудных компонентов находятся $AsBr$, As_2S_3 , CdF_2 , $PbCl_4$, PbF_4 , CoS_2 и другие, причем не обязательно именно в области резкой гетерогенизации при сбросе давления.

Выводы:

1. Рассмотрена направленная эволюция поднимающихся эндогенных флюидов, при этом предусматривающая резкую дегазацию при $150^\circ C$, что характерно для областей активного вулканизма.
2. Установлены разные сценарии формирования минеральных парагенезисов при снижении P-T-параметров (а) при сохранении восстановительных условий и (б) при

доступе атмосферного кислорода. Вероятность сброса самородной серы из флюида в твердую фазу обнаружена только в процессе его продвижения без существенного взаимодействия с породой.

3. Большое разнообразие форм нахождения серы в зависимости от P-T-pH-Eh условий обеспечивает формирование дополнительных геохимических барьеров миграции/осаждения элементов.
4. В процессе построения модели установлено, что не только геохимические барьеры являются феноменом, фиксирующим эволюцию системы, но начальные количественные соотношения компонентов играют важнейшую роль в процессе их накопления/миграции в динамических условиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ грант № 22-27-00618.

Литература:

Bessonova E.P., Bortnikova S.B., Gora M.P., Manstein Yu.A., Shevko A.Ya., Panin G.L., Manstein A.K. Geochemical and Geoelectrical Study of Mud Pools at Mutnovsky Volcano (South Kamchatka, Russia): Behavior of Elements, Structure of Feeding Channels and the Model of Origin// Applied Geochemistry, 2012, volume 27, issue 9, pp. 1829–1843.

Kalacheva E., Taran Y., Voloshina E., Inguaggiato S. Hydrothermal system and acid lakes of Golovnin caldera, Kunashir, Kuril Islands: Geochemistry, solute fluxes and heat output // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2017. V. 346. P. 10–20.

Shevko E.P., Bortnikova S.B., Abrosimova N.A., Kamenetsky V.S., Bortnikova S.P., Panin G.L., Zelenski M. Trace Elements and Minerals in Fumarolic Sulfur: The Case of Ebeko Volcano, Kuriles // Geofluids, 2018, T. 2018, pp. 4586363–4586363.

Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения // отв. ред. В.Н. Шарапов. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2010, 287 с.

Шевко Е.П., Коханова С.П. Модель перераспределение вещества в подповерхностном пространстве активных вулcano-гидротермальных систем в зависимости от строения флюидопроводников // Настоящий сборник трудов конференции «Современные направления развития геохимии», 2022.

ДОЛЕРИТЫ ПОЗДНЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ИХ АНАЛОГИ В МИРЕ: ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, e-mail: gladkochub@mail.ru

Изучение петролого-геохимических, изотопных и геохронологических характеристик долеритов, слагающих базитовые дайковые рои, представленные в пределах древних кратонов, позволяет не только реконструировать составы родоначальных магматических источников, но, в совокупности с анализом геологической информации, также распознавать геодинамические условия формирования базитов. В рамках проведенных исследований объектами подобного изучения стали две группы долеритов позднего палеопротерозоя, присутствующие в пределах Сибирского кратона.

К первой группе относятся долериты доросского (1757±4 млн лет, U-Pb по бадделеиту (Gladkochub et al., 2022)) и тимптоно-алгамайского (1754±5 и 1759±4 млн лет, U-Pb по бадделеиту (Ernst et al., 2016)) комплексов Алданского щита, восточно-анабарского комплекса Анабарского щита (1754±27 и 1755±22 млн лет, Ar-Ar по биотиту (Ernst et al., 2016) и 1774±6 млн лет, U-Pb по бадделеиту (Gladkochub et al., 2022)) и чайского комплекса Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона (1752±3 и 1752±6 млн лет, U-Pb по бадделеиту (Гладкочуб и др., 2010, 2019)). Все эти комплексы (дайковые рои) объединены

в единую Тимптонскую крупную магматическую провинцию (КМП). Ко второй группе принадлежат базитовые интрузии с возрастом 1613 ± 5 млн лет (U-Pb по бадделлиту (Gladkochub et al., 2021)), распространенные в пределах Бирюсинского выступа фундамента южной части Сибирского кратона.

Геохимические характеристики всех перечисленных выше долеритов двух возрастных групп дайковых роев позднего палеопротерозоя, располагающихся в пределах Сибирского кратона, детально рассмотрены в целой серии опубликованных статей (Гладкочуб и др., 2007; Донская и др., 2014; Gladkochub et al., 2021, 2022), поэтому в данной работе речь кратко пойдет о петрогенезисе и геодинамических условиях формирования этих базитов.

Установлено, что долериты первой группы (1.78–1.75 млрд лет), отвечающие составам субщелочных базальтов и андезибазальтов толеитовой серии, демонстрируют отрицательные аномалии Nb–Ta и Ti на мультиэлементных спектрах (Донская и др., 2014; McClelland, 2013; Gladkochub et al., 2022) и значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, варьирующие от +0.1 до -7.0 (Гладкочуб и др., 2007; Донская и др., 2014; Gladkochub et al., 2022). Все эти долериты попадают в одни и те же поля на дискриминационных диаграммах, а именно в поле вулканических дуг на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 2008) и в поле субконтинентальной литосферной мантии (SZLM) на диаграмме Th/Nb – TiO₂/Yb (Pearce et al., 2021). Согласно ранее полученным результатам (Донская и др., 2014; McClelland, 2013; Gladkochub et al., 2022), сделан вывод о том, что долериты чайского и доросского комплексов (дайковых роев) были произведены из мантийных источников, контаминированных континентальной корой, а родоначальные расплавы долеритов восточно-анабарского и тимптоно-алгамайского комплексов (роев) были образованы из субконтинентальных литосферных мантийных источников. Фигуративные точки составов почти всех долеритов Сибирского кратона с возрастом 1.78–1.75 млрд лет попадают в поле внутриплитных базальтов, или располагаются вблизи него на диаграмме Zr/Y – Zr (Pearce, Norry, 1979), что указывает на их возможное формирование в обстановке внутриконтинентального растяжения (рифтогенеза).

Следует отметить, что близковозрастные рассмотренным выше дайковым роям Сибирского кратона базитовые комплексы (дайковые рои) встречаются на целом ряде континентов и древних кратонов, в частности, в Индии, Австралии, Лаврентии, Сарматии, в Северо-Китайском кратоне и в кратоне Янцзы, а также в кратонах Западной Африки, Сан-Франциско/Конго, Рио-де-ла-Плата, Амазония (см. обзор в (Gladkochub et al., 2022)).

Химический состав большинства упомянутых выше интрузий Сибирского кратона и остальных базитовых комплексов мира возрастного диапазона 1.79–1.75 млрд лет существенно отличается от состава чисто мантийных продуктов, отвечающих характеристикам типичных OIB. Фигуративные точки рассматриваемых долеритов располагаются над полем MORB-OIB на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 2008) и в пределах поля субконтинентальной литосферной мантии (SZLM) на диаграмме Th/Nb – TiO₂/Yb (Pearce et al., 2021). Только долериты Субботинской дайки Сарматии имеют химический состав, соответствующий источнику с преобладанием вещества мантийного плюма (Bogdanova et al., 2013). Родоначальные источники для всех остальных интрузий этого возраста соответствуют либо субконтинентальной литосферной мантии, либо несут черты смешения вещества мантийного плюма и SZLM с преобладанием вклада субконтинентальной литосферной мантии.

Анализ всех доступных в настоящее время данных по базитовым комплексам мира с возрастом 1.79–1.75 млрд лет (см. обзор в (Gladkochub et al., 2022)) позволил сделать вывод о том, что в Северном Китае, Сарматии и Сан-Франциско/Конго наблюдается непрерывный магматизм на протяжении всего этого периода геологической истории. Данные с других континентов скорее свидетельствуют в пользу одного (Фенноскандия, Янцзы, Рио-де-ла-Плата, Амазония, Австралия), двух (Сибирь, Индия), трех (Западная Африка) или четырех



(Лаврентия) относительно коротких магматических событий, разделенных магматически спокойными интервалами. Данное заключение необходимо рассматривать как предварительное ввиду постоянно растущего числа новых геохронологических данных по базитам различных кратонов мира, которые могут существенно скорректировать высказанное выше предположение.

Широкое распространение базитовых дайковых роев возрастного интервала 1.79–1.75 млрд лет указывает на масштабное проявление процессов внутриконтинентального растяжения в пределах древних кратонов и континентов на этом этапе геологического развития Земли.

Долериты второй группы (1.61 млрд лет) отвечают по своему химическому составу нормально- и умереннощелочным базальтам, реже базальтовым андезитам, толеитовой серии. Для долеритов отмечаются близкие значения отношений несовместимых элементов, таких как Nb/Y, Zr/Nb, Nb/Th, Th/Yb, а также отрицательные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$, варьирующиеся в узком диапазоне от -2.2 до -2.5. Данные характеристики долеритов позволяют предположить их происхождение из единого однородного источника. Фигуративные точки изученных долеритов этой группы располагаются между полями OIB и ARC (базиты с надсубдукционным компонентом) на диаграммах Zr/Nb – Nb/Th и Nb/Y – Zr/Y (Condie, 2005) и выше поля MORB-OIB на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 2008), что позволяет допускать участие компонентов коры или связанного с субдукционными процессами вещества в родоначальном источнике этих долеритов. Данный вывод подтверждается отрицательными аномалиями Nb-Ta на мультиэлементных спектрах, а также отрицательными значениями в них $\epsilon\text{Nd}(t)$. Однако отсутствие аномалий по Eu на графиках распределения РЗЭ и низкие отношения $(\text{Th}/\text{La})_{\text{pm}}$ позволяют предположить минимальный вклад коровой контаминанты в родоначальный мантийный источник долеритов. Таким образом, геохимические и изотопные характеристики рассматриваемых долеритов позволяют предполагать, что их родоначальный мантийный источник был образован в результате смешения магмы, близкой по составу OIB, с материалом субконтинентальной литосферы, содержащим унаследованный субдукционный компонент. Кроме этого, геохимические и изотопные данные указывают на крайне незначительную вероятность того, что родоначальные расплавы для долеритов с возрастом 1.61 млрд лет были произведены из источника, непосредственно связанного с веществом мантийного плюма.

Все долериты второй группы попадают в поле внутриплитных базальтов или располагаются вблизи этого поля на диаграмме Zr/Y – Zr (Pearce, Norry, 1979), что указывает на их возможное образование в условиях внутриконтинентального растяжения.

Близкие по возрасту рассмотренным выше базитам юга Сибирского кратона интрузии встречаются также в Лаврентии, Балтике, Индии, Австралии, Западной Африке, а также в Амазонийском кратоне и в кратонах Сан-Франциско/Конго и Рио-де-ла-Плата. Все эти кратоны, наряду с Сибирским, входили в структуру суперконтинента Колумбия (Нуна). Составы базитов этой возрастной группы на всех кратонах также существенно отличаются от базальтов типа OIB, связанных с мантийным плюмом. Фигуративные точки их составов располагаются выше поля MORB-OIB на диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 2008), а также в пределах поля ARC или между OIB и полями ACR на диаграмме Zr/Nb – Nb/Th (Condie, 2005), что подразумевает добавление к мантийному источнику базитов либо материала континентальной коры, либо субконтинентальной литосферы, содержащей субдукционный компонент.

Следует отметить, что гораздо более широкое распространение в мире чем базитовые интрузии на временном интервале 1.65–1.58 млрд лет имеют другие породы, сформированные в обстановке внутриконтинентального растяжения, а именно анорогенные граниты, анортозиты, бимодальные вулканы и рифтогенные осадки (Cawood, Hawkesworth, 2014). Отсутствие достаточных доказательств связи всех этих пород

с активностью мантийных плюмов позволило предложить модель формирования этих породных комплексов в результате совместной реализации процессов субдукции в краевых частях суперконтинента Колумбия (Нуна) и растяжения в его внутренних частях (Cawood et al., 2016). Это растяжение было обусловлено откатом слэба от окраины данного суперконтинента (Cawood et al., 2016).

В целом можно отметить, что два крупных события растяжения позднего палеопротерозоя (1.79–1.75 и 1.65–1.58 млрд лет, соответственно), запечатленные как в структурах Сибирского кратона, так и во многих других древних кратонах мира, наглядно демонстрируют разные механизмы реализации процессов внутриконтинентального рифтогенеза, что, в свою очередь, фиксируется в геохимических характеристиках соответствующих пород основного состава.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект 18-17-00101. В ходе проведения исследований было использовано оборудование ЦКП "Геодинамика и геохронология" Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

Литература:

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн. лет на площади Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Шоханова М.Н. Расширение ареала Тимптонской крупной магматической провинции (~1.75 млрд лет) Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 4. С. 829–839.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Шоханова М.Н., Мазукабзов А.М. Особенности составов и источники расплавов позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1615–1634.

Bogdanova S.V., Gintov O.B., Kurlovich D.M., Lubnina N.V., Nilsson M.K.M., Orlyuk M.I., Pashkevich I.K., Shumlyansky L.V., Starostenko V.I. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotation during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna) // Lithos. 2013. V. 174. P. 196–216.

Cawood P.A., Hawkesworth C.J. Earth's middle age // Geology. 2014. V. 42. P. 503–506.

Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 449. P. 118–126.

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // Nature Geosciences. 2016. V. 9. No 6. P. 464–469.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Salnikova E.B., Mazukabzov A.M., Kotov A.B., Motova Z.L., Stepanova A.V., Kovach V.P. Evidence of the latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) mafic magmatism the southern Siberia: extensional environments in Nuna supercontinent // Precambrian Research. 2021. V. 354. 106049.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Ernst R.E., Söderlund U., Kotov A.B., Kovach V.P., Okrugin A.V. 1.79–1.75 Ga mafic magmatism of the Siberian craton and late Paleoproterozoic paleogeography // Precambrian Research. 2022. V. 370. 106557.

McClelland S.J. The Geochemical Study of 1750 Ma Siberian Dykes. A thesis of the degree of Bachelor of Science. Ottawa: Department of Earth Sciences, Carleton University. 2013.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. 106068.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1979. V. 69. P. 33–47.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕЛИЛИТА В ПАРАЛАВАХ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ МОНГОЛИИ

Глушкова В.Е.¹, Перетяжко И.С.¹, Савина Е.А.¹, Хромова Е.А.²

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

²Геологический институт им. Н.Л. Дobreцова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

Группа мелилита представлена широким набором минералов. Акерманит $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ и ферроакерманит $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$ часто являются породообразующими ультраосновных вулканических пород (Николаева, 2014; Lustrino et al., 2020) и пирометаллургических шлаков (Warchulski et al., 2016). Алюмоакерманит $\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$ обнаружен в мелилит-нефелиновых туфах вулкана Олдоиньо Ленгаи (Wiedenmann et al., 2009). Минералы геленит $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ – акерманитового ряда кристаллизуются в мелитолитах (Stoppa, Sharygin, 2009), но более всего характерны для карбонатно-силикатных осадочных пород, метаморфизованных в условиях спуррит-мервинитовой фации, например, из зоны контакта мергелистых известняков и траппов базальтов (Сокол и др., 2019, Девятиярова, 2022).

Мелилит является породообразующим минералом паралав недавно открытых пирометаморфических комплексов Монголии – Нилгинского (Peretyazhko et al., 2017; Перетяжко и др., 2018) и Хамарин-Хурал-Хид (Савина и др., 2020). Паралавы сложены микрофенокристами Al-клинопироксена, плагиоклаза и мелилита, интерстиции между которыми заполнены нефелином ± стеклом с включениями Fe-Ca-Mg оливинов (Са-фаялита, киршейнита ± форстерита-фаялита), минералов группы шпинели, рёнита-кوراتита, K-Ва полевых шпатов, пирротина и других минералов (рис. а).

Средние составы, кристаллохимические формулы и миналы мелилита из паралав пирометаморфических комплексов Монголии представлены в таблице. В паралавах преобладает мелилит, содержащий (в мас. %): 39.7–43.8 SiO_2 , 5.8–7.9 Al_2O_3 , 2.0–5.2 FeO общ, 6.3–10.9 MgO, 35.1–39.6 CaO (табл., ан. 1, 5). Мелилит из паралав Нилгинского комплекса содержит меньше Na по сравнению с таковым из Хамарин-Хурал-Хида: 1.2–3.2 и 3.5–4.7 мас. % Na_2O соответственно. Микрофенокристы мелилита обычно имеют более железистые и менее глиноземистые поздние (краевые) зоны по сравнению с ранними (центральными) зонами. Для мелилита Нилгинского комплекса характерны следующие вариации концентраций миналов от центра к краю зерен: 13.9–19.8 и 23.8–36.2 мол. % $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$; 14.8–17.6 и 7.7–11.3 мол. % $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ (табл., ан. 2, 3).

Более контрастным по составу является мелилит Хамарин-Хурал-Хида, в котором от центра к краю зерен количество минала $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$ возрастает от 3.7–8.5 до 16.8–29.3 мол. % и снижается концентрация минала $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ от 18.9–39.5 до 8.6–15.1 мол. % (табл., ан. 6, 7). В ядрах единичных микрофенокристов и в реликтах ксенолитов карбонатно-силикатных осадочных пород (рис. б, в) встречается также гелениновый мелилит, содержащий 23.7–32.4 мас. % SiO_2 , 17.8–27.5 мас. % Al_2O_3 , 39.8–42.1 мас. % CaO, в котором количество минала $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ достигает 78–80 мол. % (табл., ан. 4, 8; рис. г).

Мелилиты из вулканических пород и пирометаллургических шлаков, в отличие от таковых из паралав Монголии, имеют небольшие вариации состава, близкие к точке $\text{CaNa}(\text{Mg},\text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_7$ на диаграмме $\text{Si}^{4+}-\text{Al}^{3+}$ (рис. д). Для мелитолитов характерны мелилиты геленит-алюмоакерманитового ряда. Для мелилитов пирометаморфического и контактово-метаморфического генезиса свойственна хорошо выраженная эволюция состава от геленита до акерманит-ферроакерманит-ферриакерманита (рис. д).

Плавленные породы (паралавы и клинкеры) пирометаморфических комплексов Монголии образовались в результате термических изменений и частичного плавления

осадочных протолитов во время многостадийных четвертичных и современных природных угольных пожаров (Перетяжко и др., 2018; Савина и др., 2020). Ассоциация геленитового мелилита, Al-клинопироксена и более редких минералов (шпинели, цельзиана, перовскита, гейкилита и др.) кристаллизовалась в процессе высокотемпературного метаморфизма карбонатно-силикатных осадочных пород, предположительно, мергелистых известняков (Савина и др., 2020).

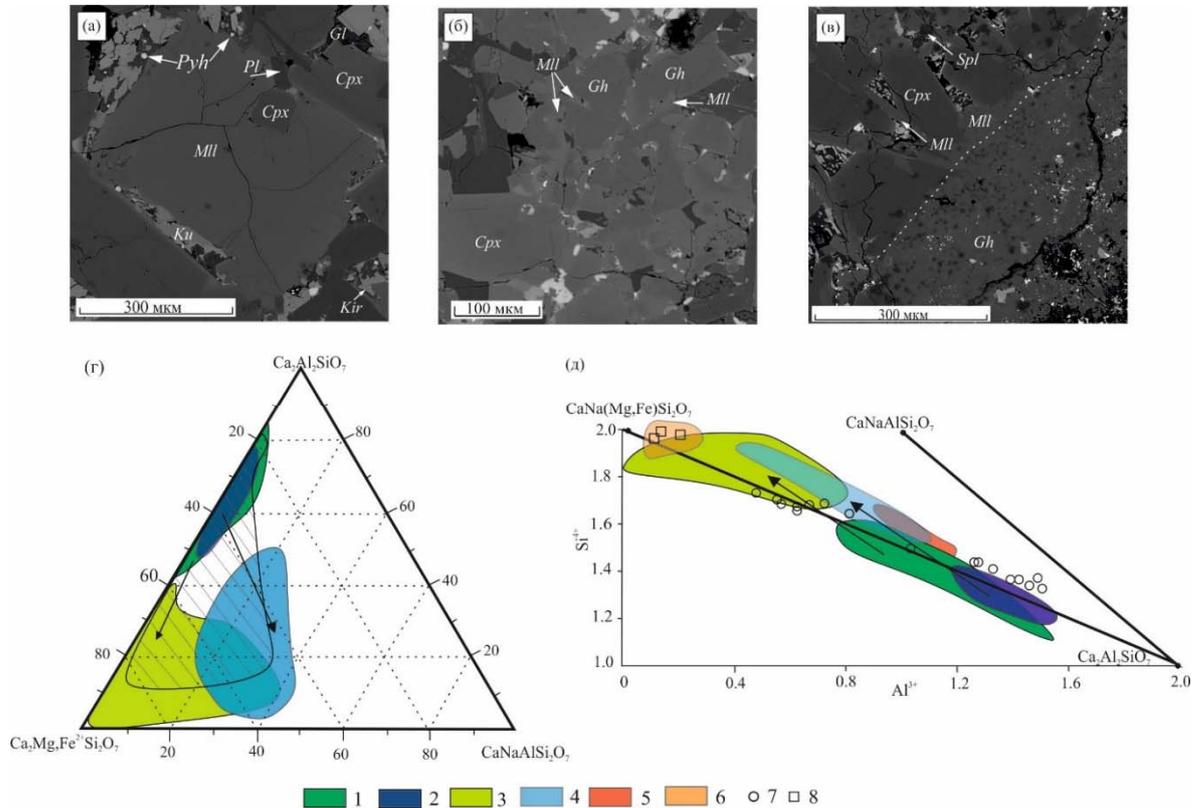


Рисунок 1. Фрагменты матрикса паралав с реликтами ксенолита мергелистого известняка и состав мелилита в миналах из паралав пирометаморфических комплексов Монголии и других пород различного генезиса.

(а) Микрофенокристы мелилита, Al-клинопироксена и плагиоклаза, интерстиции между которыми содержат стекло с включениями куратита, кирштейнита, пирротина, обр. MN-1127 (Нилгинский комплекс); (б) микрофенокристы с реликтовым геленитовым мелилитом в ядре и внешней зоной акерманит-ферроакерманит-алюмоакерманитового состава, обр. MN-1425 (Хамарин-Хурал-Хид); (в) контакт (пунктирная линия) фрагмента реликта ксенолита осадочной породы, сложенного преимущественно геленитовым мелилитом, и матрикса паралавы, обр. MN-1133 (Нилгинский комплекс). Cpx – Al-клинопироксен, Gh – геленитовый мелилит, Gl – стекло, Mll – мелилит акерманит-ферроакерманит-алюмоакерманитового состава, Kir – Ca-Fe оливин (кирштейнит), Ku – куратит, Spl – минералы группы шпинели, Pl – плагиоклаз, Pyh – пирротин. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

(г) Диаграмма $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ – $\text{Ca}_2\text{Mg,Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$ – $\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$. Заштрихованное поле = мелилиты из метаморфических пород, по Melluso et al. (2003). Стрелками показана эволюция состава от реликтовых зерен геленитового мелилита к промежуточным и краевым зонам микрофенокристов в паралавах Монголии.

(д) Эволюция состава мелилита на диаграмме Si^{4+} – Al^{3+} . $\text{CaNa}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_7$ = миналы $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ + $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$ + $\text{CaNaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_7$. 1, 2 = реликтовые зоны микрофенокристов геленитового мелилита из паралав Нилгинского комплекса (1) и Хамарин-Хурал-Хида (2); 3, 4 = микрофенокристы мелилита из паралав Нилгинского комплекса (3) и Хамарин-Хурал-Хида (4); 5 = мелилит из вулканических пород, по Lustrino et al. (2020) и Николаевой (2014); 6 = мелилит из мелитолитов, по Stoppa, Sharygin (2009); 7 = мелилит из мраморизованных мергелистых известняков в зоне контакта с базальтами, по Девятяровой (2022); 8 = мелилит из пирометаллургических шлаков, по Warchulski et al. (2016).



Таблица. Средние составы, кристаллохимические формулы и миналы мелилита из паралав Монголии.

Комплексы	Нилгинский				Хамарин-Хурал-Хид			
	1193	1127	1234-1		1410-1	1419	1420	
Образец								
Анализ	1(9)	2(8)	3(4)	4(4)	5(7)	6(12)	7(9)	8(4)
SiO ₂	40.84	39.76	40.94	30.84	42.81	39.17	41.78	28.06
Al ₂ O ₃	6.66	9.09	7.62	20.64	8.59	14.41	9.6	25.35
FeO _{общ}	3.11	4.74	8.54	2.83	2.55	2.61	7.071	0.13
FeO	2.87	4.37	8.31	0.85	1.92	1.28	5.12	-
Fe ₂ O ₃	0.26	0.41	0.26	2.00	0.71	1.48	2.16	0.14
MnO	-	-	-	0.13	0.06	-	0.35	-
MgO	9.22	7.16	5.26	5.31	6.98	5.33	4.25	3.92
CaO	39.15	36.56	35.02	40.37	34.90	35.97	33.80	41.53
Na ₂ O	1.22	2.00	2.49	0.39	3.94	3.61	4.30	0.51
Сумма	100.07	99.31	99.86	100.49	99.82	101.11	101.17	99.37
Si	1.868	1.837	1.906	1.411	1.935	1.751	1.896	1.293
Al	0.359	0.495	0.418	1.113	0.458	0.760	0.513	1.377
Fe ²⁺	0.110	0.169	0.323	0.033	0.072	0.048	0.194	
Fe ³⁺	0.009	0.014	0.009	0.076	0.024	0.050	0.074	0.005
Mn				0.005			0.014	
Mg	0.629	0.493	0.365	0.362	0.470	0.355	0.288	0.269
Ca	1.919	1.810	1.747	1.979	1.690	1.723	1.643	2.050
Na	0.109	0.180	0.225	0.034	0.345	0.313	0.378	0.046
Сумма	5.002	4.998	4.993	5.007	4.995	5.000	4.986	5.039
Ca ₂ MgSi ₂ O ₇	64.09	48.93	35.65	36.13	49.20	37.37	30.41	28.42
CaNaAlSi ₂ O ₇	8.72	17.06	23.06	0.00	30.73	24.78	29.49	0.00
Ca ₂ Al ₂ SiO ₇	13.76	16.17	9.21	56.29	7.75	25.81	11.16	69.53
Ca ₂ Fe ²⁺ Si ₂ O ₇	12.21	16.53	31.50	3.21	9.44	6.62	21.09	1.53
CaNaFe ³⁺ Si ₂ O ₇	1.22	1.30	0.58	4.36	2.89	5.42	7.85	0.52

Примечание: СЭМ ЭДС анализы выполнены на электронном микроскопе Carl Zeiss LEO-1430VP (LEO Electron Microscopy Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 350 (Oxford Instruments Nanoanalysis Ltd) в ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ. Номера образцов имеют префикс “MN-“. В скобках после порядкового номера – количество анализов. Прочерк – ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС. Кристаллохимические формулы рассчитаны на 7 атомов кислорода. Концентрации миналов (в мол. %) рассчитаны масс-балансовым методом в программе CRYSTAL (Перетяжко, 1996). 1, 5 = преобладающие составы микрофенокристов в матриксе паралав; 2, 6 = центральные зоны микрофенокристов; 3, 7 = краевые зоны микрофенокристов; 4, 8 = геленитовый мелилит в реликтах ксенолитов мергелистого известняка.

Повышение температуры осадочной толщи, вызванное угольными пожарами, происходило при относительно высоком парциальном давлении CO₂ в уникальных *P-T* условиях, препятствующих разложению кальцита (Peretyazhko et al., 2021). При *T* > 1100 °C плавилась полевые шпаты, а при *T* > 1250 °C – кальцит, Al-клинопироксен и другие минералы, что привело к образованию несмесимых расплавов – карбонатного (CaCO₃ + CaO или стехиометрического кальцитового) и силикатных. После слияния (коалесценции) силикатных расплавов, имеющих большие вариации состава, образовался недосыщенный по кремнезему и обогащенный Ca расплав, из которого формировались мелилит-нефелиновые паралавы. В локальных областях паралав сохранились недоплавленные зерна геленитового мелилита, которые обрастали новой генерацией акерманит-ферроакерманит-



алюмоакерманитового состава, формируя зональные микрофенокриты (рис. б), а также реликты ксенолитов мергелистого известняка, содержащие геленитовый мелилит (рис. в).

Работы выполнены при поддержке программы ФНИ 0284-2021-0006.

Литература:

Десятярова А.С. Кочумдекский контактовый ореол спуррит-мервинитового метаморфизма: минералогия, геохимические особенности, история становления // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2022. С.231

Николаева А.Т. Петрология мелилитсодержащих пород вулканов Купаэлло и Колле Фаббри (Центральная Италия) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2014. С.148

Перетяжко И.С. CRYSTAL – прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Зап. ВМО. 1996. № 3. С. 141–148.

Перетяжко 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.

Савина Е.А., Перетяжко 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.

Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., Десятярова А.С., Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В. Контактный метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменная Тунгуска, Восточная Сибирь): свидетельства режима течения расплава // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 456–471.

Lustrino M., Ronca S., Caracausic A., Bordenca C.V., Agostinie S., Faraone D.B. Strongly SiO₂-undersaturated, CaO-rich kamafugitic Pleistocene magmatism in Central Italy (San Venanzo volcanic complex) and the role of shallow depth limestone assimilation // Earth Sci. Rev. 2020. V. 208. 103256.

Melluso L., Conticelli S., D'antonio M. P., Mirco N., Saccani E. Petrology and mineralogy of wollastonite- and melilite-bearing paralavas from the Central Apennines, Italy // Am. Miner. 2003. V.88. P. 1287–1299.

Stoppa F., Sharygin V.V. Melilitolite intrusion and pelite digestion by high temperature kamafugitic magma at Colle Fabbri, Spoleto, Italy // Lithos. 2009. V.112. P. 306–320.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the rhönite-kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir-Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages and formation conditions // Miner. Mag. 2017. V. 81. No 4. P. 949–974.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Low-pressure (> 4 MPa) and high-temperature (> 1250 °C) incongruent melting of marl limestone: formation of carbonate melt and melilite–nepheline paralava in the Khamaryn–Khural–Khid combustion metamorphic complex, East Mongolia // Contrib. Miner. Petrol. 2021. V. 176:38

Warchulski R., Gawęda A., Janeczek J., Kądziołka-Gaweł M. Mineralogy and origin of coarse-grained segregations in the pyrometallurgical Zn-Pb slags from Katowice-Wielonowiec (Poland) // Miner. Petrol. 2016. V. 110. P. 681–692.

Wiedenmann D., Zaitsev A.N., Britvin S.N., Krivovichev S.V., Keller J. Alumoäkermanite, (Ca,Na)₂(Al,Mg,Fe²⁺)(Si₂O₇), a new mineral from the active carbonatite-nepheline-phonolite volcano Oldoinyo Lengai, northern Tanzania // Mineral. Mag. 2009. V. 73. No 3. P. 373–384.

ТЕХНОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО УГЛЕВОДОРОДНОГО ФОНА МЕРЗЛОТНЫХ ПОЧВ

*Глянцева Ю.С., Лифшиц С.Х., Чалая О.Н., Зуева И.Н., Львова О.С.
Институт проблем нефти и газа СО РАН, г. Якутск, Россия, glyaz1408@mail.ru*

Мерзлотные почвы Якутии формируются в суровых климатических условиях и характеризуются слабым развитием почвенных процессов, неразвитостью почвенного

профиля (Саввинов, 2007). В почвах криолитозоны, в отличие от регионов с благоприятными климатическими условиями, процессы биodeградации нефти в почвах протекают значительно медленнее, что предопределяет более низкую способность мерзлотных почв к самоочищению (Глянцева, 2012; Lifshits et al., 2021; Yang Si-Zhong, 2009).

Объектом исследования была выбрана территория нефтепровода «Талакан-Витим» (юго-западная часть Якутии, Ленский район), где в 2006 году произошел аварийный разлив нефти. С 2009 г. нефтепровод не эксплуатируется и на месте разлива ведется ежегодный мониторинг состояния мерзлотных почв, подвергшихся загрязнению с целью изучения процессов трансформации и миграции нефтезагрязнения в условиях Крайнего Севера.

Пробы почв отбирались с загрязненных участков, а также с участков, характеризующих естественный геохимический фон. Уровень нефтезагрязнения определяли гравиметрическим методом по выходу хлороформных экстрактов (ХЭ). Далее ХЭ исследовали с применением комплекса аналитических методов: ИК-Фурье спектроскопии для изучения структурно-группового состава экстрактов; жидкостно-адсорбционной колоночной хроматографии для определения группового компонентного состава; хромато-масс-спектрометрии для определения индивидуального состава насыщенных углеводородов (УВ).

Содержание ХЭ в фоновых почвах может варьировать в большом интервале от следов до более, чем 14802 мг/кг (Глянцева, 2022). По данным ИК-Фурье спектроскопии в структурно-групповом составе таких проб кислородсодержащие соединения преобладают над углеводородными структурами (рис. б). Состав почв соответствует органическому веществу (ОВ) современных осадков. Для сравнения на рисунке приведен ИК-спектр пробы почвы, отобранной на месте разлива нефти, содержание нефтепродуктов в которой составляло 16382 мг/кг. Тип спектра однозначно свидетельствует о присутствии техногенной составляющей по появлению полос поглощения ароматических УВ с незамещёнными атомами водорода в бензольном кольце ($600\text{--}1000\text{ см}^{-1}$), характерных для нефтей (рис. а). В спектре загрязненной пробы отмечается очень низкое поглощение карбонильных групп ($1700\text{--}1740\text{ см}^{-1}$), что также отличает её от спектра фоновой пробы.

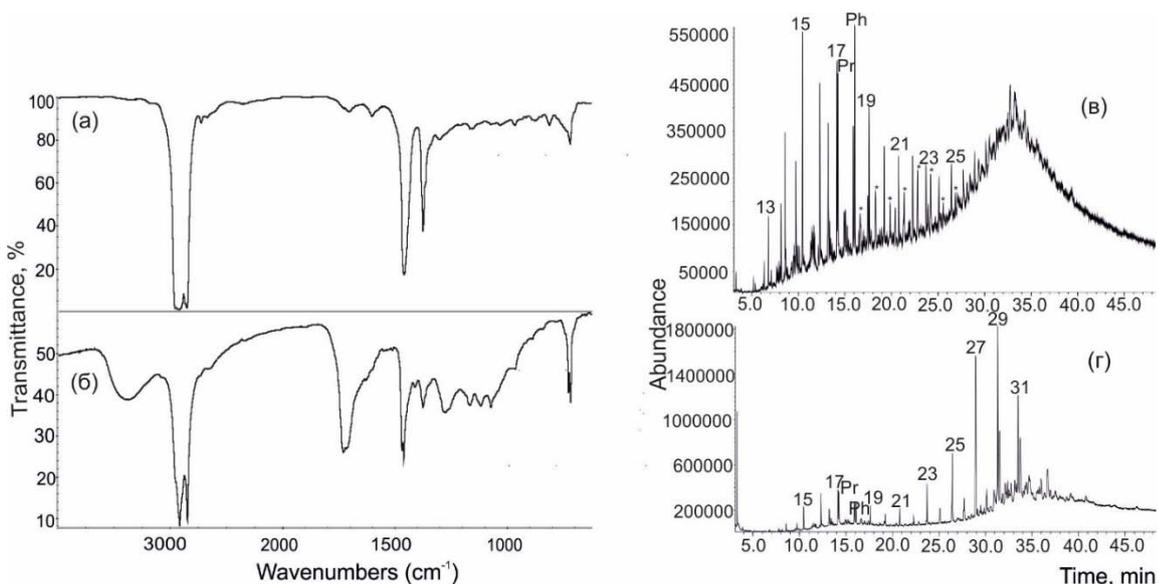


Рисунок. Геохимическая характеристика почвенных экстрактов: ИК-спектры ХЭ нефтезагрязненных почв (а), фоновых почв (б); масс-хроматограммы (по ТИС) насыщенных УВ нефтезагрязненных почв (в), фоновых почв (г).

По данным хромато-масс-спектрометрии в индивидуальном составе насыщенных УВ фоновых почв максимум распределения n-алканов лежит в высокомолекулярной области на nC_{29} , nC_{31} (рис. г), в загрязненных его положение смещается в низкомолекулярную на nC_{15} (рис. в). Соотношение содержания суммы низкомолекулярных n-алканов к высокомолекулярным ($\sum_{н.к.-nC_{20}}/\sum_{н.к.-nC_{21-к.к.}}$) для фоновых почв меньше 1 по сравнению с 1,78–10,18 для загрязненных. Для n-алканов фоновых почв коэффициент нечетности (CPI) выше 2,0, что присуще нативному ОВ почв, в то время как для загрязненных CPI близок к единице (0,9–1,0), что характерно для нефтей. На загрязнение почв нефтью указывает присутствие реликтовых УВ ряда 12- и 13-метилалканов, которые встречаются в древних нефтях востока Сибирской платформы, к которым относится нефть Талаканского газонефтяного месторождения, послужившая источником загрязнения почв (рис. в).

Известно, что при попадании нефти в почву, более легкие УВ испаряются, остальные сорбируются почвой и подвергаются процессам микробной деструкции и деструкции за счет физико-химических факторов среды (Оборин, 2008). В регионах с умеренным климатом углеводородоокисляющие микроорганизмы активизируются уже через 2–3 месяца после загрязнения (Оборин, 2008). В условиях криолитозоны эти процессы протекают значительно медленнее, что связано с избирательностью микробного окисления алифатических УВ. Так, в первую очередь процессам биодegradации подвергаются n-алканы, а среди них $n-C_{17}$ и $n-C_{18}$, монометилалканы и только затем уже изопреноиды (Kachinskii, 2014; Lifshits, 2021).

О протекании процессов биодegradации можно судить по величине коэффициента биодegradации $K_{\text{биод.}} = Pr+Ph/n-C_{17}+n-C_{18}$ (соотношение суммы изопреноидов пристана и фитана к сумме n-гептадекана и n-октадекана). По его увеличению видно, что микробиологическая активность углеводородоокисляющих микроорганизмов в почвах криолитозоны проявляется лишь на второй-третий год после загрязнения (табл.).

Таблица. Распределение насыщенных УВ в нефтезагрязненных почвах по годам наблюдений.

Параметры	Годы						
	2006	2007	2008	2009	2012	2015	2021
Состав алкановых УВ, % от \sum алканов: n-алканы	43,7	50,85	36,23	30,03	26,41	21,89	отс.
Изопреноиды	15,5	18,40	22,86	25,76	32,16	35,03	отс.
12-и 13-метилалканы	14,8	14,52	9,63	16,37	отс.	отс.	отс.
$\sum_{н.к.-nC_{20}}/\sum_{н.к.-nC_{21-к.к.}}$	1,5	1,33	1,89	1,17	0,98	–	–
Максимум n-алканов	n- C_{15}	n- C_{15}	n- C_{15}	n- C_{17}	n- C_{19}	n- C_{19}	–
Изопреноиды/n-алканы	0,35	0,36	0,63	0,86	1,22	1,60	–
CPI	1,1	1,0	1,2	1,2	1,1	1,3	–
$K_{\text{биод.}} Pr+Ph/n-C_{17}+n-C_{18}$	0,9	1,2	1,6	2,6	6,8	4,7	–

Примечания: отс. – отсутствуют; н.к. и к.к. – начало и конец кипения, соответственно; CPI – отношение количества нечетных углеводородов к четным.

Как показали результаты 14-летнего мониторинга исследуемой территории, окислительная деструкция нефтезагрязнения сопровождается накоплением смол, преимущественно спиртобензольных. В пробах фоновых почв в составе ХЭ также преобладают спиртобензольные смолы, но по результатам изучения структурно-группового состава ХЭ новообразованные спиртобензольные смолы в сравнении с фоновыми обладают выраженным ароматическим типом строения. Известно, что смолистые ароматические соединения наиболее токсичны для почвенных биоценозов (Оборин, 2008). С 2012 г. на масс-хроматограммах проявляется «горб» из неразделенных



компонентов, представляющих собой полициклические метаново-нафтеновые и нафтеново-ароматические УВ, в данном случае, вероятно, продукты трансформации нефтяных УВ.

Таким образом, загрязнение почв нефтью ведет к трансформации геохимического фона по углеводородным компонентам. Самовосстановление почв криолитозоны от нефтезагрязнений не является достаточным способом очистки и необходимо привлечение дополнительных восстановительных мероприятий.

Исследования выполнены в рамках Госзадания Министерства науки и высшего образования РФ №122011200369-1 с использованием научного оборудования ЦКП ФИЦ ЯНЦ СО РАН в рамках гранта №13.ЦКП.21.0016.

Литература:

Глязнецова Ю.С., Зуева И.Н., Чалая О.Н., Лифшиц С.Х. Применение методов органической геохимии при изучении поверхностных углеводородных полей природного и техногенного происхождения // Материалы 2-й Всеросс. науч. конф. с участием иностр. ученых, посв. 120-летию со дня рожд. чл.-корр. АН СССР Н.Б. Вассоевича и 95-летию со дня рожд. засл. геолога РСФСР, проф. С.Г. Неручева «Успехи органической геохимии». Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2022. С.55–57.

Оборин А.А., Хмурчик В.Т., Иларионов С. А., Маркарова М.Ю., Назаров А.В. Нефтезагрязненные биоценозы. УрО РАН; Перм. гос. ун-т; Перм. гос. техн. ун-т. Пермь.2008. 511 с.

Саввинов Г.Н. Эколого-почвенные комплексы Якутии. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр». 2007. 312 с.

Kachinskii V.L., Gennadiev A. N. and Zavgorodnyaya Y.A. Hydrocarbon contamination of arctic tundra soils of the Bol'shoi Lyakhovskii Island (the Novosibirskie Islands) // Eurasian Soil Science. 2014. Vol. 47(2), P. 57–69.

Lifshits S, Glyaznetsova Y., Erofeevskaya L., Chalaya O., Zueva I. Effect of oil pollution on the ecological condition of soils and bottom sediments of the arctic region (Yakutia) // Environmental Pollution, 2021. vol. 288. 117680. DOI:https://doi.org/10.1016/j.envpol.2021.117680

Yang Si-Zhong, Jin Hui-Jun, Wei Zhi, He Rui-Xia, Ji Yan-Jun, Li Xiu-Mei, Yu Shao-Peng. Bioremediation of oil spills in cold environments: a review // Pedosphere. 2009. Vol. 19, No. 3. P. 371–381.

ЭВОЛЮЦИЯ ИЗОТОПИИ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА КАРБОНАТИТО-ЩЕЛОЧНОЙ ФЛЮИДО-ЭКСПЛОЗИВНОЙ СТРУКТУРЫ (СРЕДНИЙ ТИМАН)

Голубева И.И.¹, Леденцов В.А.², Бурцев И.Н.¹

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, iigolybeva2@yandex.ru

²АО «Боксит Тимана», ledencov_victor@mail.ru

На Среднем Тимане выделена флюидо-эксплозивная структура (ФЭС) карбонатито – щелочного типа (Голубева и др, 2019), в которую входят карбонатиты (рис. г), дайковый комплекс флюидо-эксплозивных карбонатизированных ультрамафитовых пород (рис. а, б), фенитизированные терригенные и карбонатные докембрийские толщи (рис. д). Карбонатитовое тело и парагенетически связанные с ним флюидо-эксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса приурочены к серии разрывов трещинного типа среди терригенно-карбонатных пород четлаской и быстринской серий среднего и верхнего рифея. Основную существенную роль в процессе становления флюидо-эксплозивных пород играют CO₂ – флюиды, являющимися дериватами карбонатитового расплава. Процесс становления флюидо-эксплозивной структуры укладывается в период около 100 млн лет, начавшийся фенитизацией вмещающей сланцевой рамы (845.1±8 млн лет), заканчивающийся становлением флюидо-эксплозивных даек (698±6.2 млн лет) и внедрением карбонатитов (600±5 млн лет) (Голубева и др., 2019¹; Костюхин, 1987)

Карбонатиты Среднего Тимана доломит-анкерит-сидеритового состава с карбонатной редкоземельной (бастнезит и анкерит) и сульфидной минерализациями, сформированные на стадии гидротермально-метасоматической минерализации, представлены в виде небольшого штока с диаметром 250×400 м. Данные карбонатиты визуально не связаны с каким-либо магматизмом, характеризуются высоким содержанием РЗЭ. С карбонатитовым магматизмом проявляется протяженный по площади воздействия и продолжительный по времени щелочной метасоматоз с редкоземельно-редкометальным рудопроявлением, сопровождаемый, как правило, взрывными процессами. Флюидо-взрывная деятельность, связанная с карбонатитовым магматизмом на Среднем Тимане, и проявление мощного ореола фенитизации, подтверждает активное участие глубинных мантийных флюидных потоков в формировании карбонатитовых комплексов (Лапин, 1982). На диаграмме $\delta^{13}\text{C} - \delta^{13}\text{O}$ (рис. е) отображено изотопное фракционирование карбонатитов в виде двух трендов – этапов формирования пород, значительно оторванных во времени, отражающее сложное многоэтапное формирование массива (Шумилова, 2012). Утяжеление $\delta^{13}\text{O}$ при становлении карбонатитового тела свидетельствует о влиянии коры.

Флюидо-взрывные породы дайкового комплекса Среднего Тимана имеют продолжительное многоэтапное становление, начиная с фенитизации вмещающей толщи с последующей ее дезинтеграцией и заполнением трещин твердо-газовым материалом смешанного мантийно-корового происхождения. В целом механизм становления даек подобен формированию твердо-газовых потоков мантийного вещества, заполняющих раструбы кимберлитовых трубок. Об этом свидетельствуют, например, наличие оторженцев вмещающей метасадочной толщи с ненарушенными элементами залегания, подобным кимберлитовым «рифам» (рис. а).

На Среднем Тимане геофизическими методами было выявлено 50 дайковых полей, насчитывающих тысячи даек. Мощность даек варьирует от десятков сантиметров до десятков метров в раздувах, протяженность может достигать до 3 км. Породы сложены ксенолитами минералов и пород мантийного и корового происхождения, сцементированными вторичными минералами (амфиболом, диопсидом, эпидотом, хлоритом, кальцитом), развитых по тонкодисперсному туфовому материалу. Кальцит имеет несколько генераций, что отражается на трендах фракционирования изотопов $\delta^{13}\text{C} - \delta^{13}\text{O}$ (рис. ж). Первая генерация связана с процессами фенитизации, предшествующими внедрению флюидизированной взрывной обломочной массы, представленная в виде захваченного ксеногенного материала метасоматитов. Кальцит второй генерации развивается в интерстициях вторичных минералов матрикса и является основной частью цемента взрывных пород. На последних стадиях формирования взрывных даек кальцит образует, иногда с альбитом, метасоматические жилки или миндалевидные обособления с редкоземельной карбонатной минерализацией, апатитом, монацитом, иногда с эгирином (рис. в). Изотопные характеристики $\delta^{13}\text{C}$ участвующего в формировании флюидо-взрывных даек, отличаются от углерода карбонатитов более облегченными значениями, свидетельствующими о меньшем воздействии коры и, скорее всего, более глубинном источнике мантийных флюидов (рис. е). Изотопные показатели утяжеленного $\delta^{13}\text{O}$ постмагматического кальцита говорят о коровом влиянии на флюиды, просачивающегося в сформировавшемся дайковом теле.

Фенитизации подверглась толща пород доломит-кальцитового состава, относимая к быстринской серии позднего рифея. Основными щелочными минералами являются альбит и калиевый полевой шпат. С полевыми шпатами эпизодически ассоциируют эгирин (реже рибекит), магниевое-железистая слюда. В фенитизированных карбонатных породах встречается бастнезит, тантало-ниобаты, ниобиевый рутил. Фенитизация карбонатных пород, парагенетически связанная с карбонатитовым магматизмом и становлением карбонатизированных флюидо-взрывных пород, значительно отстает по времени и составляет 488 ± 12 млн лет (Лихачев, 1993).

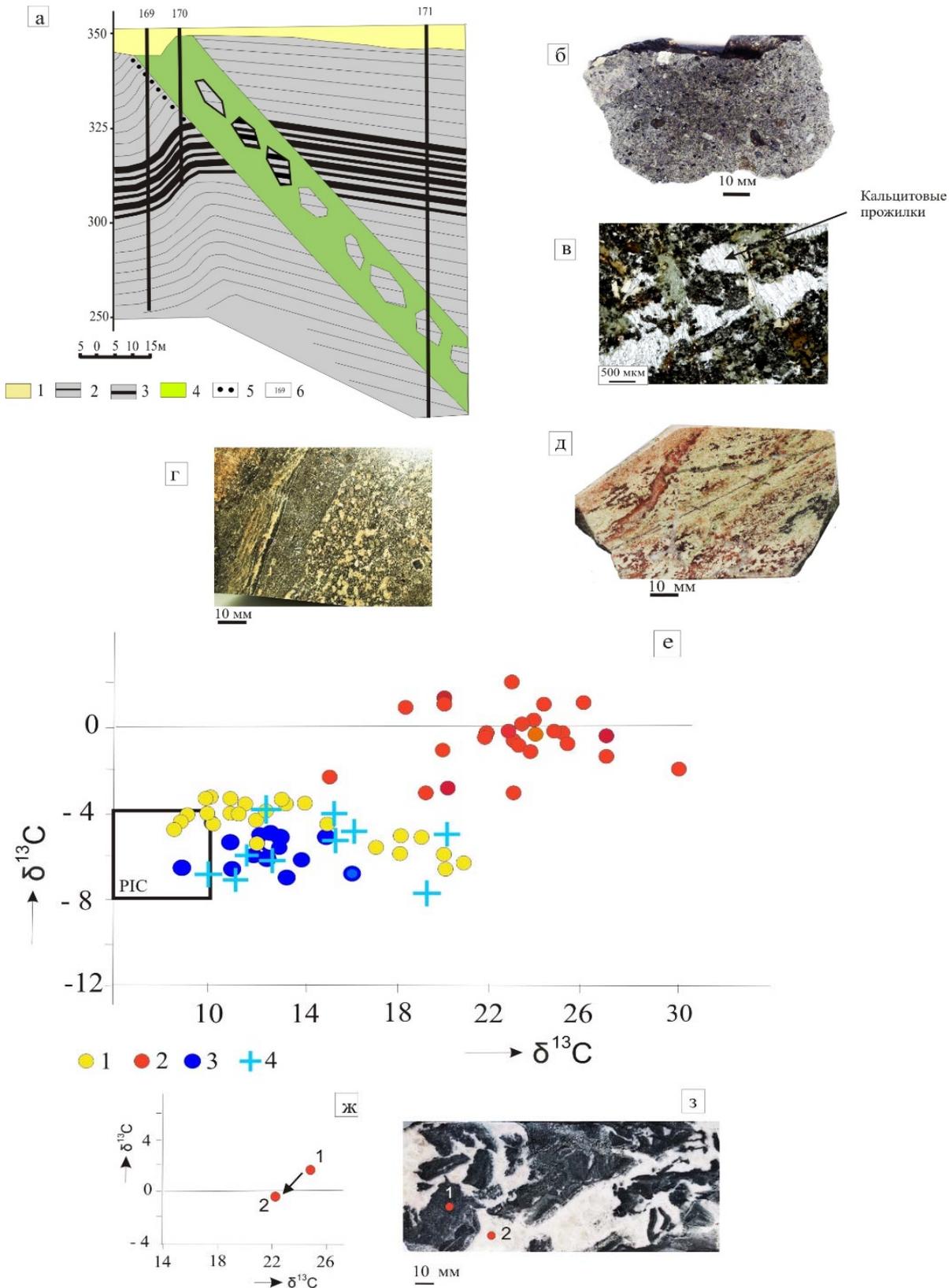


Рисунок. Породы карбонатито-щелочной флюидо-эксплозивной структуры Среднего Тимана и их изотопные характеристики $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{13}\text{O}$.

а – разрез дайки карбонатизированных флюидо-эксплозивных пород (составил Г. А. Дубина. 1983): 1 – четвертичные отложения; 2 – сланцы с частыми прослоями кварцитов и метаалевролитов; 3 – кварциты с частыми тонкими прослоями сланцев; 4 – зона фенитизации; 5 – флюидо-эксплозивные породы; б – номера скважин; б – полированный срез флюидо-эксплозивной породы с хорошо

видимыми обломками серпентинизированного оливина; в – кальцитовая жилка в флюидо-эксплозивной породе; г – полированный срез карбонатита; д – полированный срез эгиринсодержащей фенитизированной докембрийской карбонатной породы (быстринская серия); е – диаграмма $\delta^{13}\text{C} - \delta^{13}\text{O}$ для составных членов карбонатито-щелочной флюидо-эксплозивной структуры: 1 – карбонатит (данные Шумиловой и др., 2012); 2 – фенитизированные докембрийские карбонатные породы (данные авторов); 3 – карбонатизированные флюидо-эксплозивные породы (данные авторов; Костюхина и др., 1987г); 4 – прожилки и миндалевидные обособления кальцита в карбонатизированных флюидо-эксплозивных породах (данные Костюхина и др., 1987); ж – диаграмма $\delta^{13}\text{C} - \delta^{13}\text{O}$ для фенитизированной карбонатной породы (быстринская серия позднего рифея): 1 – первичная карбонатная порода; 2 – рекристаллизованный кальцит; з – карбонатная порода с перекристаллизованными участками в виде жил: 1 – первичная карбонатная порода; 2 – рекристаллизованный кальцит.

На сводной диаграмме изотопных характеристик $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{13}\text{O}$ помещены данные разной степени фенитизированных карбонатных пород. (рис. е). Высокотемпературные эгирин содержащие фениты (рис. в) имеют характеристики изотопов $\delta^{13}\text{C}$ 15.74 ‰ и $\delta^{13}\text{O}$ 2.12 ‰, наиболее приближенные к карбонатитам Среднего Тимана. Тогда как наименее подверженные щелочному метасоматозу породы, а лишь претерпевшие процессы перекристаллизации, имеют изотопные коэффициенты углерода и кислорода в рамках среднестатистических значений для карбонатных осадочных пород (рис. е).

Для изучения влияния мантийных флюидов были проведены изотопные исследования в наименее измененной карбонатной породе ($\delta^{13}\text{C}$ 1.59 ‰; $\delta^{13}\text{O}$ 25.84 ‰) и в жилке рекристаллизованного карбоната ($\delta^{13}\text{C}$ -0.01 ‰; $\delta^{13}\text{O}$ 22.09 ‰) (рис. з). На диаграмме $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{13}\text{O}$ (рис. ж) хорошо прослеживается тренд эволюции изотопных показателей облегчения углерода и кислорода в рекристаллизованном карбонате под влиянием мантийных флюидов.

Согласно возрастным данным и изотопным исследованиям карбоната в карбонатитах, карбонатизированных эксплозивных дайках и фенитах щелочно-карбонатитовой флюидо-эксплозивной системы Среднего Тимана, установлена последовательность их формирования. В прежде фенитизированные докембрийские толщи карбонатно-щелочными флюидами – дериватами карбонатитового процесса, внедрились флюидизированные твердо-газовые массы мантийно-корового материала в виде даек, сменившиеся в последствие карбонатитовым магматизмом, сопровождающимся продолжительной фенитизацией, охватившей обширные территории опять же вмещающих пород с проявлениями редкометально-редкоземельной минерализацией.

Литература:

Голубева И. И., Ремизов Д. Н., Бурцев И. Н. и др. Флюидоэксплозивные ультрамафиты дайкового комплекса Среднего Тимана и их парагенетическая связь с карбонатитами // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80. С 30–44.

Голубева И. И., Бурцев И. Н., Травин А. В. и др. Парагенетическая связь флюидо-эксплозивных ультрамафитов дайкового комплекса с карбонатитами (Средний Тиман) // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. 2019¹. Т.2. С.22–24.

Костюхин М. И., Степаненко В. И. Байкальский магматизм Канино-Тиманского региона. – Л.: Наука, 1987. – 232 с.

Лапин А. В. Некоторые особенности флюидно-магматического режима ранних карбонатитов // Флюиды в магматических процессах. М.: Наука. 1982 г. С. 27–41.

Лихачев В. В. Редкометальность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар, 1993 г. 224 с.

Шумилова Т. Г., Ковальчук Н. С., Мингалев А. Н., Диваев Ф. К. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов карбонатитов Косьюского массива (Средний Тиман) // Вестник.2012. №4 С. 9–13.



ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЕОПРОТЕРОЗОЙ-ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ И ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ С ЦЕЛЬЮ ОБОСНОВАНИЯ ВОЗРАСТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ МОНГОЛО-ЗАБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Гордиенко И.В.

Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, gord@pres.bscnet.ru

Формирование континентальной коры и в целом литосферы Земли относится к числу фундаментальных проблем геологии. Согласно современной геологической парадигмы – тектоники литосферных плит и глубинной геодинамики было установлено, что складчатые (орогенические) пояса возникли на месте океанов и их активных окраин. Они являются результатом взаимодействия и эволюции океанических и окраинноконтинентальных структур с преобразованием океанической коры в континентальную. В конце 90-х и начале 2000-х годов, в связи с появлением современных методов изотопно-геохронологических и геохимических исследований, проблема формирования континентальной коры Забайкалья и Монголии получила новый импульс и была рассмотрена в целом ряде опубликованных работ (Коваленко и др., 1999, 2003; Yarmolyuk et al., 1999; Kovach et al., 2000). В результате названных и других работ, с учетом имеющихся у авторов на то время Sm-Nd изотопных данных, была составлена и опубликована схематическая карта изотопных провинций ЦАСП, на которой была показана превалирующая роль протолитов каледонской провинции в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона (Коваленко и др., 2006; Богатиков и др., 2010).

В последние годы нами дополнительно к уже имеющимся опубликованным данным были проанализированы разновозрастные магматические комплексы байкалид, каледонид и герцинид Забайкалья и Монголии с целью установления возможных связей островодужного и плюмового магматизма при формировании континентальной коры (Гордиенко, 2019, 2021). В результате на основе анализа известных моделей конвекции в астеносфере и мантии Земли, субдукционного и плюмового магматизма кайнозойских активных окраин западно-тихоокеанского и калифорнийского типов и собственных материалов многолетних исследований ЦАСП была проанализирована взаимосвязь плит - и плюмтектонических процессов при формировании неопротерозойских и эдиакарий-палеозойских островодужных систем и активных континентальных окраин (АКО) в зоне взаимодействия Сибирского континента и ПАО (Ярмолук и др., 2013).

Аналитические исследования изотопов Sm и Nd в основном проводились в ИГДД РАН (г. Санкт-Петербург), ГИН КНЦ РАН (г. Апатиты) и ИЗК СО РАН (г. Иркутск) по стандартной методике. При расчете величин $\epsilon_{Nd}(T)$ использованы современные значения для однородного хондритового резервуара (CHUR) $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512628$ и $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$. Nd модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ вычислены в соответствии с моделью (Goldstein, Jacobsen, 1988), согласно которой изотопный состав Nd деплетированной мантии линейно эволюционировал с 4.55 млрд лет и имеет современное значение $\epsilon_{Nd}(0) = +10$ ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$ и $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.2136$). При расчете двухстадийных модельных возрастов $T_{Nd}(DM-2st)$ принята среднекоровая величина $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.12$ (Taylor and McLennan, 1985). Интерпретация Nd изотопных данных дана по ранее разработанной методике (DePaolo et al., 1991; Ковач и др., 2000; Kovalenko et al., 2004; Рыцк и др., 2007 и др.). Сложность строения, разнообразие источников и форм проявления древнего магматизма региона создает серьезные проблемы при его изучении. Большинство глубинных магм подвергаются в разной степени контаминированию коровым материалом, метасоматозу при кристаллизации в промежуточных очагах и при прохождении их к поверхности. Поэтому трудно отделить геохимические и изотопные характеристики источников магм от последствий более поздних процессов (Ярмолук и др., 2013).

Представленные в докладе материалы вариаций величин $\epsilon_{Nd}(T)$, $T_{Nd}(DM)$ и $T_{Nd}(DM-2st)$ Sm-Nd изотопных исследований СФК региона, позволили выделить разновозрастные изотопные провинции, которые приведены на составленной схеме (рис. 1) расположения изотопных провинций континентальной коры Монголо-Забайкальского региона в зависимости от модельного возраста их формирования, где выделены следующие изотопные провинции коры и Nd модельные возраста $T_{Nd}(DM)$ и $T_{Nd}(DM-2st)$ их формирования (в млрд лет): 1 – архейская (>2.5); 2 – карельская (неоархей-палеопротерозойская – 2.6–1.6); 3 – байкальская (мезо-неопротерозойская – 1.6–0.9); 4 – каледонская (эдиакарий-раннепалеозойская – 0.9–0.5); 5 – герцинская (средне-верхнепалеозойская – 0.5–0.3). При этом, учитывая то, что реальный возраст СФК региона и Nd модельный возраст коры их формирования не совпадают, то нами принято возрастное расчленение изотопных провинций коры региона, согласно исследованию V.I. Kovalenko et al., (2004) для Центрально-Азиатского складчатого пояса.

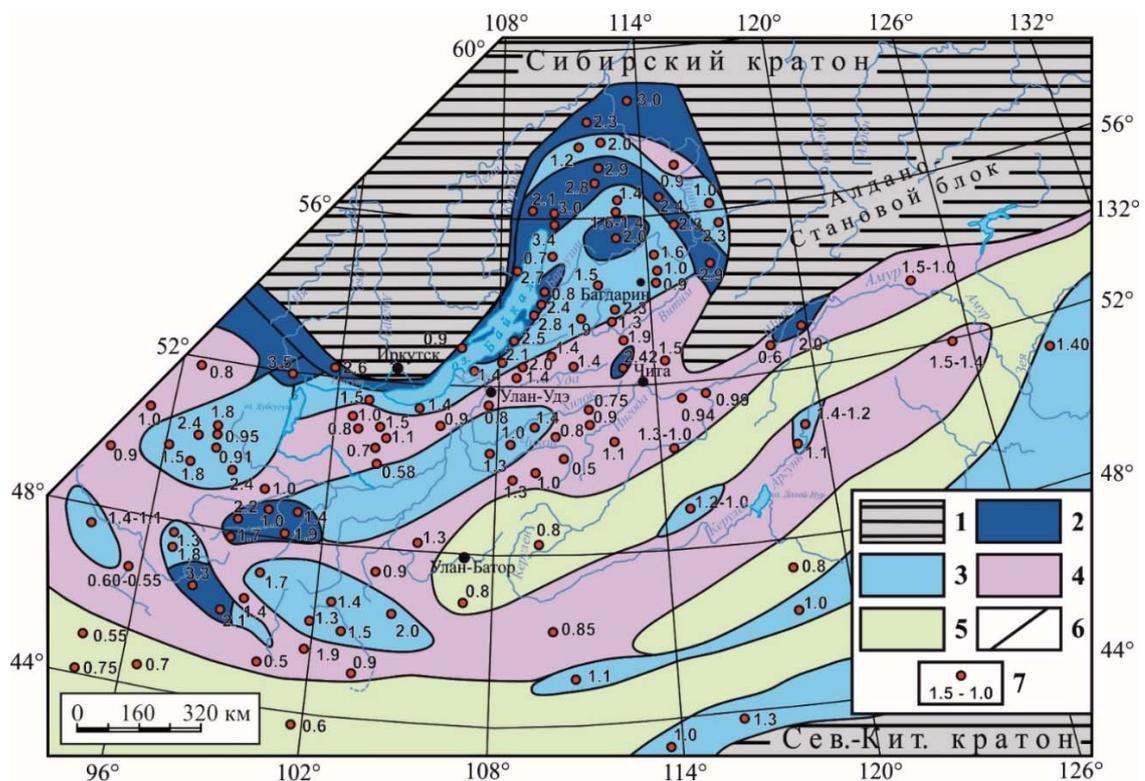


Рисунок 1. Схема расположения изотопных провинций континентальной коры Монголо-Забайкальского региона в зависимости от Nd модельного возраста их формирования.

Изотопные провинции коры и Nd модельные возраста $T_{Nd}(DM)$ и $T_{Nd}(DM-2st)$ их формирования (в млрд лет): 1 – архейская (>2.5); 2 – карельская (неоархей-палеопротерозойская – 2.6–1.6); 3 – байкальская (мезо-неопротерозойская – 1.6–0.9); 4 – каледонская (эдиакарий-раннепалеозойская – 0.9–0.5); 5 – герцинская (средне-верхнепалеозойская – 0.5–0.3); 6 – границы разновозрастных ареалов изотопных провинций континентальной коры; 7 – цифры Nd модельного возраста коры по авторским и другим опубликованным данным.

В целях дальнейшей интерпретации материалов нами составлена диаграмма зависимости величины $\epsilon_{Nd}(T)$ магматических и некоторых осадочных комплексов пород от их возраста и размещения в изотопных провинциях континентальной коры разного возраста (рис. 2). Установлено, что источниками расплавов субдукционного, коллизионного и внутриплитного магматизма Монголо-Забайкальского региона выступали, преимущественно, породы океанической коры при добавке в небольших объёмах древнего корового компонента докембрийских блоков, терригенных осадочных пород окраинных

бассейнов, вулканогенных пород островодужного и рифтогенного типов, массивов базит-гипербазитов и гранитоидов различной геодинамической природы, происходившего на протяжении всей фанерозойской истории формирования континентальной коры региона.

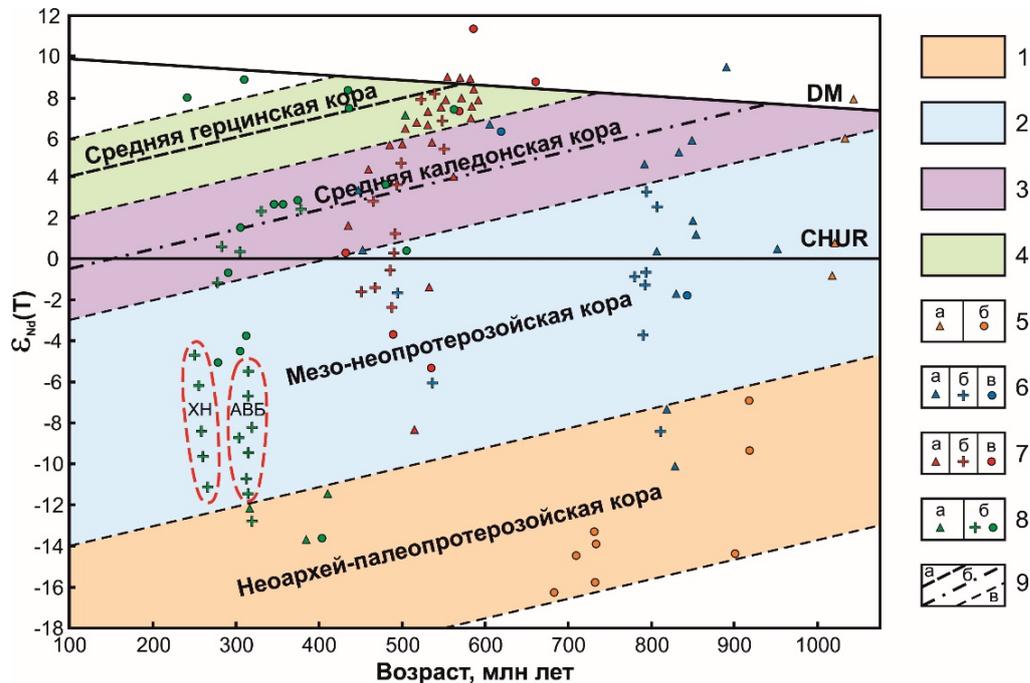


Рисунок 2. Зависимость величины источников $\epsilon_{Nd}(T)$ магматических и осадочных комплексов пород от их возраста и размещения в изотопных провинциях континентальной коры разного возраста Монголо-Забайкальского региона.

1–4 – области эволюции изотопного состава Nd в континентальной коре следующих возрастов: 1 – карельского (верхний архей-палеопротерозой); 2 – байкальского (мезо-неопротерозой); 3 – каледонского (эдиакарий-ранний палеозой); 4 – герцинского (средний-верхний палеозой); 5–8 – табличные значения содержаний ($\epsilon_{Nd}(T)$ – возраст) в магматических и осадочных комплексах пород различной геодинамической природы (Гордиенко, 2021): 5 – в карелидах (а – островодужные, б – внутриплитные); 6 – в байкалидах (а – островодужные, б – коллизионные, в – внутриплитные); 7 – в каледонидах (а – островодужные, б – коллизионные, в – внутриплитные); 8 – в герцинидах (а – островодужные, б – внутриплитные: плутонические и вулканические); 9 – тренды эволюции среднего состава континентальной коры в каледонских (а) и герцинских (б) изотопных провинциях с зонами влияния (в) (Коваленко и др., 1999, 2006). *Примечание.* DM – деплетированная мантия, CHUR – неистощенный (хондритовый) мантийный резервуар. Красным пунктиром показано расположение герцинских внутриплитных гранитоидных батолитов (АВБ – Ангаро-Витимского и (ХН – Хангайского) в изотопных провинциях мезо-неопротерозойской коры.

В результате проведенных исследований в истории развития изученного Монголо-Забайкальского региона можно выделить три главных этапа формирования основной массы континентальной коры: 1) карельский (неоархей-палеопротерозойский) - около 30%, 2) байкальский (мезо-неопротерозойский) – 50% и 3) палеозойский (каледонско-герцинский), на который приходится более 20% объема коры. Такой эволюционный ряд указывает на преобладание в источниках магматических пород раннего этапа древнего корового материала. В последующие этапы был сформирован основной объем континентальной коры с широким участием смешанных корово-мантийных и ювенильных источников.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН, бюджетной темы лаборатории геодинамики Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (гос. номер АААА-А21-121011890029-4), грантов РФФИ и РНФ (проекты № 19-05-00312а, № 22-27-20141).



Литература:

- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и пространстве. Ред. В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 2010. 606 с.
- Гордиенко И.В. Связь субдукционного и плюмового магматизма на активных границах литосферных плит в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеоазиатского океана в неопротерозое и палеозое // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. 10 (2), 405–457.
- Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm - Nd изотопным данным // *Геодинамика и тектонофизика*. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // *Геотектоника*, 1999, № 3, с. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур/ Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные)// *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44. (12). С. 1280–1293.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Ашихмина Н.А., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Кузнецов В.А., Листратова Е.Н., Лыхин Д.А., Никифоров А.В. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2 // *Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав источников магм, геодинамические обстановки формирования*. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 278 с.
- Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // *Геотектоника*, 2007, № 6, с. 23–51.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // *Петрология*, 2013, т. 21, № 2, с. 115–142.
- DePaolo D. J., Linn A. M., Schubert G. The continental crustal age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research*. 1991. 96 (B2), 2017–2088.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematic of rivers water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V.87.P. 249–265.
- Kovach, V.P., Kotov, A.B., Smelov, A.P., Staroseltsev, K.V., Salnikova E.B., Zagornaya, N.Yu., Safronov, A.F., Pavlushin, A.D. Evolutionary stages of the continental crust in the buried basement of the eastern Siberian Platform: Sm–Nd isotopic data, 2000. *Petrology* 8, 353–365.
- Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. v. 23. p. 605–627.
- Taylor S. R., McLennan S. M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.
- Yarmolyuk V.V., Samoilov V.S., Ivanov V.G., Vorontsov A.A., Zhuravlev D.Z. Composition and sources of basalts in the late Paleozoic rift system of Central Asia: geochemical and isotopic data // *Geochemistry International*. 1999. v. 37. p. 921–935.

$\delta^{34}\text{S}$ СУЛЬФИДОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРКТИЧЕСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ): НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Горячев Н.А.^{1,2}, Гамянин Г.Н.³, Веливецкая Т.А.⁴, Игнатъев А.В.⁴

¹СВКНИИ им Н.А.Шило ДВО РАН, Магадан, Россия

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

³ИГЕМ РАН, Москва, Россия

⁴ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, Россия

Арктический (или Олойско-Чукотский) орогенный пояс образует крупную протяженную линейную структуру вдоль побережья окраинных морей Северного



Ледовитого океана и сформировался в течение позднемезозойской орогении при взаимодействии структур обрамления Сибирского и Северо-Американского континентов (Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006). В его составе выделяются фрагменты позднеюрско-раннемеловых островных дуг, реликтов океанической коры, шельфовые террейны и раннемеловые орогенные и позднеорогенные гранитоиды, которым сопутствуют разнотипные рудные месторождения (Бахарев и др., 1988; Горячев, 1998; Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006). Завершается формирование этой протяженной структуры посторогенным позднемеловым Охотско-Чукотским вулканогенным поясом окраинно-континентального типа (Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006).

Нами в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН изучены вариации изотопного состава серы разных рудных минералов (пирит, арсенопирит, пирротин, молибденит, галенит, антимонит, иунолит) из месторождений и проявлений золота, олова, молибдена, кобальта, полиметаллов Улахан-Тасского и Чукотского секторов центра и восточного фланга данной структуры. Эти месторождения сформированы в несколько этапов: вулканогенный (вулканогенное золотое и медно-порфиоровое оруденение), магматогенный гранитоидный – раннемеловое золотое, молибденовое, кобальтовое и полиметаллическое оруденение и ранне-позднемеловое оловянное оруденение, и посторогенный эпитеpmального золото-серебряного оруденения. Следует отметить, что в пределах Улахан-Тасского сектора изученное золотое оруденение проявлено в виде золото-висмутитового типа минерализации (скарновая и жильная), генетически связанной с гранитоидами (Бахарев и др., 1988 Горячев, 1998), в то время как в Чукотском секторе оно представлено орогенным типом (Каральвеем, Майское, Совиное месторождения).

Всего нами изучено 130 проб сульфидов из 28 месторождений и проявлений сульфидной минерализации. Для них в общем характерен широкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ от -15 до +8 ‰ для месторождений Улахан-Таса и от -13.5 до -0.1‰ для Чукотки. Однако для разновозрастных месторождений золота (гранитогенных и орогенных) обоих секторов оказался общий контрастный пик в -8...-9‰, при разбросе -10.7...-6.0 ‰ для Улахан-Таса и -13.0...-0.7 ‰ для Чукотки, в то время как сульфиды позднеорогенных месторождений олова обоих секторов (в т.ч. промышленные Валькумей и Иультин) по этому показателю несколько обособились и оказались обогащенными тяжелой серой (-7.5...-1.2‰), с заметным различием касситерит-силикатного (-7.5...-3.2‰) и касситерит-кварцевого (-1.7...-1.2‰) типов. Любопытно, что пириты рудопроявлений, связанных с островодужным позднеюрским магматизмом (Полевая, Чайдах - Улахан-Тасс, Иннах – Зап.Чукотка), имеют широкие вариации изотопного состава серы (-5.6...+3.5‰) перекрывающиеся с полем изотопных составов пиритов палеозойских осадочных пород (-1.6...+8‰), подстилающих (?) позднеюрские вулканоплутонические ассоциации и с данными по эпитеpmальным позднемеловым объектам. Если сравнивать изотопный состав серы разных минералов, то в пределах конкретных месторождений наиболее стабильный состав у молибденита (-7.2...-6.0‰ – 4 пробы, Тугучак), а весьма широкий разброс оказался у антимонита Майского месторождения (-12.7...-5.8‰ – 17 проб), в то время как поля арсенопирита и пирита Каральвеевского орогенного золотого месторождения перекрываются в достаточно узких пределах, варьируя от -7.5 до -11.7‰. Изотопный состав серы галенита в двух изученных объектах (Каральвеем, Совиное) оказался наиболее легким среди сульфидов их руд (пирит, арсенопирит). Обращает на себя внимание отличие изотопного состава серы рудных минералов (пирит, арсенопирит, галенит) Совиногo месторождения золота (-4.8...-0.7‰), локализованного в обрамлении Велиткенайского гранитно-метаморфического купола (Чукотский сектор), от других орогенных и связанных с гранитоидами месторождений обоих секторов.

Сходство изотопного состава серы орогенных месторождений золота (Каральвеем, Майское) с разновозрастными гранитогенными месторождениями (Кандидатское, Чистое и пр.) позволяют предполагать общность корового источника серы для них и связь их с



раннеорогенным этапом коллизионного магматизма. Аналогично, изотопная специфика минералов оловоносных руд разных секторов указывает на общность источника их формирования на позднеорогенном этапе магматизма. Отличие составов сульфидов руд раннеорогенного Совиного месторождения золота возможно обусловлено его генетическими связями со становлением орогенного плутоно-метаморфического Велиткенайского купола и большой ролью собственно метаморфического процесса в генезисе его руд. Относительно тяжелая, ювенильная сера характерная для минералов вулканогенных месторождения позднеюрского и мелового возраста обусловлена их общей субдукционной природой. Более тяжелая сера молибденита относительно пирита и арсенопирита в рудах и легкая у галенита, отвечают стандартному развитию гидротермального процесса в рудах от высокой до средне-низкой температуры (Hoefs, 2009), а широкие вариации изотопного состава серы антимонита Майского месторождения предполагают вероятность существования двух его генераций – не только поздней (пик -12...-11‰), наложенной на золотые руды (Волков и др., 2006), но и ранней (-8.7...-5.9‰), тесно связанной с поздними стадиями формирования продуктивных руд.

Литература:

Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас (Северо-Восточная Якутия). – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. – 199 с.

Волков А.В., Гончаров В.И., Сидоров А.А. Месторождения золота и серебра Чукотки. – М.-Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. – 221 с.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (под ред. А.И. Ханчука). Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн.1 1–572 с. Кн.2 573–989 с.

Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 210 с.

Тектоника, магматизм и металлогения территории республики Саха (Якутия) (под ред. Л.М. Парфенова и М.И. Кузьмина). – М.: ГЕОС, 2001. – 875 с.

Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry (6th ed.) – Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2009. – 285 p.

О РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВЕРХНЕ-АЛИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬСКИЙ КРАЙ, РОССИЯ)

Горячев Н.А.^{1, 2}, Никанюк Т.С.^{2, 3}, Будяк А.Е.²

¹СВКНИИ им. Н.А.Шило ДВО РАН, Магадан, Россия, goryachev@neisri.ru;

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, budyak@igc.irk.ru;

³ИРГИРЕДМЕТ, Иркутск, Россия, nika-tanya83@mail.ru

Месторождение золота Верхне-Алиинское входит в состав Мунгинского рудного узла и расположено на юго-восточном фланге Бaleyского рудного района Забайкалья (Никанюк, Мальцева, 2008; Абрамов, 2016). Оно ассоциирует с месторождениями Сосновским, Майским и Средне-Голготайским, образуя субширотную полосу орогенного золотого оруденения на южном фланге Бaleyского рудного района. Золотое оруденение указанных объектов пространственно и хронологически тесно сопряжено со средне-позднеюрским гранитоидным магматизмом (Абрамов, 2018). Само месторождение локализовано в штокообразном теле монзонит-гранодиоритового состава и представлено сульфидно-кварцевыми жилами и минерализованными зонами протяженностью первые сотни метров субширотной ориентировки (Никанюк, Мальцева, 2008; Абрамов, 2016). По нашим наблюдениям по рудной жиле № 1-бис на подземном горизонте 725 м и жилам на поверхности на восточном фланге (участок Новый) рудная минерализация месторождения отличается минералогически от Средне-Голготайского (Гвоздев и др., 2020), Сосновского и Майского месторождений высокой сульфидностью продуктивных руд, редкостью

находок минералов висмута и заметно меньшей ролью кварца в составе продуктивных ассоциаций. Главные рудные жилы полисульфидные двух типов: пирит-арсенопиритовые с кварцем и пирит-халькопирит-полиметаллические, иногда оба типа сочетаются в едином рудном теле. Вертикальная зональность проявляется в меньшей степени кристалличности кварца на поверхности восточного фланга месторождения. В пределах месторождения нами выделяется два этапа формирования гидротермальной минерализации: ранний турмалин-мусковит-кварцевый, связанный с ундинскими гранитами, и поздний, собственно рудный, в составе которого иногда отмечается, помимо кварца и сульфидов, вторая генерация турмалина. В пользу этого свидетельствуют наблюдения пересечения турмалиновых полос, заметно проявленных в ундинских гранитах, прожилками кварца с сульфидами на восточном фланге месторождения. В пределах второго этапа, судя по наблюдениям на восточном фланге, предполагается две фазы формирования жильной минерализации, ранняя – жилы халцедоновидного кварца с обильной (до 80–90 %) арсенопирит-полиметаллической минерализацией, имеющие субширотную ориентировку (азимут простирания 270–275 градусов), и поздние субмеридиональные жилы незолотоносного (по данным рудничных геологов) халцедона с небольшим количеством сульфидной минерализации. По результатам ранее проведенных работ (Никанюк, Мальцева, 2008, 2009; Мальцева, Никанюк, 2011) и на основании наших наблюдений, проведенных в этом году, можно наметить такую общую последовательность минерализации в пределах рудного поля: I – дорудные турмалин и жилы нормального гидротермального постмагматического кварца практически без сульфидов, связанные с ундинскими гранитоидами; II – жилы и минерализованные зоны с двумя стадиями – кварца с пиритом, арсенопиритом и сульфидами – первой продуктивной и халцедоновидного кварца с золото-полиметаллической, иногда с турмалином, минерализацией – второй продуктивной, они секут дайки гранит-порфиров жильной фации рудовмещающего интрузива, и III – халцедоновые жилы с сульфидами поздние непродуктивные. Сочетание продуктивных жил разнотипного кварца может свидетельствовать о меньшей глубине формирования Верхне-Алиинского месторождения по сравнению с другими месторождениями южного фланга Балецкого рудного района.

Литература:

Абрамов Б.Н. Верхне-Алиинское золоторудное месторождение: условия формирования, петрогеохимические особенности пород и руд (Мунгинский рудный узел, Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 92–101.

Абрамов Б.Н. Новые данные о формировании Верхне-Алиинского золоторудного и Нойон-Тологойского полиметаллического месторождений (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2018. № 3. С. 34–42.

Гвоздев В.И., Гребенникова А.А., Вах А.С., Горячев Н.А., Федосеев Д.Г. Эволюция процессов минералообразования при формировании золото-редкометалльных руд Средне-Голготайского месторождения (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология, 2020, том 39, № 1, с. 70–91

Мальцева Г.Д., Никанюк Т.С. Условия формирования оруденения некоторых гидротермальных месторождений золота // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. №2 (39) 2011, с. 25–30.

Никанюк Т.С., Мальцева Г.Д. Вещественный состав руд Верхне-Алиинского месторождения // Изв. Сиб. отд.секции наук о земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений.- Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2008. – Вып.6 (32). – С. 50–59.

Никанюк Т.С., Мальцева Г.Д. Вещественный состав – основа для технологической оценки золотосодержащих руд Верхне-Алиинского месторождения // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. № 1 (34) 2009, с. 69–76.

ПРИЧИНЫ «АНОМАЛЬНЫХ» КОНЦЕНТРАЦИЙ ХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ ВО ВРЕМЕННЫХ РЯДАХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ В ВОДЕ БАЙКАЛЬСКОЙ ЭКОСИСТЕМЫ

Гребеницкова В.И.¹, Кузьмин М.И.¹, Иванов В.Г.²

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

²Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

Байкальская водная экосистема представлена поверхностной и глубинной водой Байкала, многочисленными притоками и единственным стоком – р. Ангарой. Вода Байкала имеет низкую минерализацию (90–100 мг/л), высокое содержание кислорода (8–19 мг/л), прозрачная и приятная на вкус. Байкал изучался в теплое время года, а исток Ангары – единственный сток Байкала опробовался ежемесячно в течение года, так как никогда не замерзает за счет поступления воды из подледного термоклина Байкала.

Полученный статистический материал о значениях каких-либо параметров (15 макрокомпонентов и 55 микрокомпонентов) состава воды истока Ангары отражает средний состав воды Байкала в конкретный промежуток времени и в целом за год. Такая информация по истоку Ангары имеется у авторов с 1950 г. по настоящее время по макрокомпонентам (рис. 1). Микрокомпоненты в воде истока Ангары определяются с 2006 г. (рис. 2). Химический анализ воды выполнен на оборудовании аккредитованного ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” Института геохимии СО РАН (Skuzovatov et al., 2022).

Измерения концентраций растворенного в воде Байкала метана проводилось с помощью газового хроматографа «ЭХО – EW – ПИД» (г. Новосибирск), методом статического парофазного равновесия (Мизандронцев и др., 2020).

Вариации среднегодовых концентраций макрокомпонентов в воде Байкала и истока Ангары изменяются во времени (1950–2021 гг.), но никогда не достигают предельно допустимых концентраций питьевых вод (ПДКпв) и рыбохозяйственных водоемов (ПДКрбх). Отмеченные изменения в макросоставе воды позволяют воде Байкала самоочищаться от кратковременного загрязнения, сохраняя свою чистоту.

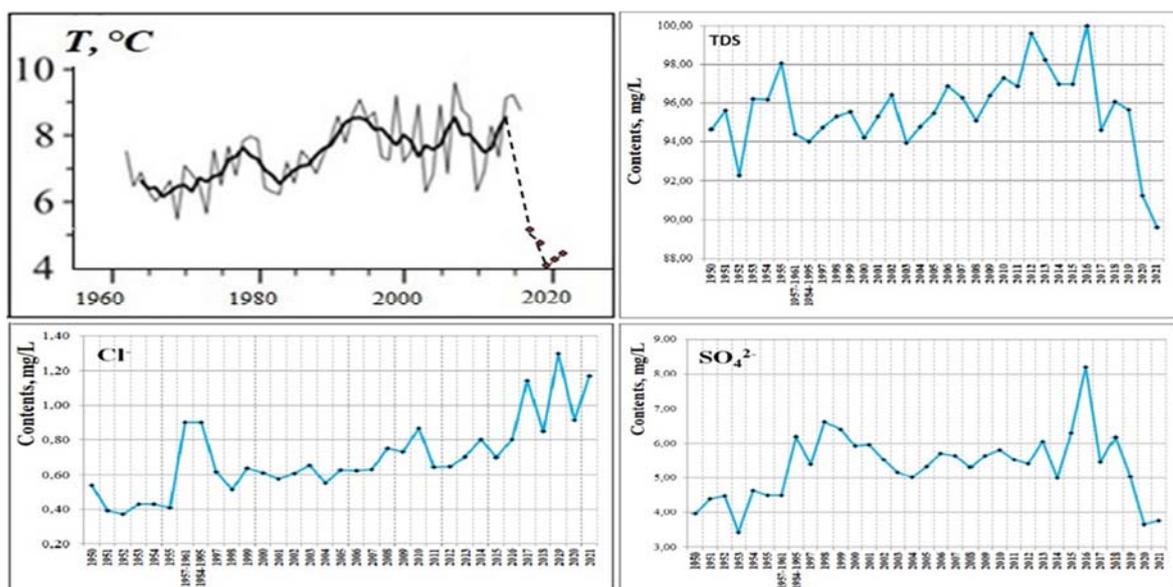


Рисунок 1. Временные тренды вариаций температуры (Шимараев, Троицкая, 2018 и авторские данные – пунктир) и концентраций макрокомпонентов в воде истока Ангары (1950–2021 гг.).

Однако, независимо от климата, уровня воды, сезона года в Байкале и в истоке Ангары периодически отмечались во временных рядах (1997–2021 гг.) разовые «аномальные» концентрации некоторых микроэлементов (рис. 2). Резкие увеличения концентраций были характерны для Hg, U, Cd, As, Fe, Mn, Zn, Pb, Al и др. (Коваль и др., 2003; Grebenschikova et al., 2020, 2022) и газов – CH₄, He, Rn, Tn (Коваль и др., 2006; Мизандронцев и др., 2020; Семинский А.К., Семинский К.Ж., 2020 и др.). Анализ таких элементов и положение их значений концентраций во временных (месячных, годовых) рядах распределения представляют научный интерес и требуют объяснений об возникающей аномальности.

Следует отметить, что большинство микроэлементов в воде Байкала и Ангары в целом имеют довольно низкие концентрации, значения многих из них (например, Be, Sn, Sb, Se, Ag, Ta, Nb, PЗЭ и др.) часто бывают ниже предела обнаружения метода ICP-MS. К микроэлементам, ежемесячные и средние годовые содержания которых могут изменяться в воде Байкала и истока Ангары более, чем в пределах трех порядков, относятся Hg, Zn, Pb, Mn, Zr и др., в пределах двух порядков – Al, Be, Co, Cr, Th, Fe и др., в пределах одного порядка – Cd, U, Mo, Li и многие другие (рис. 2) (Коваль и др., 2003; Гребенщикова и др., 2017-2022). Причины волатильности концентраций некоторых микроэлементов можно объяснить.

П.В. Коваль (Коваль и др., 2003) в 1998–1999 гг. отмечал кратковременное экстремальное повышение Hg в воде Ангары во время землетрясений, превышающее ПДКрбх, которое назвали «ртутным дыханием Байкала». Такое явление относится к разряду природных катаклизмов – землетрясений и было подтверждено позднее нашими исследованиями (Гребенщикова и др., 2020). Одновременно было установлено повышение концентраций Hg в воде Байкала и в устьях некоторых притоков Байкала (р. Усть-Баргузин, р. Култук). Южно-Байкальское землетрясение сопровождалось раскрытием разломов, декомпрессией глубинных флюидов, дегазацией ртути и поступлением ее в воду Байкала (рис. 3).

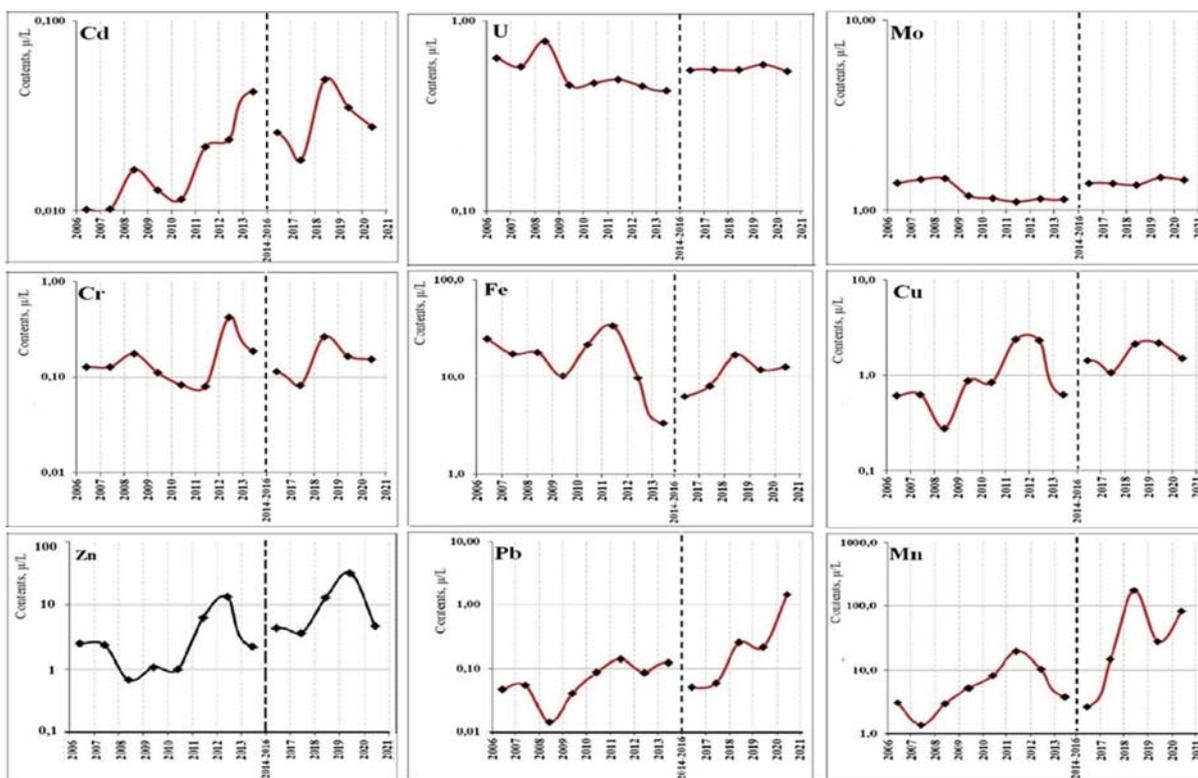


Рисунок 2. Среднее годовое распределение микроэлементов в воде истока Ангары (2006–2021 гг.).

Формирование вертикального распределения растворенного метана в Байкале происходит в условиях нормально аэрированного водоема. Водная толща озера от поверхности до дна обогащена растворенным кислородом, что определяет аэробный характер процессов, протекающих в ней и в поверхностном слое донных отложений. В деятельном слое открытого Байкала вне зон непосредственного влияния притоков, подводных грязевых вулканов и газовых сипов наблюдается повышенные значения концентрации метана с максимумом в пределах верхней сотни метров. Глубже концентрация метана снижается, что обусловлено его окислением. В основной, глубинной части водной толщи концентрации метана, приведенные к нормальным условиям, ниже равновесных с атмосферой значений. В придонном слое обычно происходит повышение концентраций. В целом концентрации метана уменьшаются от поверхности ко дну. Сопоставлением данных измерений, выполненных в 2020 году за 3 месяца и за 4 дня до землетрясения и через 9 дней и 21 день после землетрясения 22.09.2020, прослеживается увеличение концентраций растворенного метана в водной толще Байкала в районе землетрясения (рис. 3).

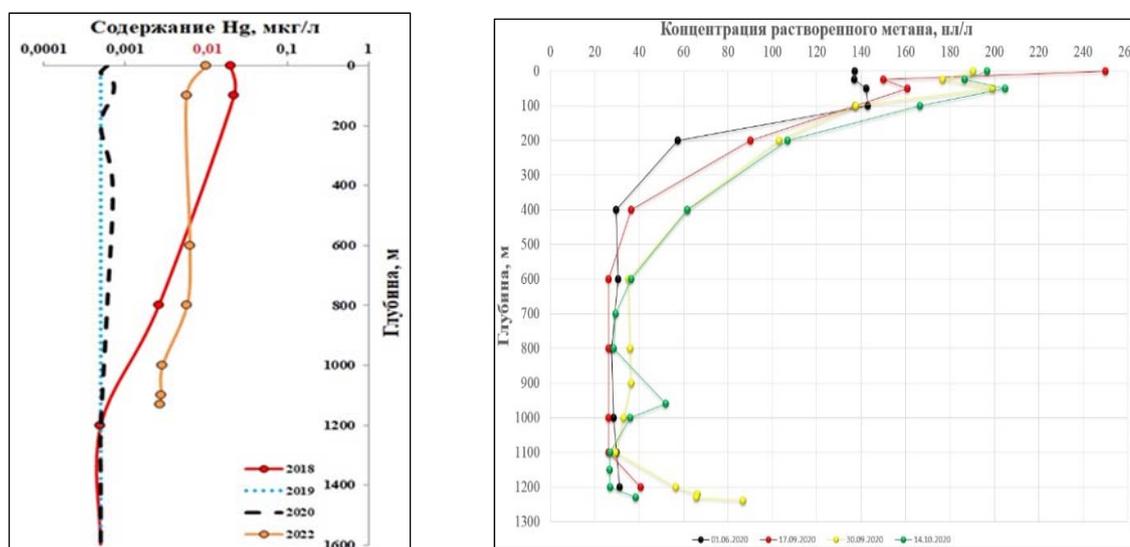


Рисунок 3. Распределение Hg (2018–2022 гг.) и CH₄ (01.06, 17.09, 30.09 и 14.10 2020) в глубинной воде Байкала во время геодинамических подвижек и при их отсутствии.

Резкие повышения содержаний Fe и Mn в воде истока Ангары и Байкала (рис. 2) можно объяснить наличием в донных осадках Байкала большого количества мелководных и глубоководных железо-марганцевых конкреций, содержащих элементы-спутники – Zn, Ni, Cr, Co, Cu. Эти элементы могут частично растворяться из конкреций в восстановленных осадках вблизи редокс-границы (Гранина, 2008) и обогащать не только поровые воды, но и придонную воду Байкала, а затем соответственно и воду истока Ангары. Такие процессы могут быть мобилизованы при землетрясениях и других аномальных природных процессах на Байкале.

Содержания Be в воде Байкала и истока довольно низкие, но в воде литорали в северо-западной части Байкала и в устье его притока р. Рель концентрации бериллия бывают существенно повышены. Также здесь увеличены концентрации редкоземельных элементов, фтора и тория. Река Рель дренирует массив гранитов, которые могут быть источником поступления перечисленных элементов в воду Байкала при их разрушении и выщелачивании. Аналогичное повышение концентраций отмеченных элементов наблюдается также в центральной части западного побережья Байкала (устья притоков рек Анга, Сарма, Бугульдейка и др.), которые также дренируют аналогичные по составу гранитные породы.



Другим примером влияния вмещающих коренных пород на воду Байкала и истока являются относительно повышенные концентрации в воде урана в некоторых притоках Байкала. Так, повышенные содержания урана обнаружены на западном побережье Байкала в устьях притоков. Здесь было обнаружено и подтверждено нахождение урансодержащего минерала – менделеевита (Рихванов и др., 2018). Возможны и другие причины вариаций концентраций урана, например, влияние органических компонентов в донных осадках Байкала и поглощение ими растворенного урана из водной толщи. Известно также, что повышенное содержание урана может коррелироваться с повышением концентраций железа в воде.

Вероятны и антропогенные или природно-антропогенные причины изменения концентраций микроэлементов. В частности, это использование населением угля Иркутского угольного бассейна, содержащего повышенные концентрации Pb, Zn, Cu, U, Hg и других токсичных элементов (Гребенщикова и др., 2017). После сгорания угля эти элементы выпадают на снеговой покров озера, а при таянии снега поступают в воду Байкала и истока Ангары. Другой причиной может быть автотранспорт и нарастающий туристический поток. Предполагается также влияние ближайших промышленных предприятий (алюминиевый завод в 50 км – г. Шелехов, многочисленные предприятия в г. Улан-Удэ и на берегах р. Селенги) за счет атмосферного переноса токсикантов. Средние содержания Ni, Zn, а также Fe, Y, Cd, Co в воде истока Ангары бывают иногда существенно выше, чем в воде Байкала. Возможно, что на воду Ангары оказывает негативное влияние ближайший к истоку пос. Листвянка.

Таким образом, происходящие изменения концентраций элементов в воде Байкальской экосистемы могут быть обусловлены сезонными климатическими изменениями, гидродинамическими условиями в Байкале, составом вмещающих Байкал пород, частыми землетрясениями, подъемом глубинной воды и опусканием поверхностной воды.

Работа выполнялась по проектам НИР № 0284-2021-0003, № 0279-2021-0004 и поддержана проектом РФФИофи_м № 17-29-05022.

Литература:

Гранина Л.З. Ранний диагенез донных осадков озера Байкал. Новосибирск: изд-во «Гео». – 2008. – 160 с.

Гребенщикова В.И., Грицко П.П., Кузнецов П.В., Дорошков А.А. Уран и торий в почвенном покрове Иркутско-Ангарской промышленной зоны (Прибайкалье) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 7. С. 93–105.

Гребенщикова В.И., Кузьмин М.И., Ключевский А.В. и др. Повышенные содержания ртути в воде истока реки Ангары: отклики на геодинамические воздействия и сильные землетрясения // Доклады Академии наук. Науки о Земле. – 2020. – Т. 491. – № 2. – С. 77–81.

Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Андрулайтис Л.Д. и др. Ртуть в воде истока р. Ангары: пятилетний тренд концентрации и возможные причины его вариаций // ДАН. 2003, Т. 389. № 2. С. 235–238.

Коваль П.В., Удодов Ю.Н., Саньков В.А. и др. Геохимическая активность разломов Байкальской рифтовой зоны (ртуть, радон и торон) // ДАН. 2006. Т. 409. № 3. С. 389–393.

Мизандронцев И.Б., Козлов В.В., Иванов В.Г. и др. Вертикальное распределение метана в водной толще Байкала // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 1. С. 78–85.

Рихванов Л.П., Страховенко В.Д., Смирнов С.З. и др. Уникальный минерал надгруппы пирохлора из Прибайкалья (дополнение его первого описания, сделанного В.И. Вернадским) // Записки Российского минералогического общества. 2018. Т. 147. № 6. С. 75–89.

Семенов Р.М., Лопатин М.Н., Чечельницкий В.В. Зависимость времени проявления гидрогеохимического предвестника землетрясений в Южном Прибайкалье от их энергетических классов и эпицентральных расстояний // Геохимия. 2019. Т. 64. № 3. С. 331–340.

Семинский А.К., Семинский К.Ж. Предварительные результаты исследования взаимосвязи сейсмической активности с концентрацией радона в подземных водах Южного Приангарья // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2020. Т. 33. С. 100–111.



Шимараев М.Н., Троицкая Е.С. Тенденции изменения температуры верхнего слоя воды прибрежных участках Байкала в современный период // География и природные ресурсы. 2018. № 4. С. 95–104.

Grebenshchikova V.I., Kuzmin M.I., Suslova M.Yu. Long-term cyclicity of trace element in the Baikal aquatic ecosystem (Russia) // Environmental Monitoring and Assessment (2021) 193:260.

Grebenshchikova V.I., Kuzmin M.I. Mercury in the Baikal aquatic ecosystem (Lake Baikal, its tributaries, Angara River source) // Limnology and Freshwater Biology 2022 (3): 1302–1304.

Skuzovatov S.Yu., Belozeroва O.Yu., Vasil'eva I.E. et al. Centre of Isotopic and Geochemical Research (IGC SB RAS): Current State of Micro- and Macroanalysis. // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. 13 (2). 0585.

ХАЛЬКОФИЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В РАЗРЕЗЕ ЗАПАДНО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА

Грошев Н.Ю.¹, Мансур Э.Т.², Барнс С.-Дж.²

¹Геологический институт КНЦ РАН, Анапиты, Россия, nikolaygroshov@gmail.com

²Университет Квебека в Шикутими, Шикутими, Канада, etmansur@gmail.com

Западно-Панский массив (ЗПМ) преимущественно мафитового состава расположен в северном борту палеопротерозойской Имандра-Варзугской рифтогенной структуры на Кольском полуострове. Массив является центральной частью Федорово-Панского расслоенного комплекса, который по запасам платины и палладия относится к наиболее перспективным расслоенным интрузиям Фенноскандии (Groshev et al., 2019).

Разрез ЗПМ мощностью до 4 км состоит из норитовой (НЗ) и габброноритовой зон (ГНЗ). Маломощная норитовая зона (50–100 м) расположена в основании интрузии и подстилается краевыми мелкозернистыми габброноритами. Габброноритовая зона, сложенная преимущественно массивными среднезернистыми мезократовыми габброноритами, разделяется на ряд подзон несколькими расслоенными горизонтами и телами магнетитового габбро (рис. 1). Нижний расслоенный горизонт (НРГ), сложенный ритмичным чередованием меланоритов, габброноритов и анортозитов общей мощностью около 50 м, отделяет ГНЗ-1 от ГНЗ-2. ГНЗ-2 по отношению к телам магнетитового габбро может далее подразделяться на три части: ГНЗ-2-1, ГНЗ-2-2 и ГНЗ-2-3 (рис. 1). Верхний расслоенный горизонт (ВРГ), состоящий из двух частей общей мощностью около 300 м, отделяет ГНЗ-2 от ГНЗ-3. Нижняя часть ВРГ сложена чередованием норитов, габброноритов и анортозитов. Верхняя часть ВРГ представляет собой ритмичное чередование оливиновых габброноритов, троктолитов и анортозитов и рассматривается обычно как оливиновый горизонт (ОГ).

Предыдущими исследователями (например, Латыпов, Чистякова, 2000) высказывалось предположение о формировании ЗПМ в течение двух главных фаз, когда из магмы первой фазы состава толеитового базальта кристаллизуются породы НЗ, ГНЗ-1 и ГНЗ-2, а из магмы второй фазы состава оливинового толеитового базальта – породы ВРГ и ГНЗ-3. Для проверки этого сценария нами проведено изучение концентраций халькофильных элементов, включая Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Os и Ir, по методике (Savard et al., 2010) для 30 проб, отобранных по разрезу участка Каменник из пород без видимой сульфидной минерализации (исключение – проба GR537 из НЗ).

Характер распределения халькофильных элементов в безрудных породах разреза ЗПМ выявляет заметные различия между его верхней и нижней частью. Так, среднее содержание Pt+Pd (мг/т) в породах ГНЗ-1 составляет 14, в безрудных породах НРГ – 24, в ГНЗ-2-1 – 28, ГНЗ-2-2 – 25, в магнетитовом габбро – 27, т.е. оно в среднем находится на уровне мантии (20 мг/т). Относительно обогащенная сульфидами норитовая зона, изученная по одной пробе с содержанием Pt+Pd 56 мг/т, должна рассматриваться отдельно.

Безрудные породы верхней части ЗМП значительно обеднены относительно мантии благородными металлами. Породы ГНЗ-2-3, нижней части ВРГ, ОГ и ГНЗ-3 содержат в среднем 6, 3, 5 и 4 мг/т Pt+Pd соответственно. При этом на нормированных спектрах халькофильных элементов верхние части ЗМП отчетливо выделяются отрицательной Pt аномалией, маркирующей границу между ГНЗ-2-2 и ГНЗ-2-3 (рис. 2).

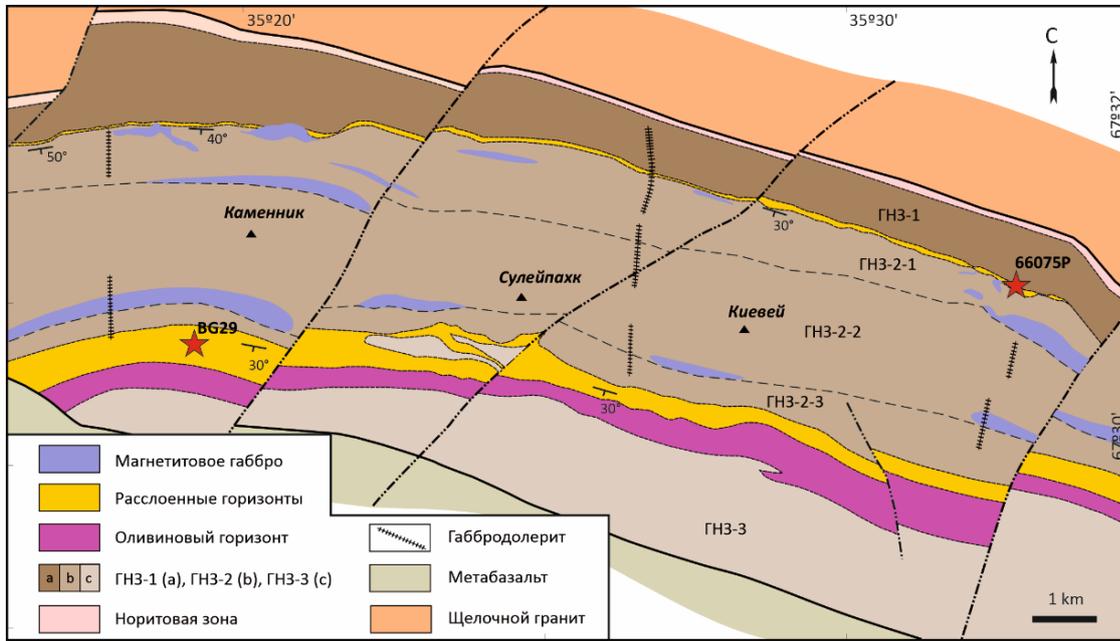


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта Западно-Панского интрузива.

Штриховые линии соответствуют условным границам между подзонами ГНЗ-2-1, ГНЗ-2-2 и ГНЗ-2-3, проведенным по телам магнетитового габбро. Красные звезды указывают на места отбора геохронологических проб.

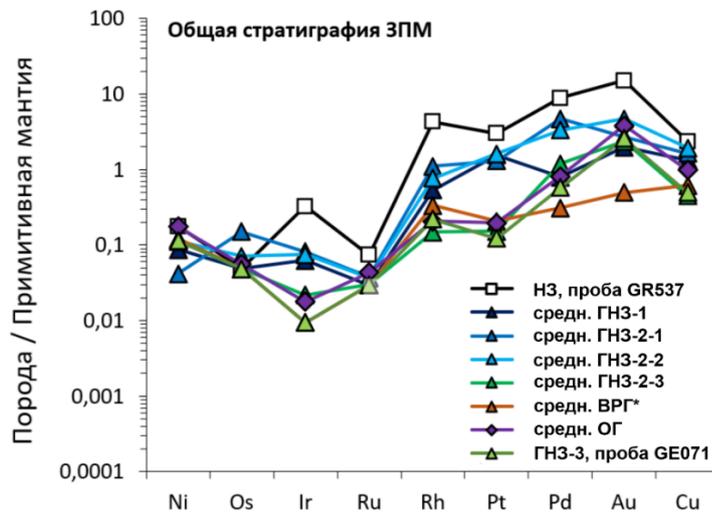


Рисунок 2. Нормированные к примитивной мантии (Barnes, Maier, 1999) спектры халькофильных элементов для безрудных пород Западно-Панского массива.

Полученные результаты согласуются с данными по распределению литофильных элементов в разрезе Западно-Панского массива (Латыпов, Чистякова, 2000; Грошев и др., 2022), согласно которым его нижняя часть отличается от верхней более эволюционированным составом. Это приводит к предположению о более молодом возрасте

нижней части, о чем также свидетельствует сравнение локального U-Pb возраста циркона из анортозитов ВРГ (проба BG29, 2509±6 млн лет; Groshev, Karykowski, 2019) и анортозитов НРГ (проба 66075P, 2487±4 млн лет; Грошев и др., 2022).

Таким образом, исходя из полученных результатов, мы предполагаем, что ЗПМ был сформирован за счет, как минимум, двух главных интрузивных фаз, продукты кристаллизации которых располагаются по разные стороны от условной границы между ГНЗ-2-2 и ГНЗ-2-3, при этом породы нижней части моложе вышележащих.

Датирование циркона из пробы 66075P выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22–27–20106.

Литература:

Грошев Н.Ю. и др. Геохимические и изотопно-геохимические свидетельства необычной последовательности формирования Западно-Панского расслоенного интрузива / Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Апатиты: Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2022. С. 34–37.

Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 315 с.

Barnes S. J., Maier W. D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulphide liquids // Short Course Notes-Geological Association of Canada. 1999. V. 13. P. 69–106.

Groshev N.Y. et al. Low-Sulfide Platinum–Palladium Deposits of the Paleoproterozoic Fedorova–Pana Layered Complex, Kola Region, Russia // Minerals. 2019. 9. 764. <https://doi.org/10.3390/min9120764>

Groshev N.Yu., Karykowski B.T. The Main Anorthosite Layer of the West-Pana Intrusion, Kola Region: Geology and U-Pb Age Dating // Minerals. 2019. 9. 71. <https://doi.org/10.3390/min9020071>

Savard D., Barnes S.-J. and Meisel T. Comparison between Nickel-Sulfur Fire Assay Te Coprecipitation and Isotope Dilution with High-Pressure Asher Acid Digestion for the Determination of Platinum-Group Elements, Rhenium and Gold // Geostandards and Geoanalytical Research. 2010. 34: 281–291. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2010.00090.x>

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГУМИНОВЫХ КИСЛОТ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Гузева А.В.^{1,2}, Слуковский З.И.², Даувальтер В.А.²

¹Институт озероведения РАН СПб ФИЦ РАН, г. Санкт-Петербург, Россия, olina2108@mail.ru

²Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН, Апатиты, Россия

Гуминовые кислоты (ГК) являются преобладающей фракцией гумусового вещества и играют важнейшую роль в биогеохимических циклах наземных и аквальных экосистем. Они активно взаимодействуют с органическими и неорганическими компонентами донных отложений, в том числе с загрязняющими веществами. ГК могут мобилизовать металлы из осадков путем образования водорастворимых комплексов или, напротив, связывать их в нерастворимые металлоорганические хелаты, снижая биодоступность потенциально токсичных элементов в системе. Состав и молекулярное строение ГК зависят от условий, в которых происходит трансформация органического вещества: климат, микробиологическая активность, а также геологические, биогеографические и геоэкологические особенности территории.

В работе исследована эколого-геохимическая роль ГК донных отложений озер Мурманской области, которые расположены как в пределах урбанизированных территорий (г. Мурманск), так и в условно-фоновых районах (п-ов Средний и Рыбачий). Предыдущие исследования посвящены изучению содержания тяжелых металлов в воде и донных отложениях озер рагиона (Daualter, 2018; Slukovskii et al., 2020; Guzeva et al., 2021a). В задачи данной работы входили анализ элементного состава и молекулярной структуры ГК,



а также оценка их потенциальной комплексообразующей способности для приоритетных загрязнителей (V, Cu, Zn, Sn, Sb, Pb) области с учетом физико-химических и геохимических характеристик донных отложений.

Донные отложения (0–10 см) отбирались при помощи гравитационного пробоотборника открытого типа. ГК выделены согласно международной методике IHSS (International Humic Substances Society). Анализ элементного состава (CHN-анализ) и молекулярной структуры (^{13}C ЯМР-спектроскопия и ИК – спектроскопия) проводились при параметрах, подробно изложенных в предыдущих работах (Guzeva et al., 2021b).

ГК донных отложений изученных озер обеднены азотом и углеродом, но сильно обогащены кислородом. Их состав более сходен с фульвокислотами, нежели с «классическими» гуминовыми. Высокая степень гидрофильности и подвижности молекул может способствовать активному взаимодействию ГК с минеральными частицами и выщелачиванию из них элементов.

В молекулярной структуре ГК сильно преобладают алифатические фрагменты, что свидетельствует о замедленных процессах гумификации и преобладании минерализации органического вещества в озерных системах. Подавление микробиологического преобразования органических остатков в зрелые (конденсированные) молекулы ГК может быть вызвано как холодными климатическими условиями, так и высоким уровнем загрязнения донных отложений озер территории г. Мурманска тяжелыми металлами и нефтепродуктами (Guzeva et al., 2020).

Результаты также показали относительно низкое, по сравнению с озерами умеренной климатической зоны, содержание функциональных (хелатирующих) групп в молекулах ГК. Однако, в городских озерах приоритетные загрязнители (V, Cu, Zn, Sn, Sb, Pb) образуют значительное количество устойчивых комплексов с ГК, что может объясняться общим высоким содержанием органического вещества в донных отложениях и большим количеством сайтов связывания. На фоновых территориях (п-ов Рыбачий и Средний), где в озерах преобладают минеральные илы с содержанием органического вещества не более 5 %, устойчивые комплексы с металлами практически не образуются.

Кроме того, минералогический состав отложений также оказывает влияние на поведение ГК: пороодообразующие оксиды (Al_2O_3 и SiO_2) могут конкурировать с тяжелыми металлами и органическими загрязнителями (ПАУ) за сайты связывания в молекулах ГК.

Полученные данные нужно учитывать для организации оптимальной системы мониторинга водных экосистем региона, а также прогнозирования риска их вторичного загрязнения. Результаты дают важную информацию о геохимических особенностях ГК донных отложений лимносистем холодноводных регионов, которые необходимы для дальнейшего понимания процессов гумификации в различных климатических зонах и роли озер в глобальном цикле углерода.

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ №. 22-27-00131 (лабораторные анализы) и темы FMNG–2019-0003 НИР Института озероведения РАН – СПб ФИЦ РАН (лабораторные анализы и подготовка проб, статистическая обработка данных). Авторы выражают искреннюю благодарность Научному парку Санкт-Петербургского государственного университета: «Центр магнитно-резонансных исследований», «Центр химического анализа и материаловедения» за проведенные анализы.

Литература:

Dauvalter, V., Kashulin, N. (2018). Assessment of the ecological state of the Arctic freshwater system based on concentrations of heavy metals in the bottom sediment. *Geochemistry International* 56(8), 842–856. <https://doi.org/10.1134/S0016702918080037>

Guzeva A., Krylova E., Fedorova I. (2021b). Environmental aspects of molecular composition of humic acids isolated from lake sediments of a permafrost-affected area of the Arctic. *Polish Polar Research* 42 (3), 173–191.

Guzeva, A., Slukovskii, Z., Dauvalter, V. Denisov, D. (2021a). Trace element fractions in sediments of urbanised lakes of the arctic zone of Russia. *Environmental Monitoring and Assessment* 193, 378. <https://doi.org/10.1007/s10661-021-09166-z>

Slukovskii, Z., Dauvalter, V., Guzeva, A., Denisov, D., Cherepanov, A., Siroezhko, E., (2020). The hydrochemistry and recent sediment geochemistry of small lakes of Murmansk. Arctic Zone of Russia. *Water* 12, 1130. <https://doi.org/10.3390/w12041130>

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ИСТОРИЯ ЖИЗНИ НА МАРСЕ

Демидов Н.Э.

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, Россия, nikedemidov@mail.ru

В докладе рассматриваются основные особенности Ноахийского, Гесперийского и Амазонийского периодов в геологической истории Марса с точки зрения их влияния на привнос / зарождение, сохранение и эволюцию живых организмов. В ноахийское время (рис.) ранний Марс развивался по схожему с ранней Землей сценарию.

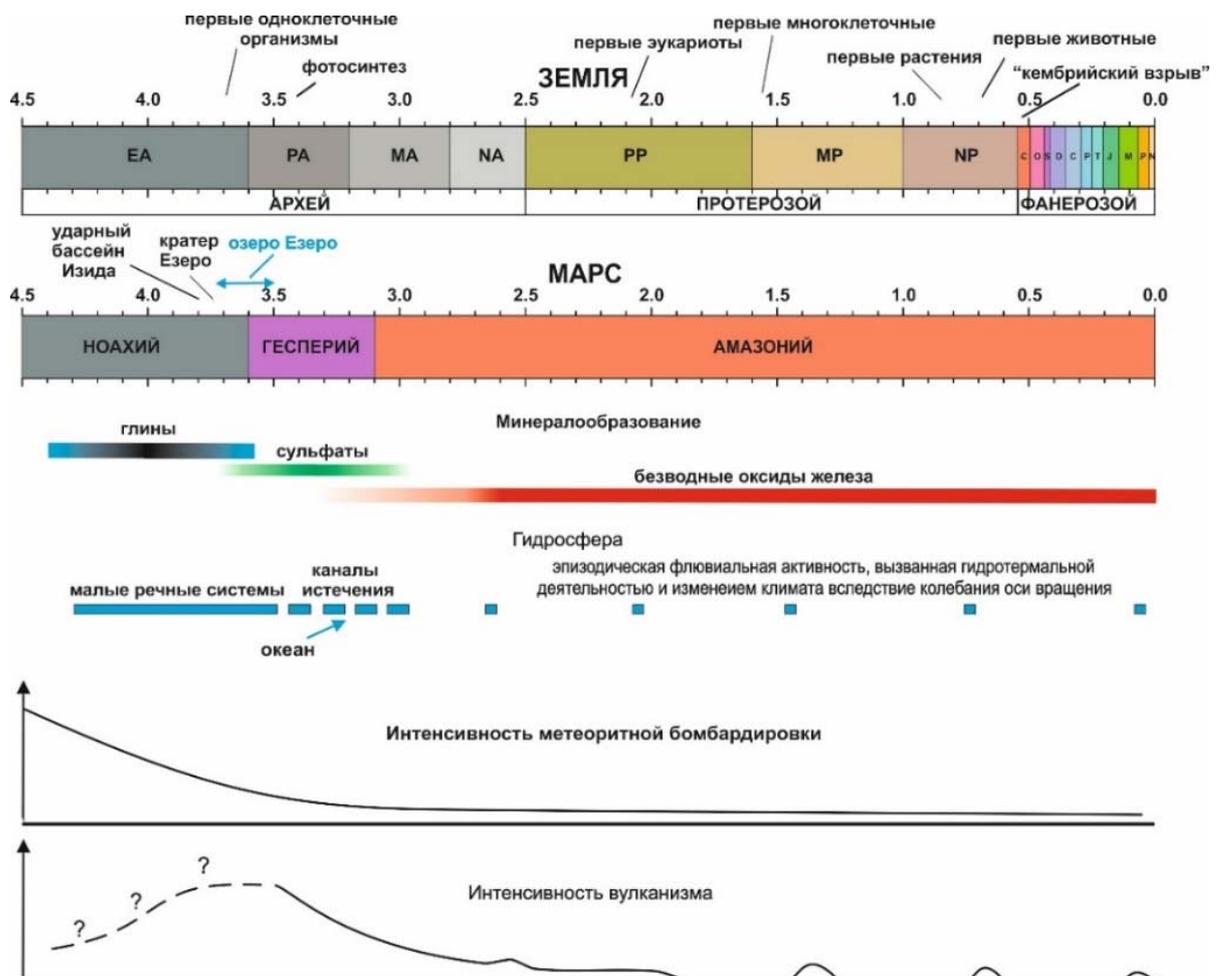


Рисунок. Сопоставление геохронологических шкал и основных событий палеонтологической истории Земли и геологической истории Марса.



Подобие древних марсианских и земных условий не исключает принципиальной возможности появления жизни на Марсе. Сравнительно короткий Гесперийский период был отмечен интенсивным вулканизмом, водной и ледниковой активностью, но условия на поверхности вышли за пределы выживаемости, и микроорганизмы должны были или законсервироваться в мерзлых толщах, или переместиться в глубокие водоносные горизонты. В течение Амазонийского периода Марс представлял собой мерзлую и скучную в астробиологическом отношении пустыню с крайне суровыми условиями на поверхности, которая постоянно стерилизуется космической радиацией. В целом неблагоприятные условия для эволюции жизни на Марсе позволяют сделать вывод, что жизнь на Марсе, если и зародилась в ноахийское время, не могла развиваться до существования сложных многоклеточных организмов. Рассмотрены потенциальные экологические ниши современного Марса. Из них наибольшим потенциалом для выживаемости микроорганизмов обладают подземные воды и криопэги, условия в которых не зависят от условий на поверхности планеты.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ И ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГЛИН ПРИБАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

*Демонтерова Е.И.¹, Михеева Е.А.¹, Пашкова Г.В.^{1,2}, Шергин Д.Л.², Мальцев А.С.¹,
Рубцова М.Н.¹*

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, dem@crust.irk.ru

²Иркутский государственный университет, Иркутск, Россия

В Иркутском осадочном бассейне известен ряд месторождений и местонахождений глин. Часть из них определенно образовывалась по пепловому материалу крупных вулканических извержений, происходивших в юрское время на сопредельной территории Забайкалья (Mikheeva et al., 2020), тогда как часть из них могла образовываться в корах выветривания и озерно-болотных условиях (Логачев и др., 1964; Домбровская, 1973). Нами опробованы несколько участков, связанных с выходом глин на месторождениях, таких как, Хайтинское и Каменское. Основная часть образцов отбиралась из «закопушек», которые используются местным населением для бытовых нужд по долинам верховьев р. Лена и Ангара и их притокам.

Глины можно поделить на две основные группы: первичные или остаточные глины, образовавшиеся в зоне выветривания нижележащих коренных пород, и вторичные или аллювиальные глины, образованные за счет перемещения эродированных отложений. Глинами считаются породы с содержанием глинистых частиц (размером <0,005 мм) более 50 %. Однако в грунтоведении и инженерной геологии к глинам относят породы с содержанием глинистых частиц больше 30 %. При содержании глинистых частиц более 30 % порода приобретает свойства глины: влагоемкость, пластичность, способность разбухать и т.п. Основная часть опробованных глин представлена суглинками с содержанием глинистых минералов, редко превышающим 20 %. Все глины региона «замусорены» минеральным веществом, представленным кварцем, полевыми шпатами, слюдой, реже кальцитом и доломитом. Непосредственно глинистые минералы в пробах представлены каолинитом в подчиненном количестве хлоритом, смектитом и гидрослюдой.

Химический состав глин является источником информации о генезисе (первичные или вторичные глины), а также о составе и степени выветривания пород, по которым развиваются глинистые минералы. Для характеристики процессов выветривания используются химические индексы, разработанные для изучения осадочных пород (например Nesbitt, Young, 1982; Harnois, 1988 и ссылки в них). Наиболее распространенными оксидами для глин являются SiO₂, Al₂O₃ и Fe₂O₃, тогда как K₂O, CaO, MgO, Na₂O, TiO₂ и P₂O₅ присутствуют лишь в небольших количествах. Значения П.П.П.



(потери при прокаливании) связаны с химическим составом глин, с гидрокселированием глинистых минералов, окислением органического вещества и разложением гидроксидов (Boussen et al., 2016; Semiz et al., 2017). Наблюдаемые различия химического состава опробованных глин можно рассмотреть с помощью нескольких показателей. По соотношению индекса химического выветривания, который показывает степень преобразования материнских пород, к П.П.П., отражающему гидратированность пород, видно, что глины верховьев р. Лена развитых по породам кембрийского возраста, в отличие от глин, развитых по юрским породам, выходы которых развиты по берегам р. Ангара и ее притокам, характеризуются меньшим индексом выветривания и высокими П.П.П. Рассматриваемые глинистые породы разных регионов и развитые по породам разного возраста различаются по соотношению $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}$ (отношение «кварц»/«иллит+хлорит») к содержанию CaO. Юрские глины имеют высокий индекс выветривания и большее содержание глинистой составляющей, что подтверждается низкими значениями $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}$ (< 4). В глинах верховьев р. Лена с отношением $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3+\text{K}_2\text{O}$ (> 4) преобладает силикатная составляющая над глинистой. При этом последние менее выветрелые и более гидратированные.

Таким образом, глины, развивавшиеся по осадочным породам разного возраста на территории Иркутской области, имеют свои химические особенности. Данные различия глин могут использоваться как реперные значения при идентификации источников глинистого вещества для последующих геоэкологических или археологических исследованиях.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 19-78-10084, <https://rscf.ru/project/19-78-10084/>. Аналитические работы выполнены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Литература:

- Домбровская Ж.В. 1973. Палеогеновая кора выветривания Центрального Прибайкалья. М., «Наука» 1973, 155 с.
- Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964, 195 с.
- Boussen S., Sghaier D., Chaabani F., Jamoussi B., Bennour A. Characteristics and industrial application of the Lower Cretaceous clay deposits (Bouhedma Formation), Southeast Tunisia: Potential use for the manufacturing of ceramic tiles and bricks // Appl. Clay Sci. 2016, 123, 210–221.
- Mikheeva E.A., Demonterova E.I., Khubanov V.B., Ivanov A.V., Arzhannikova A.V., Arzhannikov S.G., Blinov A.V. Age of the coal accumulation in the Irkutsk basin based on accessory zircon dating in the Azeisk deposit tonstein (LA-ICP-MS) // Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sci. 2020, 65 (3).
- Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations // J. Geol. 1982, 48, 1523–1534.
- Harnois L. 1988 The CIW, Index: A New Chemical Index of Weathering // Sedimentary Geol. 1988, 55, 319–322.
- Semiz B. Characteristics of clay-rich raw materials for ceramic applications in Denizli region (Western Anatolia) // Appl. Clay Sci. 2017, 137, 83–93.



ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОЧВ ПОТЕНЦИАЛЬНО ТОКСИЧНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Дзюба Е.А.

Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия,
aea_eco@mail.ru

Загрязнение почв потенциально токсическими металлами может быть индикатором загрязнения углеводородами нефти. В данном случае достаточно универсальным для всех природных зон считается Sr (Орекунов et.al., 2022). Потенциально токсичные элементы и нефть являются приоритетными поллютантами из-за высокой токсичности и способности к аккумуляции в окружающей среде (Мощенко и др., 2020), особенно в почве, которая по своим свойствам выступает как депонирующая среда. В список опасных элементов в почве с точки зрения экотоксикологии входят V, Ni, Cr, As, Ti (Водяницкий, 2013) (условно к ним добавляют Pb и Zn). При оценке распространения загрязнения вокруг месторождения актуальным является содержание Zn и Pb (Гамм и Гамм, 2015). Ni и Cd относят к металлам, которые присутствуют в составе нефти, а значит являются важными для мониторинга нефтезагрязненных территорий, а их токсичность обуславливает актуальность ремедиации нефтезагрязненных территорий (Турковская и др., 2020). Качество почвы в дальнейшем определяется качеством проведенной рекультивации, при которой помимо учета содержания нефтепродуктов в почве необходимо отдельное внимание уделять и другим физико-химическим свойствам (Касимов, Власов, 2015), а в особенности металлам, как результату трансформации нефти.

Для определения влияния нефтедобычи на загрязнение почв изучен микроэлементный состав нефти и в почвах на территории нефтяных месторождений Пермского края.

На базе лаборатории экологии и охраны природы ПГНИУ проводился количественный анализ по валовому содержанию в почвах Sr, Pb, As, Zn, Ni, Co, Mn, Cr, V, Ti, Fe на спектрометре «СПЕКТРОСКАН МАКС-G» согласно методике выполнения измерений массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах почв рентгенофлуоресцентным методом М-049-П/10. Измерение содержания нефтепродуктов в почве проводилось методом ИК-спектрии в лаборатории гидрохимического анализа ПГНИУ по методике ПНД Ф 16.1:2:2.2.22-98 (Количественный химический анализ почв. Методика выполнения измерений массовой доли нефтепродуктов в минеральных, органогенных, органоминеральных почвах и донных отложениях методом ИК-спектрии). Был проведен количественный элементный анализ нефти (As, Cr, Mn, Pb, Sr, V, Co, Fe, Ni, S, Ti, Zn) методом атомно-эмиссионной спектрии с индуктивно связанной плазмой ICPE-9000 Shimadzu на базе Ресурсного центра СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования».

В таблице 1 представлены результаты по содержанию элементов, которые изучались в рамках исследования в почвах и дополнительно результаты по содержанию S, как важного элемента входящего в состав нефти.

В результате получены элементы, которые содержатся в нефти в содержании, возможном для определения химико-аналитическими методами, к которым относятся V, Fe, Ni, S и Zn. Геохимический ряд нефти будет следующим: S>V>Ni>Fe>Zn>As>Pb>Cr>Sr>Co>Mn>Ti. Можно предположить, что наиболее существенно будут накапливаться при техногенных процессах V, Ni, Fe и Zn.

В таблице 2 представлены данные, полученные в результате изучения проб, отобранных в почвах на территории 22 месторождений, распределенных по всему региону (всего 146 пробных площадок).

Оценивая накопление и рассеивание элементов, в среднем для всей исследованной территории, мы получаем следующие геохимические ряды относительно кларка (Касимов,

Власов, 2015; Ну, Gao, 2008; Григорьев, 2009) и регионального фона Пермского края (Дзюба, 2021):

$$KK_K = \frac{Mn}{1,4} = \frac{Cr}{1,4} > \frac{As}{1,3} > \frac{Ni}{1,1} = \frac{Sr}{1,1}; KP_K = \frac{Zn}{1,1} > \frac{Fe}{1,7} > \frac{V}{1,7} > \frac{Co}{2,0}$$

$$KK_{p.f.} = \frac{Mn}{1,4} > \frac{Ni}{1,3} > \frac{Sr}{1,2} = \frac{Pb}{1,2} = \frac{Zn}{1,2}; KP_{p.f.} = \frac{Fe}{1,1} > \frac{V}{1,1} > \frac{Co}{1,8}$$

Таблица 1. Среднее содержание элементов в нефти

	As	Cr	Mn	Pb	Sr	V
C±Δ, мг/кг	<2	<0,1	<0,02	<0,5	<0,07	74,4±9,6
C±Δ, %	<0,0002	<0,00001	<0,000002	<0,00005	<0,00001	0,007 ±0,001
	Co	Fe	Ni	S	Ti	Zn
C±Δ, мг/кг	<0,05	0,597 ± 0,077	15,0±1,9	18914 ±2442	<0,02	0,534 ±0,069
C±Δ, %	<0,000005	0,00006 ±0,00001	0,0015 ±0,0002	1,89±0,24	<0,000002	0,00005 ±0,00001

Таблица 2. Среднее содержание металлов в почвах на территории месторождений нефти, мг/кг

Природный район (n)	Sr	Pb	As	Zn	Ni	Co	Fe	Mn	Cr	V	Ti
Средняя тайга (46)	254	21,4	5,50	81,4	56,3	6,94	20400	1054	127	67,1	4200
Южная тайга (22)	282	15	6,5	78	57	6,4	19000	1138	122	77	4400
Хвойно-широколиственных лесов (49)	264	19	9,0	64	50	7,5	26400	978	147	60,3	4100
Кунгурская лесостепь (29)	286	12	6,3	50	51	8,6	25700	783	123	41	3300
Пермский край (146)	289	18	7,2	69	54	7,6	23300	1051	132	62	4000

Относительно регионального фона Пермского края на территориях, находящихся под воздействием нефтедобычи, выявлено аккумулятивное накопление различных элементов. Из них для большей части территорий характерно накопление Ni, Sr и Mn. В данном случае, выявленные особенности сформировались в результате природных и антропогенных факторов. В почвах средней тайги произошло накопление Zn и Pb.

Накопление Zn и Ti на территории Южной тайги обусловлено природными факторами, а на территории района Хвойно-широколиственных лесов природные факторы объясняют распределение Pb и As. В средней тайге на изучаемой территории накапливаются многие элементы, кроме Fe, As и Ti. Для территории месторождений Южной тайги отмечено накопление Ni, Mn, V, Zn и Ti, содержание Pb на уровне фонового содержания. В районе Хвойно-широколиственных лесов аккумулируются Sr, Pb, As, Mn и V, остальные элементы находятся на уровне фона природного района. На территории месторождений Кунгурской лесостепи накапливаются Sr, Ni и Fe, а рассеиваются Zn, As, Pb, Ti, V и Co. Представление о накоплении в почвах Sr при нефтяном техногенезе



(Opekunov et.al., 2022), по нашим данным, часто получает свое подтверждение. Разнообразие химических элементов по накоплению увеличивается в ряду природных районов: Кунгурская лесостепь - Хвойно-широколиственные леса - Южная тайга - Средняя тайга.

V, Ni, Fe и Zn элементы с высокой концентрацией в нефти. Во всех почвах месторождений отмечается накопление Ni, V; а Zn часто склонен к аккумуляции. Fe, как правило, находится в ряду рассеивания. Можно предположить техногенный характер накопления этих нефтяных микроэлементов в почвах. На территориях эксплуатируемых месторождений нефти накапливаются Ni, Mn, V и Sr. Накопление тех или иных элементов в данном случае зависит не только от факта добычи нефти на территории, но и от сформировавшегося геохимического фона района.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ, проект № 20-45-596018

Литература:

Водяницкий Ю. Н. Загрязнение почв тяжелыми металлами и металлоидами и их экологическая опасность (аналитический обзор). Почвоведение. 2013. № 7. С. 872. DOI 10.7868/S0032180X13050171.

Гамм Т.А., Гамм А.А. Исследование закономерностей распространения от источника загрязнения тяжелых металлов и нефтепродуктов на месторождении нефти. Наука и мир. 2015. № 2–1(18). С. 109–112.

Григорьев Н.А. Распределение химических элементов в верхней части континентальной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 382 с.

Дзюба Е. А. Определение местного фонового содержания некоторых макро- и микроэлементов в почвах Пермского края. Географический вестник. 2021. № 1(56). С. 95–108. DOI 10.17072/2079-7877-2021-1-95-108.

Касимов Н.С., Власов Д.В. Кларки химических элементов как эталоны сравнения в экогеохимии. Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2015. №2. С. 7–17.

Мощенко Д.И., Кузина А.А., Колесников С.И. Сравнительная оценка устойчивости черноземов Центрального Предкавказья и Кавказа к загрязнению свинцом, хромом, медью, никелем и нефтью. Устойчивое развитие горных территорий. 2020. Т. 12. № 1(43). С. 76–87. DOI 10.21177/1998-4502-2020-12-1-76-87.

Турковская О.В., Муратова А.Ю., Дубровская Е.В., Бондаренкова А.Д., Любунь Е.В. Фиторемедиационный потенциал сорго веничного для очистки земель от углеводородов нефти и тяжелых металлов. Аграрный научный журнал. 2020. № 12. С. 50–54. DOI 10.28983/asj.y2020i12pp50-54.

Hu Z., Gao S. Upper crustal abundances of trace elements: A revision and update. Chem. Geol. 2008. Vol. 253, Iss. 3–4. P. 205–221

Opekunov A., Opekunova M., Kukushkin S., Lisenkov S. Impact of drilling waste pollution on land cover in a high subarctic forest-tundra zone. Pedosphere. 2022. V. 32, P. 414–425. DOI: 10.1016/S1002-0160(21)60083-8.

АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПОРОД МАССИВА ОНГОНИТОВ АРЫ-БУЛАК

Дмитриева А.С., Перетяжко И.С., Савина Е.А.

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

Породы массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) представлены тремя разновидностями: порфиоровые, афировые и переходного типа. Породы разных типов имеют относительно постоянный минеральный состав и отличаются по геохимическим особенностям (Перетяжко и др., 2007; Перетяжко, Савина, 2010а, 2010б; Перетяжко и др., 2011). Морфология зерен, соотношения главных, второстепенных и акцессорных

минералов, их составы изучались методом СЭМ ЭДС на электронном сканирующем микроскопе Tescan Mira-3 LMU с энергодисперсионным спектрометром Ultim MAX-40 SDD (ИГХ СО РАН, аналитик Щербаков Ю.Д.) в 15 полированных срезах образцов пород.

Главными породобразующими минералами порфирировых онгонитов являются санидин, альбит и кварц, второстепенными – топаз и фтористо-литиевая слюда (циннвальдит). В породах переходного типа интерстиции между вкрапленниками кварца, санидина, альбита и более редкого топаза заполняет фторидно-кальциевая (F-Ca) фаза, сложенная микрозернистым агрегатом флюорита с примесью Si и Al, который образовался после кристаллизации F-Ca (флюоритового) расплава (Peretyazhko, Savina, 2020; Перетяжко и др., 2020). Порфирировые онгониты и породы переходного типа имеют сходный внешний облик. В афировых породах, развитых в апикальной юго-западной зоне массива, порфирировые зерна кварца и санидина встречаются крайне редко, а матрикс основной массы сложен мелкозернистым агрегатом F-Ca фазы, игольчатого санидина и топаза с крупными (до 0.5–1.0 мм) вкраплениями прозопита $\text{CaAl}_2\text{F}_4(\text{OH})_4$. Альбит в переходных породах и афировой зоне частично, либо полностью замещается F-Ca фазой и/или диккитом (каолинитом).

Петрографическое и СЭМ ЭДС изучение образцов показало, что зерна аксессуарных минералов размером от первых микрон до десятков микрон находятся в матриксе пород, а также во вкрапленниках топаза и слюды в виде включений. Наиболее распространенными аксессуарными минералами во всех разновидностях пород являются W-иксиолит и W-содержащий колумбит (рис. а, б). В породах переходного типа чаще встречаются минералы-концентраторы REE и Y – монацит-(Ce), флюоцерит-(Ce), ксенотим (рис. с, d). В афировых разностях обнаружены касситерит (рис. е), вольфрамит и редкие кальциевые алюмофториды, которые по соотношению Ca, Al и F соответствуют геарксутиту ($\text{CaAlF}_4\text{OH}\cdot\text{H}_2\text{O}$, рис. f), либо приближаются к карлхинтзеиту ($\text{Ca}_2\text{AlF}_7\cdot\text{H}_2\text{O}$). Во всех породах редко встречаются U- и Th-содержащий циркон и рутил, а в афировых разностях – криолитионит.

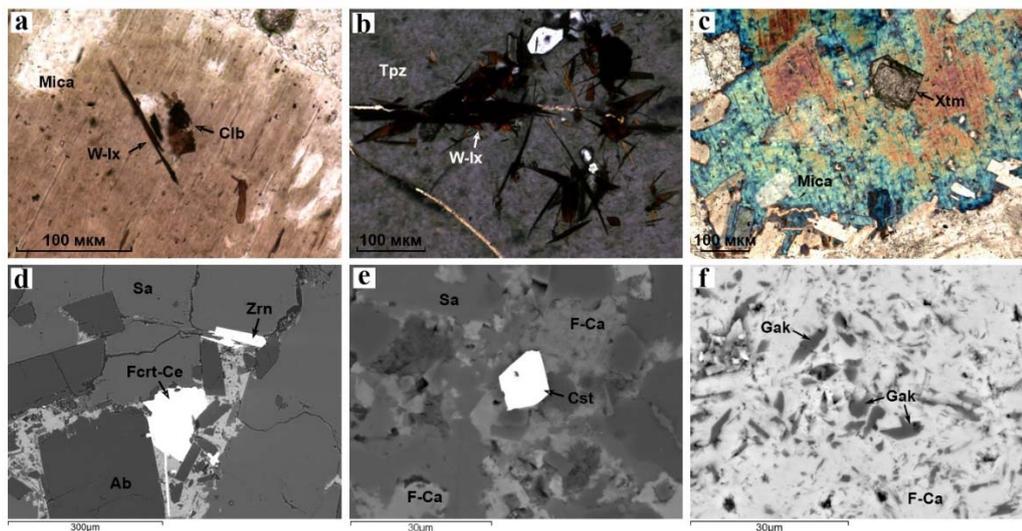


Рисунок 1. Аксессуарные минералы: а – пластинчатое включение колумбита и кристалл игольчатого W-иксиолита в слюде, обр. АРБ-136.

б – агрегаты игольчатых кристаллов W-иксиолита в топазе, обр. АРБ-146; с – включение ксенотима в слюде, обр. АРБ-106; d – циркон и флюоцерит-(Ce) в матриксе породы переходного типа, обр. АРБ-353; е – зерно касситерита в матриксе породы переходного типа, обр. АРБ-131; f – геарксутит в F-Ca фазе из прожилка в афировой породе, обр. АРБ-4. F-Ca – фторидно-кальциевая фаза, Mica – слюда (циннвальдит), Trz – топаз, Ab – альбит, Sa – санидин, W-Ix – W-иксиолит, Clb – колумбит, Xtm – ксенотим, Zrn – циркон, Fcr-Ce – флюоцерит-(Ce), Cst – касситерит, Gak – геарксутит. Фото шлифов а-с получены при скрещенных поляризаторах в проходящем свете, d-f – BSE изображения.

W-иксиолит обычно встречается в виде включений в топазе и слюде, иногда в ассоциации с колумбитом (рис. а, б). Минерал образует игольчатые кристаллы длиной до 250 мкм, не превышающие 10 мкм по ширине. Типичны группы сросшихся кристаллов и радиально-лучистых агрегатов (рис. б). В проходящем свете минерал полупрозрачен или слабо просвечивает, окраска буровато-жёлтая или красновато-коричневая. W-иксиолит имеет небольшие вариации основных компонентов (W, Nb, Fe, Mn), содержит примеси Ta, Ti, Sr и Sc (табл.).

Таблица. Средние составы аксессуарных минералов, мас. %.

Элементы	W-иксиолит	Колумбит		Касситерит	Вольфрамит	Геарксутит	Алюмофторид*
	(42)	(24)	(4)	(16)	(4)	(9)	(4)
SiO ₂	0.12	-	1.51	0.59	-	0.04	0.21
TiO ₂	1.06	2.12	1.98	3.52	0.69	-	-
Al ₂ O ₃	0.24	0.90	1.08	0.27	0.32	37.64	29.92
FeO	14.76	7.48	14.00	4.07	7.05	-	-
MnO	6.55	11.84	6.08	0.12	12.39	-	-
CaO	0.27	0.24	0.61	-	1.19	36.05	45.36
K ₂ O	0.09	0.11	0.41	-	-	-	-
SrO	1.71	-	-	0.19	5.99	-	0.07
Sc ₂ O ₃	0.26	0.36	0.28	-	0.35	-	-
ZrO ₂	-	-	-	1.51	1.23	-	-
SnO ₂	-	-	0.94	79.78	2.82	-	-
WO ₃	26.22	6.55	9.69	2.02	57.60	-	-
Nb ₂ O ₅	44.51	59.97	54.03	6.09	5.83	-	-
Ta ₂ O ₅	4.42	8.97	6.15	1.27	1.36	-	-
F	-	-	-	-	-	47.68	46.53
Сумма	100.50	98.57	96.73	99.75	96.80	101.33	102.49

Примечание: В скобках приводится количество СЭМ ЭДС анализов. Суммы для алюмофторидов даны с поправкой на фтор. В анализах дополнительно обнаружено (в мас. %): W-иксиолит – 0.11 V₂O₃ и 0.16 P₂O₅; колумбит – 0.05 CuO; касситерит – 0.07 MgO, 0.05 Rb₂O и 0.21 As₂O₃. * – недиагностированный алюмофторид, приближающийся по составу к карлхинтзеиту.

Пластинчатые кристаллы W-содержащего колумбита размером 20–130 мкм (рис. а) в шлифах просвечивают и густоокрашены (красновато-бурые). В составе минерала преобладает Nb относительно Ta (54–60 мас. % Nb₂O₅, 6–9 мас. % Ta₂O₅), содержание WO₃ изменяется от 6.6 до 9.7 мас. %, имеются также примеси Ti, Sc и Sn (табл.). Обнаружены две разновидности минерала, отличающиеся по соотношению Mn и Fe, среди которых более часто встречается колумбит-(Mn), Ta/(Ta + Nb) = 0.13, Mn/(Mn + Fe) = 0.61.

В касситерите постоянно фиксируются примеси Nb, Ti, W, Zr и Ta. В составе вольфрамита преобладает гюбнеритовый минерал (табл.).

Зерна циркона неоднородны по составу. Для них характерны значительные вариации содержания Th, U и Hf (до 4.1 мас. % ThO₂, 1.9 мас. % UO₂ и 3.6 мас. % HfO₂), примеси Y и тяжелых REE: 1.4 мас. % Y₂O₃, 1.1 мас. % Dy₂O₃, 0.5 мас. % Er₂O₃, 1.6 мас. % Yb₂O₃. Суммы



анализов намного меньше 100%, что косвенно указывает на метамиктное состояние циркона и может свидетельствовать о повышенном содержании в нем H_2O .

Флюоцерит-(Ce) имеет примеси: до 3.4 мас. % Pr_2O_3 , 7.5 мас. % Nd_2O_3 и 3.7 мас. % HfO_2 . Монацит-(Ce) содержит: 2.1 мас. % Sm_2O_3 , 3.6 мас. % Pr_2O_3 и 9.5 мас. % HfO_2 .

Состав геарксутита отличается от стехиометрического повышенными на 5–7 мас. % концентрациями Al, Ca и F. Другой недиагностированный алюмофторид, в отличие от карлхинтзеита, имеет намного больше Al и меньше F. Алюмофториды крайне неустойчивы под электронным пучком и быстро разрушаются, что указывает на присутствие в них молекулярной воды. Вследствие потери H_2O во время проведения СЭМ ЭДС анализа (30 сек), концентрации основных компонентов в этих алюмофторидах Ca могут быть существенно искажены и, вероятно, завышены (табл.).

Аналитические работы выполнялись в Центре коллективного пользования (ЦКП) «Изотопно-геохимических исследований» Института Геохимии СО РАН (г. Иркутск).

Литература:

Перетяжко И.С., Загорский В.Е., Царева Е.А., Сапожников А.Н. Несмесимость фторидно-кальциевого и алюмосиликатного расплавов в онгонитах массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 413. № 2. С. 244–250.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Тетрад-эффекты в спектрах распределения редкоземельных элементов гранитоидных пород как индикатор процессов фторидно-силикатной жидкостной несмесимости в магматических системах // Петрология. 2010а. Т. 18. № 5. С. 536–566.

Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010б. Т. 51. № 10. С. 1423–1442.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дриль С.И., Герасимов Н.С. Rb-Sr изотопная система и особенности распределения Rb и Sr в породах массива онгонитов Ары-Булак, образованных при участии процессов фторидно-силикатной магматической несмесимости // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 11. С. 1776–1789.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И., Котельников А.Р., Сапожников А.Н., Шендрик Р.Ю. Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // Петрология. 2020. Т. 28. № 3. С. 254–279.

Peretyazhko I.S., Savina E.A. Fluoride-calcium (F-Ca) melt in rhyolitic magma: Evidence from fluorite-rich rhyolites of the Nyalga Basin, Central Mongolia // Lithos. 2020. V. 354–355. 105348.

ИЗУЧЕНИЕ МЕХАНИЗМА САМОВОЗГОРАНИЯ УГЛЯ В ЗОНЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОГО ОКИСЛЕНИЯ

Докучаева А.И., Малинникова О.Н., Филиппов Ю.А.

*Институт проблем комплексного освоения недр им. академика Н.В. Мельникова РАН, г. Москва,
Россия, ana-anastasia2015@yandex.ru*

Проблема самовозгорания угля многие десятилетия остро стоит во всех угледобывающих странах. Невзирая на существование разнообразных концепций, механизм самонагрева угля и дальнейшего возгорания достоверно не изучен. Причина заключается в сложном строении угля и влиянии многочисленных факторов на склонность к самовозгоранию.

Окисление углей при низких температурах служит причиной самонагрева и дальнейшего самовозгорания горючих ископаемых. Для изучения механизма взаимодействия угля с атмосферным воздухом подходящим экспериментальным методом является термогравиметрический анализ (ТГА) (Alonso A. et. al., 2022; Mohalik N.K. et. al., 2015). Преимущество ТГА в сравнении с другими тепловыми методами заключается в возможности контролировать изменение массы образца в заданной газовой атмосфере, в

том числе при сорбции кислорода (Marinov V.N., 1977; Mohalik N. K. et. al., 2020). Увеличение массы образцов угля, наблюдаемое на термогравиметрических графиках в интервале температур 200–350 °С, интерпретируют как процесс поглощения кислорода образцами угля (Avila C. et. al., 2014; Mohalik N. K. et. al., 2020). В то же время метод ТГА как самостоятельный инструмент для определения склонности углей к самовозгоранию не применяется, поскольку существует зависимость результатов от вводных термогравиметрических параметров и результаты оказываются противоречивыми, причем значимое влияние оказывает выбранная скорость нагрева камеры ТГА.

Нами был проведен эксперимент по подбору скорости нагрева камеры термогравиметра, а также выявлению интервала температур, при которых возможно разделение углей на склонные и не склонные к самовозгоранию исходя из представлений о механизме окисления углей и происходящих в них физико-химических процессах при взаимодействии с кислородом (Линденау Н.И. и др., 1981). Применялись скорости нагрева 3, 5 и 10 °С/мин, атмосфера в камере термогравиметра – воздух. Поскольку дальнейшее повышение температуры способствует отображению на ТГ-кривых процессов, вызванных термической деструкцией угольного вещества, наибольший интерес представляет стадия внезапного увеличения массы образца угля в пределах температур 100–300 °С между стадией выхода влаги из образцов углей и стадией горения.

С помощью программного комплекса ANSYS были построены модели распределения температуры в образце угля при выбранных скоростях нагрева камеры 3 и 10 °С/мин. Распределение температуры по диаметру модели на половине высоты тигля при нагревании со скоростями 3 и 10 °С/мин представлены в таблице.

По данным таблицы видим, что скорость нагрева 3 °С/мин дает разницу температур в центре образца угля и у стенок тигля в 2 °С при достижении 300 °С по прошествии почти двух часов нагрева (100 мин). В то время, как при скорости нагрева 10 °С/мин разница температур в центре образца и у стенок тигля составляет почти 8 °С. При нагревании со скоростью 10 °С/мин образец достигает температуры 300 °С быстрее – за пол часа. Однако, результаты моделирования показывают, что при такой скорости нагрева (10 °С/мин) в образце создается термодинамически неравновесное состояние с перепадом температуры около 8 °С на расстоянии меньше трех миллиметров. Этим же обусловлены и выводы работы (Simon P. et. al., 2022), в которой авторы не рекомендуют при исследовании угля применять скорость нагрева анализатора выше 10 °С/мин, поскольку в образцах с низкой теплопроводностью высокие скорости нагрева могут привести к формированию температурных градиентов внутри образца, что не позволит достоверно интерпретировать результаты.

Таблица. Распределение температуры в модели нагрева образца угля до 300 °С при скоростях 3 и 10 °С/мин

Диаметр тигля, мм	0	1	2	3	4	5	5,4
	(стенка тигля)	Температура, °С					
Скорость нагрева, °С/мин							
3	300,0	298,8	298,2	298,0	298,5	299,5	300,0
10	300,0	295,1	292,6	292,3	293,9	297,8	299,5

В наших исследованиях мы получили более четкий набор массы образцами угля за счет окисления при медленном нагревании, чем при нагревании со скоростью 10 °С/мин, при которой, видимо, участки образца по мере нагревания последовательно начинали взаимодействовать с кислородом. В результате процесс набора массы углем при увеличении температуры получился более сглаженным и растянутым.

Метод ТГА позволяет идентифицировать реакции, которые могут отвечать за автоокисление образцов, и помогает обнаружить участок температур, на котором эти реакции активно протекают.

Моделирование показало, что при более низкой скорости нагрева камеры термогравиметра разница температур на стенках тигля и в центре образца меньше, чем при более высокой. Это дает основание предположить, что при более высокой скорости нагрева камеры температура внутри образца не успевает уравновеситься и, значит, реакция взаимодействия кислорода с образцом не происходит во всем объеме образца.

Литература:

Avila C., Wu T., Lester E. Estimating the Spontaneous Combustion Potential of coals using thermogravimetric analysis // *Energy and fuels*. 2014. № 28. P. 1766–1773.

Alonso A., Lázaro D., Lázaro M. et. al. Self-heating evaluation on thermal analysis of polymethyl methacrylate (PMMA) and linear low-density polyethylene (LLDPE) // *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*. 2022. Vol. 147. P. 10067–10081.

Marinov V.N. Self-ignition and mechanisms of interaction of coal with oxygen at low temperatures. 1. Changes in the composition of coal heated at constant rate to 250 °C in air // *Fuel*. 1977. № 56(2). P. 153–157.

Marinov V.N. Self-ignition and mechanisms of interaction of coal with oxygen at low temperatures. 2. Changes in weight and thermal effects on gradual heating of coal in air in the range 20–300 °C // *Fuel*. 1977. № 56(2). P. 158–164.

Mohalik N. K., Lester E., Lowndes I. S. Application of TG technique to determine spontaneous heating propensity of coals // *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*. 2020. № 143. P. 185–201.

Mohalik N.K., Lester E., Lowndes I.S. Review of experimental methods to determine spontaneous combustion susceptibility of coal – Indian context // *International Journal of Mining, Reclamation and Environment*. 2015. №5. P. 301–332.

Линденау Н.И., Маевская В.М., Вахрушева Е.С. и др. Каталог углей СССР, склонных к самовозгоранию. М.: Недра. 1981. 416 с.

Simon P., Dubaj T., Cibulková Z. Frequent flaws encountered in the manuscripts of kinetic papers // *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*. 2022. Vol. 147. P. 10083–10088.

ТЕХНОГЕННОЕ ПОСТУПЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ВИХОРЕВСКИЙ ЗАЛИВ УСТЬ-ИЛИМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Долгих П.Г., Полетаева В.И., Пастухов М.В.

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

Создание каскада водохранилищ на территории Иркутской области и Красноярского края привело к коренному преобразованию р. Ангары и глубокому изменению ее гидрологического, гидрохимического и гидробиологического режимов. В итоге после замены реки водохранилищами замедлился вертикальный водообмен и изменились гидрохимические характеристики, в результате чего резко снизилась способность водоёма к самоочистке. Поступающие вещества техногенного происхождения, особенно в районах с развитой промышленностью, зачастую становятся главными факторами, влияющим на естественное развитие экосистем водохранилищ. Непрерывно влияющие токсичные элементы на биологический круговорот водохранилищ создало серьезную опасность как для водных экосистем в целом, так и для человека (1, 2). Примером такого негативного воздействия является р. Вихорева, и Вихоревский залив Усть-Илимского водохранилища (рис. 1).

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

воздействия промышленных стоков ОАО «Братсккомплексхолдинг», коммунальных стоков, а также, стоков лесопромышленного комплекса и алюминиевого завода г. Братска.

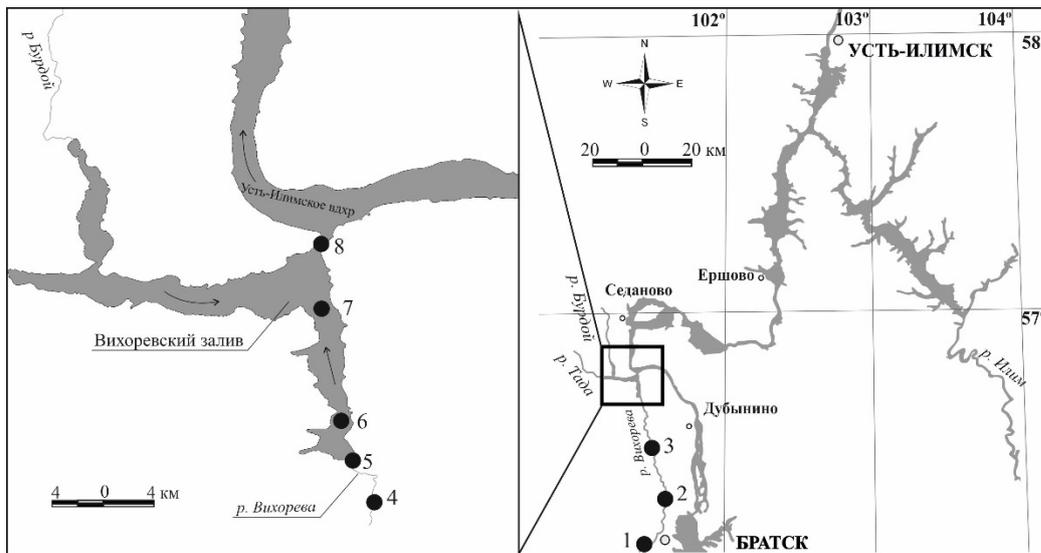


Рисунок 1. Карта-схема станций отбора проб воды р. Вихорева и Вихоревского залива Усть-Илимского водохранилища.

1 – р. Вихорева; 2 – р. Вихорева, 1 км ниже стоков; 3 – р. Вихорева, 14 км выше устья; 4 – р. Вихорева (перед устьем); 5 – устье р. Вихорева; 6 – зал. Вихоревский (около 2 км от устья р. Вихорева); 7 – Вихоревский залив, перед вливанием Бурдойского залива; 8 – устье Вихоревского залива.

Отбор проб воды р. Вихорева Вихоревского залива Усть-Илимского водохранилища (рис. 1) был осуществлён батометром OceanTest110A. В воде Вихоревского залива вода отбиралась с двух горизонтов: поверхностного – с глубины 0,6 м и придонного – в метровом слое от дна, в реке Вихорева только с поверхностного слоя. Аналитические работы выполнены с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН. Микроэлементы в воде проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивной связанной на масс-спектрометре ELEMENT-2.

Сравнение концентраций элементов в воде Вихоревского залива и условно фоновой участка, водной толщии Среднего Байкала (3) позволило идентифицировать элементы техногенного происхождения, поступающие в Усть-Илимское водохранилище с водой высокозагрязненной р. Вихорева. Наибольшие различия концентраций указывает на техногенное поступление в водоем Fe, Mn, Al и Hg (рис. 2). Концентрации Zn и As в воде реки в 3 раза, Cu – в 1,5 раза превышает фоновое значение. Концентрации Pb (0,129 мкг/л) и Cd (0,058 мкг/л) находятся в пределах фоновых значений.

В ходе анализа полученных данных было выявлено, что основным источником, поступления Al в окружающую среду г. Братск является Братский алюминиевый завод. Перед поступлением в Вихоревский залив в воде р. Вихорева концентрация алюминия составляет 224 мкг/л. Однако, через 2 км после впадения реки в залив при концентрации 39 мкг/л в поверхностном слое воды, в придонном слое отмечена максимальная концентрация этого элемента, составляющая 761,4 мкг/л.

Ниже по течению концентрация алюминия как в поверхностном, так и в придонном слое снижается. В среднем его концентрация в воде залива составляет 31,6 мкг/л. Сходное с алюминием наблюдается распределение железа в воде р. Вихорева и Вихоревского залива. Наибольшие концентрации Fe отмечены в придонном слое воды на станции, расположенной в 2 км ниже устья р. Вихорева (рис. 2). 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.

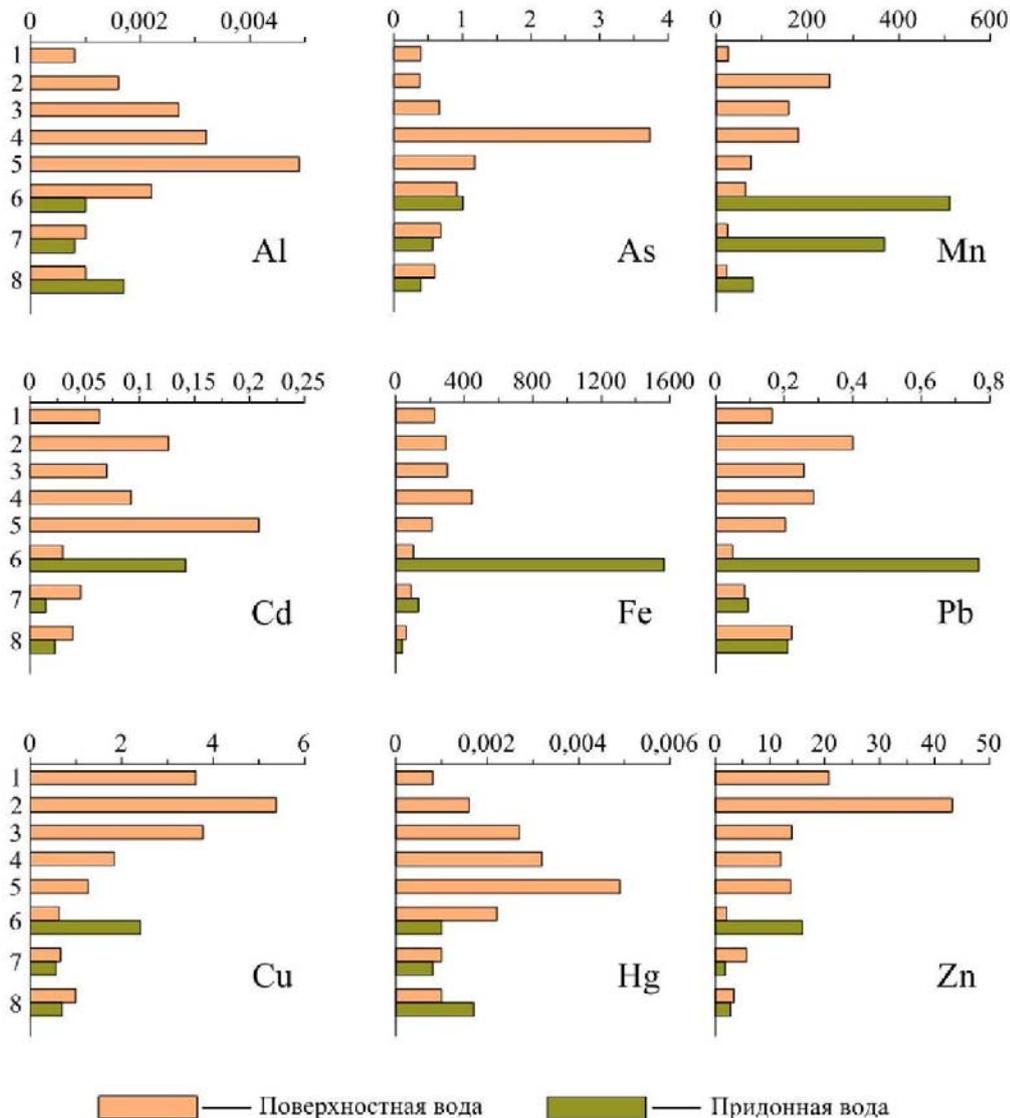


Рисунок 2. Распределение микроэлементов в воде р. Вихорева и Вихоревского залива. 1 – выше впадения сточных вод в р. Вихорева; 2–4 – р. Вихорева после впадения сточных вод; 5 – Вихоревский залив возле устья р. Вихорева; 6 – 2 км от устья Вихоревского залива; 7 – напротив впадения Бурдойского залива в Вихоревский залив; 8 – устье Вихоревского залива.

Установлено, что в воде Вихоревского залива превышение концентраций Al и Fe относительно средних значений по Усть-Илимскому водохранилищу составило 2–147 и 2–127 раз, соответственно. Значительные концентрации Al и Fe в придонной воде двухкилометровой зоны ниже устья р. Вихорева 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.

Наибольшее накопление в придонных слоях Вихоревского залива отмечено для Mn, который при высоких положительных значениях Eh водной среды может легко окисляться, переходить в нерастворимую форму и мигрировать в составе взвеси [4]. Пониженное



содержание кислорода в придонных водах также способствует его мобилизации. Значительные концентрации Mn, а также Al, Fe, Zn, Cu, Cd и Pb в придонной воде двухкилометровой зоны ниже устья р. Вихорева указывают на накопление микроэлементов в донных отложениях этого участка.

Увеличение концентрации Mn наблюдается от вершины к устью залива. Его миграция может происходить с большим количеством взвешенных веществ, содержащихся в воде р. Вихорева. На участке смешения р. Вихорева и Вихоревского залива при уменьшении скорости течения, поступающая с водой реки взвесь начинает оседать, приводя к увеличению концентраций Mn в придонных слоях воды.

Распределение Zn и Pb схоже между собой. Отмечено увеличение их концентраций от вершины к устью залива и перераспределение в водной толще (рис. 2). Концентрации Hg увеличиваются, по сравнению с их концентрациями в воде вершины залива, в придонной воде на выходе из залива. Так же как для Mn, накопление тяжелых металлов в придонных слоях воды различных частей Вихоревского залива происходит за счет их миграции на поверхности взвешенных частиц, которые при уменьшении скорости течения оседают на дно и, впоследствии, могут поступать в водную среду.

Влияние загрязненных вод р. Вихорева распространяется и на микроэлементный состав воды русловой части Усть-Илимского водохранилища. Наибольшие концентрации большинства элементов определены в месте впадения Вихоревского залива. Через 3,5 км их концентрации снижаются, а в 5 км ниже по течению от залива наблюдается резкое падение концентраций Fe, Mn, Al, As, Cd, Cu, Pb до фоновых значений. Вероятно, на этом участке снижение концентраций элементов в водной среде связано, главным образом, с разбавлением загрязненных вод большим объемом русловых вод Ангарской части Усть-Илимского водохранилища при параллельно происходящем процессе сорбции элементов на взвешенные частицы и их выведение в донные отложения.

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

Литература:

- Алекин О. А. Основы гидрохимии / О. А. Алекин. – Л.: Гидрометеорологическое изд-во, 1970. – 444 с.
- Алиева В.И. Влияние природных и техногенных факторов на гидрохимический состав рек промышленной зоны г. Иркутска / В. И. Алиева, Н.А. Загорулько // Вода: химия и экология. –2013. – № 6. – С. 16–21.
- Склярова О.Н. Распределение микроэлементов в водной толще Среднего Байкала / О.Н. Склярова // География и природные ресурсы. – 2011. – № 1. – С. 53–59.
- Pokrovsky O.S. Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia / O.S. Pokrovsky, J. Schott, B. Dupre // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2006. – V. 70. – P. 3239–3260.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ДАЙКОВОГО ПОЛЯ ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

*Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Демонтерова Е.И., Ефремова У.С.
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, tatiana_donskaya@mail.ru*

Дайки долеритов, объединенные в Прибайкальское дайковое поле, широко распространены в пределах центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007). Прибайкальское дайковое поле объединяет в себя более сотни дайковых тел, прорывающих палеопротерозойские метаморфические породы сарминской серии и гранитоиды кочериковского (~1.91 млрд лет)

и приморского (~1.86 млрд лет) комплексов. Дайки, мощность которых варьируется от первых метров до нескольких десятков метров, характеризуются северным и северо-восточным простиранием и углами падения от 35 до 80° (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007). На основании геолого-структурного положения, возраст всех долеритов Прибайкальского поля, значительно различающихся по своим геохимическим характеристикам, оценивался как неопротерозойский по аналогии с долеритами даек в других частях неопротерозойского Саяно-Байкальского дайкового пояса (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007). Однако в настоящее время возникли весомые предпосылки для того, чтобы пересмотреть традиционное представление об одновозрастности всех долеритов Прибайкальского дайкового поля и их принадлежности к единой группе неопротерозойских магматических пород основного состава. Весомой предпосылкой для подобного пересмотра стали результаты U-Pb оценки возраста пород комбинированной долерит-риолитовой дайки Северобайкальского дайкового пояса, показавшие палеопротерозойский (1.84 млрд лет) (Шоханова и др., 2010), а не неопротерозойский возраст, как это считалось ранее (Гладкочуб и др., 2007).

Для разделения долеритов Прибайкальского дайкового поля в отдельные, возможно разновозрастные, группы было проведено детальное изучение их петрографического, геохимического и изотопного составов. В результате проведенных исследований, близкие по геолого-структурному положению и по минеральному составу долериты Западного Прибайкалья были разделены на три различные геохимические группы. В первую и вторую группу были объединены долериты неопротерозойского (715 млн лет, неопубликованные авторские данные) возраста, а третью группу составили долериты неясного, но наиболее вероятно, палеопротерозойского возраста.

В первую группу были объединены средне-крупнозернистые долериты из центральных частей относительно мощных (более 5–10 метров) дайковых тел. Эти долериты по своему химическому составу соответствуют толеитовым базальтам нормальной щелочности, характеризуются низкими концентрациями Th (0.6–2.1 г/т), Nb (3.3–9.2 г/т) и слабо фракционированными спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 2.2–3.8$) с отсутствием или слабовыраженной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.85–1.02$), а также обнаруживают отрицательную Nb аномалию на мультиэлементных спектрах. Долериты демонстрируют незначительные отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, варьирующиеся от –0.5 до –3.9, и повышенные значения отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, изменяющиеся от 0.512304 до 0.512514. Совокупность геохимических и изотопных данных, в том числе расположение точек составов долеритов на диаграммах Ce/Nb – Th/Nb (Saunders et al., 1988) и Th/Nb – TiO_2/Yb (Pearce et al., 2021), показывает, что неопротерозойские долериты первой группы могли быть образованы в результате частичного плавления мантийного источника, образованного в результате смещения мантийных компонентов близких по составу к базальтам океанических плато (ОРВ) и надсубдукционной субконтинентальной литосферной мантии. Отдельно отметим, что в связи с тем, что формирование неопротерозойских долеритов имело место в структуре уже сформированного Сибирского кратона, то речь не идет об их формировании в пределах океанического плато, а свидетельствует только о составе мантии, подвергшейся плавлению, которая имела геохимические характеристики близкие базальтам типа ОРВ.

Во вторую группу были отнесены неопротерозойские мелкозернистые долериты из краевых частей мощных дайковых тел, сложенных долеритами первой группы, а также долериты, слагающие маломощные (1–5 м) дайки. Долериты второй группы, также как и долериты первой группы, по составу соответствуют базальтам нормальной щелочности толеитовой серии, но при этом для них, в отличие от пород первой группы, характерны более высокие концентрации Th (3.0–5.3 г/т) и Nb (9.8–21.1 г/т), фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 3.5–5.4$) со слабовыраженной отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^* = 0.80–0.90$), а также

отрицательные аномалии по Nb, P и Ti на мультиэлементных спектрах. Долериты второй группы демонстрируют отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(t)$, изменяющиеся от -5.3 до -6.0 , и значения отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в диапазоне от 0.512040 до 0.512073 . Совокупность геохимических и изотопных характеристик долеритов второй группы указывает на их возможное формирование в результате комбинации механизмов ассимиляции и фракционной кристаллизации при добавлении материала континентальной коры к мантийному источнику, близкому по составу родоначальному источнику долеритов первой группы.

Сопоставление химических и изотопных составов неопротерозойских долеритов первой и второй групп Прибайкальского дайкового поля с составами палеопротерозойских долеритов Северного Прибайкалья показало, что неопротерозойские долериты этих двух групп обнаруживают геохимические и изотопные характеристики существенные отличающиеся как от базальтоидов с возрастом 1.88 млрд лет и долеритов с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Шохонова и др., 2010; Donskaya, Gladkochub, 2021), так и от долеритов с возрастом 1.75 млрд лет чайского комплекса (Гладкочуб и др., 2010; Донская и др., 2014). Отмеченные различия свидетельствуют о формировании неопротерозойских долеритов за счет плавления отличного от палеопротерозойских долеритов мантийного источника.

Долериты третьей группы, в которую были объединены среднезернистые долериты, слагающие отдельные маломощные дайковые тела, и для которых отсутствуют надежные оценки возраста, обнаруживают геохимические и изотопные составы, а также отношения несовместимых элементов, сильно отличающиеся от подобных характеристик неопротерозойских долеритов. Несмотря на то, что долериты этой группы по составу также соответствуют базальтам нормальной щелочности толеитовой серии, они обнаруживают низкие концентрации Th (0.6 – 1.6 г/т) и Nb (2.7 – 5.1 г/т), хорошо фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_n = 5.4$ – 8.3) с отсутствием или наличием положительной Eu аномалии ($Eu/Eu^* = 1.02$ – 1.26), а также отрицательные аномалии по Nb, P, Zr-Hf, Ti на мультиэлементных спектрах. Породы третьей группы демонстрируют очень низкие значения отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$, изменяющиеся от 0.511223 до 0.511544 . Кроме того, долериты этой группы характеризуются низкими значениями отношений некоторых несовместимых элементов, например $(Th/La)_{pm} = 0.56$ – 0.71 , $(Nb/La)_{pm} = 0.21$ – 0.28 , которые близки к островодужным базальтам, а также они обнаруживают высокие значения отношения Ce/Nb и на диаграмме Ce/Nb – Th/Nb (Saunders et al., 1988) точки их составов располагаются в полях субдукционно-связанных магматических источников. На диаграмме Th/Nb – TiO₂/Yb (Pearce et al., 2021) долериты третьей группы попадают в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии, что в совокупности с другими их геохимическими и изотопными характеристиками, может указывать на формирование долеритов этой группы в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами. Сопоставление химических и изотопных составов долеритов третьей группы Прибайкальского дайкового поля с составами палеопротерозойских долеритов Северного Прибайкалья показало, что долериты этой группы обнаруживают геохимические и изотопные характеристики близкие долеритам даек с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Шохонова и др., 2010), что позволяет допускать палеопротерозойский возраст долеритов третьей группы и делать выводы о их принадлежности Южно-Сибирскому постколлизийному магматическому поясу (Ларин и др., 2003; Donskaya, Gladkochub, 2021).

Проведенное сопоставление геохимических и изотопных характеристик протерозойских пород основного состава центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона (Западное и Северное Прибайкалье), а именно (1) палеопротерозойских (1.88 – 1.84 млрд лет) базальтоидов и долеритов Северо-Байкальского



вулканоплутонического пояса; (2) позднепалеопротерозойских (~1.75 млрд лет) долеритов чайского комплекса; (3) неопротерозойских долеритов Саяно-Байкальского дайкового пояса (~0.72 млрд лет), показало, что магматические породы основного состава каждой возрастной группы имеют крайне отличающиеся от группы к группе геохимические характеристики.

Таким образом, на примере магматических пород основного состава Западного и Северного Прибайкалья можно продемонстрировать как геохимические и изотопные характеристики магматических пород, не имеющих четкой возрастной привязки, могут быть использованы для их отнесения к тем или иным геологическим комплексам, имеющим надежно установленную возрастную позицию.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 18-17-00101. В ходе проведения исследований было использовано оборудование ЦКП «Геодинамика и геохронология» Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

Литература:

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляр Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 22–41.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн. лет на площади Сибирского кратона // Доклады Академии наук. 2010. Т. 430. № 5. С. 654–657.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Шоханова М.Н., Мазукабзов А.М. Особенности составов и источники расплавов позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 11. С. 1615–1634.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Коваленко В.И., Рыцк Е.Ю., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Ковач В.П., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение // Доклады Академии наук. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.

Скляр Е.В. (ред.) Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2006. 367 с.

Шоханова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 8. С. 1049–1072.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambrian Research. 2021. V. 367. 106447.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // Lithos. 2021. V. 392–393. 106068.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constraints // Journal of Petrology. Special Lithosphere Issue. 1988. P. 415–445.

ИЗОТОПНЫЕ Sm-Nd ХАРАКТЕРИСТИКИ ЮВЕНИЛЬНОЙ КОРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Дриль С.И., Носкова Ю.В., Зарубина О.В.

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

Центрально-Азиатский орогенный пояс является примером аккреционного орогена, сформированного в результате тектонического совмещения (аккреции) островодужных комплексов, аккреционных призм, а также офиолитов, вулканогенно-осадочных комплексов океанических плато и задуговых бассейнов (Windlew, 1995). Все перечисленные породные комплексы имеют мантийное происхождение и представляют собой ювенильную кору орогена, которая вовлекается при аккреции в процессы гранитообразования (Jan, Wu, Chen, 2000). Монголо-Охотский орогенный пояс (МОП)

является одной из важнейших структур Центрально-Азиатского пояса. На всем своем протяжении он маркируется террейнами аккреционных призм с включенными в них блоками офиолитов, а также террейнами островных дуг (Парфенов и др., 2003). Выполненные изотопно-геохимические Sm-Nd исследования позволяют оценить характеристики ювенильной коры в Забайкальском секторе МОП, а также масштабы возможного участия ее вещества в формировании осадков аккреционного клина пояса.

Блоки офиолитов приурочены к отложениям кулиндинской свиты Ононского террейна аккреционного клина МОП (Парфенов и др., 2003) и распределены в объеме свиты неравномерно. Среди пород офиолитовой ассоциации присутствуют апогарцбургиты и аполерцолиты, метаклинопироксениты, метагаббро и метабазиты. Последние резко преобладают в качестве офиолитовых фрагментов на всем простирании кулиндинской свиты. Среди метабазитов преобладают разности, соответствующие субщелочным базальтоидам (E-MORB, OIB), при подчиненном участии метабазальтов N-MORB типа. Положительные величины $\epsilon_{Nd(385-475 MA)} = +1,9-(+9,5)$ для всех типов базальтоидов указывают на их связь с деплетированным мантийным источником (Дриль, Голубев, 2003).

Вдоль северо-западной (в современных координатах) границы МОП в пределах Восточного Забайкалья магматическими индикаторами островодужной обстановки в позднем палеозое служат интрузии береинского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса и тесно пространственно связанные с ними вулканогенно-осадочные образования каменной свиты (Дриль, Кузьмин, 1998), объединяемые в составе Каменского островодужного террейна Парфенов и др. 2003). Отложения уртуйской свиты Восточного Забайкалья указывают на существование зоны субдукции вдоль юго-восточной окраины Монголо-Охотского палеоокеана.

Среди образований береинского комплекса выделяются две интрузивные фазы, ранняя из которых представлена габброидами и диоритами, а более поздняя – трондьемитами и плагиогранитами. Каменная свита представлена вулканитами базальт-андезит-риолитового состава, которые имеют типичные островодужные геохимические характеристики, что выражается в преобладании LILE и LREE над HFSE с глубокими минимумами по Nb и Ta на спайдердиаграммах. Вулканиты уртуйской свиты представлены преимущественно базальтами с аналогичными геохимическими признаками.

Как вулканогенные, так и интрузивные породы Каменского островодужного террейна имеют положительные величины ϵ_{Nd} . Величина $\epsilon_{Nd(254MA)} = +1,4-(+3,8)$ и $T_{Nd(DM)} = 896-920MA$ в базальтах каменной свиты, имеющих величину $^{147}Sm/^{144}Nd < 0,14$, совпадает с таковыми в диоритах и плагиогранитах Береинского комплекса – $\epsilon_{Nd(254MA)} = +1,4-(+3,4)$ и $T_{Nd(DM)} = 869-1035MA$, что может указывать на тесную генетическую связь средних и кислых пород береинского комплекса с основными расплавами.

Величины $\epsilon_{Nd(350MA)}$ в метабазитах уртуйской свиты так же положительны и лежат в пределах $+1,7-(+6,0)$. Величины $T_{Nd(DM)}$ для базальтоидов с величинами $^{147}Sm/^{144}Nd < 0,145$ лежат в пределах 773-939 MA.

Таким образом, величины $\epsilon_{Nd(t)}$ метабазальтов офиолитовой природы, островодужных вулканогенных образований каменной свиты и интрузий Береинского комплекса, а также метабазитов уртуйской свиты являются положительными, что указывает на непосредственную связь этих магматических образований с деплетированным изотопным мантийным источником.

Поступление ювенильного вулканогенного материала в бассейн осадконакопления не могло не сказаться на изотопных характеристиках осадков, накапливавшихся вблизи островных дуг и (или) активных континентальных окраин. Примером таких образований служат осадочные породы каменной и уртуйской свит Восточного Забайкалья. Туфоалевролиты каменной свиты имеют положительные значения $\epsilon_{Nd(254MA)} = +2,8-(+3,5)$ при $T_{Nd(DM)} = 938-993MA$, что полностью сопоставимо с изотопными характеристиками



магматических образований Каменского островодужного террейна, и указывает на ювенильный характер источника вещества осадков.

В отличие от осадочных пород каменской свиты исследованные туфоалевролиты уртуйской свиты имеют более низкие величины $\epsilon_{Nd(350MA)} = +1,0$ (-3,4) при существенно более древних модельных Nd изотопных возрастах - $T_{Nd(DM)} = 1142-1408$ МА. Это свидетельствует о существенной доле древнего корового вещества в источнике сноса уртуйской свиты по сравнению с каменской. Таким источником могли служить рифейские образования Аргунского террейна, которые характеризуются $\epsilon_{Nd(t)} = -2,0$ (-7,0) при $T_{Nd(DM2)} = 1657-2063$ МА) (Смирнова и др., 2022).

Основной объем осадочных отложений аккреционного клина в Забайкальской части МОП, представлен породами кулиндинской, ононской, чиндантской и усть-борзинской свит, объединенных в составе Ононского террейна (Парфенов и др., 2003). Изотопный состав Nd в метатерригенных породах всех этих свит эpsilon-отрицательный – $\epsilon_{Nd(t)} = -0,7$ (-7,0), что свидетельствует о присутствии в них древнего рециклированного корового источника вещества, подобного рифейским образованиям Аргунского террейна. Это подтверждают и величины модельных изотопных возрастов метаосадков аккреционного клина, которые лежат в пределах $T_{Nd(DM-2)} = 1100-1770$ МА.

Таким образом, представляется вероятным, что именно рифейские комплексы Аргунского террейна были основным поставщиком осадочного материала в аккреционный клин МОП. Роль вещества ювенильной коры, которая для Забайкальской части МОП характеризуется положительными величинами $\epsilon_{Nd(t)}$ и модельными возрастными $T_{Nd(DM)} < 1000$ МА, в составе аккреционного клина была подчиненной.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00775. При выполнении работы использовались ресурсы ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН.

Литература:

- Windley B. The evolving continents. 3rd edition. JohnWily & Sons. Chichester. 1995. 526 P.
- Jahn B. M., Wu F.Y., Chen B. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic // Episodes. 2000. 23. P.82–92.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. 6. С.7–41.
- Дриль С.И., Голубев В.Н. Изотопная Nd-Sr- систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов восточно-забайкальской части Монголо-Охотского пояса // ДАН. 2003. т.389. №3. С.369–373.
- Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород Беринской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса // ДАН. 1998. т.360. №2. С.241–245.
- Смирнова Ю.Н., Овчинников Р.О., Смирнов Ю.В., Дриль С.И. Источники кластического материала и условия накопления осадочных пород Даурской серии Аргунского континентального массива // Тихоокеанская геология. 2022. Т.41. №1. С. 13–31.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ АНАЛИЗ *IN SITU* (LA-ICP-MS) СУЛЬФИДНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ МУЛЬТИМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Дрогобужская С.В.¹, Баянова Т.Б.²

¹Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В.Тананаева, Апатиты, Россия, drogosv@yandex.ru,

²Геологический институт ФИЦ «Кольский научный центр Российской академии наук», Апатиты, Россия, bayanova@geoksc.apatity.ru.

Целью данных геохимических исследований является оценка концентраций и распределений PGE и других элементов в сульфидных рудных минералах из комплексных Cu-Ni и Pt-Pd месторождений в Арктическом регионе (Фенноскандинавский щит) методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS). LA-ICP-MS это уникальный метод локального анализа, позволяющий изучать минеральные зерна *in situ*. Разработаны методики, которые позволили определять концентрации PGE и др. элементов в пирите, халькопирите, пентландите, пирротине и других сульфидах.

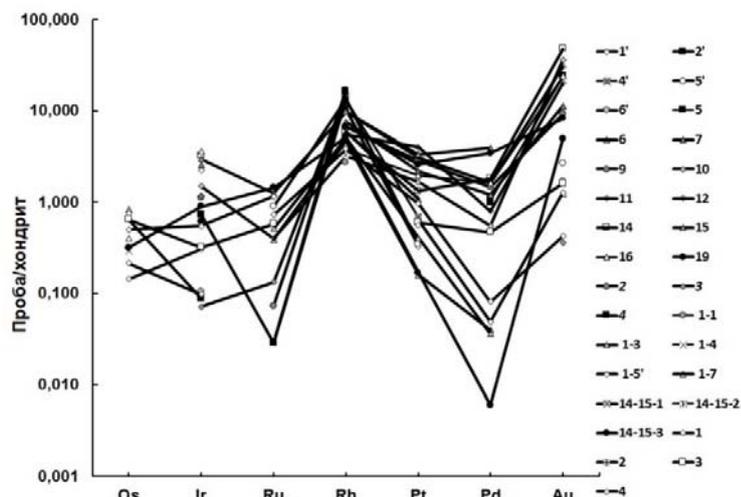


Рисунок 1. Распределение PGE в халькопирите, нормированные на хондрит (McDonough, Sun 1995) из Печенгского Cu-Ni месторождения.

Анализ зерен сульфидов *in situ* проводили на полированных тонких срезах методом ICP-MS. Для изучения морфологии образцов использовали электронную (LEO-1415) и оптическую (LEICA OM 2500 P, камера DFC 290) спектроскопии. Анализируемые зоны на сульфидных минералах выбирали с использованием микроэлектронных и оптических изображений. Измерения проводили на квадрупольном масс-спектрометре ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer), оснащенного системой лазерного пробоотбора UP-266 MACRO (New Wave Research) с длиной волны 266 нм. Измерения ЭПГ, РЗЭ и других элементов (S, Cr, Fe, Cu, Ni, Co, As, Se, Mo, Cd, Sn, Sb, Re, Ti, Te, Tl, Hf, W, Bi, Pb, Th, U) в сульфидах проводили в атмосфере аргона или гелия в точке диаметром от 35 до 155 мкм с частотой повторения импульсов 7 и 10 Гц и энергией в импульсе 3,0-3,5 мДж. Для градуировки прибора использовали NIST 610, NIST 612 и тандемную градуировку (по растворам), при расчетах учитывали коэффициенты чувствительности изотопов. В качестве внутреннего стандарта использовали Fe, Ni и Cu как самые равномерно распространенные элементы в сульфидных минералах. Для учета матричного влияния использовали внутрिलाбораторные стандарты

халькопирита, пентландита и пирротина, предварительно подготовленные и проанализированные с помощью микрозонда (Cameca MS-46). При расчетах концентраций родия и рутения в сульфидах были учтены интерференции меди и никеля.

В результате, впервые получены данные по большому числу элементов в сульфидах, выделенных из пород комплексных мультиметалльных месторождений: Печенгского (рис. 1), Аллареченского (1,98 млрд лет), Федоровой тундры (рис. 2) и месторождения Северный Каменник (2,5 млрд лет).

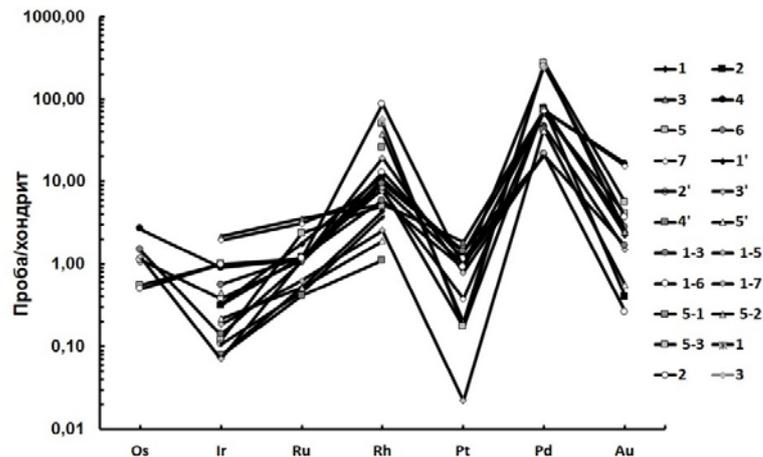


Рисунок 2. Распределение PGE в пентландите, нормированные на хондрит (McDonough, Sun 1995) из Алларечкинского месторождения (1,98 млрд лет).

Новые данные о концентрациях PGE, Au и Ag в сульфидах, включая данные об их распределении в минералах, имеют решающее значение для изучения происхождения благородных металлов в сульфидных рудах и интерпретации условий формирования сложных месторождений, концентрации других микроэлементов являются существенным дополнением к полученным геохимическим данным.

Литература:

McDonough W. F., Sun S-S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНАТОВ ИЗ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КОМСОМОЛЬСКАЯ-МАГНИТНАЯ (ВЕРХНЕМУНСКОЕ ПОЛЕ, СИБИРСКИЙ КРАТОН)

Дымищц А.М.^{1,2}, Шарыгин И.С.^{1,2}, Мальковец В.Г.^{2,3}, Алифирова Т.А.⁴, Яковлев Д.А.⁵, Костровицкий С.И.⁵

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, *adymshits@crust.irk.ru*

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

³АК «АЛРОСА» (ПАО), Мирный, Республика Саха (Якутия), Россия

⁴Department of Lithospheric Research, University of Vienna, Вена, Австрия

⁵Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

Исследован минеральный состав 52 ксенолитов мантийных гранатовых перидотитов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная (Верхнемунское поле, Сибирский кратон, Далдынский террейн) размером от 1 до 15 см. Вариации химического состава пиропов изученных ксенолитов показали, что 31 из них относятся к гарцбургит-дунитовому

(из них 15 – к области включений в алмазах), 22 – к лерцолитовому и 2 к – верлитовому парагенезисам (рис. 1). Таким образом, в представленной выборке гранаты гарцбургитового парагенезиса составляют 56% от их общего числа.

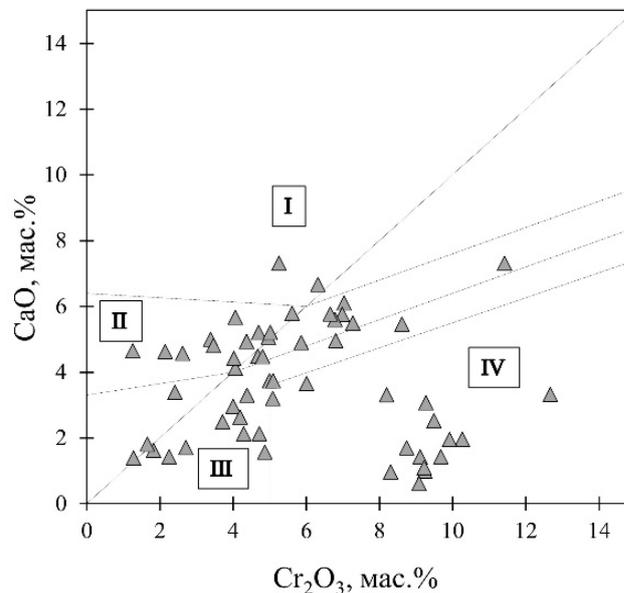


Рисунок 1. Особенности химического состава перидотитовых гранатов из кимберлитовой трубки Комсомольская-Магнитная на диаграмме CaO–Cr₂O₃. Поля разделены в соответствии с Sobolev et al. (1973) и отражают различные мантийные парагенезисы. I – верлитовый; II – лерцолитовый; III – гарцбургитовый/дунитовый; IV – гарцбургит/дунитовый из включений в алмазах.

Для части ксенолитов был также изучен редкоземельный состав минералов и оценены P–T условия последнего равновесия. Нормированные на хондрит спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) для гранатов имеют три принципиально разных формы: синусоидальную, нормальную и «humped» горбатую (Dymshits et al., 2020). Синусоидальные спектры имеют положительный пик либо в области Nd (спектр с ромбами рис. 2), либо Sm (спектр с кругами рис. 2) и отрицательный – Er или Tb. Гранаты с синусоидальным спектром распределения РЗЭ имеют низкие содержания Y и Zr и попадают в область деплетированных и слабо обогащенных перидотитов (Griffin, Ryan, 1995). В представленной выборке 40% гранатов ложатся в область слабо обогащённых гранатовых перидотитов (содержания Zr до 25 ppm и Y до 5 ppm). Высокая пропорция перидотитов с подобными гранатами свидетельствует о том, что литосферная мантия под Верхнемунским кимберлитовым полем достаточно деплетирована.

Гранаты с нормальной формой спектра распределения РЗЭ имеют узкий диапазон содержаний Zr (до 50 ppm) и на диаграмме Y–Zr (Griffin, Ryan, 1995) лежат вдоль вертикального тренда, который может быть связан с участием метасоматических агентов типа «MARID», как было предложено в работе Creighton et al. (2009). Горбатые спектры имеют крутой наклон от La к Sm, небольшое плато в центральной части с высокими концентрациями РЗЭ относительно хондрита и отрицательный наклон в области средних и тяжелых РЗЭ. Для гранатов с горбатой формой спектра распределения РЗЭ, содержания элементов от Sm к Tb примерно в 10–15 раз выше относительно хондритового. Также эти гранаты имеют очень высокие концентрации Zr (130–182 ppm) и на диаграммах, предложенных Griffin, Ryan (1995), лежат в области флогопитового метасоматоза, что подтверждается присутствием крупных кристаллов текстурно-равновесного флогопита в минеральной ассоциации перидотитов, которые содержат подобные гранаты. Гранаты с нормальным и горбатым спектром обогащены Ti и Y.

Оценки давлений и температур для мантийных ксенолитов, содержащих изученные гранаты, показали их равномерное распределение на глубинах от 100 до 210 км. При этом гранаты с горбатыми спектрами, показывающими на диаграмме Y–Zr низкотемпературное обогащение расплавами/флюидами, сконцентрированы в области глубин от 115 до 170 км, в то время как гранаты соответствующие по своему составу высокотемпературному метасоматозу, расположены на глубинах от 170 до 210 км. Таким образом, для пород литосферной мантии под Верхнемунским полем наблюдается метасоматическая модификация перидотитов как низкотемпературными расплавами/флюидами, так и силикатными расплавами и происходило это на разных уровнях глубинности.

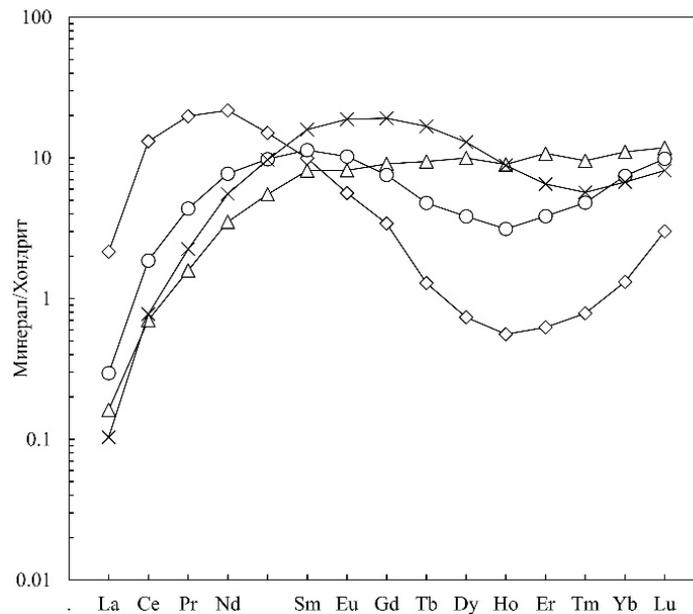


Рисунок 2. Спектры распределения РЗЭ, нормированные к хондриту C1 (McDonough, Sun, 1995) в гранатах из ксенолитов перидотитов кимберлитовой трубки Комсомольская–Магнитная. Значками обозначены разные типы спектра. Крестами – горбатый, треугольники – нормальный, ромбы и круги – синусоидальные (пояснения в тексте).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 18-77-10062, <https://rscf.ru/project/18-77-10062/>

Литература:

- Creighton S., Stachel T., Matveev S., Hofer H., McCammon C., Luth R.W. Oxidation of the Kaapvaal lithospheric mantle driven by metasomatism // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2009. V. 157. P. 491–504.
- Dymshits A., Sharygin I., Liu Z., Korolev N., Malkovets V., Alifirova T., Yakovlev I., Xu Y.-G. Oxidation State of the Lithospheric Mantle Beneath Komsomolskaya–Magnitnaya Kimberlite Pipe, Upper Muna Field, Siberian Craton // *Minerals*. 2020. V. 10. P. 740.
- Griffin W.L., Ryan C.G. Trace-elements in indicator minerals-area selection and target evaluation in diamond exploration // *Journal of Geochemical Exploration*. 1995. V. 53. P. 311–337.
- McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Sobolev N.V., Lavrent'ev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 1973. V. 40. P. 39–52.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ УРАНА В СИЛИКАТНЫХ РАСТВОРАХ ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

Еремин О.В., Эпова Е.С.

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия, yeroleg@yandex.ru

Для термодинамических расчётов равновесий с участием водных форм кремния необходимы значения их стандартных энергий Гиббса образования $\Delta_f G^\circ$. В таблице 1 приведены известные из литературных источников величины $\Delta_f G^\circ$ и полученные в настоящей работе.

Таблица 1. Стандартные энергии Гиббса образования из элементов ($\Delta_f G^\circ$) при температуре 25 °С силикатных форм кремния в водных растворах.

Форма	$-\Delta_f G^\circ$, Дж/моль	Источник	Форма	$-\Delta_f G^\circ$, Дж/моль	Источник
SiO₂	833411	(Букаты, 2002)	H₆Si₃O₉	3258846	-
H₂SiO₃	1063079	-	(H ₅ Si ₃ O ₉) ⁻	3190628	-
(HSiO ₃) ⁻	1015879	-	(H ₄ Si ₃ O ₉) ²⁻	3122409	-
(SiO ₃) ²⁻	940400	-	(H ₃ Si ₃ O ₉) ³⁻	3051357	(Нипрук и др., 2018)
(H ₃ SiO ₃) ⁺	1080796	-	(H ₂ Si ₃ O ₉) ⁴⁻	2985972	(1)
H₄SiO₄	1307780	-	(HSi ₃ O ₉) ⁵⁻	2917753	-
(H ₃ SiO ₄) ⁻	1252750	-	(Si ₃ O ₉) ⁶⁻	2849534	-
(H ₂ SiO ₄) ²⁻	1185870	-	H₈Si₃O₁₀	3495078	-
(HSiO ₄) ³⁻	1118180	-	(H ₇ Si ₃ O ₁₀) ⁻	3426859	-
(SiO ₄) ⁴⁻	1049639	-	(H ₆ Si ₃ O ₁₀) ²⁻	3358641	-
H₂Si₂O₅	1936333	(1)	(H ₅ Si ₃ O ₁₀) ³⁻	3294808	(Нипрук и др., 2018)
(HSi ₂ O ₅) ⁻	1858979	(Букаты, 2002)	(H ₄ Si ₃ O ₁₀) ⁴⁻	3222203	(1)
(Si ₂ O ₅) ²⁻	1793292	-	(H ₃ Si ₃ O ₁₀) ⁵⁻	3153984	-
H₄Si₂O₆	2172564	(1)	(H ₂ Si ₃ O ₁₀) ⁶⁻	3085766	-
(H ₃ Si ₂ O ₆) ⁻	2104345	-	(HSi ₃ O ₁₀) ⁷⁻	3017548	-
(H ₂ Si ₂ O ₆) ²⁻	2036127	-	(Si ₃ O ₁₀) ⁸⁻	2949329	-
(HSi ₂ O ₆) ³⁻	1957422	(Букаты, 2002)	H₈Si₄O₁₂	4345129	-
(Si ₂ O ₆) ⁴⁻	1899690	(1)	(H ₇ Si ₄ O ₁₂) ⁻	4276910	-
H₆Si₂O₇	2408796	-	(H ₆ Si ₄ O ₁₂) ²⁻	4208692	-
(H ₅ Si ₂ O ₇) ⁻	2333920	(Нипрук и др., 2018)	(H ₅ Si ₄ O ₁₂) ³⁻	4140473	(Нипрук и др., 2018)
(H ₄ Si ₂ O ₇) ²⁻	2271802	(Нипрук и др., 2018)	(H ₄ Si ₄ O ₁₂) ⁴⁻	4078928	(Нипрук и др., 2018)
(H ₃ Si ₂ O ₇) ³⁻	2204140	(1)	(H ₃ Si ₄ O ₁₂) ⁵⁻	4004036	(1)
(H ₂ Si ₂ O ₇) ⁴⁻	2135921	-	(H ₂ Si ₄ O ₁₂) ⁶⁻	3935817	-
(HSi ₂ O ₇) ⁵⁻	2067703	-	(HSi ₄ O ₁₂) ⁷⁻	3867598	-
(Si ₂ O ₇) ⁶⁻	1999484	-	(Si ₄ O ₁₂) ⁸⁻	3799380	-

Примечание: Прочерк – повторение данных, (1) – расчет по данным (1).

Расчёт проводился для формальной реакции



с известными значениями $\Delta_f G^\circ$ компонентов, из которых с использованием методов линейного программирования получено множество оксидных вкладов, а именно $g(\text{H}_2\text{O})=-236231$, $g(\text{SiO}_2)=-850051$, $g(\text{e}_2\text{O})=-9979$ Дж/моль, (1)

которые использовались в оценках. Средняя ошибка отклонений относительно известных данных (табл. 1) составила 0.81%.

Множество растворимых форм кремния (50 видов) внесено в базу данных ПК Селектор (Чудненко, 2010), с использованием которого рассчитана модель взаимодействия 10 г кварца и 1 л воды при температуре 25 °С и атмосферном давлении. Динамика изменений равновесных состояний системы рассматривалась при переменном количестве кислорода (O₂). Начальное состояние (отсутствие фазы кислорода) при равновесии показывает частичное растворение кварца 1.5 г и наличие водных форм H₂Si₂O₅ (607 мг), H₄Si₂O₆ (475 мг), H₄SiO₄ (337 мг), H₆Si₂O₇ (366 мг). Электродный потенциал раствора при этом восстановительный – 0.1217 В. Назовём эти нейтральные формы кремнекислот «восстановительными». Добавление кислорода приводит к полному растворению кварца, количество водных форм кремния при этом возрастает постепенно до 20 (с точностью более 10⁻⁴ моль/л) затем уменьшается до трёх – (SiO₄)⁴⁻, (HSiO₄)³⁻, (Si₂O₇)⁶⁻ для более окислительных условий. Отнесём эти три формы кремнекислот к множеству «окислительных».

Далее первоначальная система была расширена добавлением 1 г уранинита UO₂. Дополнительно проведены расчёты Δ_rG° по прогнозным моделям (Chen et al., 1999; Clark et al., 1998; Mostafa et al., 1995) для соединений и минералов класса оксидов (гидроксидов, пероксидов) урана и силикатов уранила (табл. 2).

Таблица 2. Минералы класса силикатов уранила по (Plasil, 2018) и их расчётные значения Δ_rG° по методам (Chen et al., 1999; Clark et al., 1998; Mostafa et al., 1995).

Минерал	Формула	-Δ _r G°, Дж/моль		
		Chen	Mostafa	Clark
Группа уранофана				
Болтвудит	KUO ₂ SiO ₃ OH·1.5H ₂ O	2812650	-	2895500
Натроболтвудит	NaUO ₂ SiO ₃ OH·1.5H ₂ O	2838785	-	2869000
Купроскладовскит	CuUO ₂ SiO ₃ OH·6H ₂ O	-	3566495	-
Казолит	PbUO ₂ SiO ₄ ·H ₂ O	-	2444062	-
Урсинит	Co _{0.8} Mg _{0.2} (UO ₂ SiO ₃ OH) ₂ ·6H ₂ O	-	5949420	-
Складовскит	Mg(UO ₂ SiO ₃ OH) ₂ ·6H ₂ O	6297300	-	-
Уранофан	Ca(UO ₂ SiO ₃ OH) ₂ ·5H ₂ O	6192300	-	-
Свамбоит-(Nd)	Nd _{0.33} UO ₂ SiO ₃ OH·2.4H ₂ O	-	2979472	-
Группа уиксита				
Уиксит	K ₂ (UO ₂) ₂ Si ₅ O ₁₃ ·4H ₂ O	8188480	-	8386000
Хейвиит	Ca(UO ₂) ₂ (SiO ₃ OH) ₂ Si ₃ O ₆ ·6H ₂ O	8992560	-	-
Коутиноит	Th _x Ba _{1-x} 2 _x (H ₂ O) _y [(UO ₂) ₂ (Si ₅ O ₁₃)](H ₂ O) ₃	8036320	-	-
Соддиит	Ba(UO ₂) ₂ Si ₅ O ₁₃ ·3H ₂ O (UO ₂) ₂ SiO ₄ ·H ₂ O	3417980	-	-
Плохо определённые				
Кальциоурсилит	Ca ₄ (UO ₂) ₄ (Si ₂ O ₅) ₅ (OH) ₆ ·15H ₂ O	20388540	-	-
Магниоурсилит	Mg ₄ (UO ₂) ₄ (Si ₂ O ₅) ₅ (OH) ₆ ·15H ₂ O	18672500	-	-
Ураносилит	UO ₃ ·7SiO ₂	7135420	-	-

Примечание: прочерк – расчёт не проводился или невозможен с использованием описанного алгоритма.

Начальное состояние 10 г кварца и 1 г уранинита в 1 л воды при равновесии представлено коффинитом (USiO₄) – 55 г, в растворе присутствуют U⁴⁺, UO₂²⁺. Электродный потенциал с -0.2503 В при увеличении кислорода до 24 г возрастает, оставаясь отрицательным, при этом в равновесии с коффинитом появляется кварц, в водном растворе «восстановительные» формы кремнекислот. При смене восстановительной обстановки на

окислительную (25 г O_2) в растворе присутствуют «окислительные» формы кремнекислоты и $\text{UO}_2(\text{OH})_2$. Дальнейшее увеличение кислорода приводит к формированию студтита и метастудтита ($\text{UO}_2\text{O}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Расширение системы породообразующими элементами – Na, K, Ca, Mg показало, что формирование силикатов уранила как группы уранофана так и уиксита проходит в восстановительной среде и присутствии в растворах нейтральных (по заряду) силикатных форм: $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$, $\text{H}_4\text{Si}_2\text{O}_6$, H_4SiO_4 , $\text{H}_6\text{Si}_2\text{O}_7$. На примере минералов группы уиксита можно говорить о вероятных водорастворимых формах кремнекислоты $\text{H}_6\text{Si}_5\text{O}_{13}$, энергии которых можно оценить по уравнению (1).

Работа поддержана РФФИ (проект № 22-27-00281).

Литература:

Букаты М.Б. Разработка программного обеспечения для решения гидрогеологических задач // Известия ТПУ. – 2002. – Т. 305. – Вып. 6. – С. 348–365.

Нипрук О.В., Черноуков Н.Г., Захарычева Н.С. Исследование гетерогенных равновесий в насыщенных водных растворах уранофана // Геохимия 2018, 8, с.745-758.

Чудненко К.В. (2010) Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое изд-во Гео, 176 с.

Chen F., Ewing R.C., Clark S.B. The Gibbs free energies and enthalpies of formation of U^{6+} phases: An empirical method of prediction // American Mineralogist. 1999. Vol. 84. P. 650-664.

Clark S.B., Ewing R.S., Schaumloffel J.C. A method to predict free energies of formation of mineral phases in the $\text{U(VI)}\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system // Journal of Alloys and Compounds 271–273 (1998) 189–193

Mostafa A.T.M.G., Eakman J.M., Yarbo S.L. Prediction of Standard Heats and Gibbs Free Energies of Formation of Solid Inorganic Salts from Group Contributions // Ind. Eng. Chem. Res. 1995. 34, 4577-4582.

Plasil J. Mineralogy, Crystallography and Structural Complexity of Natural Uranyl Silicates // Minerals 2018, 8, 551; doi:10.3390/min8120551

ПОРОДЫ ТТГ АССОЦИАЦИИ ФУНДАМЕНТА ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА. U-RV ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ПЕРВИЧНЫЕ СОСТАВЫ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭФФЕКТЫ ПРИ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМЕ

Ефремов С.В.¹, Дамдинов Б.Б.², Хубанов В.Б.²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова, Иркутск, Россия, esv@igc.irk.ru

²Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

Породы ТТГ ассоциации обнажены в ядре антиклинорной структуры, трассирующей восточную границу Тувино-Монгольского микроконтинента. Они слагают Гарганскую глыбу, их выходы известны в пределах Онотско-Бельской глыбы, обнажаются в бортах рек Их-Хоро и Хонгор-Бууш, впадающих в озеро Хубсугул и в пределах его береговой линии.

Породы ассоциации представлены амфиболовыми, амфибол-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, интенсивно мигматизированы. Степень мигматизации варьирует довольно сильно. Отмечаются слабо измененные породы (метатектиты до 5% неосомы), сохранившие первичную минералогию и магматические структуры, умеренно измененные (строматические метатектиты, более 30% неосомы) и сильно измененные (диатектиты, более 50 % неосомы).

Степень мигматизации возрастает в северном направлении, от метатектитов в бассейнах рек Их-Хоро и Хонгор-Бууш до диатектитов в пределах Гарганской глыбы. Метаморфические реакции проявлены в дегидратационном плавлении биотита с образованием магнетита и калиевого полевого шпата, реже появляются клинопироксен и гранат.

Ассоциация новообразованных минералов и стабильность первичного амфибола при данных условиях метаморфизма позволила оценить его параметры. Для этого были использованы результаты моделирования дегидратационного плавления серых гнейсов, приведенные в работе (White et al., 2017). Колебания T и P составили 800–870 °C, 7,5–11 кбар соответственно, что соответствует верхам амфиболитовой, низам гранулитовой фации метаморфизма.

Изотопный возраст протолита и возраст метаморфизма гнейсов U-Pb методом по цирконам оценивался разными авторами. Группой авторов во главе с И.В. Анисимовой (Анисимова и др., 2009), была получена конкордантная датировка 2727 \pm 6 млн лет, характеризующая возраст пород ТТГ ассоциации, оценка возраста метаморфизма 2664 \pm 16 млн лет, приведена в работе (Kovach et al., 2004).

Схожие дискордантные U-Pb датировки: 2732 \pm 12 и 3732 \pm 8,5 млн лет с довольно большим разбросом данных (СКВО = 6,2–3,4), метод LA-ICP-MS, были получены группой авторов во главе с Е.Ф. Летниковой (Летникова и др., 2017). Возраст метаморфизма был оценен в 2660–2690 млн лет.

Аналогичные измерения были выполнены для цирконов, выделенных из гранито-гнейса, отобранного в бассейне р. Их-Хоро (республика Монголия). Авторы этой работы (Bold et al., 2019) использовали несколько иной метод расчета датировки (средневзвешенное по условно конкордантным точкам измерений). Оценка возраста составила 2702 \pm 5,6, СКВО=1,4, р.о.ф.=0,1. Полученная датировка несколько ниже оценок, приведенных другими авторами.

Учитывая плохую сохранность цирконов, мы посчитали, что дискордантная датировка будет более корректно отвечать возрасту исходной породы и пересчитали исходные данные. Полученная датировка 2725 \pm 6,8 млн лет, СКВО=1,01, р.о.ф.=0,45, вполне согласуется с приведенными выше данными.

Для определения возраста пород ТТГ Гарганской глыбы нашей группой были отобраны две пробы из строматических метатектитов и диатектитов. Среди выделенных цирконов преобладают две разновидности. Первая, с длиннопризматическим габитусом, имеет магматическую зональность, по краям зерен часто присутствуют структуры растворения, обрастают «метаморфической каймой». Вторая, образует короткопризматические не зональные кристаллы, присутствует в виде каемок на зернах первой разновидности.

Измерения были выполнены методом LA-ICP-MS, в Геологическом институте СО РАН, г. Улан-Удэ. Учитывая плохую сохранность кристаллов, для метатектита была рассчитана дискордантная датировка 2725,8 \pm 8,4 СКВО=1,4, р.о.ф.=0,13. По диатектиту, учитывая большое число кристаллов с короткопризматическим габитусом, была рассчитана конкордантная датировка, характеризующая возраст метаморфизма 2666,6 \pm 12, СКВО=3, р.о.ф.=0,083. Эти датировки довольно хорошо согласуются с результатами полученными другими авторами.

Основываясь на имеющихся данных и учитывая значительное перекрытие результатов полученных разными методами, наиболее целесообразно использовать для оценки возраста и метаморфизма пород ТТГ ассоциации датировки полученные наиболее корректным аналитическим методом: 2727 \pm 6 (Анисимова и др., 2009) 2664 \pm 15 (Kovach et al., 2004) млн лет.

Учитывая мнение многих авторов (Моуен, 2011 и ссылки в этой работе), ТТГ являются плутоническими породами и слагают крупные многофазные интрузии, анализ состава и строения которых сильно затруднен последующим наложением различных геологических процессов.

Практическое совпадение изотопных датировок, рассмотренных в этой работе, позволяет говорить о том, что мы имеем дело с крупным плутоном ТТГ, фрагменты которого обнажаются в разных частях антиклинорной структуры. Несмотря на то, что породы

плутона подверглись значительным эндогенным преобразованиям, вполне возможно оценить его фазовый состав и первичную геохимическую характеристику слагающих фазы пород.

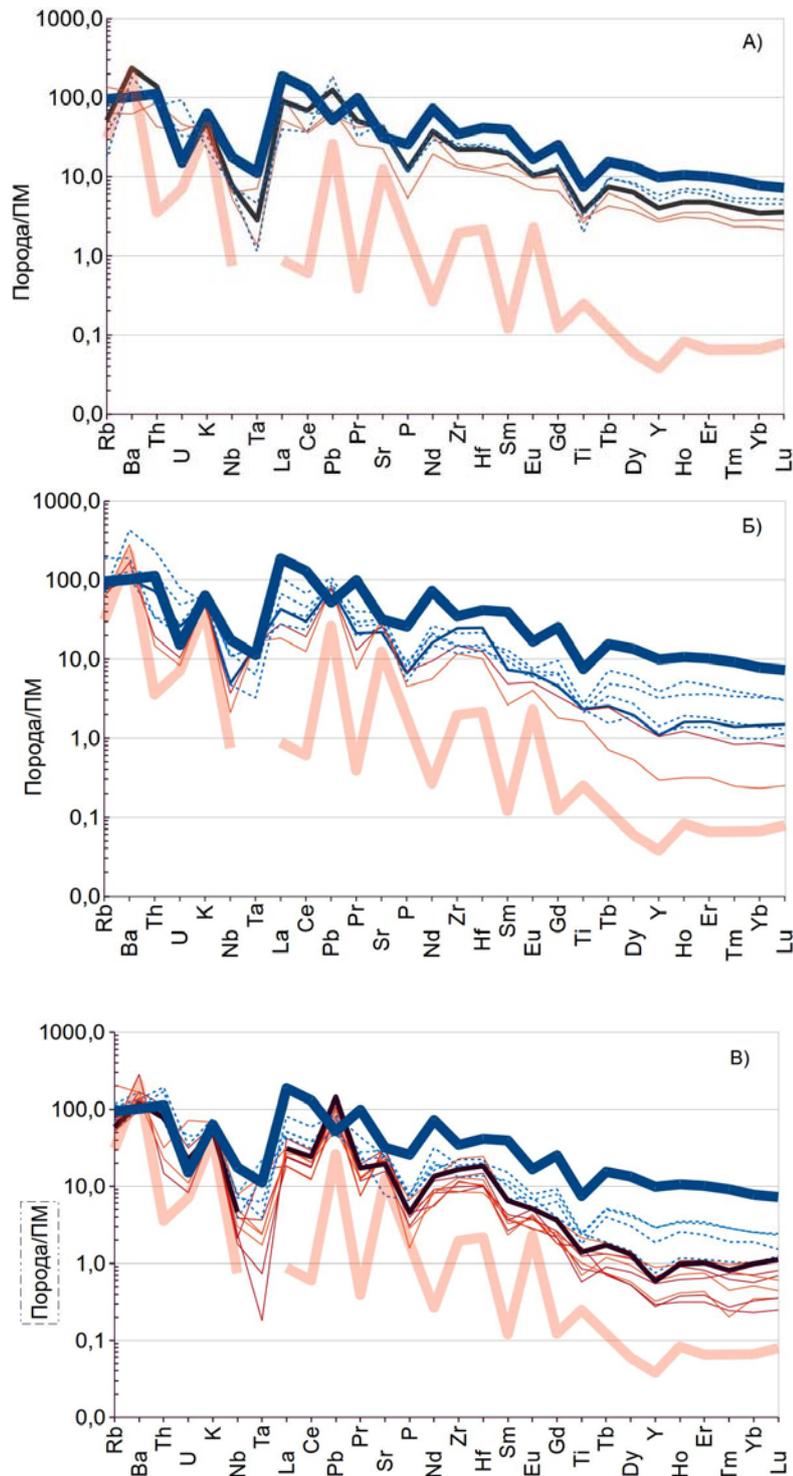


Рисунок 1. Геохимическая характеристика пород ТТГ ассоциации фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента.

Как отмечалось ранее, параметры метаморфизма и степень мигматизации сильно варьируют, что приводит к сохранности пород с первичными магматическими минералами и сохранившимися магматическими структурами. Устойчивость темноцветных минералов



позволяет выделить разновидности пород в ТТГ ассоциации, а количество новообразованных, оценить геохимический эффект метаморфизма.

По минеральному составу и геохимической характеристике выделяется три группы пород: амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы по содержанию кремнекислоты, соответствующие кварцевым диоритам; амфибол-биотитовые гнейсы, с вариациями кремнекислоты соответствующие тоналитам и гранодиоритам и биотитовые гнейсы, с содержанием кремнекислоты соответствующие трондjemитам, гранитам. Все три группы пород обладают общими геохимическими особенностями и «схемой фракционирования» химических элементов между породами в пределах каждой из групп.

На рисунке 1 приведены геохимические спектры пород разных групп. На каждой из диаграмм толстой черной линией дан спектр породы, наименее преобразованный процессами метаморфизма, выше этой линии лежат спектры пород с отчетливыми кумулятивными структурами (потерявшие вещество), ниже, лежат спектры пород с большим количеством неосомы (строматические метатектиты, диатектиты, аккумулярующие вещество). Диаграммы дополнены спектрами биотит-амфиболового кумулата и кварц-плагиоклазовой лейкосомы, характеризующих крайнее проявление процесса метаморфизма (полное удаление «расплава» и состав «расплава»), смешение которых даст любой из геохимических спектров на диаграммах.

Данные диаграммы иллюстрируют наличие устойчивых групп пород, на которые наложен однотипный метаморфизм, они также позволяют учесть геохимические эффекты метаморфизма и оценить геохимическую характеристику подвергшихся метаморфизму пород.

Скорее всего, мы имеем дело с гранитоидным плутоном имеющим трехфазное строение. Геохимическая характеристика этих пород может быть восстановлена и сопоставлена со среднебарическими ТТГ в классификации (Mouen, 2011). При метаморфизме оказываются подвижными большинство химических элементов, в том числе и элементы, используемые для классификации пород ТТГ ассоциаций, что указывает на необходимость восстановления первичных составов этих пород.

Особый интерес вызывает фракционирование химических элементов изотопных пар, таких как Pb/U, Rb/Sr, Sm/Nd, Hf/Lu. Все эти элементы фракционируют относительно друг друга, наибольшее разделение свойственно паре Rb/Sr, наименьшее, Sm/Nd. Все это говорит о необходимости с осторожностью использовать изотопные характеристики пород для генетических реконструкций и геодинамических построений.

Литература:

Анисимова И.В., Левицкий И.В., Сальникова Е.Б. и др. В сб.: Изотопные системы и время геологических процессов. СПб., 2009. Т. 1. С. 34–35.

Летникова Е. Ф., Школьник С. И., Летников Ф. А., Караковский Е. А., Костицын Б. А., Вишневская И. А., Резницкий Л. З. Основные этапы тектоно-магматической активности тувино-монгольского микроконтинента в докембрии: данные u–pb-датирования цирконов // Доклады академии наук. 2017. Т. 474. no 5, С. 599–604.

Bold U., Isozaki Y., Aoki S., Sakata S., Ishikawa A., Sawaki Y., Sawada H. Precambrian basement, provenance implication, and tectonic evolution of the Gargan block of the Tuva-Mongolia terranes, Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2019. 75. С.172–183.

Kovach, V., Matukov, D., Berezhnaya, N., Kotov, A., Levitsky, V., Barash, I., Kozakov, I., Levsky, L., Sergeev, S., 2004. SHRIMP Zircon Age of the Gargan Block TonaliteseFind Early Precambrian Basement of the Tuvino-Mongolian Microcontinent, Central Asia Mobile Belt. 32th Intern. Geological Congress, Abstract.

Moyen J.-F. The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth // Lithos, 2011. 123.С. 21–36.

White R. W., Palin M., Green C. R. High-grade metamorphism and partial melting in Archean composite grey gneiss complexes // J. metamorphic Geol. 2017. 35. С.181–195.



ВЛИЯНИЕ ЭТАПОВ ПОДГОТОВКИ НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ ХИМИЧЕСКОГО ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ КВАРЦИТОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Жабоедов А.П.¹, Волкова М.Г.¹, Непомнящих А.И.¹, Жерлицын А.А.²

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия, rover2808@yandex.ru*

²*ИСЭ СО РАН, Томск, Россия*

С развитием высокотехнологичных отраслей промышленности кварц высокой чистоты является основным материалом для таких областей как кварцевое стекло, кварцевая керамика, металлический кремний, полупроводники, фотоэлектрические элементы, оптоволоконная связь и так далее. Изучение процессов обогащения природного минерального кварцевого сырья является одним из важных и приоритетных направлений современного материаловедения.

Хотя кварцевое сырье разрабатывается уже более двух столетий, в данный момент времени нет единого метода и подхода получения высоко чистого кварцевого концентрата, поскольку текстурные и структурные характеристики, минеральные примеси, флюидные включения, и структурные примеси определяют технологию получения кварцевых концентратов (1). Кварцевые породы практически равномерно распределены по всей земле, но месторождения с низким содержанием структурных примесей встречаются крайне редко и являются уникальными.

В данной работе исследовалось влияние термообработки суперкварцитов месторождения Бурал-Сардык при температуре 700 °С и электроимпульсного дробления на эффективность химического выщелачивания. Суперкварциты характеризуется мономинеральным кварцевым составом (99,9 % объема шлифа). Микротекстура массивная. Микроструктура неравномернозернистая, порфириобластовая. В породе на фоне мелкозернистого кварцевого агрегата наблюдаются крупные зерна кварца разнообразной формы (порфириобласты).

Термообработка проводилась двух видов:

- 1) термодробление: образцы нагревали до температуры 700 °С, выдерживали на полке в течение двух часов после чего охлаждали в воде;
- 2) отжиг: также нагревали, выдерживали на полке, но охлаждение происходило на воздухе.

В результате термообработки в породе появились трещины, которые более или менее равномерно распределены по всей площади шлифа. Зёрна кварца основной массы породы слабо подверглись растрескиванию, трещиноватость в них проявлена слабее, чем в порфириобластах. Характер границ, погасания и формы мелких зёрен основной массы не изменились.

В порфириобластах появились глубокие пустые трещины, которые направлены преимущественно в крест простиранию и удлинению самих порфириобластов. Некоторые трещины переходят за границы отдельного порфириобласта на другой порфириобласт. Чем крупнее порфириобласт, тем больше в нём трещин. А также в некоторых порфириобластах появились помимо глубоких трещин, еще и сеть мелких трещин. Также отмечено, что в отожженных образцах порфириобласты растрескались больше, чем в термодрабленных.

Химическое выщелачивание выполнялось на кварцевой крупке фракцией 100–300 мкм, реакционная смесь готовилась на деонизированной воде с использованием HCl (20 %) и HF (20 %) в соотношении 3:1, в течение 2-х часов при 70 °С (2).

Результаты исследования элементного анализа исходной породы и кварцевых концентратов представлены в таблице. Из данных таблицы видно, что процесс термообработки позволяет повысить эффективность химического выщелачивания на 5%, вероятнее всего это связано с появившимися трещинами в исследуемых образцах. Характеристики кварцевого концентрата, полученного после электроимпульсного



дробления, сопоставимы, с концентратами, полученными при термообработке. Микроскопические исследования, кварцевой крупки фракцией 100–300 мкм, на оптическом микроскопе OLIMPUS BX-51 в проходящем свете показали, что кварцевые агрегаты, полученные при механическом истирании, содержат большое количество флюидных включений, тогда как в кварцевых агрегатах, полученных при электроимпульсном дроблении, флюидные включения не обнаружены.

Таблица. Массовые доли примесей в кварцевых концентратах, ppm.

Аналит	Fe	Al	Ti	Ca	Mg	Cu	Mn	Na	K	Li	Σ10	С.о.
Исходный	19,5	29,4	0,41	0,7	1,2	0,14	0,12	6,1	13,7	0,14	71,4	-
932	9	23,3	0,47	1,1	0,9	0,09	0,03	5,4	7	0,16	47,5	33
937	2,4	4,6	0,45	1,4	0,3	0,019	0,003	4,4	0,7	0,12	14,3	80
934	6	19,1	0,49	2,1	0,7	0,06	0,015	4,4	4,8	0,16	37,8	47
938	1,6	4	0,48	0,6	0,2	0,026	0,001	3,3	0,3	0,11	10,7	85
936	8,9	8,4	0,39	4,7	0,7	0,059	0,033	5,7	2,7	0,15	31,8	55
939	1,5	3,6	0,35	1,2	0,2	0,04	0,002	4,5	0,6	0,11	12,1	83
925	6,1	20	1,16	1	1,2	0,44	0,03	3	4,8	0,13	38	47
928	1,8	5,2	0,9	0,7	0,6	0,05	0,003	3	0,9	0,09	13,2	82

Примечание: технолог – О.Н. Соломеин, анализы выполнены В.Ю. Пономаревой, С.о. – степень очистки; 932 – суперкварцит без термообработки, фракция 100–300 мкм, 937 проба – 932 после химического выщелачивания; 934 – суперкварцит отожженный, фракция 100–300 мкм, 938 проба – 934 после химического выщелачивания; 936 – суперкварцит после термодробления, фракция 100–300 мкм, 939 проба – 936 после химического выщелачивания; 925 – суперкварцит без термообработки, после электроимпульсного дробления, фракция 100–300 мкм, 928 проба – 925 после химического выщелачивания.

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.

Литература:

Haus R., Prinz S., Priess C. Assessment of high purity quartz resources // Quartz: Deposits, Mineralogy and Analytics. – Springer, Berlin, Heidelberg, 2012. стр. 29–51.

Жабоедов А.П., Непомнящих А.И., Соломеин О.Н./ Кварцевые концентраты из кварцитов Восточного Саяна // Известия РАН. Серия физическая. 2017, №9, стр. 1232–1237.

ОСОБЕННОСТИ РАССЕЯНИЯ ПОЛЯРИЗОВАННОГО РЕНТГЕНОВСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Жалсараев Б.Ж.

Геологический институт им. Л.Н.Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, zhalsaraevbato@mail.ru

Разработка энергодисперсионных и волновых спектрометров с поляризацией рентгеновского излучения (ЭДПРС и ВДПРС) потребовало подробно исследовать поляризацию рентгеновских пучков при рассеянии и снижение фона за счет поляризации.

Коэффициент K_s подавления рассеяния характеризует снижение рассеяния от образца в поляризационном спектрометре в сравнении со спектрометром ЭДС без поляризации (Барышев и др., 1989). В работах (Zhalsaraev, 2019 и Zhalsaraev, 2020) получены выражения для оценки коэффициентов подавления фона в ЭДПРС и ВДПРС.

Дифференциальные сечения Томсона для упругого (рэлеевского) рассеяния и Клейна-

Нишины-Тамма для неупругого комптоновского рассеяния линейно поляризованного пучка на свободном электроны равны:

$$\frac{d\sigma_e^T}{d\Omega} = r_e^2 \sin^2 \varphi = r_e^2 (1 - \sin^2 \theta \cos^2 \chi), \quad (1)$$

$$\frac{d\sigma_e^{KN}}{d\Omega} = \frac{r_e^2}{2} \left(\frac{E_1}{E_2}\right)^2 \left(\frac{E_1}{E_2} + \frac{E_2}{E_1} - 2 \sin^2 \theta \cos^2 \chi\right), \quad (2)$$

где r_e – радиус электрона, E_1, E_2 – энергии квантов, до и после рассеяния, φ – угол между электрическим вектором \vec{E} первичного кванта и направлением вторичного кванта, θ – угол рассеяния, χ – угол между плоскостями вектора \vec{E} и рассеяния.

Аксиально симметричные сечения рассеяния неполяризованных пучков получают как полусуммы сечений рассеяния в разных плоскостях, получаемых при $\chi = 0$ и $\chi = 90^\circ$:

$$\left(\frac{d\sigma_e^T}{d\Omega}\right)_0 = \frac{r_e^2}{2} (1 + \cos^2 \theta), \quad (3)$$

$$\left(\frac{d\sigma_e^{KN}}{d\Omega}\right)_0 = \frac{r_e^2}{2} \left(\frac{E_1}{E_2}\right)^2 \left(\frac{E_1}{E_2} + \frac{E_2}{E_1} - \sin^2 \theta\right) \quad (4)$$

Эти формулы подтверждены большим числом экспериментов, но оказывается, что среди коллег есть и сомневающиеся. Опыты выполнены в прошлом веке, и сложно найти прямые ссылки на эти опыты в электронных изданиях.

Диаграммы сечений рассеяния в разных плоскостях приведены на рисунках 1 и 2.

В расчетах используют массовые сечения или коэффициенты рассеяния с индексами m :

$$\sigma_m^R = F^2 \frac{N_A}{A} \frac{d\sigma_e^T}{d\Omega}, \quad \sigma_m^C = \frac{SN_A}{A} \frac{d\sigma_e^{KN}}{d\Omega}, \quad (5)$$

где N_A – число Авогадро (атом/моль), A – атомная масса (г/моль) атома с номером Z .

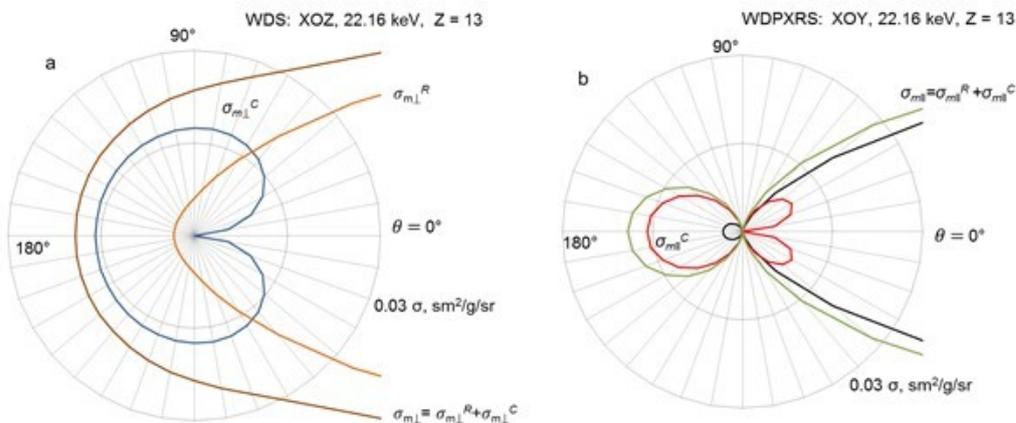


Рисунок 1. Сечения рассеяния поляризованных фотонов с энергией 22.16 кэВ на мишени с атомным номером 13: а) в плоскости XOZ, перпендикулярной вектору \vec{E} ; б) в плоскости XOY вектора \vec{E} . Сечения упругого рассеяния и суммы сечений рассеяния вперед выходят далеко вперед и отсечены на рисунках.

Атомный форм фактор $F^2(Z, \theta)$ и функция некогерентного рассеяния $S(Z, \theta)$ учитывают различие рассеяния на связанных с ядром электронах от рассеяния на свободных электронах.

Поляризующая и анализирующая способности равны поляризации пучка на выходе системы поляризации или регистрации при облучении мишени (образца) неполяризованным пучком.

Поляризацию P и другие параметры оценивают по интенсивности N_π и N_σ компонент пучка:

$$P = \frac{N_\sigma - N_\pi}{N_\sigma + N_\pi}, \quad R = 1 - P, \quad (6)$$

где R – недостаток поляризации или деполаризация.

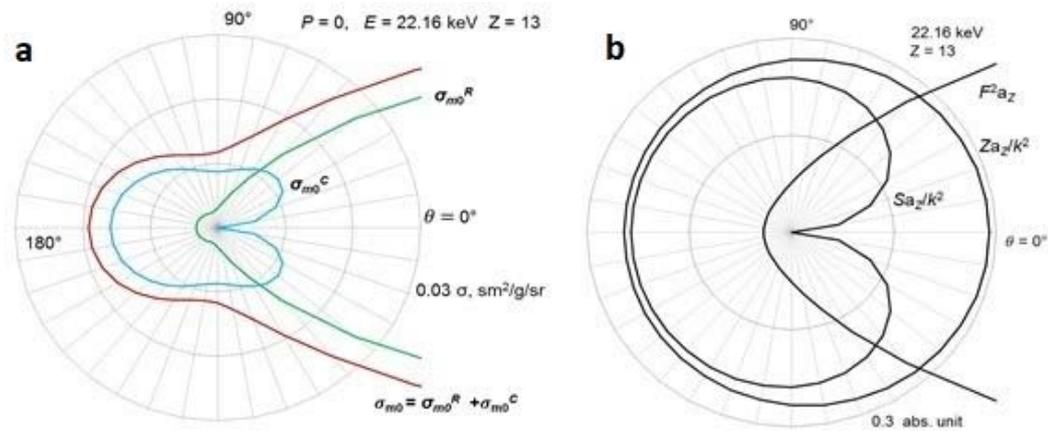


Рисунок 2. Аксиально симметричные сечения рассеяния неполяризованных фотонов (а); атомные факторы F^2aZ , ZaZ/k^2 and SaZ/k^2 (b).

Изменение поляризации при неупругом рассеянии на первой мишени обозначим как P_1^C , а парциальный вклад неупругого рассеяния как R_1^C :

$$P_1^C = \frac{\sigma_{\perp}^C - \sigma_{\parallel}^C}{\sigma_{\perp}^C + \sigma_{\parallel}^C}, \quad R_1^C = \frac{\sigma_{\parallel}^C}{\sigma_0^C} = \frac{2\sigma_{\parallel}^C}{\sigma_{\perp}^C + \sigma_{\parallel}^C}, \quad (7)$$

где σ_{\parallel}^C , σ_{\perp}^C – дифференциальные сечения неупругого комптоновского рассеяния вдоль \parallel и поперек \perp вектора \vec{E} в упрощенной форме записи, $\sigma_0^C = (\sigma_{\perp}^C + \sigma_{\parallel}^C)/2$ – сечение рассеяния неполяризованного пучка (с индексом 0).

Коэффициенты подавления рассеяния K_{EDs} в ЭДПРС и K_{WDs} в ВДПРС получены в виде:

$$K_{EDs} = \frac{1}{1 - P_2 P_3} = \frac{1}{R_2 + R_3 - R_2 R_3}, \quad (8)$$

$$K_{SWD} = \frac{1 + P_2 P_3}{1 - P_2 P_3} = \frac{2 - R_2 - R_3 + R_2 R_3}{R_2 + R_3 - R_2 R_3}, \quad (9)$$

где P_2 и R_2 – поляризация и деполяризация вторичного пучка, $P_3 = 1 - R_3$ и R_3 – анализирующая способность системы регистрации и деполяризация третичного пучка.

Выражения (8 и 9) отличаются, так как «эталон» (ЭДС и ВДС) разные. В традиционных ВДС плоской схемы фон завышен за счет поляризации.

Вклады в деполяризацию рассмотрены в наших ссылках. Например, деполяризацию R_2 и R_3 в ВДПРС определяем в виде сумм парциальных деполяризации

$$R_2 \approx R_{sg} + R_{E1} w_1 + R_{bs} + R_{ms}, \quad (10)$$

$$R_3 \approx (R_D + R_{cg} + R_{E2} w_2 + R_{bc} + R_{mc}) F_d, \quad (11)$$

где R_{sg} , R_{cg} – угловые составляющие упругого и неупругого рассеяния в образце и кристалле,

R_{E1} , R_{E2} – энергетические составляющие неупругого рассеяния в мишенях,

w_1 и w_2 – доли неупругого рассеяния в мишенях,

R_D – вклад дифракции рентгеновского излучения (ДРЛ) на кристалле под углом θ ,

R_{bs} , R_{bc} – вклады излучения коллиматора и других деталей в пучки,

R_{ms} и R_{mc} – вклады многократно рассеянных фотонов и процессов с малым вкладом;

$F_d(E; E_i)$ – функция отклика детектора, описывающая аппаратный спектр детектора.

Итоговая деполяризация характеризует полученное в опыте отношение потока рассеянного от образца излучения к рассеянному излучению в приборе без поляризации.

Подавление фона в ВДПРС сильно зависит от угла сканирования (соответствующие формулы приведены в ссылках). Снижение фона за счет поляризации в ВДПРС эффективно только в случае узко коллимированных пучков. Так, фон в ВДПРС в районе 90° можно снизить в 10–20 раз при анализе пятна малого размера с узкими масками.

При рассеянии на 90° на мишенях вклады R_{g90}^R и R_{g90}^C упругого и неупругого рассеяния равны

$$R_{g90}^R = \frac{2A_{90}^R}{1+A_{90}^R} = \frac{\delta^2}{1+\delta^2/2} \approx \delta^2, \quad (12)$$

$$R_{g90}^C = \frac{2A_{90}^C}{1+A_{90}^C} = \frac{\gamma^2/(1+\gamma)+\delta^2}{1+\frac{\gamma^2}{2(1+\gamma)}+\frac{\delta^2}{2}} \approx R_E^C + R_{g90}^C, \quad (13)$$

где R_{g90}^C – угловая составляющая неупругого рассеяния (без учета доли процесса в сумме массовых сечений рассеяния), R_E^C – энергетическая составляющая неупругого рассеяния:

$$R_{g90}^C = \frac{\delta^2}{1+\delta^2/2} \approx \delta^2, \quad (14)$$

$$R_E^C \approx \frac{\gamma^2}{(1+\gamma+\gamma^2/2)} \approx \frac{\gamma^2}{1+\gamma}, \quad (15)$$

$$k = \frac{E_1}{E_2} = 1 + \gamma_1(1 - \cos\theta), \quad \gamma_1 = \frac{E_1}{m_0c^2}, \quad (16)$$

где γ_1 – приведенная энергия первичного кванта, m_0 – масса покоя электрона, c – скорость света, $m_0c^2 = 511$ кэВ.

Угловые деполаризации пропорциональны квадратам отклонений δ^2 , энергетические составляющие пропорциональны квадратам приведенных энергии γ^2 . Следовательно, подавление фона под линиями К-серии тяжелых элементов за счет поляризации будет не эффективно. Для снижения пределов обнаружения тяжелых элементов апробированы другие приемы.

Литература:

Барышев В.Б., Кулипанов П.Н., Скринский А.Н. Синхротронное излучение в геохимии. Ред. Аношин Г.Н., Кулипанов П.Н. Новосибирск: Наука, 1989, 152 с.

Zhalsaraev B.Zh. The scattering suppression of X-rays with energy of 20-200 keV in spectrometers with Barkla polarizers. *X-Ray Spectrom.* 2019;48: P. 628–636. <https://doi.org/10.1002/xrs.3046>

Zhalsaraev B.Z. X-ray scattering and polarization in wavelengthdispersive spectrometers. *X-Ray Spectrom.* 2020; 49: P. 480–492. <https://doi.org/10.1002/xrs.3142>

ОЦЕНКА ПРЕДЕЛОВ ОБНАРУЖЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ НА СПЕКТРОМЕТРАХ ЖЕСТКОГО РЕНТГЕНОВСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Жалсараев Б.Ж.

*Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия,
zhalsaraevbato@mail.ru*

Обсуждаются пределы обнаружения элементов на энергодисперсионных спектрометрах (ЭДС) жесткого рентгеновского излучения. Вопросы методики расчета параметров ЭД- спектрометров с полупроводниковыми детекторами (ППД) с учетом поляризации и фильтрации пучков изложена нами в журнале *X-Ray Spectrometry* (Zhalsaraev B. Zh., 2020).

Длина пробега рентгеновского излучения К-серии тяжелых элементов в горных породах и рудах достигает 2–4 см. При анализе по жесткому излучению уменьшаются геохимические и матричные эффекты, и можно анализировать пробы с представительной массой до 50–100 граммов (практически как в пробирном анализе).

Мы предложили варианты схем измерения, в которых контрастность повышена как с учетом частичной поляризации тормозного излучения, так и за счет фильтрации пучков. Перед детекторами установлены тонкие селективные фильтры из материалов с порогами поглощения выше выделяемых аналитических линий. Квазимонохроматический первичный пучок формируется фильтрами толщиной порядка 2–5 мм.

На рисунке приведены вычисленные нами и получаемые на известных спектрометрах пределы обнаружения элементов с атомными номерами Z выше 30:

- 1) на спектрометре с волновой дисперсией (ВДС) типа ARL PERFORM'X;
- 2) на разработанном нами в 2000 г спектрометре ЭДПС с поляризатором Баркла;
- 3) на спектрометрах Робертсона с 10–12 детекторами типа HOPG, используемых в компаниях Anglo Gold и Anglo Platinum в Бушвелде с порогами определения золота и других элементов в 100 г руды с порогами 0.5 ppm за 100 с (Robertson et al., 2004);
- 4) на предложенных нами ЭДС (при установке в них четырех HOPG – детекторов) в режимах, оптимальных для определения золота или редкоземельных элементов (РЗЭ).

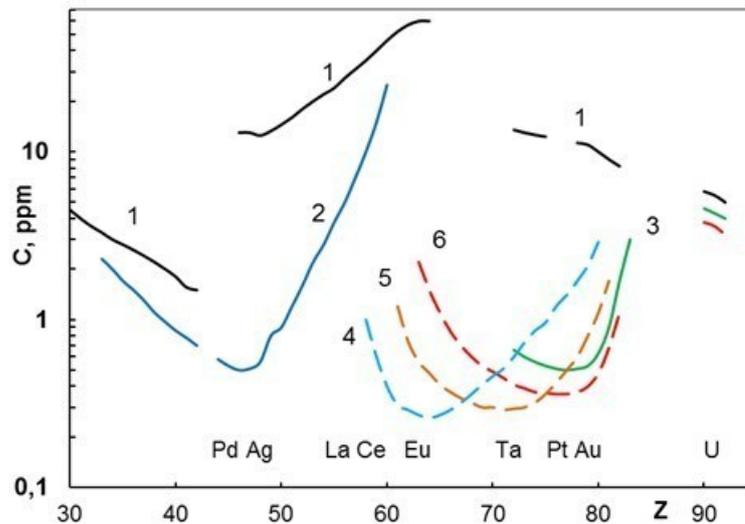


Рисунок. Пределы обнаружения C на разных спектрометрах: 1 – на волновом спектрометре; 2 – на ЭДПС при $E_{\max} = 60$ кэВ; 3 – на ЭДС Робертсона; 4–6 – данные расчета для ЭДС при E_{\max} 100 кэВ (4), 120 кэВ (5) и 140 кэВ (6).

Расчеты показали, что можно подобрать энергию и мощность пучка, условия фильтрации и другие параметры, оптимальные для регистрации разных групп элементов с высокой скоростью счета и с максимальной контрастностью. Видно, что для определения элементов с Z больше 57–60 по излучению K -серии предпочтительны варианты ЭДС простой геометрии с пучками рентгеновского излучения с энергией до 150 кэВ и с детекторами типа HOPG. Для определения элементов с атомными номерами до 60–64, включая легкие платиноиды, можно использовать поляризационные спектрометры с повышенной светосилой (с вогнутыми мишенями) и с HOPG или Si(Li)-детекторами.

Расчеты показывают, что можно решить проблему экспресс-анализа редких элементов с содержаниями выше 0.3–0.5 ppm. Для определения тория и урана с более низкими порогами предложены схемы регистрации под большими углами.

Что касается широко используемых в геохимии волновых спектрометров, то их пределы обнаружения можно резко улучшить при установке в них SDD-детекторов вместо традиционных сцинтилляционных счетчиков. Полагаем, что это под силу фирмам – производителям ВДС.

Таким образом, перспективные варианты рентгеновских спектрометров могут резко расширить возможности удобного во многих отношениях чисто инструментального метода РФА. Прогресс в этом деле ускорится при разработке подходящих сборок или матриц рентгеновских детекторов.

Расчеты полезны, но надо провести опыты при напряжениях до 150 кВ, и выбрать лучшие варианты приборов. Автор готов к сотрудничеству с профильными фирмами.

Литература:

Zhalsaraev B. Zh. The influence of polarization and filtration of beams on the ED spectrometers sensitivity, X-Ray Spectrometry, 2020;1–9. <https://doi.org/10.1002/xrs.3187>

Robertson M.E.A., Feather C.E. Determination of gold, platinum and uranium in South African ores by high-energy XRF spectrometry // XRS, 2004, V 33, P. 125-130. DOI: 10.1002/xrs.678.

УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МЕГАКРИСТАЛЛОВ ПИРОКСЕНОВ И ПРОЦЕССЫ ИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ (ТЭСИЙНГОЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ)

Жгилев А.П., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия, alexsandr_zhgilev@mail.ru

Ранее в работах авторов были приведены сведения о широком распространении в породах и эруптивных отложениях Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии мегакристаллов салических и темноцветных минералов (Цыпукова и др., 2017; Tsyrukova et al., 2014, 2019; Perepelov et al., 2017, 2020). Этими исследованиями были установлены составы мегакристаллов полевых шпатов, пироксенов, гранатов и ильменитов, их редкоэлементные и изотопные характеристики (Sr, Nd). С использованием эмпирических геобарометров и геотермометров была сделана попытка определения P-T условий образования мегакристаллов пироксенов и гранатов.

В работе (Perepelov et al., 2020) отмечено, что пироксены из ассоциации мегакристаллов подвергнуты плавлению с формированием в них прожилков и линз «пироксенового» или, как далее будет использовано, «пироксенитового» стекла с повышенным содержанием Na₂O (до 5.8 вес. %). В настоящем исследовании проведена коррекция расчетов условий формирования мегакристаллов пироксенов, рассмотрены их кристаллохимические особенности, признаки дезинтеграции и плавления под воздействием базальтовых магм, а также установлены результаты и условия кристаллизации новообразованного «пироксенитового» расплава.

Составы мегакристаллов и минералов из пород Тэсийнгольского вулканического ареала определены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA 3 LMU с системой EDS микроанализа Aztec Energy XMax 50+ при ускоряющем напряжении 20 кэВ, размере зонда 5 нм и временем набора спектра 20 сек. Сведения о других использованных методах аналитических исследований приведены в работе (Perepelov et al., 2020).

Морфология мегакристаллов пироксенов. Мегакристаллы пироксена Тэсийнгольского ареала представлены преимущественно их фрагментами и редко сохраняют первичные кристаллографические формы. Как правило, размеры фрагментов мегакристаллов не превышают 1 см, лишь редко достигая размеров 4×6 см (рис. 1). В соотношении с другими минералами ассоциации мегакристаллов наблюдаемый объем фрагментов пироксенов составляет не более 10–15 % от общего. Зоны дезинтеграции пироксенов выполнены материалом бурого и буровато-желтого цвета, который соотносится с участками плавления мегакристаллов и с формированием «пироксенитового» стекла. Срастаний пироксенов с другими минералами ассоциации мегакристаллов не наблюдалось.

Составы мегакристаллов пироксенов и пироксенов из вулканических пород. Исследованные мегакристаллы пироксенов принадлежат Ca-Na типу и близки по составам к омфацитам. Содержания Na₂O в пироксенах варьируют в интервале ~3.1–3.4 вес. %. В сравнении с идеальной формулой омфацита (Di₆₈Jd₃₂Ae₀), мегакристаллы пироксена по данным микроаналитических исследований имеют несколько более низкие величины Jd и высокие значения Ae миналов (Di_{71–72}Jd_{16–19}Ae_{9–12}). Особенности состава изученных

мегакристаллов, в сравнении с омфацитом, заключаются в высоких содержаниях в минерале FeO и более низких – SiO₂ и MgO, что отражается в величинах Mg# (0.86 против 0.37–0.40, соответственно).

Пироксены из базальтоидов Тэсийнгольского ареала принадлежат Ca типу с низкими содержаниями Na₂O (0.36–0.59 вес. %) и отвечают по составам авгитам (Wo_{41–45}En_{40–46}Fs_{12–17}).



Рисунок 1. Морфология фрагментов мегакристаллов пироксена.

а) – фрагмент мегакристалла пироксена с гранями роста и тонкими прожилками «пироксенитового» стекла, б) – преобразованный под воздействием базальтового расплава фрагмент мегакристалла пироксена с крупными зонами «пироксенитового» стекла.

Морфология зон плавления мегакристаллов и составы новообразованных кристаллических фаз. Зоны плавления мегакристаллов пироксенов, образованные под воздействием базальтовых расплавов, имеют различные формы. Это линзовидные выделения или зоны раскристаллизованного «пироксенитового» расплава, состоящие из чередования тонких прожилков стекла, участков скопления новообразованных пироксенов и магнетитов (рис. 2). Отдельные слои в зонах плавления представляют собой микрокристаллические агрегаты Px+Mgt+Gl (Mx на рис. 2). Стекло, представляющее собой остаточный «пироксенитовый» расплав, имеет высоконатровый состав с содержаниями Na₂O в диапазоне от 3.4 до 8.9 вес. %, а также повышенные содержания SiO₂ и Al₂O₃ (до 61 и 21 вес.%, соответственно). Пироксены из зон раскристаллизации «пироксенитового» расплава, также как и пироксены базальтов, представлены авгитами (Na₂O 0.51-0.84 вес. %, Wo_{41–45}En_{27–31}Fs_{25–30}). Магнетиты зон раскристаллизации отличаются умеренной титанистостью (TiO₂ 9.2–14.2 вес. %).

Результаты определения P-T условий кристаллизации пироксенов. P-T условия формирования мегакристаллов пироксенов и пироксенов кристаллизующихся «пироксенитового» и базальтового расплавов установлены с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров, предназначенных для вулканических систем (Putirka, 2008; Neave, Putirka, 2017). Расчеты P-T условий образования мегакристаллов произведены с использованием формул 32b и 32d (Putirka, 2008), которые не учитывают состав кристаллизующегося расплава. Для расчетов температур кристаллизации пироксенов из базальтовых и «пироксенитовых» расплавов применялся геотермометр по формуле 33 (Putirka, 2008), а для расчета давлений геобарометр по (Neave, Putirka, 2017). Эти расчеты проводились для системы «минерал-расплав», в которых в качестве исходного расплава принимались или состав базальта или состав «пироксенитового» расплава, равновесные по $K_D(\text{Fe-Mg})^{\text{crx-liq}}$ с кристаллизующимися фазами пироксенов.

Установлено, что давления формирования мегакристаллов пироксенов составляет от 20 до 22 кбар, а температуры 1203–1221 °C (рис. 3). Обнаруживается, что полученные значения близки или несколько ниже расчетных величин, установленным по составам

мономинеральных выборок мегакристаллов Grt и Crx с использованием геобарометра (Putirka, 2008) и геотермометра (Abbott, 2018) ($P=22\text{--}26$ кбар, $T=1200\text{--}1300$ °C).

Условия кристаллизации пироксенов из базальтовых расплавов отвечают значениям $T=1000\text{--}1150$ °C и $P=3\text{--}9$ кбар, а $P\text{--}T$ условия кристаллизации пироксенов из «пироксенитовых» расплавов близки к ним или несколько ниже ($980\text{--}1120$ °C и $1\text{--}7$ кбар).

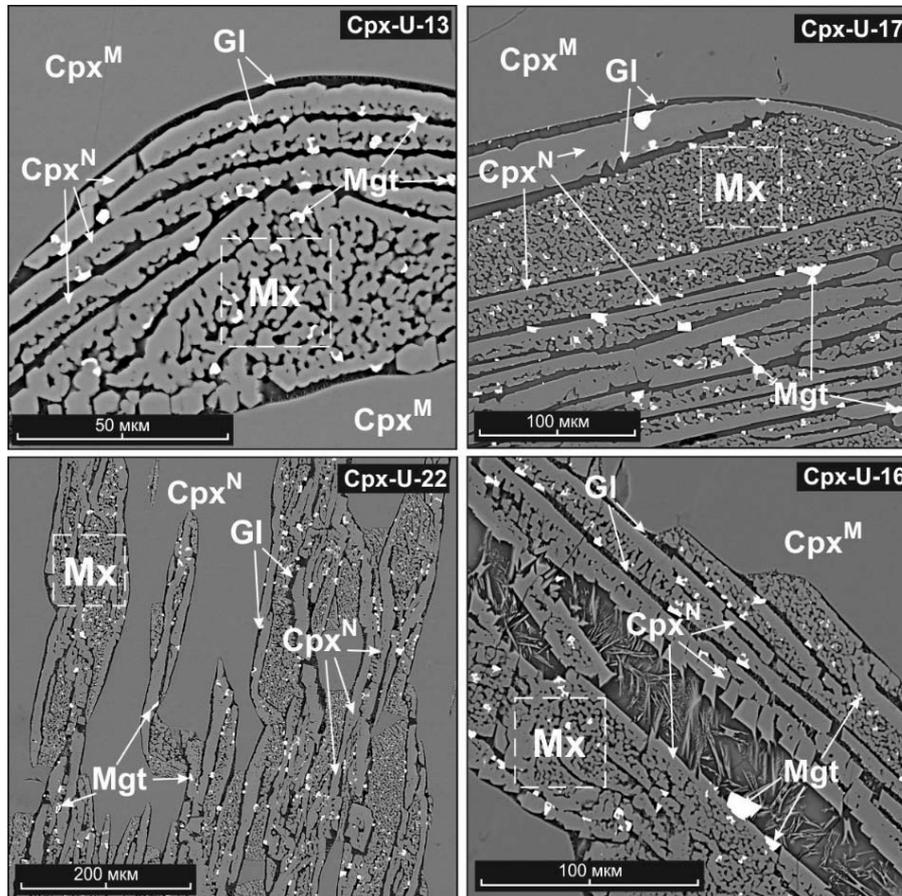


Рисунок 2. Следы плавления мегакристаллов пироксена с формированием и кристаллизацией «пироксенитового» расплава.

Crx^M – области мегакристаллы пироксена, не подвергнутые плавлению; Mx – области раскристаллизованного «пироксенитового» расплава; новообразованные кристаллические фазы: Crx^N – Са-пироксен, Mgt – магнетит; Gl – линзы и прожилки остаточного «пироксенитового» расплава. Изображения в BSE.

Принимая во внимание установленные величины давлений и температур кристаллизации мегакристаллов пироксенов и главные параметры состояния верхней мантии под область Тэсийгольского вулканического ареала можно предполагать, что образование мегакристаллов связано здесь с процессами кристаллизации магматических расплавов вблизи границы астеносферы и литосферы (рис. 3). Кристаллохимические особенности мегакристаллов пироксенов подтверждают возможность их кристаллизации в области высоких давлений близких к эклогитовой фации глубинности (рис. 4). Положение области кристаллизации пироксенов на значительном удалении от солидуса сухого перидотита в направлении снижения температур \sim на 250 °C может указывать на участие в процессе расплава обогащенного CO_2 или H_2O . Последующие захват и транспортировка мегакристаллов базальтовыми магмами в условиях близких к адиабатическим на уровень коры и на поверхность привели вначале к их частичному преобразованию и плавлению, а затем и к кристаллизации новообразованного «пироксенитового» расплава с формированием $Crx\text{--}Mgt\text{--}Gl$ парагенезиса. Эти выводы подтверждаются и тем, что на таких

же «коровых» уровнях глубинности происходит и кристаллизация пироксенов исследованных базальтов Тэсийнгольского ареала.

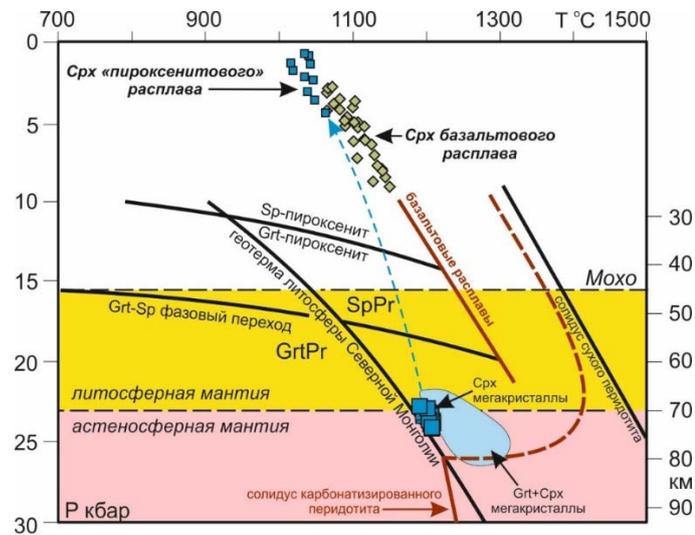


Рисунок 3. P-T условия формирования и преобразования мегакристаллов пироксенов. Границы фазовых переходов (GrtPr-SpPr), литосферной и астеносферной мантии, а также кривая геотермы литосферы Северной Монголии приведены по литературным данным, ссылки см. в работе (Цыпуковой и др., 2014). Кривые солидуса карбонатизированного перидотита (сплошная красная) и фазового перехода «карбонатитовый расплав – CO₂» (пунктирная красная) по (Gudfinnsson, Presnall, 2005). Кривая эволюции составов базальтовых расплавов Тэсийнгольского ареала (сплошная красная) рассчитана для P-T условий равновесия «оливин-расплав» по экспериментальным геотермометрам и геобарометрам (Putirka, 2008). Точки P-T условий кристаллизации пироксенов из базальтового расплава (ромбики оливкового цвета) приведены для вулканов Угуумур и Бодь-уул Тэсийнгольского ареала Северной Монголии. P-T условия кристаллизации пар мегакристаллов Grt-Cpx (голубое поле) приведены по REE-геотермометру (Abbott, 2018) и геобарометру (Putirka, 2008).

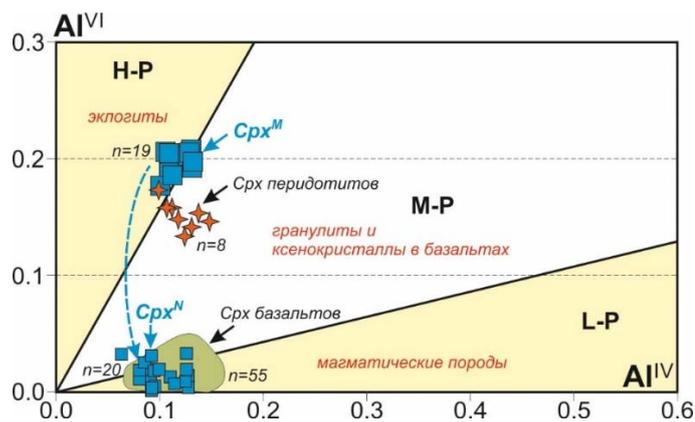


Рисунок 4. Диаграмма Al^{IV}-Al^{VI} для составов мегакристаллов пироксенов и пироксенов из базальтов и перидотитов.

Диаграмма приведена по (Aoki, Shiba, 1973). Величины Al^{IV}-Al^{VI} даны в формульных единицах. H-P, M-P, L-P – области составов пироксенов из пород образованных в условиях высоких, умеренных и низких давлений, соответственно. n – количество анализов пироксенов. Поле составов пироксенов из базальтоидов вулкана Угуумур – оливковый цвет. Пунктирная линия объединяет ассоциацию составов мегакристаллов пироксенов (Cpx^M) и Са-пироксенов (Cpx^N), образованных в мегакристаллах при раскристаллизации «пироксенитового» расплава. Обозначения точек P-T условий кристаллизации мегакристаллов пироксенов и новообразованных Са-пироксенов из них см. на рис. 2, 3.



Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГХ СО РАН по теме НИР № 0284-2021-0007 и гранта № 075-15-2021-682.

Литература:

- Цыпукова С.С., Perepelov A.B., Энхбат Д-Э., Одгэрэл Д., Бат-Ульзий Д. Первые минералогическо-геохимические данные по эруптивно-лавовому вулканическому центру Угуумур с включениями перидотитов и мегакристаллов (Северная Монголия) // *Mongolian Geoscientist. Geology & Metallogeny of Central Asia. Ulaanbaatar. 2017. V. 45. P. 60–65.*
- Abbott R.N. Trace element thermometry of garnet-clinopyroxene pairs, revisited // *Am. Mineral. 2018. V. 103. P. 1169–1171.*
- Aoki K.I., Shiba I. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan // *Lithos. 1973. V. 6. P. 41–51.*
- Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous Gradations among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3–8 GPa // *Journal of Petrology. 2005. V. 46, Iss. 8. P. 1645–1659.*
- Neave D.A., Putirka K.D. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones // *American Mineralogist. 2017. V. 102 (4). P. 777–794.*
- Perepelov A.B., Kuzmin M.I., Tsypukova S.S., Demonterova E.I., Ivanov A.V., Shcherbakov Y.D., Puzankov M.Y., Odgerel D., Bat-Ulzii D. Eclogite trace in evolution of Late Cenozoic alkaline basalt volcanism on the southwestern flank of the Baikal rift zone: Geochemical features and geodynamic consequences // *Dokl. Earth Sci. 2017. V. 476. P. 1187–1192.*
- Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Y., Dril S., Didenko A., Dalai-Erdene E., Puzankov M., Zhgilev A. Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul Volcanic Centers in Northern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry, and Magma Sources // *Minerals. 2020. V. 10, № 7. 612. DOI: 10.3390/min10070612*
- Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem. 2008. V. 69. P. 61–120.*
- Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Demonterova E.I., Pavlova L.A., Travin A.V., Puzankov M.Yu. Origin and evolution of Neogene alkali-basaltic magmas in the southwestern flank of the Baikal rift system (Heaven lava plateau, northern Mongolia) // *Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. № 2. P. 190–215.*
- Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Enhbat. D., Scherbakov Yu.D. Volcanic center Uguumur - origin and links of alkaline basalts magmas, megacrysts and carbonate phases above the mantle plume (Northern Mongolia) // *The 21th Kerulien International Conference on Geology and 2019 High-Level Forum on Synergic Development of Beijing-Tianjn-Hebei in Ecological and Geological Environment. China: Shijiazhuanj. 2019. 32 p.*

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ РТУТИ В ПРОДУКТАХ ГОРЕНИЯ, ПОЛУЧЕННЫХ С ПОМОЩЬЮ УСТАНОВКИ ДЛЯ СЖИГАНИЯ РАСТИТЕЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Журкова И.С., Щербов Б.Л.

*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия,
zhurkova@igm.nsc.ru*

Анализ пирологических данных за последние два с лишним десятка лет показывает увеличение количества лесных пожаров в различных областях Сибири (Пономарев и др. 2017). Пожары приводят к уничтожению лесных массивов (Condé, 2019), изменению климата, заболачиванию территорий (Smith, 2018), загрязнению окружающей среды, чему способствует вынос в атмосферу органических соединений (фосген, угарный газ, метан, фенол) (Montealegre-Gracia et al., 2017) радионуклидов (Дворник, 2015) и тяжелых металлов (Щербов, 2015). Среди множества элементов, мигрирующих при лесных пожарах, особый интерес представляет ртуть, легколетучий элемент, относящийся к супертоксикантам

который одним из первых выносится в атмосферу при лесных пожарах и оказывает негативное влияние как на окружающую среду, так и на организм человека. Известно, что большой процент ртути поступает в атмосферу (Huang, 2011) в составе дымовых шлейфов из наземных экосистем в виде элементарной ртути (Artaxo, 2000). Интерес представляет количественное распределение соединений ртути в продуктах горения (аэрозольные частицы, зола, сажа) растительного материала, полученных в результате пожара.

Цель работы – оценить количественное содержание ртути в продуктах горения растений в лабораторных условиях.

Для количественной оценки была смоделирована и собрана установка для сжигания растительных компонентов в лабораторных условиях (рис. 1). Установка представляет собой закрытую систему и позволяет получать продукты горения (зола, сажа, аэрозольные частицы) растений, с последующим определением количественного распределения ртути (и других элементов) в них.

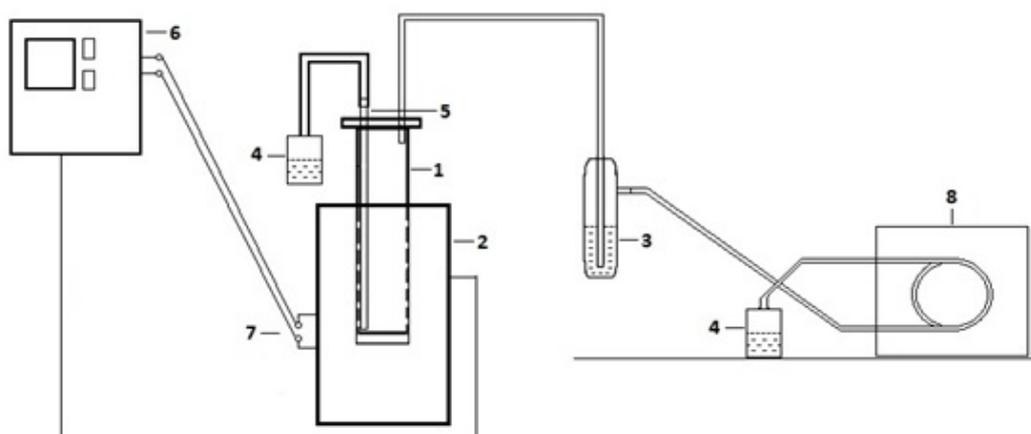


Рисунок 1. Схема установки.

1 – Кварцевая труба ($l = 40$ см, $d = 5$ см), 2 – печь, с нагревательным элементом, закрытой шамотной крышкой, 3 – барбатор, 4 – коническая колба, 5 – воздух отводная трубка, 6 – терморегулятор, 7 – силовая часть, 8 – перистальтический насос.

Эксперимент состоял из следующих этапов: сбор установки, загрузка пробы, нагревание печи, сжигание пробы, при установленных условиях, с последующим получением продуктов горения, анализ полученных продуктов горения на содержание ртути. Определение ртути выполнено атомно-абсорбционным методом «холодного пара» с использованием амальгамации на золотом сорбенте. Использовался спектрометр фирмы «Perkin-Elmer» (США), модель 3030 В с ртутно-гидридной приставкой MHS-20. Предел обнаружения метода при навеске пробы 0,5 г составляет $0,010 \pm 0,005$ ppm.

После подбора условий и отработки методики была проведена серия опытов сжигания проб, отобранных на территории Урского хвостохранилища, характеризующейся повышенным содержанием ртути. Пробы предоставлены к.г.-м.н. Густайтис М. А. (ИГМ СО РАН).

Выбор температурного режима основывался на том, что некоторые формы ртути, в частности $\text{CH}_3(\text{COO})_2\text{Hg}$ и Hg-НА начинают возгоняться уже до 225°C (Saniewska, 2017).

Первая серия опытов проводилась при $T = 260^\circ\text{C}$, в течение 20 минут. Проба травы весом 2,0 гр. была помещена в кварцевой трубке в печь при $T = 120^\circ\text{C}$, затем температура была поднята до 260°C со скоростью $999^\circ\text{C}/\text{час}$. Скорость потока воздуха 10 оборотов в минуту. Общее время нагрева составило 25 минут. Вес обожженной травы 1,20 гр. Результаты работы показали (рис. 2), что активное поступление ртути в атмосферу происходит уже в момент начала возгорания травы. Большая часть ртути выносится в

атмосферу в виде аэрозольных частиц, что составляет 78 %, остальная часть распределилась в твердых частицах в виде сажистого материала (10 %) и золе (12 %).

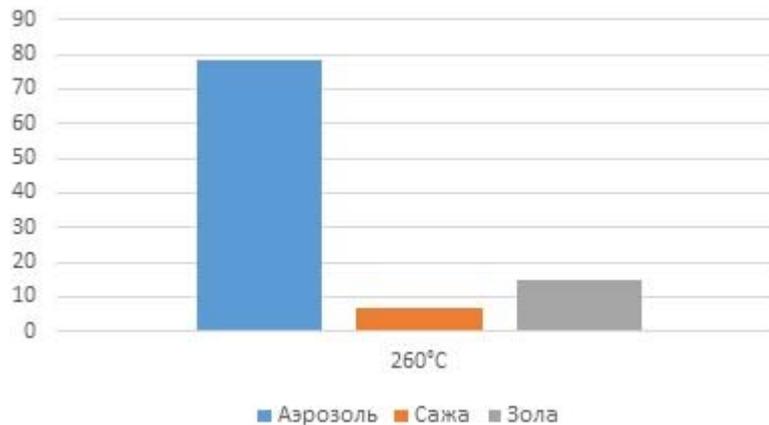


Рисунок 2. Распределение соединений ртути в продуктах горения при $T = 260^{\circ}\text{C}$.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации. Аналитические исследования проведены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Литература:

- Дворник А.А., Дворник А.М. Радиационная опасность продуктов сгорания горючих компонентов лесных фитоценозов // Экологический вестник. 2015. № 1. С. 31–36.
- Пономарев Е.И., Харук В.Н., Якимов Н.Д. Результаты спутникового мониторинга природных пожаров Сибири // Сибирский лесной журнал. 2017. № 5. С. 25–36.
- Щербов Б.Л., Лазарева Е.В., Журкова И.С. Лесные пожары и их последствия. Новосибирск: Изд-во «ГЕО», 2015. 154 с.
- Artaxo P. et al. Large scale mercury and trace element measurements in the Amazon basin // Atmospheric Environment. 2000. V. 34. №. 24. P. 4085–4096.
- Condé T.M., Higuchi N., Lima A.J.N. Illegal selective logging and forest fires in the Northern Chang, L. Zhu. Mercury emissions from biomass burning in China // Environ. Sci. Technol. 2011. V. 45 (21). P. 9442–9448.
- Brazilian Amazon // Forests. 2019. V. 10. № 1. P. 61–83.
- Montealegre-Gracia A.L., Lamelas-Gracia M.T., García-Martín A., Riva-Fernández J., F. Escribano-Bernal. Using low-density discrete Airborne Laser Scanning data to assess the potential carbon dioxide emission in case of a fire event in a Mediterranean pine forest / GIScience & Remote Sensing. 2017. V. 54. № 5. P. 721–740.
- Saniewska D., Beldowska M. Mercury fractionation in soil and sediment samples using thermo-desorption method // Talanta. 2017. T. 168. С. 152–161.
- Smith J.M., Ness H.C., M. Abbott, M. Swihart, Huang X., Li M., H.R. Friedli, Y. Song, D. Introduction to chemical engineering thermodynamics. USA: McGraw-Hill Education, 2018. 768 p.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОЙ ПРОБОПОДГОТОВКИ РАСТИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ ДЛЯ ЭЛЕМЕНТНОГО АНАЛИЗА С ПОМОЩЬЮ СИСТЕМЫ МИКРОВОЛНОВОГО РАЗЛОЖЕНИЯ ТУННЕЛЬНОГО ТИПА MultiVIEW

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

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

Элементный состав растений, произрастающих в диких или контролируемых условиях, является отражением состояния окружающей их среды. В связи с этим анализ

198



растительных материалов необходим при экологическом мониторинге, аналитическом контроле продуктов питания и лекарственного сырья. Наиболее часто используемыми для этого аналитическими методами являются АЭС-ИСП и МС-ИСП благодаря их многоэлементности и производительности. Однако количество определяемых элементов и точность результатов, получаемых этими методами, зависит от качества приготовления растворов.

Особенность химического состава растений заключается в наличии высокого содержания органических соединений (не менее 90 мас. %) при невысоком уровне (микро-, ультра- и следовые) содержания неорганических элементов. Всё чаще аналитики для приготовления растворов используют разнообразные системы микроволнового разложения образцов из-за улучшения окислительной способности реакционных смесей при повышенных температурах и давлениях, связанных с микроволновым нагревом, а также минимизации неконтролируемых загрязнений и потерь летучих элементов (Deaker M. et al., 1999; Nóbrega J.A. et al., 2012).

При получении растворов растительных материалов важным оказывается состав реакционных смесей и температурные режимы для интенсификации окислительных процессов. Изучение мирового опыта химической пробоподготовки растительных материалов для элементного анализа с помощью систем микроволнового разложения выявило ряд проблем: создание и использование процедур разложения для заведомо непредставительных навесок растительных материалов; применение стандартизованных методик разложения, которые ограничивают круг необходимых для определения элементов. Наиболее типичным примером в российской аналитической практике является методика НСАМ № 512-мс, в которой используются непредставительные навески.

В докладе показана серия экспериментов по усовершенствованию процедуры химической пробоподготовки растительных материалов для элементного анализа с помощью микроволновой системы туннельного типа MultiVIEW (SCP SCIENCE, Канада). Конструкционная особенность реакционных сосудов для этой системы ограничивает пользователей в возможности контроля и регулировки давления выше 34 бар, а также увеличения температуры выше 200 °С, что, в свою очередь, приводит к неполному переводу твёрдого вещества в раствор. Из литературных данных известно, что для полного разложения навесок от 0,02 до 3 г растительных материалов необходимо, чтобы давление в системе варьировалось до 80 бар, а температура до 300 °С, поскольку повышенное давление усиливает окислительные свойства реагентов (Bizzi S.A et al., 2017). Увеличение давления и повышение температуры возможно при использовании различных соотношений реагентов с усиленным газообразованием. Например, смесь азотной кислоты и перекиси водорода (в разных пропорциях) и/или других кислот (чаще используются хлористоводородная и/или фтористоводородная кислоты), способствующих разрушению химических связей органических соединений. При этом время воздействия микроволнового поля зависит от массы навески и окисляющих свойств реагентов и составляет от 20 до 120 минут. Для растительных материалов представительная навеска составляет от 0,5 до 3 г. Для получения гомогенных растворов скорость набора температуры не должна превышать 6–10 °С/мин, рекомендуемое количество ступеней нагрева две-три, а время выдерживания при набранной температуре от 10 до 20 минут.

Изучено влияние разных реакционных смесей (HNO_3+HF , $\text{HNO}_3+\text{H}_2\text{O}_2+\text{HF}$, $\text{HNO}_3+\text{H}_2\text{O}_2+\text{HF}+\text{HCl}$, $\text{HNO}_3+\text{HF}+\text{HCl}$) с вариациями температурных режимов работы микроволновой системы на полноту растворения навесок от 0,1 до 0,5 г порошков стандартных образцов разновидовых растений. Исследовано время (от 20 до 80 мин.) воздействия микроволнового поля на реакционные смеси, при градиенте температур от 90 до 200 °С. Выбраны условия получения растворов. Оценена полнота растворения проб и остаточная кислотность полученных растворов для 29 аналитов (Al, As, B, Ba, Ca, Cd, Co,



Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Rb, S, Sb, Se, Si, Sn, Sr, Ti, V, Zn) с содержаниями, изменяющимися от $n \cdot 10^{-5}$ до $n \%$ мас.

Литература:

Bizzi C.A., Flores E.M. de M., Mesko M.F. "23. Microwaves in sample preparation for elemental determination". *Microwave Chemistry*, edited by Cravotto G. and Carnaroglio D. Berlin, Boston: De Gruyter. 2017. P. 452–487.

Deaker M., Maher W. Determination of arsenic in arsenic compounds and marine biological tissues using low volume microwave digestion and electrothermal atomic absorption spectrometry // *Journal of analytical atomic spectrometry*. 1999. Vol. 14. № 8. P. 1193–1207.

Nóbrega J.A., Pirola C., Fialho L.L., Rota G., De Campos Jordão C.E.K.M.A., Pollo F. Microwave-assisted digestion of organic samples: How simple can it become? // *Talanta*, 2012. Vol. 98. P. 272–276.

ЩЕЛОЧНОЙ МАГМАТИЗМ, АССОЦИИРУЮЩИЙ С СИБИРСКИМИ ТРАППАМИ: ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ, СОСТАВ И ВЕРОЯТНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Иванов А.В.¹, Демонтерова Е.И.¹, Саватенков В.М.², Травин А.В.³, Асавин А.М.⁴

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия, aivanov@crust.irk.ru, dem@crust.irk.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, v.m.savatenkov@ipgg.ru

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, travin@igm.nsc.ru

⁴Институт геохимии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия, aalex06@inbox.ru

Сибирские траппы – самая объемная магматическая провинция среди фанерозойских, континентальных вулканических провинций. Площадь ее распространения составляет 7 млн км², а объем – 4 млн км³ (Ivanov, 2007). При этом на 80 % провинция Сибирских траппов состоит из однотипных низкотитанистых базальтов с «субдукционными» или «коровыми» геохимическими метками, что является характерной особенностью многих трапповых провинций мира (Puffer, 2001). Оставшаяся часть провинции представлена почти полностью высокотитанистыми базальтами и ультраосновными лавами (меймечиитами, пикритами и оливиновыми нефелинитами), и только доли процента по объему имеют разнообразие высокощелочные интрузивные породы – лампроиты, лампрофиры, мелилититы (альнётиты), карбонатиты и кимберлиты (оранжеиты) (Врублевский и др., 2005; Каргин и др., 2017; Doroshkevich et al., 2021; Ivanov et al., 2018). Лавовый разрез Сибирских траппов начинается с оливиновых нефелинитов арыджанской свиты, датированных U-Pb ID-TIMS по перовскиту в 252.24 ± 0.08 млн лет (Burgess, Bowring, 2015), основная часть разреза сложена низкотитанистыми базальтами, а заканчивается интрузивными карбонатитами с возрастом по бадделиту в 250.33 ± 0.38 млн лет (Ivanov et al., 2021). То есть общая длительность объемного эффузивного магматизма приходится на короткий интервал времени около 2 млн лет. Широко распространены разновозрастные пластовые интрузии (силлы) и дайки долеритов, аналогичных по своему составу низкотитанистым базальтам (Latyshev et al., 2018).

Лампроиты, лампрофиры, мелилититы, карбонатиты и кимберлиты встречаются в виде даек и штоков, геологическое положение которых не дает жестких ограничений на возраст. Однако имеющиеся радиоизотопные датировки указывают на то, что они, возможно, внедрялись незадолго до объемных лавовых извержений (Doroshkevich et al., 2021), одновременно с их начальными (эта работа) и заключительными этапами (Ivanov et al., 2021), а также следовали за заключительным лавовым этапом с отрывом в первые десятки миллионов лет (Каргин и др., 2017; Ivanov et al., 2018). По изотопному составу Sr и



Nd лампрофиры, мелилититы (альнэиты), карбонатиты и кимберлиты (оранжеиты) схожи между собой и с высокотитанистыми породами основного объемного этапа магматизма, имея слабодеплетированные значения, (Каргин и др., 2017; эта работа) тогда как лампроиты резко отличаются резко отрицательными значениями ϵNd (Врублевский и др., 2005; Ivanov et al., 2018). Более-менее определенно можно сказать о составе плавящихся субстратов, что лампроитовые магмы образовывались при плавлении древних континентальных субдуцированных осадков, а остальные щелочные магмы – при плавлении относительно молодых мафических эклогитов/гранатовых пироксенитов. При этом возможны различные геодинамические интерпретации – плавление эклогитовой составляющей термохимического плюма, взаимодействие плюма и литосферы, деламинация литосферы, плавление верхнемантийных неоднородностей, образованных за счет субдукции под Сибирский континент. В докладе будут рассмотрены различные возможные варианты.

Литература:

Врублевский В.В., Войтенко Н.Н., Романов А.П., Поляков Г.В., Изох А.Э., Гертнер И.Ф., Крупчатников В.И. Источники магм триасовых лампроитов Горного Алтая и Таймыра: Sr-, Nd-изотопные свидетельства плюм-литосферного взаимодействия // Доклады академии наук. 2005. Т. 405. № 5. С. 658–660.

Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Демонтерова Е.И., Ковальчук Е.В. Петрографо-геохимическая типизация триасовых щелочно-ультрамафических пород севера Анабарского алмазоносного района, Якутия // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 547–580.

Burgess S.D., Bowring, S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. 2015. V. 1. e1500470.

Doroshkevich A.G., Sharygin V.V., Belousova E.A., Izbrodin I.A., Prokopyev I.R. 2021. Zircon from the Chuktukon alkaline ultramafic carbonatite complex (Chadobets uplift, Siberian craton) as evidence of source heterogeneity // Lithos. 2021. V. 382–383. 105957.

Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps. In: Foulger G.R., Jurdy D.M. (Eds.). The origin of melting anomalies: plates, plumes and planetary processes. 2007. Geological Society of America Special Paper 430. P. 669–692.

Ivanov A.V., Corfu F., Kamenetsky V.S., Marfin A.E., Vladykin N.V. 207Pb-excess in carbonatitic baddeleyite as the result of Pa scavenging from the melt // Geochemical Perspectives Letters. 2021. V. 18. P. 11–15.

Ivanov A.V., Demonterova E.I., Savatenkov V.M., Perepelov A.B., Ryabov V.V., Shevko A.Y. Late Triassic (Carnian) lamproites from Noril'sk, polar Siberia: Evidence for melting of the recycled Archean crust and the question of lamproite source for some placer diamond deposits of the Siberian Craton // Lithos. 2018. V. 296–299. P. 67–78.

Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V. Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence of contrasting styles of magmatism // Tectonophysics. 2018. V. 723. P. 41–55.

Puffer J.H. Contrasting high field strength element contents of continental flood basalts from plume versus reactivated-arc sources // Geology. 2001. V. 29. P. 675–678.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ОЗЕРА БАЙКАЛ НА ЭТАПЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И КЛИМАТИЧЕСКОЙ РЕОРГАНИЗАЦИИ 2,8–2,5 МЛН ЛЕТ НАЗАД

Иванов Е.В.¹, Зарубина О.В.¹, Кузьмин М.И.¹, Легкодымов А.А.²

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

²Институт ядерной физики им. Г.И. Будкера СО РАН, Новосибирск, Россия

Согласно представлениям об условиях седиментации в водные осадочные бассейны ряд химических элементов сопутствует потокам органического вещества, т.е. отображает рост биопродуктивности водоема. Для элементов, не задействованных в этом процессе,

органическое вещество или его костные остатки являются разбавителем. В первом случае элементы условно называются «органофильными». Они представляют интерес с точки зрения их аккумуляции в зависимости от вариаций объемов и свойств автохтонной органики, что косвенно отображает климатические изменения на поверхности. К таким элементам можно отнести – U, Mo, V, As, Sb, Cu, Zn, Cd, Ni, Ag, Se, Br. Ко второй группе условно называемой «кластофильными» относят Th, K, Rb, элементы-гидролизаты, лантаноиды (Гавшин и др., 2001; Gavshin et al., 1991). Однако обе группы элементов объединяет индикация потоков терригенного вещества, продуктов эрозии горных пород на водосборной площади. Таким образом, при изучении терригенного сигнала в рыхлых осадках водоемов стока следует учитывать, что ряд элементов, отражающих автохтонный органический сигнал могут иметь завышенные значения, а «кластофильные» элементы, наоборот, значительно разбавлены органической компонентой. Данные представления не предполагают универсальных методов и подходов к изучению данных групп, поскольку условия седиментации для различных объектов разные как по составу гидробионтов, так и составу пород на водосборной площади. Так для озера Байкал среди «органофильных» элементов четко выделяются только U, Mo и Br (Phedorin et al., 2000). Основным разбавителем при этом является биогенный кремнезем ($\text{SiO}_{2\text{bio}}$).

Основной целью данной работы является - устранить автохтонный органический сигнал и получить составы отложений максимально приближенные к доминирующим комплексам пород водосборной площади.

Для исследований были отобраны 25 проб донных осадков озера Байкал (скважина BDP-98), характеризующих интервал перехода плиоцен – плейстоцен (2,8–2,5 млн лет). Модельные данные по $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ для разрезов BDP-96, 98 маркируют в интервале климатические стадии: MIS 103, 104, G1, G3, G5, G7, G9 хорошо соответствующие морским изотопным стадиям (Prokopenko et al., 2010).

Отобранные образцы, характеризующие как потепления, так и похолодания (значения $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ варьируют в диапазоне 3,6–40,3 %), были разделены на 2 части. В первой методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) определялся валовый состав. Во второй части перед измерениями раствором Na_2CO_3 (2 mol) был экстрагирован $\text{SiO}_{2\text{bio}}$. Полученные результаты сравнивались друг с другом и с данными, полученными ранее другими методами (РФА, РФА СИ). В качестве реперных характеристик использован элементный состав пелитов (скважина BDP-99), полученный после многостадийной очистки и отмучивания, включая экстракцию $\text{SiO}_{2\text{bio}}$ и травление H_2O_2 (30%).

При нормировании состава РЗЭ на средние значения по элементу в валовых пробах и сопоставлении данных с распределением биогенного кремнезема выявляется антикорреляция элементного состава и концентраций $\text{SiO}_{2\text{bio}}$. Таким образом подтверждается эффект разбавления для «кластофильной» группы элементов. В пробах, очищенных от органической компоненты, подобной зависимости не прослеживается. При нормировании микроэлементного состава валовых проб отложений на средние составы, «кларки» пород обрамления выявляются повышающие аномалии для «органофильных» элементов таких как U и Mo. В очищенных пробах подобных аномалий не прослеживается.

При вынесении данных на диаграммы La-Th-Sc (рис. а) и Th-Hf-Co (рис. б), для реконструкции областей питания, фиксируются существенные отличия в расположении фигуративных точек валовых проб и проб, прошедших процедуру очистки. Так, фигуративные точки для образцов очищенных от органической компоненты более локализованы, в отличие от точек валовых составов, что более точно определяет наличие пород кислого состава в источниках сноса. При этом введение коэффициентов для нивелирования эффекта разбавления в валовых пробах не приводит к желаемым результатам.

Для более подробного изучения доминирующих источников поступления материала по возрастному интервалу были рассмотрены значения для различных коэффициентов:

La/Sc, La/Cr, La/Co, Th/Sc, Th/Co, La/Yb, La/Th, и др. При сравнении валовых составов и проб, прошедших процедуру очистки, по глубине выявляются существенные отличия для тенденций, отражающих динамику поступления терригенных отложений. Таким образом эффект контаминации терригенных отложений автохтонной органической компонентой удалось полностью исключить.

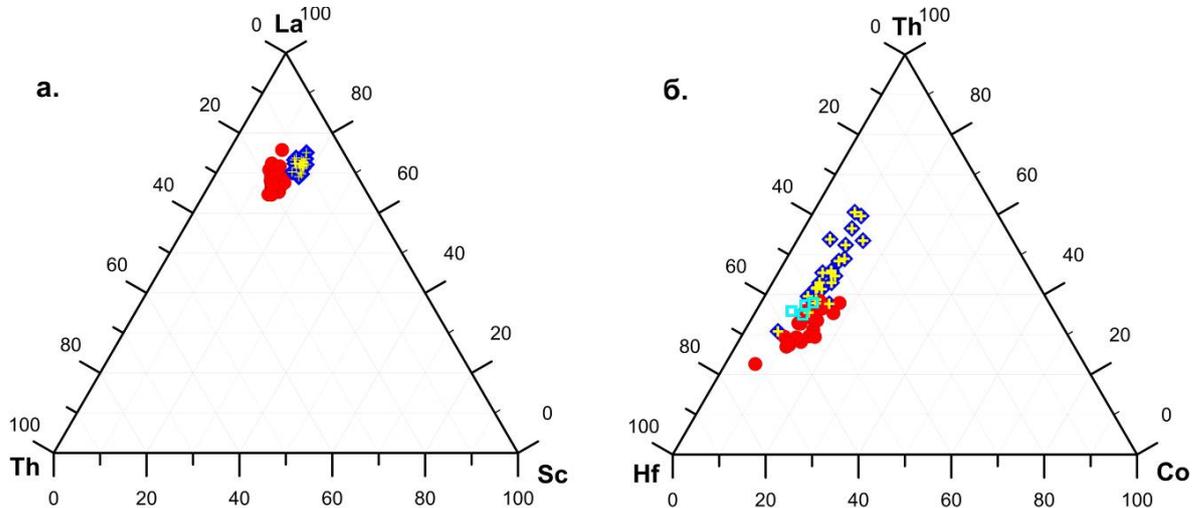


Рисунок. Интервал 2,8–2,5 млн лет. ● – SiO₂ bio экстрагирован; ◆ – SiO₂ bio не экстрагирован; + – SiO₂ bio удален расчетным способом; □ – пелиты скв. BDP-99.

Исследования выполнены в соответствии с государственным заданием Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН с использованием оборудования ЦКП ИГХ СО РАН «Изотопно-геохимические исследования», Сибирского центра синхротронного и терагерцового излучения ИЯФ СО РАН.

Литература:

Гавшин В.М., Бобров В.А., Хлыстов О.М. Периодичность диатомовой седиментации и геохимия диатомовых илов озера Байкал в глобальном аспекте // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №. 1-2. С. 329–338.

Gavshin V.M. Elemental composition of deep-water Black Sea sediments // Geochemistry International. 1991. Vol. 28. P. 14–24.

Phedorin M.A., Goldberg E.L., Grachev M.A., Levina O.V., Khlystov O.M., Dolbnya I.P. The comparison of biogenic silica, Br and Nd distributions in the sediments of Lake Baikal as proxies of changing paleoclimates of the last 480 kyr. // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. 2000. A 448/1-2. P. 400–406.

Prokopenko A.A., Khursevich G.K. Plio-Pleistocene transition in the continental record from Lake Baikal: Diatom biostratigraphy and age model // Quaternary International. 2010. Vol. 219. №. 1. P. 26–36.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РТУТИ В ПОВЕРХНОСТНЫХ ДОННЫХ ОСАДКАХ И КОЛОНКАХ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО, ЛАПТЕВЫХ МОРЕЙ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Иванов М.В., Аксентов К.И., Астахов А.С.

*Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток,
 e-mail: kirov-max@mail.ru*

Наиболее информативной частью водных систем с позицией оценки степени их устойчивого загрязнения являются донные осадки, несомненно связанные со всеми другими компонентами и способные аккумулировать вклады различных источников.

Типичные содержания ртути в донных осадках на 3–4 порядка выше, чем в воде. Это снимает многие аналитические трудности и делает, как правило, оценку картины загрязнения бассейна по донным осадкам существенно более надежной, чем по воде.

Определено содержание ртути в 79 поверхностных донных осадках и в 15 колонках (мальти-кореры) с ненарушенной поверхностью (рис. 1). Для определения ртути использовался анализатор ртути РА-915М+ с пиролитической приставкой ПИРО-915. Нижний предел обнаружения – 0,5 нг/г. Погрешность анализа составляла 2–3 %. Стандартными образцами на ртуть служили ГСО 7183-95, СПДС-1,2,3, HISS-1, MESS-4 и PACS-3. Внешний контроль ежегодно выполнялся в лаборатории фирмы-производителя (ООО Люмэкс, г. Санкт-Петербург). Статистические параметры распределения были определены с помощью программы GeoStat.

В результате обработки данных было установлено, что содержание ртути изменяется с батиметрическим уровнем (рис. 2). Район исследований характеризуется выборкой 79 проб поверхностных донных осадков (0–5 см), которые подразделяются на 2 группы: 1) до глубин 100 м (n=67) и 2) интервале глубин 100–2600 м (n=12). Содержания ртути для данного района варьирует от 3 до 92 ppb. При среднем и медианном содержании 31 и 29 ppb соответственно. За фоновое содержание принято значение медианы, что хорошо согласуется с ранее определенным фоном, который составляет 28 ppb для донных осадков Чукотского моря и прилегающей части Северного Ледовитого океана (Иванов, 2014).

Основным фактором, определяющим изменчивость содержания ртути в донных осадках, является наличие окисленных или восстановленных осадков. Превышение над фоном в 2 раза характерно для глубоководной части (глубина 100–2600 м) района (рис. 2), где распространены окисленные осадки. В мелководной части (0–50 м) море Лаптевых, где распространены восстановленные осадки различного состава, содержания ртути значительно меньше, однако также прослеживается влияние р. Лены. Необходимо учитывать, что поступление терригенного органического вещества в море определяется продуктами термической и волновой абразии материала берегового ледового комплекса. В пробах поверхностных донных осадках, отобранных в устье р. Лены в 2008–2009 гг., были получены аналогичные содержания ртути (Иванов, 2011). Так же повышенные содержания на станциях LV77-30,31,32 связаны с наличием на дне скопления железо-марганцевых конкреций.

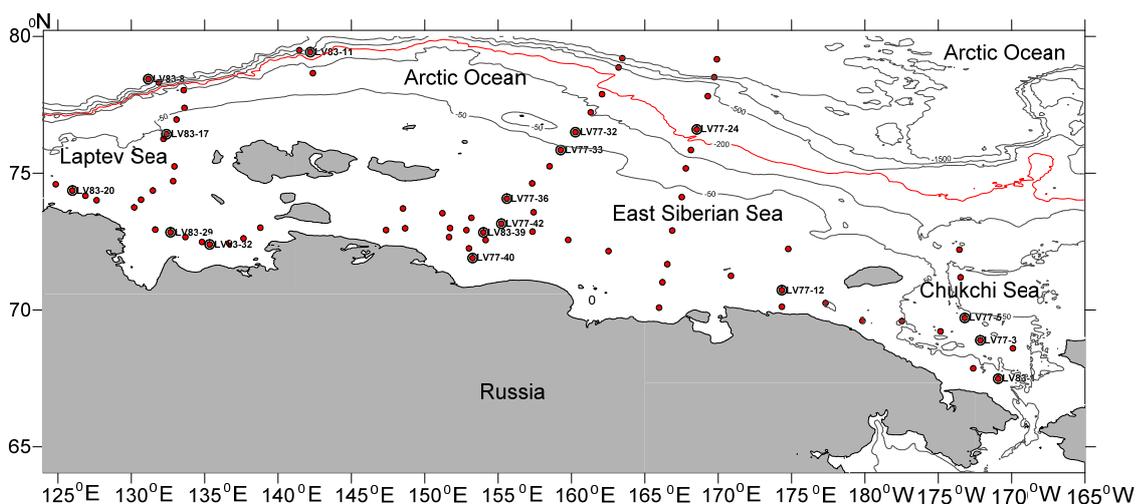


Рисунок 1. Карта станций Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых морей и прилегающей часть Северного Ледовитого океана. Точками показаны станции отбора. Изолиниями рельеф дна (м). Подписанные станции показаны колонки, где была определена ртуть по вертикали.

Подобная картина распределения ртути в поверхностных донных осадках характерна для других районов Арктики с природными источниками её поступления. В центральной части Северного Ледовитого океана, где распространены окисленные осадки содержания её составляют 80–100 ppb, в поверхностных осадках прибрежной части моря Бофорта составляют – 20–100 ppb, прибрежной части Восточно-Сибирского и моря Лаптевых – 20–40 ppb, в районе устья крупных рек около 60–80 ppb (Экологический атлас Арктики, 2000).

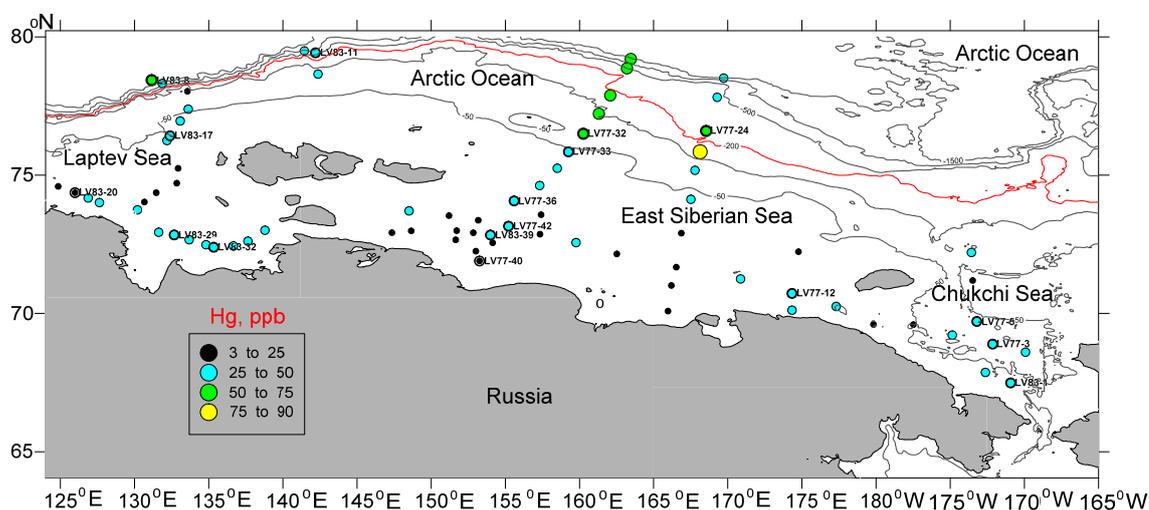


Рисунок 2. Содержания ртути в поверхностных донных осадках Чукотского, Восточно-Сибирского, Лаптевых морей и прилегающей часть Северного Ледовитого океана. Точками показаны станции отбора. Изолиниями рельеф дна (м).

Таблица. Содержания ртути (ppb) в поверхностных донных осадках арктических и дальневосточных морей.

Объект	Количество проб	Hg, ср.	Фон	Пределы Вариаций фона	Аномально Высокие содержания	Источник
Чукотское море и прилегающая часть Северного Ледовитого океана	263	36	28	7–92	146	Иванов, 2014
Котловина Дерюгина Охотского моря	51	61	29	6–197	371	Иванов, 2014
Амурский залив Японского моря	119	50	13	12–198	550	Иванов, 2018
Восточно-Сибирское, Лаптевых морей	79	31	29	3–92	–	Наши данные, 2017–2018
Карское море	–	28	–	–	–	Федоров, 2018
Море Бофорта	–	–	–	17–74	–	Федоров, 2018

При анализе распределения ртути в мульти-корах донных осадков можно отметить, что в глубоководной части оно характеризуется весьма большой изменчивостью по вертикали, что связано с чередованием в разрезе окисленных и восстановленных осадков, накапливавшихся, соответственно, в периоды потепления и похолодания. Содержания

ртути в мульти-коре LV83-8-3, отобранных в глубоководном районе составляют от 25 до 51 ppb (рис. 3). В мульти-корах LV83-1-2 и LV83-17-3, расположенных на шельфе, содержания ртути значительно меньше, около 25 мкг/кг.

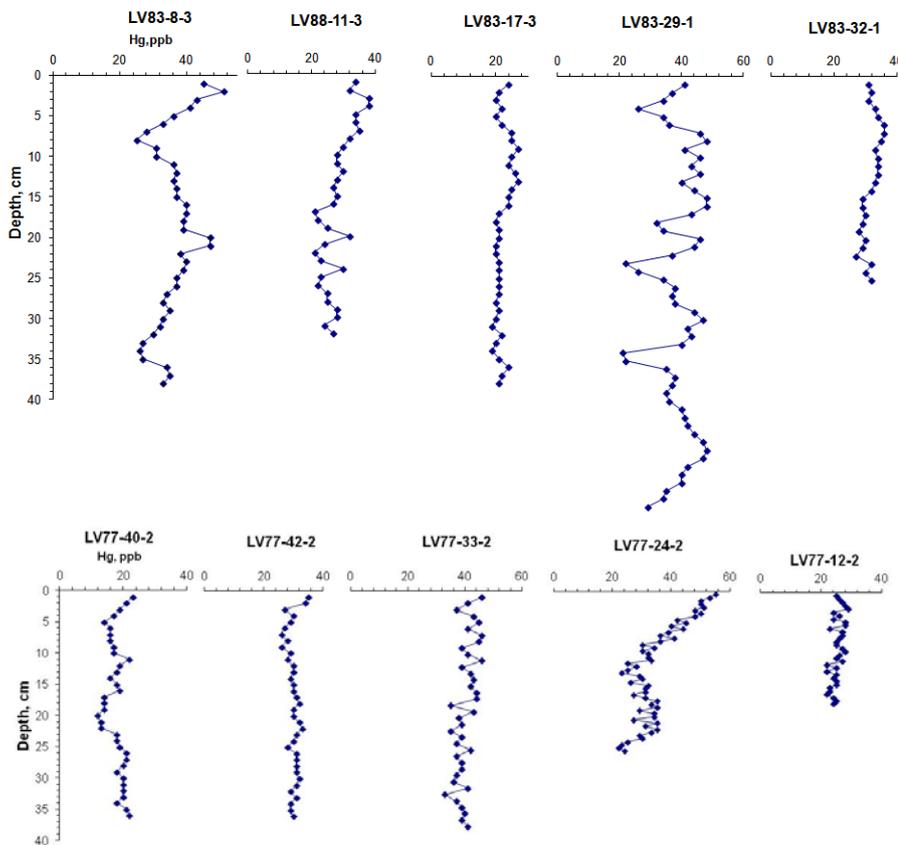


Рисунок 3. Содержание ртути (ppb) в некоторых мульти-корах.

Результаты исследований показали, что основным фактором, определяющим изменчивость содержаний ртути в поверхностных донных осадках и ядрах исследуемого района, является наличие окисленных или восстановленных осадков. Так же, как и для других морей Арктики содержания ртути зависит от гранулометрического состава донных осадков

Антропогенное загрязнение осадков ртутью нами не отмечено, но нельзя исключать, что какая-то её часть, поступающая с речными водами р. Лены и накапливающаяся в мелководной части моря Лаптевых, может иметь антропогенное происхождение.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 21-17-00081, аналитические работы выполнены за счет гранта РФФИ № 18-77-10017-П. Экспедиционные работы частично за счет госзадания № 121021700342-9.

Литература:

Иванов М.В. Ртуть в донных осадках окраинных морей северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2014, №4, с. 63–74.

Экологический атлас Арктики. 2000. <http://www.arctic.noaa.gov/aro/atlas/>

Иванов М.В. Ртуть в поверхностных донных осадках моря Лаптевых // Строение литосферы и геодинамики: Материалы XXIV Всероссийской молодежной конференции. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2011. с. 95–96.

Yury A. Fedorov Asya E. Ovsepyan Alina A. Zimovets Et al.,// Mercury Distribution in Bottom Sediments of the White Sea and the Rivers of Its Basin // Sedimentation Processes in the White Sea. 2018, pp 207–240.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЙОССКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ КОМПЛЕКСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Имамвердиев Н.А., Оруджев А.И.

*Бакинский Государственный Университет, г. Баку, Азербайджан, inazim17@yahoo.com,
araz-orudzhev@inbox.ru*

Лок-Карабахская зона является самой крупной, сложно построенной структурой Малого Кавказа и занимает весь северо-восточный склон Малокавказского горного сооружения. В тектоническом отношении представляют собой антиклинорий, сложенный преимущественно мезокайнозойскими образованиями. Лишь в ядре Шамкирского антиклинория – в верховьях рр. Асрикчай и Ахинджачай выступают метаморфические сланцы байкальского этажа (Геология..., 2004).

Юрский вулканизм, проявлявшийся с той или иной интенсивностью в Лок-Карабахской зоне, протекал в различных геодинамических обстановках – при сменяющих друг друга процессах растяжения и сжатия островной дуги. В этих условиях на Малом Кавказе в средней юре образовались две вулканические формации: *базальт-риолитовая байосского и базальт-андезит-дацит-риолитовая батского возраста* (Абдуллаев и др, 1988, Геология..., 2004).

Петрогеохимические особенности байосского вулканизма Малого Кавказа. По химическому составу байосские вулканиды расчленяется на два комплекса – нижнебайосскую базальтовые и верхнебайосскую дацит-риолитовую. При этом нижнебайосские вулканиды относятся к толеитовой, а верхнебайосские известково-щелочной серии. Можно предполагать, что на Малом Кавказе в среднеюрское время толеитовый нижнебайосский вулканизм сменился верхнебайосским известково-щелочным магматизмом, что является отражением начальной стадии развитие островодужного вулканизма.

В изученных вулканидах сумма редкоземельных элементов различаются в различных типах пород. Так, в нижнебайосских основных породах сумма РЗЭ составляет 12,83–51,66. Максимальное значение имеет андезиты, где сумма РЗЭ доходить до 80,42. В риолитах это значение составляет 67,54. Можно заключить, что сумма РЗЭ увеличивается от основных пород к кислым. При этом это увеличение происходит за счет увеличение концентраций легких и тяжелых РЗЭ.

На нормированных диаграммах относительно хондрита в целом легкие РЗЭ слабо превалируют над тяжелыми и образуют почти плоские линии. Поэтому на нормированных графиках наблюдается хондритовый характер и спектры параллельны линии MORB. В этих породах $(La/Yb)_n$ и $(La/Sm)_n$ отношение колеблется в пределах 0,56-2,33 и 0,74-1,98 соответственно, т.е. они характеризуются слабым обеднением, редко обогащением легкими редкоземельными элементами. В таких породах европиевое отношение $(Eu/Eu^*=0,81-1,22)$ приближается к единице. В анализированном единственном образце риолита наблюдается отрицательная Eu аномалия $(Eu/Eu^*=0,56)$. В некоторых более основных породах даже увеличивается содержание тяжелых РЗЭ. Поэтому в таких породах наблюдается низкие La/Yb отношений. Такой характер распределение РЗЭ в изученных вулканидов обычен для основных пород толеитовой серии в типичных островных дугах (Камчатка, Тонго-Кермадек и др.) (Фролова, Бурикова, 1997).

Итак, по геохимическим особенностям составы байосских вулканических пород приближаются к островодужным. Вулканические породы на нормированной к примитивной мантии мультиэлементной диаграмме характеризуются обедненностью Ta, Nb и обогащенностью флюидомобильными крупноионными литофильными элементами – Rb, Ba, Pb, U, Th характерной для надсубдукционных островодужных образований. В них наблюдается высокие Ba/Rb и низкие Rb/Sr отношений. Породы также обеднены титаном,

калием, фосфором. Можно предполагать, что в процессе магмообразования принимали участие надсубдукционные флюиды (Pearce, 1982).

Обсуждение результатов. Таким образом, редкие и редкоземельные элементы, особенно высокозарядные элементы играют индикаторную роль для определения первичного состава пород и магматического очага. Различные концентрации этих элементов в вулканитах комплексов свидетельствует о том, что эти комплексы формировались самостоятельно из различных расплавов. Хондритовое распределение РЗЭ в основных вулканитах, приближение Eu/Eu^* к единице, дефицита его (?) в средних породах показывает, что исходный базальтовый расплав имеет мантийный источник (Балашов, 1976; Imamverdiyev, 2003), подвергавшихся слабой фракционной кристаллизации в промежуточных очагах. А кислые же породы верхнебайосского комплекса, по-видимому, имеет палингенное происхождение, выплавившихся из кварц-полевошпатовых пород фундамента. Содержание литофильных элементов много раз превышают их содержания в MORB. Можно предполагать, что в процессе магмогенерации существенно роль играл флюиды (Садыхов, 2019). Возможно, при образовании этих вулканитов кроме мантийных и коровых компонентов определенная роль играла также пелагические осадки. Однако, в связи с тем, что в основных породах нижнебайосского комплекса Eu/Eu^* отношение приближается к единице, вероятно коровая контаминация не играла существенную роль при их образовании. По всей вероятности, благодаря мантийному диапиру этих образований выплавлялся коровый субстрат и привело к образованию верхнебайосских кислых комплексов.

Можно предполагать, что на Малом Кавказе в раннем этапе развитие островной дуги благодаря выдавливанию астеносферы произошел локальный рифтогенез и подъем мантийного диапира над зоной субдукции (Gill, 1981). В раннеюрском периоде благодаря флюидам в мантийном клине температура снижается и выплавляются относительно низкомагнезиальные базальты, подвергавшиеся слабой кристаллизационной дифференциации с образованием в малом количестве известково-щелочных андезитов.

По мнению многих ученых, на геохимическую особенность островодужных магматических пород влияют образованные при дегидратации слэба флюиды в результате воздействие на ультраосновные породы мантийного клина. Содержащиеся в большом количестве в субдукционных флюидах крупноионные литофильные элементы (K, Rb, Sr, Ba, La, Ce) метасоматизируют ультрабазиты мантийного клина, в результате чего обогащают этими элементами мантийный субстрат и его выплавки (Gill, 1981; Пирс и др., 1987).

Присутствие толеитовых базальтов, а также породы марианит-бонинитовой серии батского возраста (Остроумова, Центр, 1986), отсутствие высококальциевых андезитов, шшонитов, высокощелочных магматических пород свидетельствует о том, что среднеюрские магматические породы образовались в энсиматических островных дугах, что являлся началом развитие островодужной обстановки и продолжение субдукции уже в верхнеюрском периоде на континентальной коре. Это доказывается с помощью вариационных диаграмм $Th/Nb - La/Yb$, $Nb/La - La/Yb$ (рис.) (Hollocher et al., 2012). На этих диаграммах составы основных вулканитов располагается в поле океанической дуге и в поле MORB, более кислые породы же тяготеют к поле континентальной дуге.

1. В составе байосских вулканитов Малого Кавказа выделяются нижнебайосский базальтовый и верхнебайосский риолитовый комплексы. В составе нижнебайосского комплекса преобладают породы вулканокластической фации, в составе верхнебайосского – породы лавовой и субвулканической фации.

2. Породы байосского вулканизма характеризуются максимальным петрогеохимическим сходством, с ассоциациями пород, характерными для островных дуг.

3. В основных породах нижнебайосского комплекса Eu/Eu^* отношение приближается к единице, и наблюдается низкие La/Yb отношений – вероятно, коровая контаминация не

играла существенную роль при их образовании. В риолите наблюдается отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^*=0,56$). Разные количество этих элементов в вулканитах комплексов свидетельствует о том, что эти комплексы формировались самостоятельно из различных расплавов.

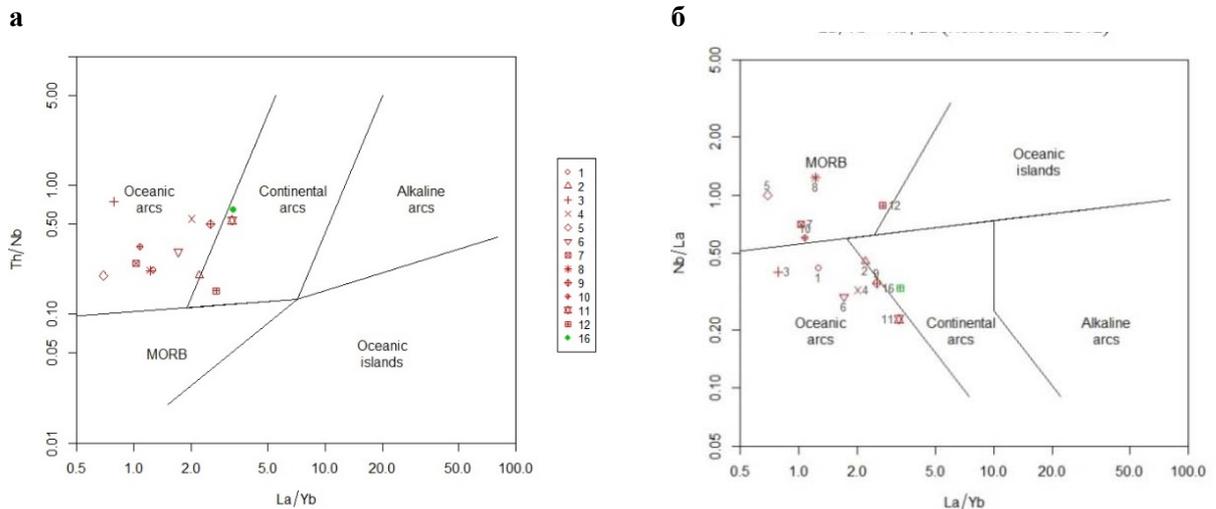


Рисунок. Дискриминантные диаграммы для байосских вулканических пород Малого Кавказа. а – вариации отношений Th/Nb - La/Yb, б – вариации отношений Nb/La - La/Yb.

4. Вулканиты формации характеризуются обедненностью Ta, Nb и обогащенностью крупноионными литофильными элементами – Rb, Ba, Pb, U, Th, что характерно для надсубдукционных островодужных образований. Породы также обеднены титаном, калием, фосфором.

5. По геохимическим особенностям среднеюрские магматические породы образовались в энзиматических островных дугах, что является начальным этапом развития островодужной обстановки, продолжение субдукции уже в верхнеюрском периоде происходило на континентальной коре.

Литература:

- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ними эндогенное оруденение - Баку: Элм, – 1988. –158 с.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 265 с
- Геология Азербайджана. Магматизм, т.3. Баку: Нафта-Пресс, 2001, 434 с.
- Остроумова А.С., Центер И.Я. Аналогии марианит-бонинитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ). Известия АН СССР, 1986, т. 290, №2, с. 441–445.
- Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир. 1987, с. 134–165.
- Садыхов, Э.А. Мезозойские плутонические комплексы Лок-Гарабагской зоны Малого Кавказа: геохимическая характеристика, возраст и магматические источники: /автореферат дис. канд. геол.-мин. наук. / – Санкт-Петербург, 2019. – 25 с.
- Фролова Т.И. Бурикова И.А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. Изд-во Московского Университета, 1997, 319 с.
- Imamverdiyev, N.A. Geochemistry of rare-earth elements of the Late Cenozoic volcanic series of the Lesser Caucasus. Gechemistry International, “Springer” Pleiades Publishing, Ltd, 2003, vol.4, No.4, p. 379–394.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. N.Y.-L. Berlin: Springer-Verlag, 1981, 396 p.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E. & Roberts, D. 2012. Geochemistry of amphibolite facies volcanics of the Støren Nappe in extensions southwest and west from the Trondheim region, western Gneiss



Region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings. American Journal of Science 312, 2012, p.357–416

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Thorpe R. S. (ed.) Andesites. Wiley, Chichester, 1982, p.525–548.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛАМПРОФИРОВ ГОР КАРАТАУ (ЮЖНОЕ НУРАТАУ, УЗБЕКИСТАН)

Ишбаев Х.Д.¹, Косбергенов К.М.¹, Ахмаджанов Б.А.², Утамурадов Э.А.¹

¹Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз, г. Ташкент,
Узбекистан, halbay@mail.ru

²Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, г. Ташкент, Узбекистан,

Лампрофировые дайки в горах Каратау представлены камптоспессартитами, спессартитами и керсантитами, которые относятся к семейству полевошпатовых лампрофиров (Петрографический кодекс., 2009; Ишбаев и др., 2020).

Камптоспессартиты впервые обнаружены Д.М. Огаревым в 70-годы в верховье левого притока Курасая, среди песчано-сланцевых отложений, которые представлены двумя короткими дайками мощностью 0,2–0,5 м 5 м, имеющими северо-западного простирания. Это темно-зеленые породы с тонкозернистой основной массой, порфировой структурой и призматически-зернистой основной массой, состоящей из плагиоклазов (40 %), керсутита ($\text{SiO}_2=39,10$, $\text{TiO}_2=3,41$, $\text{Al}_2\text{O}_3=13,08$, $\text{Fe}_2\text{O}_3=10,13$, $\text{MgO}=13,68$, $\text{CaO}=11,64$, $\text{Na}_2\text{O}=1,87$, $\text{K}_2\text{O}=0,77$, $\text{V}_2\text{O}_5=0,18$, Сумма =93,36; 25–30 %), пироксена (5–10 %), хлорита (10 %), кальцита (8 %). Основная масса сложена агрегатами, состоящих из пластинок кальцита и хлорита (клинохлор, пеннин) в различных количествах. Акцессорные минералы представлены алланитом, цирконом, сфеном, апатитом, магнетитом и др.

Спессартиты широко распространены в среднем течении р. Уртасай в северо-западной части Каратауского интрузива (Ахунджанов, 2013), где образуют небольшой дайковый пояс северо-восточного направления. Мощность даек изменчива, колеблется от 0,4 м до 3,20 м. Внешне это серые и темно серые породы со слабо порфиловым строением мелкозернистого характера. Они прослеживаются в северо-восточном направлении до 70 м. Расстояние между дайками (4 шт.) составляет около 150 м. Характерной особенностью их является наличие мелких ксенолитов темных пород – габбро, диабазов и лампрофиров диаметром до 10 см. Они обладают лампрофировой в сочетании трахитоидной структурой, особенно в приконтактной части дайки. Состоят из призматически-зернистой основной массы, вкрапленников амфибола размером до 2–4 мм и зонального плагиоклаза. В центральной части дайки структура становится более порфировой и зернистой. Количественно-минеральный состав спессартитов следующий (в %): роговая обманка – 40–50, плагиоклаз – 35–55, калиевый полевой шпат – 2,0, кварц – 1,5, вторичные (хлорит, лейкоксен, кальцит, эпидот, альбит и др.) – 1,0. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, гётитом.

Керсантиты являются крутопадающим телом, северо-восточного (35–40°) простирания, мощностью от 1,5 м до 10 м и протяженностью до 500 м. Они приурочены к зоне трещины отрывов северо-восточного простирания и секут биотитовые граниты нижнепермского интрузива. От эндоконтакта по направлению к центру порода становится равномернозернистым, что свидетельствует о внедрении расплава в холодную трещину отрывов гранитоидов, сопровождающиеся зоной закалки.

Дайка керсантита представлен серыми, зеленовато-серыми породами, мелкозернистой основной массы и вкрапленниками плагиоклаза и крупных чешуй биотита размерами до 1 и более см. Основная масса породы сложена плагиоклазом, биотитом, карбонатом, кварцем и редко амфиболом. Вкрапленники биотита замещены по периферии

хлоритом и эпидотом. Спектр аксессуарных минералов представлен апатитом, ильменитом, сфеном, цирконом, пиритом.

Таблица 1. Химический состав лампрофировых даек гор Каратау (Южное Нуратау).

Компонент	Кампто-спессартиты		Спессартиты				Керсантиты		
SiO ₂	42,4	49,00	47,85	54,73	59,87	55,20	63,70	65,70	65,09
TiO ₂	1,75	1,65	1,70	1,16	0,75	1,14	1,91	0,68	0,54
Al ₂ O ₃	12,67	14,60	15,10	18,54	16,00	16,4	15,17	16,7	15,35
Fe ₂ O ₃	5,26	6,34	0,22	3,06	0,37	4,05	8,32	3,07	1,14
FeO	4,90	3,20	9,05	3,73	4,17	3,30	0,25	1,02	3,05
MnO	0,13	0,14	0,01	0,03	0,08	0,10	0,11	0,05	0,01
MgO	9,30	6,88	7,35	3,08	4,96	3,01	2,80	2,20	2,31
CaO	9,80	6,54	7,71	5,94	4,58	5,62	0,98	2,56	2,80
Na ₂ O	4,00	4,55	3,75	4,28	2,76	4,57	2,51	3,18	3,47
K ₂ O	0,50	1,49	1,46	1,76	3,40	2,08	3,57	3,70	4,00
P ₂ O ₅	-	0,24	0,81	0,64	0,24	0,74	0,78	0,58	0,20
H ₂ O	-	-	0,10	1,00	1,70	-	-	0,79	0,11
CO ₂	-	-	2,25	1,24	0,17	-	-	0,60	1,00
CaF ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п	7,31	5,26	5,29	1,26	1,26	3,10	3,99	2,73	2,16
Сумма	98,03	99,89	100,3	100,57	100,33	99,31	100,1	99,44	100,12
al ⁺	0,60	0,89	1,63	1,88	1,68	1,58	1,33	2,66	3,65
f ⁻	21,21	18,07	10,98	11,03	10,25	11,5	13,28	6,97	4,74
Na ₂ O/ K ₂ O	8,00	3,05	2,57	2,43	0,81	2,20	0,70	0,86	0,87
Кварц			2,78	9,88	11,95	6,91	31,26	27,55	25,16
Плагноклаз	30,54	53,51	51,79	53,66	43,43	56,76	21,24	32,03	35,62
Ортоклаз	2,95	8,81	8,63	10,4	20,09	12,29	21,1	21,87	23,64
Нефелин	8,52			3,2	0,42		7,18	5,59	3,02
Корунд						3,9			
Диопсид	28,41	12,35	11,5	10,08	18,47	6,5	6,97	5,48	3,79
Гиперстен		0,27	7,54				1,63		
Оливин	8,21	7,81		2,2	1,42	2,17	0,53	1,29	1,03
Ильменит	3,32	3,13	3,23	4,44	0,54	5,87		1,32	1,65
Магнетит	7,63	5,53	0,32			8,32	2,16		
Гематит		2,53		1,48	0,56	1,71	1,81	1,34	0,46
Апатит		0,56	1,88	2,82	0,39			1,36	2,27

Примечание: анализы по Огареву и др., (1970ф), Ахунджанову (1978ф) и авторам.

Химический состав даек лампрофиров приведены в таблице 1. Кампто-спессартиты на TAS диаграмме попадают в поле ультраосновных щелочных и основных субщелочных пород, тогда как спессартиты – основных и средних субщелочных пород, керсантиты – средне-кислых пород нормального ряда.

Коэффициент глиноземистости растет в сторону раскисления лампрофиров (см. на табл. 1), а фемичности наоборот снижается. По отношению натрия к калию, более основные лампрофиры – натриевые, а кислые – калиевые. По нормативному составу лампрофиры являются оливин-нефелин нормативными и относится к субщелочным (шошонитовым) породам.

Содержание элементов-примесей и РЗЭ приведены в таблице 2, анализ которой показывает, что 10 и более раза выше кларковое содержание молибдена, рения, серебро, в более 50 раза мышьяка, селена, теллура и висмута.



Таблица 2. Распределения элементов-примесей в лампрофирах гор Каратау.

Элементы-примеси	1 К-7	2 К-8	3 ХК-1	4 С-19а	5 С-20	6 С-21б	7 С-21а	8 ХК-10	9 ХК-12
Li	28,4	26,3	31,0	75,0	48,8	35,9	41,4	34,0	86,0
Be	2,53	1,55	1,90	1,80	1,63	1,50	1,37	4,60	5,90
Rb	41,0	37,3	45,0	74,0	41,8	31,3	23,8	130	190
Sr	974	823	1300	1200	827	1013	1070	190	200
Cs	1,82	1,93	2,60	2,10	1,76	1,86	1,63	7,30	18,0
Ba	1900	1700	1900	2100	1445	1339	1179	700	710
B	18,5	20,5	24,0	31,0	27,6	21,5	20,4	26,0	26,0
P	2229	2221	3300	3200	2909	2732	3349	680	870
V	165	169	160	170	115	111	138	39,0	27,0
Cr	94,7	99,5	170	46,0	35,5	33,6	40,3	72,0	100
Mn	1139	1138	1300	1200	800	879	1182	340	380
Co	32,3	29,5	27,0	25,0	15,1	15,9	21,2	10,0	7,20
Ni	83,3	76,4	62,0	22,0	13,0	13,5	17,8	16,0	15,0
Nb	48,5	41,2	47,0	36,0	23,9	23,4	21,1	12,0	14,0
Ta	2,82	2,47	6,70	1,80	1,34	1,34	1,20	1,30	1,40
Sc	18,9	18,3	24,0	10,0	9,41	10,3	12,2	6,70	5,40
Y	24,9	20,9	27,0	19,0	13,1	13,2	14,0	12,0	15,0
Mo	13,8	10,9	3,80	9,90	6,50	7,60	6,90	2,90	3,10
W*	5,84	1,69	0,760	1,40	1,55	1,36	2,41	6,90	4,80
Re	0,021	0,021	0,005	0,002	0,016	0,005	0,005	<0,01	<0,01
Zr	254	190	240	190	164	164	135	150	140
Hf	5,71	4,31	5,50	4,70	3,89	4,13	3,60	4,40	4,20
Tl	0,450	0,453	0,150	0,590	0,385	0,329	0,255	0,600	1,20
Th	11,9	8,36	11,0	7,00	6,52	7,02	5,74	13,0	11,0
U	3,83	3,18	3,40	2,10	1,23	2,22	2,68	4,60	2,80
Cu	67,3	41,2	45,0	46,0	25,0	22,8	18,1	54,0	39,0
Zn	131	120	100	120	98,6	90,1	109	74,0	82,0
Ga	22,9	19,1	24,0	37,0	21,1	21,0	21,8	18,0	20,0
Sn	1,98	2,91	2,00	2,30	1,54	1,37	1,42	3,50	3,80
Ag	0,944	0,621	0,550	0,480	0,296	0,294	0,264	0,330	0,290
Cd	0,178	0,116	0,210	0,200	0,151	0,167	0,122	0,160	0,110
In	0,080	0,081	0,150	0,170	0,043	0,043	0,055	0,110	0,130
Pb	42,6	20,4	29,0	24,0	18,8	18,4	18,1	31,0	24,0
As	11,7	7,83	30,0	40,0	27,5	22,8	27,3	240	26,0
Se	1,53	<0,50	2,90	4,50	1,20	<0,50	3,84	3,70	2,60
Sb	0,861	1,21	2,80	0,550	0,573	0,313	0,466	2,60	0,650
Te	<0,30	<0,30	0,380	<0,01	0,065	0,082	0,049	<0,30	<0,30
Bi	0,788	0,402	0,063	0,260	0,239	0,459	0,603	0,110	0,710
La	66,9	55,9	70,0	57,0	43,7	43,6	43,3	30,0	26,0
Ce	127	105	130	87,0	71,8	79,2	85,7	58,0	53,0
Pr	13,8	12,2	14,0	13,0	9,93	9,85	10,6	7,20	6,40
Nd	49,3	45,0	53,0	46,0	35,6	36,3	39,6	26,0	24,0
Sm	8,17	7,79	8,70	7,40	5,83	5,90	6,75	4,80	4,80
Eu	2,32	2,25	2,50	2,40	1,81	1,84	2,10	0,920	0,940
Gd	7,45	6,78	7,50	6,20	4,46	4,60	5,02	3,80	4,20
Tb	1,000	0,868	0,960	0,720	0,560	0,603	0,685	0,520	0,550
Dy	4,87	4,68	5,50	4,40	3,16	3,33	3,81	2,80	3,30
Ho	0,929	0,826	0,940	0,820	0,546	0,577	0,623	0,480	0,580
Er	2,63	2,23	2,60	1,90	1,51	1,61	1,66	1,30	1,50
Tm	0,324	0,303	0,360	0,270	0,198	0,215	0,219	0,170	0,220
Yb	2,58	2,05	2,40	1,70	1,27	1,32	1,33	1,20	1,50
Lu	0,317	0,262	0,350	0,240	0,184	0,179	0,188	0,180	0,200

Примечание: 1, 2 – камтоспессартиты, Куксарай, 3 – спессартит, Ханака, 4–7 – спессартиты, басс. р. Уртасай, 8, 9 – керсантиты, Карамечатсай (Ёйилма).



По распределению РЗЭ у спессартитов выраженный европиевый максимум, что свидетельствует о преимущественных плавлениях плагиоклаза субстрата, поскольку фракционирование роговой обманки, имеющей высокий уровень содержания Eu, приводит к появлению европиевого минимума в расплаве.

Накопление цериевой группы редких земель может быть результатом роста содержания в дайках полевых шпатов; другим концентратором легких лантаноидов становится и керсутит. Накопление цериевой группы редких земель является результатом роста содержания в керсантите полевых шпатов.

Лампрофиры относятся к наиболее поздним образованиям, связанным с активизацией глубинных подкорковых очагов лампрофировых магм (Ишбаев и др., 2020). Близкие значения основных петрохимических характеристик, главным образом, повышенной щелочности, глиноземистости и кальциевости, позволяют рассматривать изученные лампрофиры в генетической связи с щелочно-базальтоидной формацией Нуратинской субпровинции, от которой отличаются довольно простым минеральным составом, относительной лейкократовостью, обусловленной значительным влиянием корового материала на формирование изученных дайковых пород.

В целом, изученные лампрофиры по минералогическому и химическому составу, характеру структуры и текстуры относятся к субщелочным (шошонитовым) породам (Scarrow *et al.*, 2009), геохимически специализированные на литий, цезий, молибден, вольфрам, гафний, серебро, мышьяк, селен, теллур и висмут.

Литература:

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Ишбаев Х.Д., Косбергенов К.М., Илешов К.М., Утамурадов Э.А. Лампрофировый магматизм Западного Узбекистана //Разведка и охрана недр, 2020 № 9. С. 24–31.

Ахунджанов Р. Генетические типы лампрофиров //Геология и минеральные ресурсы. 2013. № 5. С. 21–25.

Scarrow J. H., Bea F., Montero P., Molina J. Shoshonites, vaugnerites and potassic lamprophyres: similarities and differences between ‘ultra’-high-K rocks. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinb.* 2009, 99, p.159–175.

Ишбаев Х.Д., А.Х.Шукуров, К.М.Косбергенов Лампрофиры и оруденение Койташского рудного поля (Южный Тянь-Шань) //Литосфера, 2020, том 20, № 2. С.231–253.

ЗОНАЛЬНОСТЬ КЛИНОПИРОКСЕНОВ КАК ИНДИКАТОР P-T УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ДАЙКОВЫХ СИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ ДОЛЕРИТОВ КОПЬЕВСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА, РЕСПУБЛИКА ХАКАСИЯ)

Казенова Ф., Врублевский В.В., Тишин П.А.

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск, Россия,
feride.kazenova@mail.ru*

Копьевский комплекс объединяет дайки, нежки и трубки взрыва щелочно-базальтоидных пород, прорывающих средне- и верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения в обрамлении Копьевского купола, а также дайки и многочисленные силлы «свежих» долерито-базальтов, залегающих среди нижнедевонских вулканогенно-осадочных толщ.

Образцы, отобранные из даек, характеризуются тёмной, почти чёрной окраской, средне- и мелкозернистой порфировой структурой. Все они имеют сходные минеральные ассоциации с разным соотношением клинопироксена (10–60%) + плагиоклаза (20–70%) ±



амфибола (<3%) и аксессуарных минералов апатита, магнетита, титанита и халькопирита (~1–2 %). Пироксен частично замещен хлоритом, плагиоклазы – серицитом и кальцитом.

Кристаллы клинопироксена идиоморфные, длиной до 4 мм. Плагиоклазы имеют два различных проявления: зерна в основной массе и вкрапленники. Апатиты встречаются в виде крупных и идиоморфных (до 2,5 мм) отдельных зерен.

Образец ПП-1Д представляет собой темно-серый метадолерит с мелкозернистой структурой и вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Как и в других породах копьевского комплекса, плагиоклаз частично замещен кальцитом, а клинопироксен – хлоритом. Рудный минерал представлен магнетитом (<5%). В этом образце имеется тонкая эндоконтактная зона, образовавшаяся в результате быстрого охлаждения и кристаллизации расплава.

В образце ПП-1Д были обнаружены три выраженные зоны пироксенов. Они представляют собой преимущественно авгиты ($W_{0.39-4.7}En_{32-44}Fs_{12-27}$, $n = 89$) и представляют собой непрерывную тенденцию изменения на четырехугольнике Энстатит-ферросилит-геденбергит-диопсид (Morimoto, 1988). Ядра клинопироксенов имеют самый высокий показатель $Mg\#$ (73–76; $n = 13$; $Mg\# = \text{molar Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}}) \times 100$) и самые низкие содержания Al_2O_3 (2,7–3,7 мас. %) и Na_2O (0,2–0,3 мас. %), а переходные зоны имеют относительно более низкий показатель $Mg\#$ (60–76, $n = 57$) и более высокие содержания Al_2O_3 (2,7–8,8 мас. %) и Na_2O (0,2–0,5 мас. %). Краевые зоны имеют самый низкий показатель $Mg\#$ (48–66, $n = 19$) и самые высокие содержания Al_2O_3 (3,8–8,5 мас. %) и Na_2O (0,3–0,7 мас. %).

Кроме того, составы основных элементов трех зон клинопироксенов образуют непрерывные тенденции уменьшения SiO_2 и CaO и увеличения Al_2O_3 и Na_2O с уменьшением $Mg\#$. При равновесном значении коэффициента Fe–Mg обмена ($K_D(Fe-Mg)^{crx-liq}$) в пределах $0,28 \pm 0,08$ (Putirka, 2008) большинство кристаллов клинопироксена не находятся в равновесии с валовым составом породы.

ППШ представлены плагиоклазами на Ab–Or–An треугольной диаграмме (Smith, 1974) и имеют диапазон составов $An_{15-77}Ab_{22-79}Or_{0-5}$ ($n = 139$).

Клинопироксеновые ядра имеют более высокое содержание $Mg\#$, чем в переходной зоне. Это согласуется с нормальной тенденцией фракционной кристаллизации, указывающей на то, что ядра кристаллизовались на более примитивной стадии. Неравновесие между клинопироксенами и цельной породой показывает, что кристаллы клинопироксена представляют собой ранние родственные кристаллы. Кроме того, клинопироксеновые каймы всегда окружают клинопироксеновое ядро или переходную зону в виде тонкой полосы, а не отдельных кристаллических зерен, что указывает на их рост в ограниченном пространстве между раннекристаллизованным клинопироксеном.

Наиболее точным клинопироксен-жидкостным термометром, доступным в настоящее время, является термометр из Putirka (2003), откалиброванный с использованием большого глобального набора данных. Одна стандартная ошибка оценки (1SEE) значений температуры и давления ± 32 °C и $\pm 1,2$ кбар соответственно. Чтобы получить надежные результаты, были использованы два критерия для исключения потенциальных выбросов в наборе данных по клинопироксену перед выполнением каких-либо термобарометрических расчетов: (1) общее количество катионов в пересчете на 6-кислород находится в диапазоне от 3,99 до 4,02; (2) компонент жадеита больше 0,01, что позволяет избежать влияния аналитических ошибок на результаты расчетов (Neave and Putirka, 2017).

Как указывалось ранее, клинопироксены не находятся в равновесии со всей породой, что указывает на то, что состав всей породы не может представлять собой равновесную жидкость. Жидкие составы, наиболее подходящие для термобарометрии клинопироксен-жидкость, были найдены в соответствии с процедурами Du and Aud'etat (2020) и Chang et al. (2021).

Всего было сопоставлено 14 пар клинопироксен–жидкость, включая 10 пар клинопироксеновое ядро – жидкость, 4 пары переходная зона клинопироксена – жидкость. На диаграмме мы видим, что центральные части (ядра) клинопироксенов образовались при более низких температурах и давлениях, чем их краевые зоны (рис.). Однако разница температур в 10–20 °С при 1SEE = ±32 °С, не позволяет достоверно судить об изменении температуры в процессе формирования зон кристаллов клинопироксена. Рассчитанные температуры и давления кристаллизации ядер клинопироксена составляют 1143–1158 °С и 1,1–6,0 кбар, переходных зон – 1145–1164 °С и 1,7–7,9 кбар.

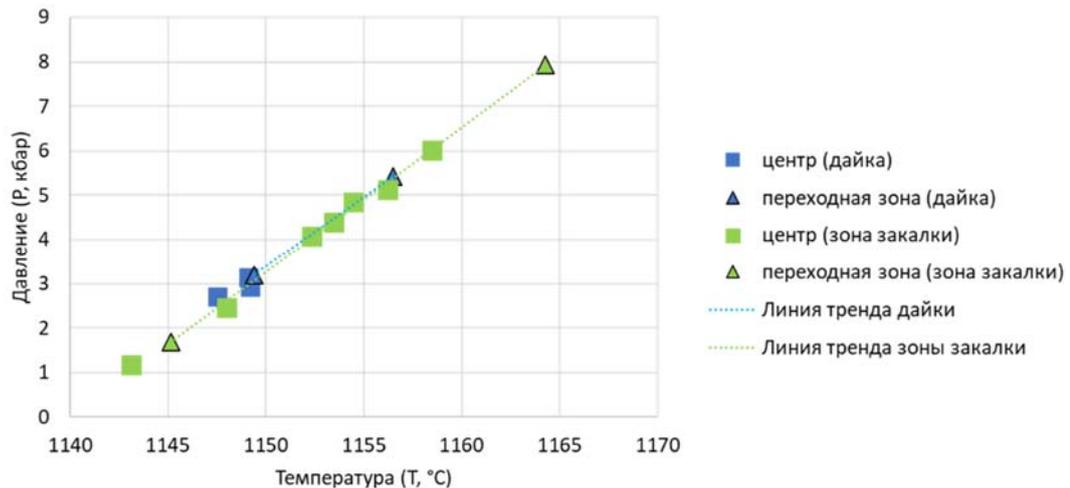


Рисунок. Температура и давление, рассчитанные с помощью клинопироксен-жидкостного термобарометра.

Все три зоны клинопироксенов являются богатыми кальцием авгитами и образовались на разных стадиях эволюции магмы. Клинопироксеновое ядро кристаллизовалось из более примитивной стадии по сравнению с переходной зоной; клинопироксеновая кайма образовалась из интерстициальной жидкости на последней стадии эволюции в результате разрастания ранее существовавшего кристалла клинопироксена.

Литература:

Chang, J., Aud'etat, A., Li, J.W., 2021. In situ Reaction-replacement Origin of Hornblendites in the Early Cretaceous Laiyuan Complex, North China Craton, and Implications for its Tectono-magmatic Evolution. *Journal of Petrology* 62, egab030. <https://doi.org/10.1093/petrology/egab030>.

Du, J.G., Aud'etat, A., 2020. Early sulfide saturation is not detrimental to porphyry Cu-Au formation. *Geology* 48, 519–524.

Morimoto, N., 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineral. Petrol.* 39, 55–76.

Neave, D.A., Putirka, K.D., 2017. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones. *Am. Mineral.* 102, 777–794.

Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *Am. Mineral.* 88, 1542–1554.

Putirka, K.D., 2008. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 69, 61–120.

Smith, J.V., 1974. *Feldspar Minerals: Crystal Structure and Physical Properties 1*. Springer-Verlag, Berlin.

ХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ИЗ ПИРОКСЕНИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ МИР – ПРИЗНАКИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ПАЛЕОСУБДУКЦИИ

Калашникова Т.В., Костровицкий С.И., Сеницын К.А., Юдинцева Э.Э.

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

Пироксенитовые ксенолиты из кимберлитовых трубок представляют собой вещество литосферной мантии основного состава. Их происхождение, геодинамические обстановки формирования, состав первичных расплавов, взаимоотношение с ультраосновными породами (перидотитами) разреза литосферной мантии вызывают интерес исследователей. Среди пироксенитовых пород можно выделить гранатовые клинопироксениты и эклогиты. Несмотря на то, что указанные породы характеризуются сходным двуминеральным составом (гранат и клинопироксен), однако отличаются по происхождению (Gonzaga et al., 2020). Существует несколько классификаций эклогитов, основанных на различных признаках: структурно-текстурных (Mercier&Nicolas, 1975; MacGregor&Carter, 1970), химического состава граната (Coleman et al., 1965), клинопироксена (Taylor&Neal, 1989), а также валового состава пород (Aulbach et al., 2016), при этом приведенные классификации могут не совпадать между собой. Выделяются две основные точки зрения на генезис пород основного состава литосферной мантии: участие субдуцированного вещества древней океанической литосферы и происхождение при частичном плавлении при высоких P-T параметрах (Gonzaga et al., 2020; Condie, 1993; Jacob et al., 1994). Эклогиты кратонов представляют собой древнюю океаническую кору, в дальнейшем претерпевшую субдуцирование и возможные дальнейшие метасоматические процессы. Данные породы характеризуются значительными вариациями состава минералов, относительно высоким содержанием Al_2O_3 (14–20 мас. %) и низким содержанием MgO (10–15 мас. %), деплетированием элементов группы LREE и Eu-аномалией (что свидетельствует о присутствии плагиоклаза в протолите) (Gonzaga et al., 2020). Кроме того, в эклогитах наблюдается большой диапазон изотопного состава кислорода в гранате $\delta^{18}O$ 4.51–8.69, который в целом значительно выше мантийных значений (5.3 ± 0.3) (Mattey et al., 1994). Гранатовые пироксениты близки к эклогитам по минеральному составу, однако характеризуются более магнезиальным гранатом – пиропом и в целом более магнезиальным валовым составом (MgO - 15-20 мас. %). Изотопный состав граната из клинопироксенитов близок к мантийным – $\delta^{18}O$ 5.2–5.8 (Valley et al., 1998). Предполагается, что данные породы являются следствием полибарических процессов частичного плавления вещества литосферной мантии при высоких температурах и давлениях (Gonzaga et al., 2020).

Авторами была проанализирована коллекция ксенолитов из кимберлитовой трубки Мир, расположенной в центре Сибирского кратона (44 образца). Были выделены четыре основные группы ксенолитов: лерцолиты, вебстериты (с присутствием оливина), клинопироксениты и эклогиты. Ксенолиты из трубки Мир характеризуются высокой степенью изменения, во многих образцах оливин и ортопироксен замещены серпентином (до 50–70 %). Гранатовые пироксениты (вебстериты) характеризуются оранжево-красноватым цветом граната и темно-зеленым цветом пироксена, содержание которого достигает 30–40 %. Среди пироксенитов преобладают средне-крупно-зернистые гипидиоморфнозернистые структуры, также наблюдаются порфиробластовые и гранобластовые структуры (до мозаичных). Эклогиты характеризуются гранобластовой структурой (до мозаичной) и оранжево-розовым цветом граната.

Исследование химического состава минералов 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 Grt-клинопироксенитов отличаются относительно низким содержанием CaO (3.68–5.35 мас. %) и Cr₂O₃ (0.07–3.7 мас. %), на дискриминационной диаграмме Н.В. Соболева (Соболев, 1974) находясь в области перцолитового парагенезиса. Гранаты из перидотитовых пород также отличаются относительно высокой магнизиальностью (75–83) и низкими содержаниями TiO₂ (до 0.2 мас. %). Эклогиты характеризуются высококальциевым (3.78–9.46 мас. %) и высокожелезистым (7.77–17.20 мас. %) составом граната, на диаграмме Н.В. Соболева попадая в область верлитового парагенезиса. Следует отметить, что ни один из изученных составов гранатов из ксенолитов не попал в область алмазоносного высокохромистого дунит-гарцбургитового парагенезиса.

Также был проанализирован изотопный состав кислорода в минералах. Для аналитических исследований были выбраны 4 крупные, наименее измененные образцы эклогитов и пироксенитов из различных трубок. Анализ $\delta^{18}\text{O}$ в гранате, клинопироксене выполнен в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН на изотопном масс-спектрометре MAT 253 (Thermo Scientific, Germany) (аналитик Веливецкая Т.А.).

Значение $\delta^{18}\text{O}$ изменяется в Crx от 5.7–5.8 ‰ в клинопироксенитах и 6.1–6.1 ‰ в эклогитах, для Grt значения варьируются от средне-мантийных (5.3 ‰) до повышенных (5.9 ‰). В целом минералы из пироксенитов демонстрируют значения $\delta^{18}\text{O}$, несколько превышающие мантийные значения, что позволяет предположить кристаллизацию мегакристаллических пироксеновых кумулатов из астеносферных расплавов. В некоторых случаях метаморфическая перекристаллизация приводит к $\delta^{18}\text{O}$ изотопному равновесию между гранатом и клинопироксеном. Для минералов из эклогитов отмечены более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (до 6.2 ‰), значительно выше мантийных значений.

Также были оценены P-T параметры кристаллизации ксенолитов. Оценки температур равновесия производились по термометрам, основанным на обменных реакциях между гранатом и клинопироксеном ($\text{Mg}^{2+} - \text{Fe}^{2+}$) (Ellis&Green, 1979). Также для сравнения использовался мономинеральный Crx-термобарометр (Nimis&Taylor, 2000). Вебстериты и перцолиты показывают широкий разброс значений параметров кристаллизации (600–1200 °C; 2–6 ГПа), что, вероятно, связано с их постепенным охлаждением после магматической кристаллизации и образованием структур распада. Клинопироксениты характеризуются узкими вариациями P-T параметров кристаллизации (812–960 °C; 3–4 ГПа), что, вероятно, свидетельствует об их более поздней кристаллизации из астеносферных расплавов. Эклогиты отличаются относительно низкими рассчитанными параметрами температуры (720–840 °C; 2.2–3.7 ГПа) и не укладываются на рассчитанную геотерму для ксенолитов трубки, что может подтверждать их происхождение в зонах субдукции на небольших глубинах. Единичные значения полученных нами данных из вебстеритов и клинопироксенитов попадают в область стабильности алмаза. Применение Орх-термобарометра (Brey & Köhler, 1990) в тех образцах, где был проанализирован ортопироксен, выявило 2 тренда кристаллизации ромбического пироксена. Кристаллизация отдельных зерен Орх в вебстеритах происходила раньше, чем Crx, что подтверждают более высокие P-T параметры - выше на ~100 °C и ~0.5 Га. Второй тренд, который характеризуется резким падением давления при незначительном уменьшении температуры – образование структур распада Орх в изначально гомогенном кристалле моноклинного пироксена.

Таким образом, для эклогитов предполагается происхождение из субдуцированной океанической коры и наличие субдукционной компоненты в процессе формирования литосферной мантии центра Сибирского кратона. Присутствие гранатовых клинопироксенитов и вебстеритов с узкими вариациями состава минералов и относительно низкими $\delta^{18}\text{O}$ позволяет предположить широкое развитие процессов плавления в литосферной мантии и кристаллизацию из астеносферных расплавов.

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

Литература:

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.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers// *Journal of Petrology*. 1990. V. 31. P. 1353–1378.

Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities// *Geol. Soc. Am. Bull.* 1965. V. 76. P. 483–508.

Condie K.C. Chemical composition of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales// *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 1–37.

Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria// *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1979. V.71. P. 13–22.

Gonzaga R.G., Lowry D., Jacob D.E., LeRoex A., Schulze D., Menzies M.A. Eclogites and garnet pyroxenites: Similarities and differences// *Journal of volcanology and geothermal research*. 2020. V. 190 (1-2 SI). P. 235–247.

Jacob D., Jagoutz E., Lowry D., Matthey D., Kudrjavitseva G. Diamondiferous eclogites from Siberia: remnants of Archean oceanic crust// *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 5191–5207.

MacGregor I.D., Carter J.L. The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor mine, South Africa// *Phys. Earth Planet. Inter.* 1970. V.3. P. 391–397.

Matthey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite// *Earth Planetary Science Letters*. 1994. V. 128. P. 231–241.

Mercier J.-C.C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // *Journal of Petrology*. 1975. V. 16 (2). P. 454–487.

Nimis P., Taylor W.R. Single Clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1, Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer// *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 139. P. 541–554

Taylor L.A., Neal C.R. Eclogites with oceanic crustal and mantle signatures from the Bellsbank kimberlite, South Africa, part I: mineralogy, petrography, and whole-rock chemistry// *J. Geol.* 1989. V. 97. P. 551–567.

Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope heterogeneity among mantle melt// *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 1–11.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Калинин А.А., Кудряшов Н.М.

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты, Россия, kalinin@geoksc.apatity.ru

Все известные в метаморфических комплексах Кольского региона рудопроявления и месторождения золота и свыше 90% пунктов минерализации (75 из 80 пунктов с содержанием золота выше 1 г/т) приурочены к неoarхейским зеленокаменным поясам, либо к их палеопротерозойским аналогам – осадочно-вулканогенным поясам с преобладанием основных метавулканитов (рис. 1). За пределами зеленокаменных структур установлены лишь единичные пункты минерализации золота.

Месторождения и рудопроявления в регионе относятся к различным генетическим типам, выделены группы собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений. К группе золоторудных (gold only) месторождений относятся объекты, по своим характеристикам отвечающие орогенному типу месторождений, сформировавшиеся, по всей видимости, под воздействием метаморфоогенных флюидов. Это рудопроявления Няльм

в поясе Колмозеро-Воронья, Пороярвинская группа в южно-Печенгской зоне, Сергозерское и Ворговый в Стрельнинском поясе, Кичаны в Тикшеозерском поясе, Кайралы в поясе Салла-Куоляярви. К золотосодержащим отнесены те рудные объекты, в которых золото является не единственным полезным компонентом и сопровождается минерализацией серебра, меди, урана, молибдена и др. Для большинства месторождений и рудопроявлений группы предполагается определенная роль магматогенных флюидов в их формировании: это месторождения, связанные с порфировыми интрузиями (порфирово-эпитермальная система Пеллапахк-Оленинского рудного узла в поясе Колмозеро-Воронья), колчеданные метаморфизованные рудопроявления (Панареченское в поясе Имандра-Варзуга), месторождения и рудопроявления, предположительно связанные с интрузивным пост- или позднеорогенным магматизмом (кварцевые жилы Сергозерского рудопроявления, месторождение Майское и рудопроявление Озерное в поясе Салла-Куоляярви) (рис. 1).

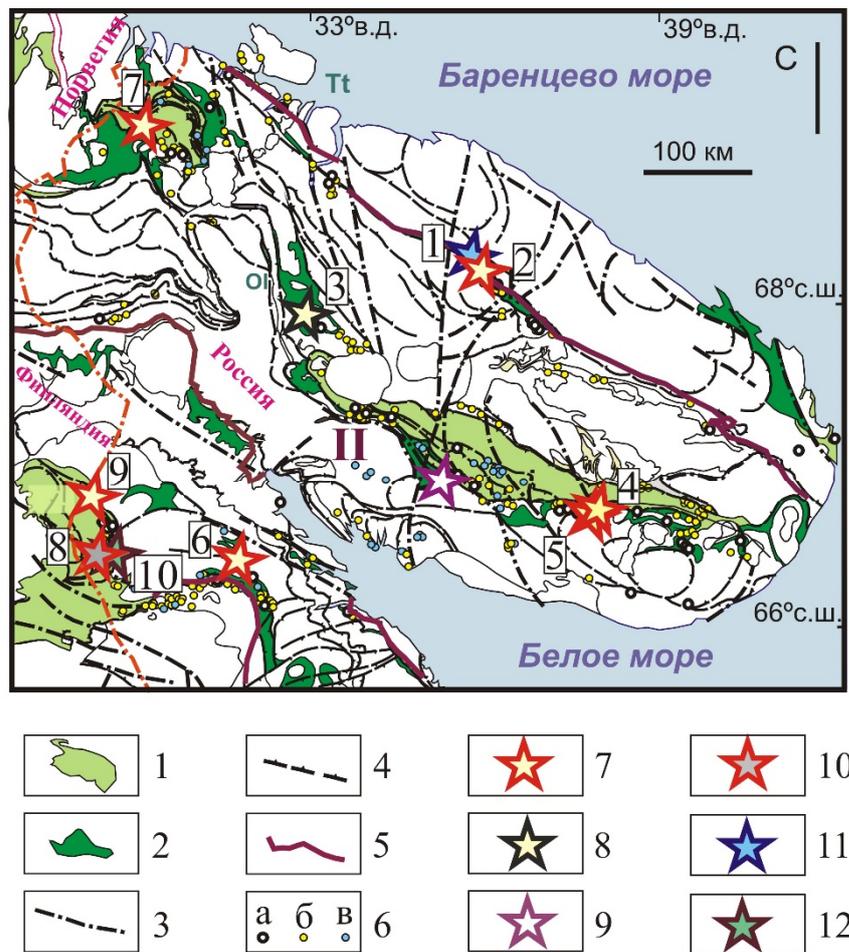


Рисунок 1. Размещение месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации золота на схеме расположения зеленокаменных поясов в Кольском регионе.
 Условные обозначения: 1 – палеопротерозойские зеленокаменные пояса, 2 – архейские зеленокаменные пояса, 3 – коллизионные сuture первого порядка (надвиги и взбросы), ограничивающие ядро Лапландско-Кольского орогена, 4 – главные крутопадающие разломы, 5 – надвиги и взбросы, 6 – границы крупных блоков Фенноскандинавского щита, 7 – собственно золоторудные месторождения и рудопроявления, 8 – минерализация золота в месторождениях железистых кварцитов, 9 – золото-халькопиритовая минерализация в кварцевых жилах, 10 – метаморфизованные субэпитермальные золото-серебряные месторождения, 11 – золото-урановая минерализация в альбититах, 12 – пункты минерализации золота, > 1 г/т, 13 – пункты минерализации золота, > 0.1 г/т, 14 – пункты минерализации серебра, > 1 г/т. Месторождения и рудопроявления золота (цифры в рамке): 1 – Оленинское, 2 – Няльм-1, 3 – Оленегорская группа

месторождений железистых кварцитов, 4 – Ворговый, 5 – Сергозерское, 6 – Кичаны, 7 – Пороярвинская группа проявлений, 8 – Майское, 9 – Кайралы, 10 – Озерное.

Геохимические спектры малых элементов собственно золоторудных орогенных (метаморфогенно-гидротермальных) месторождений и рудопроявлений характеризуются высокими концентрациями мышьяка, которые в ряде случаев сопровождаются повышенными содержаниями меди, никеля, кобальта, хрома (рис. 2). Золотосодержащим месторождениям и рудопроявлениям, формировавшимся при участии магматогенных флюидов, свойственны более сложные геохимические спектры, включающие, кроме мышьяка, Ag, Sb, Cu, Pb, Te, Bi, Se, Te, Pb, Mo (рис. 2).

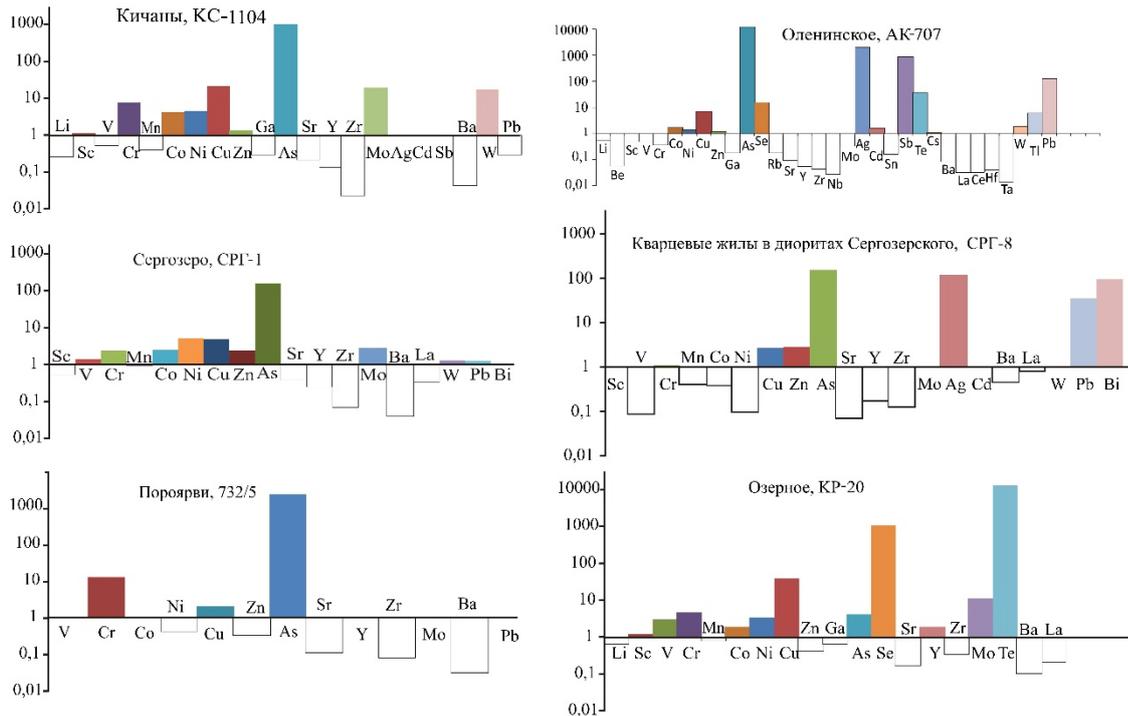


Рисунок 2. Спектры малых элементов в минерализованных породах месторождений и рудопроявлений золота Кольского региона, нормированные по среднему содержанию элементов в верхней части земной коры (Тейлор, Мак-Леннан, 1988).

Слева – собственно золоторудные месторождения и рудопроявления орогенного типа, справа – золотосодержащие месторождения и рудопроявления.

Указанные геохимические характеристики отражаются на минеральном составе оруденения. Простой минеральный состав сульфидов (не более 10–15 минеральных видов, преимущественно сульфиды и сульфоарсениды железа) установлен на месторождениях и рудопроявлениях орогенного типа. Более разнообразна рудная минерализация на тех месторождениях, где предполагается магматический источник рудообразующих растворов/флюидов – здесь появляются сульфосоли свинца, серебра, меди, сурьмы, висмута, редко мышьяка, висмутотеллуриды и теллуриды других металлов, а количество выявленных минеральных видов может превышать 60.

Различия в составе флюидов, формировавших метаморфогенно-гидротермальные (орогенные) и магматогенно-гидротермальные месторождения и рудопроявления, подтверждены изучением газовой-жидких включений в жильных минералах (Калинин и др., 2021, Прокофьев и др., 2018, Сафонов и др., 2003, Волков, Новиков, 2002). По солености и температуре гомогенизации флюидов выделено две группы включений (рис. 3). В первую группу попадают включения с низкой соленостью (в основном, менее 10 мас. % NaCl-eq. или CaCl₂-eq.) и температурой гомогенизации выше 250°C. К этой группе относятся

включения в кварце из рудопроявлений Няльм, Пороярви, в жильном кварце из месторождения Майского и в диопсиде из Оленинского месторождения.

Состав включений первой группы соответствует составу включений в кварце орогенических месторождений золота в мире, которые характеризуются водно-углекислотным составом при широким спектре отношения H_2O и CO_2 и низким содержанием солей (Vodnar et al., 2014). Кроме того, для включений первой группы характерны высокие значения давления флюида, что согласуется с их метаморфогенным происхождением. Состав включений проявлений Няльм-1 и Пороярви вполне отвечает предполагаемому генетическому типу рудных объектов, сформировавшихся с участием метаморфогенных флюидов. Относящиеся к первой группе газопо-жидкие включения в жильном кварце месторождения Майского и в диопсиде Оленинского характеризуют минералы метаморфогенного происхождения, не связанные с минерализацией золота.

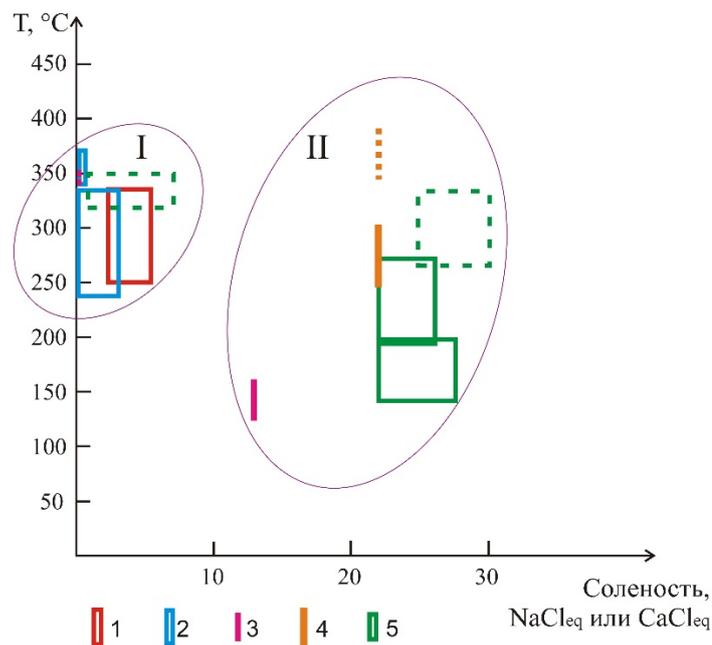


Рисунок 3. Диаграмма «соленость – температура гомогенизации включений» для газопо-жидких включений в породообразующих минералах месторождений и рудопроявлений золота.

Месторождения и рудопроявления: 1 – Няльм-1 (Калинин и др., 2021), 2 – Пороярви (Прокофьев и др., 2018), 3 – Оленинское (Волков, Новиков, 2002), 4 – Озерное, 5 – Майское (Сафонов и др., 2003). Пунктирной линией показаны параметры включений флюидов, предположительно не связанных с процессами формирования минерализации золота.

Вторая группа объединяет включения с умеренной и высокой соленостью (от 10 до 30 мас. % $NaCl$ -eq. или $CaCl_2$ -eq.) и температурой гомогенизации от 120 до 300 °C. В эту группу входят включения в рудном кварце месторождения Оленинского, в кварце из пропицитов и в кварце с золотом из месторождения Майского, в кварце из уранового (с золотом) рудопроявления Озерного. Это те рудные объекты, в формировании которых предполагается существенная роль магматического источника.

Изучение валового состава включений также показывает различия между выделенными группами, прежде всего в анионной части (Калинин и др., 2021, Прокофьев и др., 2018). Состав анионов рудопроявлений Пороярвинской площади характеризуется существенным преобладанием углекислоты над Cl^- и SO_4^{2-} . Преобладание HCO_3^- над другими анионами, хотя и менее значительное, отмечается во флюидах включений в кварце из рудопроявления Няльм. На месторождении Оленинском основным анионом в составе флюидов является Cl^- , а на генетически связанном с ним медно-молибден-порфировом рудопроявлении Пеллапахк преобладают Cl^- и SO_4^{2-} . Отметим, что проявления Няльм и



Пороярви (с HCO_3^- в составе флюидов) отнесены нами к месторождениям метаморфогенно-гидротермального генезиса, тогда как Пеллапахк и Оленинское (Cl^- и SO_4^{2-}) – это магматогенная порфиново-эпитермальная рудная система, и полученные характеристики соответствуют особенностям флюидов различного генезиса, описанным в (Gaboury, 2019).

Микроэлементный состав включений, изученный валовым методом для проявлений Пороярвинской площади и для месторождений/рудопроявлений пояса Колмозеро-Воронья, показывает существенно более низкие (на порядок и более) концентрации абсолютного большинства малых элементов в проявлениях Пороярвинской площади и рудопроявления Няльм (то есть в объектах орогенного типа) по сравнению с рудными объектами Пеллапахк-Оленинской порфиново-эпитермальной системы. Максимальные различия выявлены для мышьяка, сурьмы, свинца, а также лития и цезия, но последние связаны, по всей вероятности, с воздействием редкометалльных пегматитов.

Авторы выражают признательность д.г.-м.н. В.Ю. Прокофьеву (ИГЕМ РАН, г. Москва), выполнившему анализ газово-жидких включений в жильных минералах. Исследования проведены при финансовой поддержке гранта РФФИ №22-27-00589

Литература:

Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. №5. С. 412–424.

Калинин А.А., Савченко Е.Э., Прокофьев В.Ю. Минералогия и особенности генезиса месторождения золота Оленинского (Кольский полуостров). Апатиты: Издательство ФИЦ КНЦ РАН, 2021. 162 с.

Прокофьев В.Ю., Калинин А.А., Лобанов К.В., Бэнкс Д.А., Боровиков А.А., Чичеров М.В. Состав рудообразующих флюидов золотой минерализации Печенгской структуры зеленокаменного пояса Печенга-Имандра-Варзуга (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2018. Т.60. №4. С.317–341.

Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л., Чугаев А.В. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералогическо-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. №5. С.429–451.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnes P. Fluid Inclusions in hydrothermal ore deposits / Treatise on Geochemistry. 2nd Edition. Elsevier, 2014. P. 119–142.

Gaboury D. Parameters for the formation of orogenic gold deposits // Applied Earth Science, 2019, V.128. № 3. P.124–133, DOI: 10.1080/25726838.2019.1583310

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИРОДЫ ГОЛУБОЙ ОКРАСКИ СКАПОЛИТА СПЕКТРАЛЬНЫМИ МЕТОДАМИ

**Канева Е.В.^{1,2}, Радомская Т.А.^{1,2}, Панкрушина Е.А.³, Козлова А.П.⁴, Красивых В.И.^{2,5},
Панкратов В.⁶, Шендрик Р.Ю.¹**

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

²Минералогический музей им. А.В. Сидорова ИРНИТУ, Иркутск, Россия

³Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

⁴Университет науки и технологий «МИСИС», Москва, Россия

⁵Сибирская школа геонаук ИРНИТУ, Иркутск, Россия

⁶Institute of Solid State Physics, University of Latvia, Riga, Latvia

Скаполиты представляют собой группу минералов, образующих твердый раствор между мейонитом ($\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$) и мариалитом ($\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$). Эти соединения кристаллизуются в пространственной группе $I4/m$ и содержат поры в своей

кристаллической структуре. Такие микропористые материалы могут быть перспективными материалами, например, для обеспечения защиты окружающей среды от загрязнения радиоактивными отходами, проведения фотодинамической терапии или являться люминофорами различного назначения (Bahrani et al., 2021; Blumentritt et al. 2020).

Для данного исследования использовался образец скаполита из Слюдянского месторождения, Иркутская область (Россия), имеющий следующую эмпирическую формулу: $\text{Ca}_{3,13}\text{Na}_{0,68}\text{K}_{0,02}(\text{Al}_{5,4}\text{Si}_{6,6}\text{O}_{24})(\text{CO}_3)_{0,58}(\text{SO}_4)_{0,16}\text{Cl}_{0,08}$. Образцы исследовались методами ЭПР, спектроскопии оптического поглощения, инфракрасной и спектроскопии комбинационного рассеяния. Исследование люминесценции проводилось с использованием синхротронного возбуждения на станции FinEstLumi (Pankratov et al., 2019) линии FinEstBeAMS (Chernenko et al., 2021) на синхротроне MAX IV (Лунд, Швеция).

В исследованном образце скаполита наблюдается интенсивная люминесценция при межзонном возбуждении. Наблюдаемые полосы люминесценции с максимумами 350 и 400 нм, возбуждаемые в области 5,5–6 эВ, могут быть отнесены к собственной люминесценции, связанной с комплексами $(\text{CO}_3)^{2-}$. В УФ области спектра также наблюдаются две полосы с максимумами около 250 и 300 нм, возбуждаемые в области 7–8 эВ, которые могут быть отнесены к возбуждению автолокализованных экситонов вблизи Na-Cl (рисунок 1). Наблюдаемая люминесценция регистрируется только при температурах ниже 77 К.

Кроме того, наблюдается широкая полоса люминесценции около 500 нм при возбуждении 5,5–6 эВ и 7,5 эВ. Эта полоса, скорее всего, соответствует центрам Mn^{2+} в скаполите. Еще одна широкая полоса при 700 нм, возникающая при возбуждении в области 5–6 эВ, относится к примесным центрам Fe^{3+} .

Исследуемые образцы имеют голубую окраску из-за присутствия анион-радикалов $(\text{CO}_3)^{\cdot-}$. Они были обнаружены методами ЭПР и спектроскопии оптического поглощения. Подобные центры окраски изучались в облученных микропористых канкринитах (Shendrik et al., 2021). Широкая полоса поглощения с колебательной структурой имеет максимум около 600 нм. Обесцвечивание скаполита происходит при температуре выше 400 °С. Голубая окраска скаполита восстанавливается после облучения УФ фотонами с энергией выше 5,5 эВ. Механизм образования анион-радикалов $(\text{CO}_3)^{\cdot-}$ имеет экситоноподобный характер, сходный с таковым в канкрините (Kaneva and Shendrik, 2022).

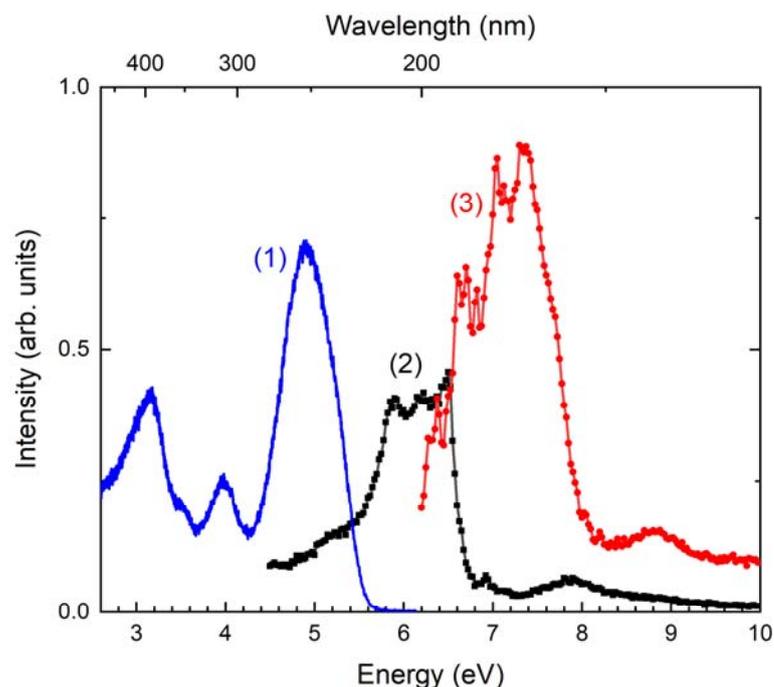


Рисунок 1. Спектры люминесценции (1) и ее возбуждения в области 3 эВ (2) и 5 эВ (3).

Литература:

- Bahrani S., Ghaedi M., Tariq R., Zalipour Z., Sadeghfard F. Fundamental developments in the zeolite process // *Interface Science and Technology*. 2021. V. 32. P. 499–556.
- Blumentritt F., Latouche C., Morizet Y., Caldes M.-T., Jobic S., Fritsch E. Unravelling the origin of the yellow-orange luminescence in natural and synthetic scapolites // *The Journal of Physical Chemistry Letters*. 2020. V. 11 (12). P. 4591–4596.
- Chernenko K., Kivimäki A., Pärna R., Wang W., Sankari R., Leandersson M., Tarawneh H., Pankratov V., Kook M., Kukk E., Reisberg L., Urpelainen S., Käämbre T., Siewert F., Gwalt G., Sokolov A., Lemke S., Alimov S., Knedel J., Kutz O., Seliger T., Valden M., Hirsimäki M., Kirm M., Huttula M. Performance and characterization of the FinEstBeAMS beamline at the MAX IV Laboratory // *Journal of Synchrotron Radiation*. 2021. V. 28. P. 1620–1630.
- Kaneva E., Shendrik R. Radiation defects and intrinsic luminescence of cancrinite // *Journal of Luminescence*. V. 243. P. 118628.
- Pankratov V., Pärna R., Kirm M., Nagirnyi V., Nömmiste E., Omelkov S., Vielhauer S., Chernenko K., Reisberg L., Turunen P., Kivimäki A., Kukk E., Valden M., Huttula M. Progress in development of a new luminescence setup at the *FinEstBeAMS* beamline of the MAX IV laboratory // *Radiation Measurements*. 2019. V. 121. P. 91–98.
- Shendrik R., Kaneva E., Radomskaya T., Sharygin I., Marfin A. Relationships between the structural, vibrational, and optical properties of microporous cancrinite // *Crystals*. V. 11(3). P. 280.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СЛОИСТОМ СИЛИКАТЕ – ТУРКЕСТАНИТЕ: ПРИМЕНЕНИЕ МУЛЬТИМЕТОДНОГО ПОДХОДА В ИССЛЕДОВАНИИ МИНЕРАЛОВ

Канева Е.В., Шендрик Р.Ю., Радомская Т.А., Белозерова О.Ю.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, kev604@mail.ru

Туркестанит, $K(Ca,Na)_2ThSi_8O_{20} \cdot nH_2O$ – редкий минерал, впервые описанный в двух месторождениях: массиве Дара-й-Пиоз (Тянь-Шань, Таджикистан) и массиве Джелису (Баткенская область, Киргизия) (Паутов и др., 1997). Туркестанит относится к группе эканита, в которую также входят стисиит, араповит и иракит-(La). Общая формула для группы минералов: $AB_2CSi_8O_{20}$, где $A = Th$ (эканит, туркестанит, стисиит), U (араповит) или La (иракит-(La)); $B = Ca$ (эканит, иракит-(La)), Ca/Na (туркестанит, араповит) или Na/Ca (стисиит), и $C = \square$ (эканит) или K/\square (туркестанит, стисиит, араповит, иракит-(La)). Кабалов и др. (1998), осуществляя структурное уточнение методом Ритвельда порошковых образцов туркестанита из Таджикистана и Киргизии, подтвердили пространственную группу ($P4/mcc$) и структурную модель, аналогичную стисииту, араповиту и иракиту-(La).

В настоящей работе проведено комплексное кристаллохимическое и спектроскопическое исследование туркестанита из массива Дара-й-Пиоз (Таджикистан). В частности, использовалась комбинация электронно-зондового микроанализа, монокристалльной рентгеновской дифракции, инфракрасной микроспектроскопии и фотолюминесцентной спектроскопии.

Химические исследования и результат картирования зерен образцов с помощью ИК-микроскопа показывают, что образцы представляют собой сростки туркестанита с баратовитом, эгирином, кальцитом и плагиоклазом. Для изученного туркестанита из массива Дара-й-Пиоз на основе результатов электронно-зондового микроанализа можно предложить следующую кристаллохимическую формулу (рассчитанную на основе 8 атомов Si на формульную единицу): $K_{0.75}(Ca_{1.24}Na_{0.65})(Th_{0.84}U_{0.12})Si_8O_{19.72}(OH)_{0.28}$.

Уточнение кристаллической структуры туркестанита методом монокристалльной дифрактометрии было выполнено впервые. Туркестанит представляет собой слоистый

силикат со смешанным (u-d) расположением тетраэдров в слое по схеме: $(u^4)_1(d^4)_1(u^2d^2u^2d^2)_2$ (Hawthorne et al., 2019), где (u) – направленные вверх тетраэдры и (d) – направленные вниз тетраэдры. Тетраэдры соседних слоев соединяются через общие вершины и образуют двойные четырехчленные кольца $[Si_8O_{20}]$. Интерстициальный комплекс состоит из [8]-координированных ионов Ca^{2+} , частично замещающихся на Na^+ , и [8]-координированных ионов Th^{4+} , частично замещающихся на U^{4+} . Крупные полости каркаса замыкают [12]-координированные атомы K^+ .

Инфракрасный спектр туркестанита был рассчитан из спектра отражения с использованием преобразования Крамерса-Кронига. В спектре наблюдаются полосы 1095, 1036, 975 и 780 cm^{-1} , относящиеся к асимметричным и симметричным модам колебаний Si–O–Si.

В данной работе явных доказательств наличия молекул воды с помощью уточнения кристаллической структуры и в ИК-спектре обнаружено не было. Однако внутри кристаллической структуры туркестанита можно выделить три типа каналов: (I и II) вытянутые вдоль осей *a* и *b* и ограниченный тетраэдрами и полиэдрами, соединяющимися с четырехчленными тетраэдрическими кольцами, и (III) образованный тетраэдрическими кольцами и протягивающийся параллельно оси *c*. Полости в канале I частично заняты ионами K^+ . Эффективная ширина (*есw*) каналов I, II и III составляют $2.12 \times 1.48 \text{ \AA}$, $1.23 \times 0.79 \text{ \AA}$ и $1.06 \times 1.06 \text{ \AA}$ соответственно. Эффективная ширина — фундаментальная характеристика канала, описывающая доступность системы пор для дополнительных (гостевых) частиц. Несмотря на наличие каналов и достаточно больших пустот, туркестанит не может считаться микропористым минералом, так как требуемый минимум значения *есw* составляет 3.2 \AA (Cadoni and Ferraris, 2011). Однако апертура канала I туркестанита достаточно велика, чтобы теоретически допустить возможность прохождения через неё дополнительных атомов или атомных групп, например молекулы воды. Подобная особенность была выявлена нами в трубчатом силикате – агреллите из массива Дара-й-Пиоз (Kaneva et al., 2020).

В исследованных образцах наблюдалась широкая полоса люминесценции с максимумом около 19300 cm^{-1} при возбуждении 27100 cm^{-1} . Широкополосное зеленое свечение было приписано шестивалентным ионам урана, присутствующим в виде уранильных групп $(UO_2)^{2+}$. Наблюдаемая люминесценция, связанная с уранилом, согласуется со значительными концентрациями урана в структуре туркестанита. Интенсивность люминесценции снижается при температурах выше комнатной и полностью тушится при 370 К. Наблюдаемые в спектрах возбуждения полосы, расположенные в четырех областях около 26000, 29000, 35000 и 39000 cm^{-1} относятся к электронному переходу с переносом заряда лиганд-металл в ионе уранила $(UO_2)^{2+}$.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22–27–00183, <https://rscf.ru/project/22-27-00183/>. В работе использовалось оборудование ЦКП Изотопно-геохимические исследования ИГХ СО РАН и Байкальского аналитического ЦКП ИрИХ СО РАН.

Литература:

Cadoni M., Ferraris G. Synthesis and crystal structure of $Na_2MnSi_4O_{10}$: relationship with the manaksite group // *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*. 2011. V. 22. P. 225–234.

Hawthorne F.C., Uvarova Yu.A., Sokolova E. A structure hierarchy for silicate minerals: sheet silicates // *Mineralogical Magazine*. 2019. V. 83. P. 3–55.

Kaneva E., Bogdanov A., Shendrik R. Structural and vibrational properties of agrellite // *Scientific Reports*. 2020. V. 10. P. 15569.

Кабалов Ю.А., Соколова Е.В., Паутов Л.А., Шнайдер Ю. Кристаллическая структура нового минерала туркестанита – кальциевого аналога стисиита // *Кристаллография*. 1998. Т. 43. № 4. С. 632–636.

Паутов Л.А., Агаханов А.А., Соколова Е.В., Кабалов Ю.К. Туркестанит $Th(Ca,Na)_2(K_{1-x}\square_x)Si_8O_{20} \cdot nH_2O$ – новый минерал со сдвоенными четверными кремний-кислородными кольцами // *Записки всероссийского минералогического общества*. 1997. Т. 126 № 6. С. 45–55.



ПЕРВЫЕ СВЕДЕНИЯ О ВОЗРАСТЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛГОМИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (АЛДАНО-СТАНОВОЙ ШИТ)

Кардашевская В.Н.¹, Анисимова Г.С.¹, Травин А.В.²
¹ИГАБМ СО РАН, Якутск, Россия, kardashevskaya92@mail.ru
²ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

Алдано-Становой щит является одной из крупнейших структур Азиатского континента, расположенного на южной окраине Сибирской платформы (Тектоника..., 2001). История его формирования сопровождалась коллизионными процессами и мезозойской тектоно-магматической активизацией, которые привели к образованию золоторудных месторождений (Ветлужских и др., 2002; Казанский, Яновский, 2006; Кочетков, 2006; Дворник, 2012; Бойцов и др., 2010; Хомич, Борискина, 2010; Молчанов и др., 2017). В настоящее время, изотопно-геохронологические данные рудных объектов в зоне сочленения Алданского щита и Становой области имеются в ограниченном объеме, что затрудняет установление связи тектонических, магматических и рудообразующих процессов.

В данной работе приведены результаты геохронологических исследований гидротермально-метасоматических образований и золоторудных кварцевых жил Алгоминского рудного узла.

Алгоминский рудный узел находится на юго-восточном фланге Алдано-Станового щита наряду с такими золоторудными месторождениями как Колчеданный Утес и др (Анисимова и др., 2017; Кардашевская и др., 2020; Кардашевская и др., 2021; Kondratieva et.al., 2021). В тектоническом отношении располагается в пределах Тыркандинской зоны тектонического меланжа. На площади рудного узла известно золото-кварцевое месторождение Бодороно и золото-сульфидно-кварцевое рудопроявление Дывок в 10 км к западу от него и ряд более мелких проявлений.

Месторождение Бодороно сложено докембрийскими основными кристаллическими сланцами, гнейсами (метабазами), гранито-гнейсами, диопсидовыми кальцифирами и гранулитами. Породы смяты в изоклинальные складки общего северо-западного с отклонением до субмеридионального простирания (290°–350°) и прорываются раннемеловыми дайками долеритов, диоритовых порфиритов и лампрофиров. Гидротермально-метасоматические образования на площади представлены березитами и листовитами.

Рудные тела представлены полого и крутопадающими кварцевыми жилами северо-восточного направления с согласным и секущим залеганием. Мощность их составляет 0,1–0,5 м, протяженность – до 2 км. Взаимоотношение даек и жил неоднозначно, отмечаются случаи пересечения жил дайками и наоборот. На месторождении выделены 3 рудные зоны. Среди сульфидов, содержание которых составляет 5–7 %, преобладают пирит, пирротин, галенит, сфалерит и теллуриды висмута. Текстуры руд прожилково-вкрапленные и прожилково-гнездовые.

Рудопроявление Дывок сложено докембрийскими гранито-гнейсами и гранат-полевошпатовыми гнейсами. Кристаллический фундамент в центре участка прорван трещинной интрузией раннемеловых гранодиоритов, на водоразделах и склонах умереннощелочными дайками кислого и среднего состава. Мощность их от 10 см до 3 м, протяженность от 1–10 м. Оруденение контролируется системами разрывных нарушений северо-восточного субширотного простирания, наложенными на более ранние разрывные структуры субмеридионального простирания, которые являются рудолокализирующими.

Рудные зоны сложены жилами и прожилками кварцевого, кварц-сульфидного, кварц-карбонат-баритового и карбонат-баритового состава и вмещающими их калишпат-кварцевыми метасоматитами, березитизированными и аргиллизированными породами. Мощность жил и прожилков от 5 до 0,4 м и прослеживаются до 60 м. Мощность зон дробления с кварцевыми жилами до 3 м. Всего выделено 6 рудных зон. Руды прожилково-вкрапленные и массивные сульфидные с содержанием сульфидов до 15 %. В прожилково-вкрапленных рудах сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, теллуридами Ag, Bi, Pb, Ni, Pd, Pt.

Для установления возраста проявления гидротермальных процессов, нами были проведены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические исследования предрудных метасоматитов месторождения Бодороно из рудной зоны 1 и рудной минерализации рудопроявления Дывок из рудной зоны 3 методом ступенчатого прогрева в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Методика исследований приведена в работах (Пономарчук и др., 1998; Травин и др., 2009).

Результаты проведенных исследований показали:

1. Возраст мусковита из метасоматита (обр. 9-К-16) при расчете по плато (100 % выделенного ^{39}Ar) составляет 150.2 ± 1.8 млн лет.
2. Возраст серицита из кварцевой жилы (обр. 262/4) при расчете плато (96 % выделенного ^{39}Ar) составляет 124.9 ± 1.5 млн лет.

Полученные данные позволяют нам определить возраст дорудного метасоматоза (150 млн лет) и рудной минерализации (125 млн лет) Алгоминского рудного узла, близкий к событию позднемезозойской тектоно-магматической активизации. Помимо результатов данного исследования, опубликованы другие геохронологические данные для Алдано-Станового щита, имеющие близкий (155–125 млн лет) возраст: Эльконское (155–140 млн лет) (Мигута, 2001), Самолазовское (<127 млн лет) (Борисенко и др., 2017), Бамское (129 млн лет) (Моисеенко и др., 1997), Рябиновое (125–139 млн лет) (Шатова и др., 2019), Кировское (126–131 млн лет) (Моисеенко и др., 1999) и др.

Аналитические исследования были проведены в рамках плана НИР ИГАБМ СО РАН.

Литература:

Анисимова Г.С., Соколов Е.П., Кардашевская В.Н. Золоторедкометалльное (Au-Mo-Te-Bi) оруденение Верхнеалгоминского золотоносного района (Южная Якутия) // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 12–22.

Бойцов В.Е., Верчеба А.А., Пилипенко Г.Н., Жданов А.В. Металлогеническое районирование Центрально-Алданского рудного района Республики Саха (Якутия) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2010. № 5. С. 23–32.

Борисенко И.Д., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Физико-химические условия формирования руд Самолазовского месторождения золота (Центральный Алдан) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 12. С. 1915–1927.

Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 467–499.

Дворник Г.П. Золоторудные метасоматические формации Центрально-Алданского района // Литосфера. 2012. № 2. С. 90–105.

Казанский В.И., Яновский В.М. Сопоставление мезозойских золоторудных районов Сино-Корейского и Алдано-Станового щитов // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 51–70.

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Бочаров В.Н., Пономарева Н.И. Условия образования золоторудного месторождения Бодороно, Саха (Якутия) // Записки РМО. 2020. Т. 149. № 3. С. 96–110.

Кардашевская В.Н., Анисимова Г.С., Баданина Е.В., Пономарева Н.И., Бочаров В.Н., Саватенков В.М. Условия образования Алгоминского рудного узла / В сборнике: X Росс. молод. науч.-практ. Школы с межд. участ. М. 2021. С. 131–135.

Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 7. С. 850–864.



- Мигута А.К. Урановые месторождения Эльконского рудного района на Алданском щите // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 129–151.
- Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст золотого оруденения Бамского рудного узла // Доклады Академии наук. 1997. Т. 355. № 3. С. 369–371.
- Моисеенко В.Г., Степанов В.А., Шергина Ю.П. Возраст формирования Кировского золоторудного месторождения // Доклады Академии наук. 1999. Т. 369. № 3. С. 354–356.
- Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Кукушкин К.А., Козлов Д.С., Шатова Н.В. Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции // Региональная геология и металлогения. 2017. № 71. С. 93–111.
- Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К-Аг, ^{40}Ar - ^{39}Ar , Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
- Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Структурная позиция крупных золоторудных районов Центрально-Алданского (Якутия) и Аргунского (Забайкалье) супертеррейнов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 849–862.
- Шатова Н.В., Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Сергеев С.А., Прасолов Э.М., Дворник Г.П., Леонтьев В.И. Рябиновое медно-золото-порфировое месторождение: геохимия изотопов благородных газов и изотопное (U-Pb, Rb-Sr, Re-Os) датирование околорудных метасоматитов и оруденения // Региональная геология и металлогения. 2019. № 77. С. 75–97.
- Kondratieva L.A., Anisimova G.S. and Kardashevskaja V.N. Types of Tellurium Mineralization of Gold Deposits of the Aldan Shield (Southern Yakutia, Russia) // Minerals. 2021. V. 11. P. 698.

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Хужжиев М.О.

*Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, г.Ташкент, Узбекистан,
karimova.ingeo@mail.ru*

Медно-порфировые месторождения являются важнейшим источником меди, молибдена и золота на мировом рынке. Большие запасы меди и попутных элементов, экономически выгодные для эксплуатации, позволяют создать на базе медно-порфировых месторождений долгодействующие горнорудные предприятия. В настоящее время в Узбекистане в центре внимания и интерес растет на Алмалыкский рудный район. В контурах его сосредоточены крупные золото-молибден-медно-порфировые месторождения – Кальмакыр, Ёшлик и Сары-Чеку. По запасам месторождения Алмалыка являются супергигантскими и уникальными. Руды месторождений содержат медь (0,4 %), молибден (0,005 %), золото (0,59 г/т), серебро (2,6 г/т), которые концентрированы в халькопиритах, молибденитах, пиритах, а также особую промышленную значимость имеют рений (3016 г/т), осмий – 187 (4,6 г/т) и селен (2016 г/т) в молибденитах. Привлекают внимание повышенные содержания никеля (180 г/т) и кобальта (565 г/т) в пиритах, а также наличие в сульфидных минералах платины и палладия. Руды содержат самородное золото, галенит, сфалерит, гематит и магнетит.

Алмалыкский район расположен в Срединном Тянь-Шане, в структурах Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса. Высокая рудонасыщенность этой площади может быть связана с её положением в узле пересечения тектонических структур глубокого заложения (Голованов И.М., Николаева Е.Н., Кажихин М.А., 1988). Основополагающими критериями формирования Большого Алмалыка являются длительность и

многостадийность (Туресебеков А.Х., Ахунджанов Р., Игнатиков Е.Н., Сайдыганиев С.С., 1993).

Рудно-формационный анализ Большого Кальмакыра позволил выделить определяющий минералого-геохимический единый рудно-формационный ряд – базовая медно-порфировая-стратиформная (полиметаллическая) – золото-теллуровая – золото-серебряная. Такова идеализированная схема образования медно-порфировых месторождений Алмалыкского рудного района (Туресебеков А.Х., Василевский Б.Б., 2006).

Интрузивные образования, представленные гранодиорит-порфирами и кварцевыми монцонит-порфирами вскрыты на глубине 580 м и наблюдаются до 1867 м. Далее до 2984 м наблюдаются кварцевые монцониты.

В настоящее время на самом нижнем горизонте (650 м) карьера месторождения Кальмакыр породы в основном субщелочного ряда, повышенной калиевой щелочности и с резким преобладанием в составе полевых шпатов ортоклазового минала. Учитывая наличие в нормативном составе ромбического и моноклинного пироксенов породы современного основания (дна) Кальмакыра можно систематизировать как относящиеся в основном к монцонитоидам (Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., 2022).

Судя по количеству кремнезёма и размещению фигуративных точек пород между полями гранодиоритов и кварцевых сиенитов, можно предположить широкое развитие кремнещелочного метасоматоза, обусловленного влиянием более поздних интрузий гранитов.

Проведенными нами исследованиями на месторождении Ёшлик установлено широкое развитие монцонитов и монцодиоритов, содержащих богатые медные руды. Интрузивы месторождения Ёшлик представляются как апофизные и краевые части штока с наиболее высокой щелочностью, резким преобладанием калия над натрием и низкой фемичностью.

Малые интрузии образуют гипабиссальные интрузивы центрального типа, некки, силлы, дайки и совместно с покровами эффузивов слагают единые воронкообразные вулканоплутоны. Формирование малых интрузий происходило в течение пермского периода при постороженном режиме развития Чаткало-Кураминского региона. Они характеризуются одинаковыми первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,705$, близостью состава, комагматичностью и вариациями главных петрогенных окислов в образованиях различных фаций: от интрузивов к покровам несколько возрастает содержание SiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , CO_2 ; снижается – CaO , MgO , MnO , Fe_2O_3 и FeO ; повышается количество нормативного ортоклаза, альбита, кварца, апатита и убывает содержание анортита и магнетита. Это в общих чертах отражает накопление кремнезема, щелочей и летучих компонентов в головных частях, а фемических компонентов на более нижних уровнях магматических очагов и промежуточных камер. Отличительной особенностью малых интрузий является присутствие в породах первых фаз 4–17 % нормативных фельдшпатоидов, что указывает на соответствие их субщелочному и щелочному ряду пород.

Представленность глубоких горизонтов Алмалыкского интрузива биотитовыми разновидностями пород, монцонитоидами, прорванность их штоками и дайками гранит- и лейкогранит-порфиров свидетельствуют о важной роли кремнещелочного метасоматоза, обусловленного внедрением тел гранит- и лейкогранит-порфиров, потенциально рудоносных на молибден и сопутствующие ему редкие и редкоземельные металлы (А.Х.Туресебеков и др., 1993, 2006; Р.Ахунджанов и др., 2017).

Образование молибденового оруденения, наложенного на медное, было обусловлено проявлением процессов, связанных с внедрением штока гранитов (P₁). Руды благородных металлов наиболее поздние образования и связанные с внедрением даек внутриплитного этапа магматизма (Ф.Б. Каримова, 2020). Они наложены на медно-молибденовые. Таким образом медно-порфировые месторождения Алмалыкского рудного района являются полихронными и полиформационными. Формирование их связывается с малыми



интрузиями и дайками диоритов и главным образом монцодиоритов и монцонитов. Этими проявлениями разновременных и гетерогенных рудно-магматических систем в пределах Чаткало-Кураминской горячей точки объясняется авторами пространственная совмещенность руд меди, редких, благородных металлов и формирования т.н. «Большого Алмалыка».

По теме №63-4424 ЮР ИГиГ.

Литература:

Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. Рудоносность глубоких горизонтов месторождения Кальмакыр (Алмалыкский район, Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2022, №3. С. 33–46.

Голованов И.М., Николаева Е.Н., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации. Т.: Фан, 1988. 203 с.

Головин А.Ф., Турсебеков А.Х., Балакин В.В. Новый золото-серебряный полиметаллический жильный тип минерализации в медно-порфириновых месторождениях (УзССР) // Зап. Узб. ВМО. 1981. Вып. 34. С. 182–186.

Каримова Ф.Б. Плутонические дайки золото-серебряных месторождений Алмалык-Ангреновского района. Т.: «Lesson Press», 2020. 113 с.

Турсебеков А.Х., Василевский Б.Б. Геолого-генетическая модель формирования руд медно-порфириновых месторождений Алмалыкского рудного района, Узбекистан // Руды и металлы. 2006. №5. С.67–76.

СЕРЫЙ И ЧЕРНЫЙ АПОДОЛОМИТОВЫЙ НЕФРИТ КАВОКТИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА

Кислов Е.В.^{1,2}

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

²Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

Черный нефрит высоко ценится, для его фальсификации используются графитизированный базальт или черный сланец. В России известен только черный апосерпентинитовый нефрит Горлыкгольского месторождения в Восточно-Саянском и Хамархудинского месторождения в Джидинском нефритоносном районах (Сутурин и др., 2015). Черный аподоломитовый нефрит встречается на месторождениях Китая: Alamas (Liu et al., 2011b) и россыпь р. Karakash (Liu et al., 2011a) нефритоносной области Хотан в Синьцзян-Уйгурском автономном районе, Dahua в Гуанси-Чжуанском автономном районе (Zhong et al., 2019), Sangpiyu в провинции Ляонин (Zhang et al., 2019), а также на месторождениях Cowell в Южной Австралии (Flint, Dubowski, 1989) и Alpe Mastabia (Val Malenko) в Ломбардии в Италии (Adamo, Vocchio, 2013). Работа посвящена впервые выявленному серому и черному аподоломитовому нефриту Кавоктинского месторождения.

Изучены полированные половинки керна: 2 из залежи 17 и 1 из залежи 28 нефритоносной зоны № 4 участка Медвежий, 3 образца из 8, отобранных в залежи 6–1 участка Левобережный. Для образца 596803 характерны полосы и пятна как белого, так и серого цвета разной интенсивности, местами до черного, просвечиваемость до 0,5 см. Образец 565901 неоднородного светло-зеленого (салатного) цвета с тонкими субпараллельными, но извилистыми серыми до черными прожилками, просвечиваемость до 1 см. Образец 952501 – на общем белом фоне сгруппированные в субпараллельные прожилки черные точки, зерна. Образец 585901 – белый с черными прожилками. Образец 941703 неоднородного серого цвета. Образец 934502 также неоднородно-серый с полосками разной степени интенсивности. Просвечиваемость этих четырех образцов от 1 до 5 см.

Преобладающий минерал тремолит разной морфологии – изометричные зерна,

спутанно-волокнистые агрегаты, не различающиеся по составу. В тремолите содержание FeO ниже предела обнаружения или фиксируется в единичных анализах, до 0.49 вес. %. В светло-зеленом образце 565901 содержание FeO во всех анализах, кроме одного выше, 0.50–0.87 вес. %. Только в этом образце отмечены тальк и молибденит.

В образце 596803 диопсид формирует мономинеральные тонкозернистые агрегаты – белые прослои. Это промежуточное образование между тремолитовым нефритом и диопсидовым – «каркаро» (Киевленко, 2000). В остальных, но не во всех образцах, отмечены изометричные или корродированные реликтовые зерна диопсида. Некоторые зерна содержат включения графита, отмечаются сростки с тремолитом, кварцем, графитом. В диопсиде не фиксируется FeO, в единичных зернах Fe₂O₃ до 0.61 вес. %. Только образец 596803 содержит хлорит – клинохлор, образующий прослой, заполняющий интерстиции между кристаллами диопсида.

Графит обнаружен во всех образцах, кроме 596803, образует уплощенные кристаллы, некоторые сечения более удлиненные, прожилкообразные, включения в диопсиде, кварце, содержит включения кальцита. Для образца 565901 характерны сростания графита с кальцитом, чем объясняются визуально видимые черные зерна.

Кварц встречен в 3 образцах, образует зерна и пятнообразные агрегаты с постепенными границами, зачастую с включениями графита, не содержит примесей выше предела обнаружения электронного микроскопа.

Кальцит обнаружен в 2 образцах в ассоциации с графитом, как не содержащий примесей выше предела обнаружения, так и с магнием, реже марганцем.

Апатит зафиксирован в 3 образцах в большом количестве, образует кристаллографически ограненные до неправильных зерна, иногда футлярные. Преобладает фторапатит с содержанием F 2.82–4.35 вес. % за исключением 1 анализа без F с небольшим содержанием Cl. Ассоциирует с графитом, иногда образует параллельные ему прослои.

Циркон – 1 зерно неправильной формы без примесей ассоциирует с графитом. Тальк – 1 зерно с небольшой примесью Fe с ассоциации с графитом и апатитом. Молибденит (1 зерно), галенит (3 зерна в 3 образцах), халькозин (6 зерен в 2 образцах) образуют ксеноморфные выделения и не содержат примесей. 1 зерно галенита содержит включение кристаллографически ограненного кварца, а по периферии – кристаллов тремолита. У халькозина зафиксирована примазка – сульфат висмута и свинца.

Традиционно считается, что цвет нефрита определяется содержанием Fe, его высокая концентрация приводит к черной окраске. Так объясняется черный цвет нефрита месторождения Cowell в Южной Австралии (Flint, Dubowski, 1989). Черный цвет нефрита россыпи р. Karakash в одних случаях вызван преобладанием актинолита с высоким содержанием Fe, в других случаях – сочетанием тремолита с низким содержанием Fe и графитовых хлопьев (Liu et al., 2011a). Черная окраска нефрита месторождения Alamas также объясняется либо наличием агрегатов графита, либо пленок по трещинам гидроксидов Fe (Liu et al., 2011b). На месторождении Alpe Mastabia серая и черная окраска нефрита объясняются примесью молибденита и галенита (Adamo, Vocchio, 2013). На месторождении Dahua черный нефрит состоит в основном из актинолита или ферроактинолита с высоким содержанием Fe (Zhong et al., 2019). Но при этом присутствуют стильпномелан (до 25 %), андрадит (до 5 %), апатит (до 3 %), эпидот (до 5 %), кварц (до 8 %), диопсид (до 15 %), пирротин и пирит (до 30 %) (Zhong et al., 2019), которые тоже могут вносить свой вклад в окраску. На месторождении Sangpiyu окраска нефрита объясняется включениями графита (Zhang et al., 2019). Окраска черного апосерпентинитового нефрита Горлыкгольского и Хамархудиного месторождений объясняется 1–3 об. % мелкодисперсного графита, во вмещающих породах его содержание выше (Сутурин и др., 2015).

Проведенное исследование показывает, что серая окраска образца 596803 объясняется агрегатами хлорита. Серый до черного цвет остальных пяти образцов объясняется

примесью графита. Мелкие редкие зерна молибденита, галенита, халькозина не влияют на окраску.

Повышенное содержание железа в светло-зеленом образце 565901 объясняется его примыканием к амфиболитам (Гомбоев и др., 2017). Остальные исследованные образцы состоят из белого тремолита, а нефриты светлых тонов в залежах располагаются ближе к контакту с мраморами (Гомбоев и др., 2017). Таким образом, серые и черные разности нефрита, чья окраска определяется примесью графита, располагаются преимущественно ближе к контакту с доломитом и претерпели меньшее воздействие амфиболитов. Поэтому реликтовый графит и сохранился в нефрите.

Графит образован в результате метаморфизма органики растительного происхождения, образывавшей примесь в доломите. Это следует из аналогичной осадочным породам морфологии слоев, обогащенных в той или иной степени графитом. Сингенетичное формирование графита соответствует наличию его включений в ранних минералах - диопсиде и кварце.

Этому также соответствует ассоциация графита с кварцем, апатитом и кальцитом при их значительном количестве. Кварц не характерен для нефрита Кавоктинского месторождения, для кальцита и апатита обычны единичные мелкие зерна. Кварц отражает наличие терригенной примеси в доломите, по которому образовался нефрит. Образование апатита объясняется наличием органики животного происхождения. Реликтовый кальцит отражает не столь значительную переработку исходных доломитов.

Таким образом, серый и черный нефрит установлен в восточной части Кавоктинского месторождения: на участке Левобережный, а также нефритоносной зоне № 4 участка Медвежий. Его окраска объясняется наличием графита, в единичных случаях – хлорита.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

Литература:

Гомбоев Д.М., Андросов П.В., Кислов Е.В. Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита: условия залегания и особенности вещественного состава // Разведка и охрана недр. 2017. № 9. С. 44–50.

Киевленко Е.Я. Геология самоцветов. М.: Земля, 2000. 582 с.

Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефрита. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.

Adamo I., Bocchio R. Nephrite Jade from Val Malenco, Italy: Review and Update // Gems and Gemology. 2013. V. 49, No. 2. P. 98–106.

Flint D.J., Dubowski E.A. Cowell jade province: detailed geological mapping and diamond drilling of jade and ornamental marble outcrops, 1982-1987. Department of mines and energy of South Australia. Rept. Bk. No. 89/51. Dme No. 85/88. V. 1. 1989. 323 p.

Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L. Geochemistry and petrogenesis of placer nephrite from Hetian, Xinjiang, Northwest China // Ore Geology Reviews 2011a. V. 41. P. 122–132.

Liu Y., Deng J., Shi G., Yui T.-F., Zhang G., Maituohuti A., Yang L., Sun X. Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China // Journal of Asian Earth Sciences. 2011b. V. 42. P. 440–451.

Zhang Y.-D., Yang R.-D., Gao J.-B., Chen J., Liu Y.-N., Zhou Z.-R. Geochemical characteristics of nephrite from Luodian County, Guizhou Province, China // Acta Minerologica Sinica. 2015. V. 35, No. 1. P. 56–64 (In Chinese with English abstract).

Zhong Q., Liao Z., Qi L., Zhou Zh. Black nephrite jade from Guangxi, Southern China // Gems and Gemology. 2019. V. 55, No. 2. P. 198–215.

ВКЛЮЧЕНИЯ В ХРОМШПИНЕЛИ ХРОМИТИТОВ – КАКУЮ ИНФОРМАЦИЮ ОНИ НЕСУТ?

Кислов Е.В.^{1,2,3}, Каменецкий В.С.⁴, Вурмс Д.В.^{1,2}, Трофимов А.В.^{1,2}

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия, evg-kislov@ya.ru

²Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, Россия

³Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

⁴Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка, Россия,
Dima.Kamenetsky@hotmail.com

Считается, что промышленные месторождения хромовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов. «Раннемагматические» хромититы образуют шпиреы вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, считающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов. «Позднемагматические» хромититы – линзы и жилы с резкими контактами, связываются с остаточными рудоносными расплавами, богатыми летучими компонентами. Выделяются также элювиальные и делювиальные россыпи.

Хромитовый расплав невозможен. Кристаллизационно-гравитационная дифференциация не обоснована, незначительная концентрация хрома в магме не позволяет получить хромитовый кумулус. Офиолитовые гипербазиты по определению не кристаллизовались из магмы. Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромититов, исходя из магматических парадигм. С целью понимания процессов формирования хромититов нами были изучены включения в хромшпинели стратиформных хромититов нескольких расслоенных и концентрически-зональных комплексов.

1. Концентрически-зональный позднепротерозойский островодужный Маринкин массив в Средне-Витимской горной стране. Хромититы в вершинной части гольца. Хромшпинель по составу отвечает хромит-герциниту $(\text{Fe}_{0.4-0.95}\text{Mg}_{0.05-0.6})(\text{Al}_{0.3-1.3}\text{Cr}_{0.3-1.3}\text{Fe}_{0.2-1.3})\text{O}_4$, характерны участки разного состава вплоть до чистого хромита. Включения проанализированы в 98 зернах хромшпинели, представлены клинохлором (56 анализов), магнезиогорнблендитом (37), галитом (21), доломитом (15), магнетитом (15), диопсидом (13), пентландитом (10), оливином, апатитом и хлорапатитом, халькопиритом, магнезитом (по 7), флогопитом (6), пирротином, анкеритом (по 5), аспидолитом, хромшпинелью иного состава, бруситом (по 4), энстатитом, эденитом, кальцитом (по 3), глаголевитом, паргаситом (по 2), эпидотом, ильменитом, хлоридами Ca, Mg, Fe. Особенности массива свидетельствуют о многократной перекристаллизации при изменении геологических и термодинамических условий и значительном термальном и флюидном воздействии поздних гранитов. В результате ультраосновные породы были регенерированы, а основные – изменены. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов.

2. Рифтогенный верхнепротерозойский Йоко-Довыренский расслоенный массив в Северном Прибайкалье. Хромититы приурочены к зоне развития магнезиальных скарнов в дунитах. Хромшпинель по составу – шпинель $(\text{Mg}_{0.6-0.8}\text{Fe}_{0.2-0.4})(\text{Al}_{0.2-1.2}\text{Cr}_{0.02-0.9}\text{Fe}_{0.1-0.4})_2\text{O}_4$. Включения в 48 зернах хромшпинели образуют клинохлор (27), диопсид (25), магнетит, титано-, хроммагнетит (21), пентландит, гранат (гроссуляр, реже андрадит) (по 17), кальцит (9), серпентин, везувиан (по 7), паргасит, флогопит, нефелин (по 6), куспидин (5), апатит, хлор-, фторапатит (4), оливин, хромшпинель (по 3), мелилит, халькопирит (по 2), перовскит, галит, джерфишерит, галенит. Хромититы представляют собой высокохромистые скарны магматического этапа, формирование которых связано с реакцией пикрито-базальтового расплава с CO_2 флюидом и избыточным Ca, экстрагированными при декарбонатизации доломитовых ксенолитов.

3. Центральное рудное тело Главного Сарановского месторождения (Пермский край) в Северном Сарановском массиве, считающемся расслоенным. Хромшпинель отвечает по составу хромит-магнезиохромиту $(\text{Fe}_{0.45-0.6}\text{Mg}_{0.45-0.6})(\text{Cr}_{1.2-1.3}\text{Al}_{0.5-0.6}\text{Fe}_{0.15-0.2})\text{O}_4$. Проанализированы включения в 69 зернах. Идиоморфные силикатные включения сложены хлоритом (22), амфиболами (эденит 8, керсутит 4, антофиллит 3, рихтерит, гастингсит), аспидолитом (16), рутилом (12), энстатитом (8), апатитом и хлорапатитом, глаголевитом (по 5), ильменитом (4), кальцитом, халькозином (по 3), оливин, доломитом (по 2), флогопитом, серпентином, альбитом, тальком, уваровитом, халькопиритом, талнахитом, борнитом, сфалеритом, цирконом. Интересны самостоятельные включения массивота. По нашим данным, хромититы имеют гидротермальное происхождение, а массив более схож с офиолитами, претерпевшими мощную переработку.

4. Бушвельдский комплекс в ЮАР. Проанализированы образцы из восточного, северного и западного лимбов: 2 из Рифа Меренского, 4 из UG-2, 3 из UG-1, 2 из MG-3, 1 из LG-6. Состав хромита постоянный $(\text{Fe}_{0.55-0.6}\text{Mg}_{0.35-0.4})(\text{Cr}_{1.1-1.2}\text{Al}_{0.5-0.55}\text{Fe}_{0.15-0.2})$. В силикатных включениях в 24 зернах хромита зафиксировано 7 зерен флогопита (во всех горизонтах), а также энстатит, аспидолит (по 5), амфибол, халькопирит, хлорит (по 4), плагиоклаз (3), рутил, тальк (по 2), диопсид, пирротин, бадделеит, апатит, кварц. Кварц, флогопит, аспидолит обнаружены во включениях в хромите в горизонте LG-6 среди ультраосновных пород, что не может быть объяснено контаминацией. Предполагается, что горизонты хромититов представляют собой метаморфизованные россыпи, образовавшиеся более 2 млрд лет назад.

5. Кивельевский концентрически-зональный массив в Северном Прибайкалье: во включениях в 13 зернах хромшпинели обнаружены хлорит (8), актинолит (3), серпентин, ортопироксен (по 2), флогопит и глаголевит. Состав включений не соответствует как составу интерстициальной матрицы, так и магматическому парагенезису в целом.

6. Нижнетагильский концентрически-зональный массив, Средний Урал. Месторождение Крутой лог: в 14 зернах хромшпинели обнаружены хлорит (7), серпентин (5), флогопит (3), миллерит, гроссуляр (по 2), оливин, хроммагнетит, хизлевудит, кобальтпентландит, сидерит, апатит. Месторождение Александров лог: в 12 зернах хромшпинели обнаружены хлорит (4), диопсид (3), серпентин, пентландит (по 2), хроммагнетит, магнетит, хромит, хизлевудит, флогопит, бетехтинит, уваровит, полидимит, апатит, миллерит. Пестрота и своеобразие парагенезиса позволяют предполагать метасоматическое происхождение хромититов.

7. Иовское дунитовое тело Кытлымского концентрически-зонального комплекса, Северный Урал: в 26 зернах хромшпинели обнаружены диопсид (9), оливин (8), серпентин, хлорит, амфибол, флогопит (по 5), биотит и андрадит. Пестрота и своеобразие парагенезиса позволяют предполагать метасоматическое происхождение хромититов.

8. Южный Сарановский массив (Пермский край). Бисертский рудник – 17 зерен: амфибол (12, часто два разных амфибола в одном включении), хлорит (6), альбит (4), ортопироксен, аспидолит (по 2), серпентин, жадеит, миллерит, пентландит, флогопит, глаголевит. Рудник Малый Пестерь – 36 зерен: хлорит (21), амфибол (13), ортопироксен (11), аспидолит (10), альбит (7), фторапатит и апатит, диопсид (по 3), глаголевит, флогопит, оливин (по 2), рутил, ильменит, серпентин, миллерит. Набор сходен с минералами включений в хромшпинели Главного Сарановского месторождения, генезис предполагается аналогичный.

Несмотря на различия в геодинамической позиции, строении и составе комплексов, для включений в хромшпинели характерны флюид- и Na-содержащие минералы. При этом минеральный состав включений в хромшпинели хромититов исключительно разнообразный не только в пределах одного объекта, но даже и одного образца. В исследованных комплексах нет ни одной находки остаточного кислого стекла во включении. Многие минералы включений не могут кристаллизоваться из магмы, более



характерны для метаморфических, метасоматических или гидротермальных парагенезисов при сохранении «магматических» составов вмещающей их хромшпинели. Состав включений не отвечает никакому «исходному расплаву». При этом он несет информацию о разнообразном немагматическом происхождении хромититов. Поэтому остается критически относиться к попыткам реконструировать состав исходной магмы рудовмещающих комплексов по составу включений в хромшпинели.

Авторы благодарны за помощь В.В. Вантееву и А.В. Мальшеву. Исследование выполнено в рамках госзадания ГИН СО РАН, № гос. рег. АААА-А21-121011390003-9.

IN SITU ЭЛЕМЕНТНЫЙ И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗЫ АПАТИТА КАК ИНСТРУМЕНТЫ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В КАРБОНАТИТАХ: НА ПРИМЕРЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕТЯЙЯН-ВАРА (МАССИВ ВУОРИЯРВИ)

Козлов Е.Н., Фомина Е.Н.

*Геологический институт ФИЦ «Кольский научный центр Российской академии наук»,
г. Апатиты, Россия, kozlov_e.n@mail.ru*

Ранее проведенное изучение Sr-Nd-O-C изотопных систем богатых анкилитом-(Ce) $\text{CeSr}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})\cdot\text{H}_2\text{O}$ карбонатитов участка Петяйян-Вара (массив Вуориярви, Кольская щелочная провинция) показало, что эти породы, представляющие экономический интерес как источник редкоземельного сырья, вероятнее всего сформировались в два этапа (Fomina, Kozlov, 2021). Согласно результатам данного исследования, из магнезиокарбонатитового расплава, обогащенного Ba, Sr и редкоземельными элементами (РЗЭ), сформировались карбонатиты с бурбанкитом $(\text{Na,Ca})_3(\text{Sr,Ba,Ce})_3(\text{CO}_3)_5$, сконцентрировавшим перечисленные компоненты. Контактное взаимодействие этого расплава с вмещающими силикатными породами сформировало специфические высокотитанистые породы. Эти породы локально обогащены апатитом и тяжелыми РЗЭ, которые в карбонатитах участка тесно связаны с апатитом (Fomina et al., 2018). Воздействие ортомагматического сульфатного флюида на бурбанкитосодержащие карбонатиты ремобилизовало из них Ba, Sr и РЗЭ и переотложило данные компоненты в трещинах и зонах брекчирования в виде интересующих нас анкилитовых руд, богатых помимо анкилита стронцианитом и баритом (Prokopyev et al., 2020). Sm-Nd изотопные данные по валовым пробам указывают на то, что между внедрением карбонатитового расплава и флюидной ремобилизацией РЗЭ прошло по геологическим меркам мало времени, и формирование анкилитовых руд произошло на раннем постмагматическом этапе 365 млн лет назад, что отвечает возрасту самого магматизма (Fomina, Kozlov, 2021). Этот нюанс важен как в фундаментальном плане, с точки зрения понимания механизма формирования таких руд, так и в практическом аспекте, так как дает ключ к выбору эффективных поисковых инструментов для доразведки в пределах массива Вуориярви, а также при поиске схожих объектов в мире.

Для проверки данной гипотезы в апатите карбонатитов Петяйян-Вары *in situ* локальными методами были изучены распределение РЗЭ и Sm-Nd система. Необходимо отметить, что апатит является ценнейшим летописцем всей истории карбонатитогенеза, так как данный минерал способен кристаллизоваться в карбонатитах от ранних магматических стадий до стадии поздней гидро(карбо)термальной переработки (Chakhmouradian et al., 2017). В структуру апатита могут входить многие элементы (Na, Si, Mn, Sr, Th, U, РЗЭ и многие другие; Hughes, Rakovan, 2015), что делает состав апатита химическим «отпечатком пальцев» процессов его образования (Harlov, 2015). Несмотря на то, что легкие и тяжелые РЗЭ (далее – ЛРЗЭ и ТРЗЭ соответственно) предпочитают разные позиции в кристаллической решетке апатита (Hughes, Rakovan, 2015), апатит обладает незначительной селективностью относительно РЗЭ и его кристаллизация не влияет на



дифференциацию между ЛРЗЭ и ТРЗЭ в среде минералообразования (Fleet, Pan, 1995). По этим причинам изучение распределения РЗЭ в апатите дает представление о химическом составе среды оруденения и, в случае присутствия нескольких генераций апатита, позволяет выявлять тренды геохимической эволюции карбонатитов (например, Broom-Fendley et al., 2016; Ying et al., 2020; Decrée et al., 2020; Lu et al., 2021). Особый интерес среди РЗЭ представляют самарий и неодим. В результате альфа-распада радиоактивного долгоживущего изотопа ^{147}Sm образуется радиогенный стабильный изотоп ^{143}Nd , что широко используется в геологии для датирования. Не менее важно и то, что основные геологические резервуары (кора, мантия и др.) принципиально различаются по своим Sm-Nd изотопным характеристикам, что дает возможность определения источников вещества горных пород и минералов. Современные аналитические возможности позволят проводить Sm-Nd изотопные исследования в апатите *in situ* локальным методом LA-ICP-MS (Doucelance et al., 2020), что чрезвычайно ценно при исследовании зерен апатита нескольких сосуществующих генераций.

В изученных карбонатитах Петяйян-Вары апатит присутствует лишь в приконтактных разновидностях (в упомянутых «титанистых» карбонатитах), зато сразу в виде двух генераций – бедной примесными компонентами ранней генерации Ар-1 и богатой РЗЭ, Sr и S поздней генерации Ар-2 (Kozlov et al., 2020). Данные генерации хорошо различимы в препаратах: ранний Ар-1 слагает ксеноморфные сегрегации оптически мутных пористых зерен, в то время как Ар-2 кристаллизовался по краям зерен и в трещинах Ар-1 и представлен каймами или идиоморфными кристаллами и их сростками с характерной тонкой осцилляционной зональностью, различимой в BSE (рис. а). Зачастую вокруг позднего Ар-2 присутствуют наиболее поздние концентраторы РЗЭ петяйянварских карбонатитов – бастезит-(Ce) $(\text{Ce},\text{La})\text{CO}_3\text{F}$ и монацит-(Ce) $(\text{Ce},\text{La})\text{PO}_4$ (рис. б, с). Химическая специфика Ар-2 говорит о том, что он сформировался под действием флюида, ремобилизовавшего РЗЭ из бурбанкита в анкилит. Это подтверждается и схожестью хондрит-нормированных спектров РЗЭ в Ар-2 с таковыми у валовых проб анкилитовых руд (см. красные графики на рис. d и голубое поле на врезке на том же рисунке): в обоих случаях $\text{ЛРЗЭ}_{\text{CN}} \gg \text{ТРЗЭ}_{\text{CN}}$. Спектры Ар-1 очень отличаются от спектров Ар-2, пересекая их крест на крест. Ар-2 относительно обогащен ТРЗЭ, в результате чего $\text{ЛРЗЭ}_{\text{CN}} \leq \text{ТРЗЭ}_{\text{CN}}$. В результате данные спектры ближе по морфологии спектрам валовых проб титанистых карбонатитов (см. зеленые графики на рис. d и светло-зеленое поле на врезке на том же рисунке). Как показало экспериментальное исследование (Anenburg et al., 2020), взаимодействие карбонатитовой магмы и кремненедосыщенных силикатных пород ведет к обогащению ТРЗЭ при участии щелочей. Таким образом, в процессе контактового взаимодействия магнезиокарбонатитового расплава и вмещающих пород условия благоприятствовали относительному обогащению ТРЗЭ (что косвенно указывает на повышенную щелочность процесса), и Ар-1 унаследовал такую химическую специфику среды минералообразования. На повышенную щелочность указывает и выявленный характер изоморфного вхождения РЭЭ в структуру апатита $(2\text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{Na}^{+} + \text{PЗЭ}^{3+})$; Kozlov et al., 2020). При формировании Ар-2 флюидами, ответственными за формирование анкилитовых руд, преимущественно привносились ЛРЗЭ, что и читается в спектрах Ар-2.

Пересечение профилей хондрит-нормированных графиков Ар-1 и Ар-2 происходит в области значений Nd_{CN} и Sm_{CN} . Причина этого кроется в том, что при близких содержаниях Sm и Nd в апатите рассматриваемых генераций между ними присутствует резкий контраст в отношении Sm/Nd (рис. е): в Ар-1 это отношение изменяется от 0.3 до 0.7, а в Ар-2 оно составляет 0.2 и менее. Из-за разницы в Sm/Nd отношении точки изотопного состава Ар-1 и Ар-2 разделены на диаграмме $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ на два кластера, разнесенных по оси $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (рис. f). Наклон эрохроны, проведенной по точкам двух генераций апатита, отвечает возрасту 351 ± 17 млн лет (3σ , $n=33$) при СКВО 2.3, что в пределах ошибки совпадает и с возрастом магматизма, и с оценками возраста отложения анкилитовых руд

(365 млн лет; Fomina, Kozlov, 2021). При этом значения ϵ_{Nd} , рассчитанные на возраст формирования массива, для поздней генерации Ap-2 в точности совпали с оценками ϵ_{Nd} , сделанным для валовых проб карбонатитов Петяйян-Вары с неизменной Sm–Nd системой (в т.ч. анкилитовых руд) и равна +5 (Fomina, Kozlov, 2021), а величины ϵ_{Nd} у апатита ранней генерации Ap-1 оказалась даже несколько выше (рис. g)

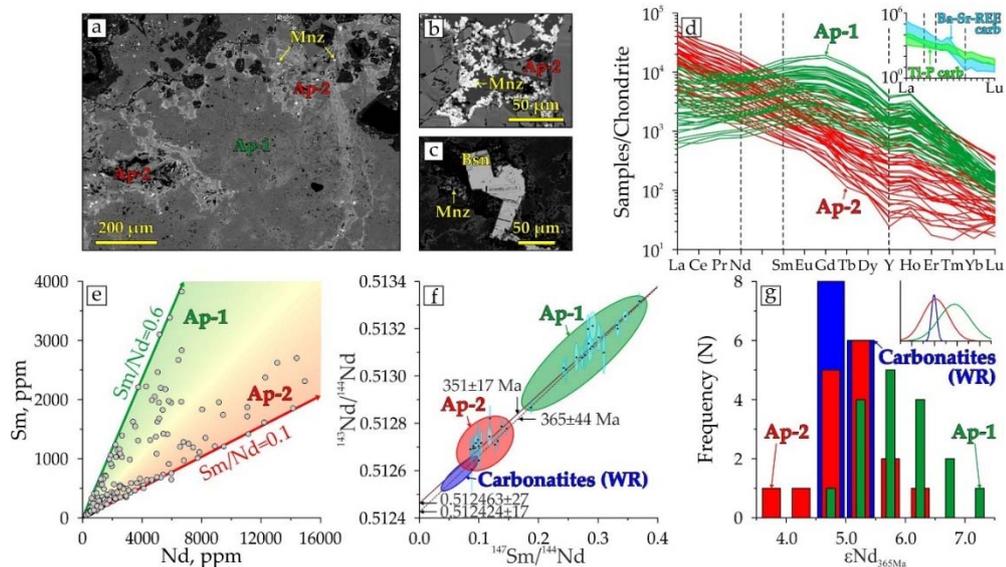


Рисунок 1. Результаты комплексного изучения двух генераций апатита из карбонатитов участка Петяйян-Вара (массив Вуориярви, Кольский регион, СВ России), пояснения в тексте.

В совокупности полученные результаты говорят о следующем:

- 1) Спектры РЗЭ исследованных генераций апатита из карбонатитов Петяйян-Вары хорошо отражают специфику среды минералообразования при их кристаллизации: ранний Ap-1 формировался в ходе контактового взаимодействия в условиях повышенной щелочности, вызвавшей относительное обогащение среды ТРЗЭ, в то время как поздний Ap-2 образовался при участии флюидов, ответственных за формирование анкилитовых руд, преимущественно привносивших в породы ремобилизованные ЛРЗЭ;
- 2) Sm–Nd изотопные характеристики изученных генераций апатита полностью подтверждает сделанное ранее предположение о формировании анкилитовых руд на раннем позднемагматическом этапе без отрыва от магматизма.

Работа финансировалась РНФ, проект №19-77-10039-П.

Литература:

- Anenburg M., Mavrogenes J.A., Frigo C., Wall F. Rare earth element mobility in and around carbonatites controlled by sodium, potassium, and silica // *Science Advances*. 2020. V. 6. № 41.
- Broom-Fendley S., Styles M.T., Appleton J.D., Gunn G., Wall F. Evidence for dissolution-precipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes // *American Mineralogist*. 2016. № 101. P. 596–611.
- Chakhmouradian A.R., Reguir E.P., Zaitsev A.N., Couéslan C., Xu C., Kynický J., Mumin A.H., Yang P. Apatite in carbonatitic rocks: Compositional variation, zoning, element partitioning and petrogenetic significance // *Lithos*. 2017. V. 274-275. P. 188–213.
- Decrée S., Savolainen M., Mercadier J., Debaille V., Höhn S., Frimmel H., Baele J.-M. Geochemical and spectroscopic investigation of apatite in the Siilinjärvi carbonatite complex: Keys to understanding apatite forming processes and assessing potential for rare earth elements // *Applied Geochemistry*. 2020. V. 123, P. 104778.



Doucelance R., Bruand E., Matte S., Bosq C., Auclair D., Gannoun A.-M. In-situ determination of Nd isotope ratios in apatite by LA-MC-ICPMS: Challenges and limitations // *Chemical Geology*. 2020. V. 550, P. 119740.

Fleet M.E., Pan Y. Site preference of rare earth elements in fluorapatite // *American Mineralogist*. 1995. V. 80. P. 329–335.

Fomina E.N., Kozlov E.N. Stable (C, O) and radiogenic (Sr, Nd) isotopic evidence for REE-carbonatite formation processes in Petyayan-Vara (Vuoriyarvi massif, NW Russia) // *Lithos*. 2021. V. 398-399. P. 106282.

Fomina E., Kozlov E., Ivashevskaja S. Study of diffraction data sets using factor analysis: A new technique for comparing mineralogical and geochemical data and rapid diagnostics of the mineral composition of large collections of rock samples // *Powder Diffraction*. 2019. V. 34. P. S59–S70.

Harlov D.E. Apatite: A Fingerprint for Metasomatic Processes // *Elements*. 2015. V. 11. P. 171–176.

Hughes J.M., Rakovan J.F. Structurally Robust, Chemically Diverse: Apatite and Apatite Supergroup Minerals // *Elements*. 2015. V. 11. P. 165–170.

Kozlov E., Fomina E., Sidorov M., Shilovskikh V., Bocharov V., Chernyavsky A., Huber M. The Petyayan-Vara Carbonatite-Hosted Rare Earth Deposit (Vuoriyarvi, NW Russia): Mineralogy and Geochemistry // *Minerals*. 2020. V. 10. №. 1. P. 73.

Lu J., Chen W., Ying Y., Jiang S., Zhao K. Apatite texture and trace element chemistry of carbonatite-related REE deposits in China: Implications for petrogenesis // *Lithos*. 2021. V. 398-399. P. 106276.

Prokopyev I., Kozlov E., Fomina E., Doroshkevich A., Dyomkin M. Mineralogy and Fluid Regime of Formation of the REE-Late-Stage Hydrothermal Mineralization of Petyayan-Vara Carbonatites (Vuoriyarvi, Kola Region, NW Russia) // *Minerals*. 2020. V. 10. №. 5. P. 405.

Ying Y.-C., Chen W., Simonetti A., Jiang S.-Y., Zhao K.-D. Significance of hydrothermal reworking for REE mineralization associated with carbonatite: Constraints from in situ trace element and C-Sr isotope study of calcite and apatite from the Miaoya carbonatite complex (China) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2020. V. 280. P. 340–359.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ НАКОПЛЕНИЯ МЫШЬЯКА ТРАВЯНИСТЫМИ РАСТЕНИЯМИ В ИМПАКТНОЙ ЗОНЕ ПРЕДПРИЯТИЯ ПО ПРОИЗВОДСТВУ МИНЕРАЛЬНЫХ УДОБРЕНИЙ

**Колкова А.А.^{1,2}, Чепрасова А.С.^{1,2}, Аристархова Е.В.³, Петренко Д.Б.^{1,3},
Ермолаев Б.В.³**

¹Институт проблем комплексного освоения недр РАН, г. Москва, Россия,
kolkova_angelina01@mail.ru

²ГОУ ВО Московский государственный областной университет, г. Мытищи, Россия,
CheprasovaAS@yandex.ru

³Геологический институт РАН, г. Москва, Россия, *aristarkhova_lisa@mail.ru*

На сегодняшний день биологическая роль мышьяка в растениях недостаточно изучена. Он обнаружен в различных растительных тканях и предполагается, что в малых количествах может играть эссенциальную роль (Мороз и др., 2020). Мышьяк может увеличивать активность ферментов окислительно-восстановительного действия в растительных клетках, увеличивая анаболизм глюкозы, синтез гликолевой, щавелевой и лимонной кислот (Селюкова, 2019). Растительный кларк мышьяка составляет 0,2 мкг/кг (Брукс, 1986). На незагрязненных почвах концентрация мышьяка в растениях составляет 0,01–5 мг/кг (Kabata-Pendias et al., 2001).

Характерными признаками токсичности мышьяка у растений является обесцвечивание корнеплодов, проявление фиолетовой окраски у листьев, обусловленное увеличением содержания антоцианинов, замедление развития корней, отмирание верхушек листовых пластинок, снижение интенсивности транспирации и водного обмена (Селюкова, 2019).

Фитотоксичность мышьяка наиболее отчетливо обнаруживается в почвах с низкими концентрациями органического вещества и падает при высокой обеспеченности растений соединениями фосфора и серы (Bali et al., 2021). Наиболее фитотоксичной формой мышьяка являются соли мышьяковистой кислоты (Солодухина, 2012).

До середины 1990-х годов одним из наиболее существенных антропогенных источников поступления мышьяка в атмосферный воздух, поверхностные воды, почвы и растения являлось производство серной кислоты из колчеданных руд, содержащих арсенопирит.

К настоящему времени произошел практически повсеместный переход сернокислотных производств на серу и сероводород, как более экологичные виды сырья, однако вблизи производств накопились отвалы продуктов обжига – пиритных огарков. В зависимости от технологии производства эти отвалы могут содержать только огарки, либо их смесь с отходами других производств. При этом подвижность мышьяка в отвалах, возможность его миграции в поверхностные воды и накопления растениями изучена недостаточно.

Цель настоящего исследования – оценка возможности накопления мышьяка дикорастущими растениями в непосредственной близости отвала предприятия по производству кислот и минеральных удобрений, содержащего пиритные огарки и фосфогипс – отход переработки апатитовых руд.

Район исследования представляет собой полосу шириной 100 м, непосредственно прилегающую к отвалу площадью 38 га, высотой 60 м. Пиритные огарки, составляющие основание горы отходов и содержащие 870–1000 мг/кг мышьяка, покрыты многометровым слоем фосфогипса.

Пробы почв и растений на исследованной территории отбирали в сентябре 2021 г. в соответствии с общепринятыми методиками. Определение валового мышьяка в почвах выполнено методом рентгенофлуоресцентной спектроскопии на спектрометре S4 Pioneer, Bruker. Концентрацию мышьяка в растениях и подвижного мышьяка в почвах определяли методом атомно-абсорбционной спектроскопии с атомизацией гидридов на спектрометре Квант-2МТ. Подвижные соединения мышьяка экстрагировали из почв 0,2 М HCl (Мотузова, 2013).

Максимальная концентрация мышьяка в почвах составляет 1109 мг/кг, что более чем в 200 раз превышает фоновые значения. Максимальная найденная концентрация подвижной формы мышьяка составляет 120 мг/кг. Мышьяк в почвах крайне неравномерно распределен на исследованной территории, максимальные содержания отличаются от минимальных до 30 раз. При таком разбросе концентраций среднее значение характеризует только общий высокий уровень загрязнения и не может являться основой для общей количественной оценки уровня накопления мышьяка.

Почвы зоны, прилегающей к отвалу, в большинстве случаев являются сильно кислыми. Минимальное значение рН в вытяжке хлорида калия составляет 2,7. Более высокая кислотность этих почв вполне объяснима с учетом того, что фосфогипс, составляющий основу отвала, содержит значимое количество фосфорной кислоты. Низкие значения рН почв в сочетании с высокими концентрациями мышьяка в них вызывают серьезные экологические опасения, поскольку миграционная способность мышьяка в кислой среде гораздо выше, чем в нейтральной (Мок, 1990).

Среднее содержание мышьяка в растениях зоны отвала составляет 2,45 мг/кг, то есть в 10 раз выше кларковых значений. Необходимо отметить крайне неравномерное накопление мышьяка растениями. Существенно повышенными концентрациями мышьяка в растениях характеризуются те же точки, что и точки с повышенным содержанием мышьяка в почвах.



Максимальное содержание As обнаружено в осоке, отобранной в низине вблизи отвала, составляет 20,3 мг/кг, что превышает фоновое в 100 раз. Предполагаемый механизм миграции накопления мышьяка растениями осоки заключается в следующем.

Пиритные огарки, составляющие основание горы отходов и содержащие по нашим данным 870–1000 мг/кг мышьяка, покрыты многометровым слоем фосфогипса.

Фосфогипс – отход производства фосфорной кислоты, практически не содержащий мышьяк (< 5 мг/кг), дает кислую реакцию среды за счет вымывания из него серной и фосфорной кислот (рН КС1 вытяжки 2,4).

Под действием атмосферных осадков кислоты из фосфогипса проходят через слой пиритных огарков, что приводит к десорбции мышьяка, который далее мигрирует в почву.

Концентрация мышьяка в ближайшем к отвалу водоеме составляет 1 мг/л, то есть в 20 раз превышает ПДК. В этой зоне происходит интенсивное накопление мышьяка растениями, а содержание мышьяка в прибрежных растениях превышает растительные кларки до 100 раз.

Литература:

Bali, A.S. Arsenic acquisition, toxicity and tolerance in plants - From physiology to remediation: A review/ A.S. Bali, G.P.S. Sidhu // *Chemosphere* 2021. V.283. P. 1–28.

Kabata-Pendias A., Pendias H. (2001) *Trace Elements in Soils and Plants*. Boca Raton, London, New York, Washington (D.C.): CRS Press, 3-th edition, 403 p.

Mok, W. M. Distribution and mobilization of arsenic and antimony species in the Coeur D'Alene River, Idaho / W. M. Mok // *Environ. Sci. & Technol.* 1990. V.24. №1. P. 102–108.

Брукс, Р.Р. Биологические методы поисков полезных ископаемых: пер. с англ./ Р.Р. Брукс. М.: Недра, 1986. 311 с.

Концентрация тяжелых металлов и мышьяка в почве, аккумуляция их в кормовых травах республики Калмыкия / Н.Н. Мороз, А.К. Натыров, Б.С. Убушаев, А.И. Хахлинов // *Естественные и технические науки*. 2020. № .11 (149). С. 119–122.

Мотузова, Г.В. Соединения микроэлементов в почвах: Системная организация, экологическое значение, мониторинг / Г.В. Мотузова. Изд. 3-е. М.: Либроком, 2013. 168 с.

Селюкова, С.В. Экологическая оценка содержания свинца, кадмия, ртути и мышьяка в агроэкосистемах юго-западной части Центрально-Черноземного района России: специальность 03.02.08 «Экология (биология)»: Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата биологических наук / Лукин Сергей Викторович; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. Москва, 2019.133 с.

Солодухина, М.А. Биогеохимические особенности поведения мышьяка в системе почва-мак голостебельный (*Paraver nudicaule* L.) в антропогенных ландшафтах Забайкальского края / М.А. Солодухина // *Вестник КрасГАУ*. 2012. № .8 (71). С. 64–68.

УЛУЧШЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ПРОИЗВОДСТВА КРЕМНИЯ С ПРИМЕНЕНИЕМ МЕТОДОВ ЭЛЕКТРО- И КОАГУЛЯЦИОННОЙ ОЧИСТКИ ОБОРОТНЫХ ВОД

Кондратьев В.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, РФ, v.kondratiev@igc.irk.ru

ООО «Научно-исследовательский центр «Энерго-ресурсосберегающие технологии» специализируется на производстве различных наноструктур модифицирующего действия из техногенного источника сырья – тонкодисперсных пылевидных отходов алюминиевого и кремниевого производств, представленных в Иркутской области Иркутским и Братским алюминиевыми заводами и АО «Кремний». В связи с необходимостью масштабирования производств от крупно-лабораторного до опытно промышленного участка возникла проблема извлечения продукционных наночастиц из пульпы. Осаждение взвеси наночастиц

в обычных условиях требует значительных временных затрат и объемных емкостей. Слив неотстаивающихся пульп в систему канализации вследствие высокого канцерогенного действия наночастиц на растительность и живые организмы (доказана взаимосвязь между мутациями растений и возникновением раковых заболеваний у живых организмов при наличии в потребляемой воде взвесей наночастиц) приводит как следствие к высокой вероятности экологических и санитарно-эпидемиологических штрафов.

Предметом исследования в настоящей работе является пыль циклона и шлам кремниевого производства. Состав пыли определяли рентгенофлуоресцентным методом на рентгеновском спектрометре Pioneer (табл. 1).

Таблица 1. Состав исходной пыли циклона кремниевого производства.

Наименование	C	SiO ₂	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
Содержание, %	44,59	52,55	0,086	0,165	0,295	0,059	0,947	0,255	0,841	0,01	0,0172	0,157

Гранулометрический состав исходной пыли циклона определен на торсионных весах ВТ-500 и обработан методом Цюрупа (табл. 2).

Таблица 2. Гранулометрический состав исходной пыли циклона кремниевого производства

Радиус, м	r_{\min}	$r_{\text{наив}}$	r_{\max}
Величина	1,95E-06	1,94E-05	1,31E-04

Исходная пыль циклона содержит 44,59 % углерода и 52,55% двуокиси кремния. Гранулометрический состав колеблется от микрометра до сотен микрометров.

Исследования, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Jeol JВ-Z4500, показывают, что частицы состоят из конгломератов нанометровых частиц кремнезема (рис. 1).

Пыль циклона и шлам кремниевого производства богаты аморфным оксидом кремния и углеродом.

Одним из способов извлечения углерода и аморфного оксида кремния из пыли циклона является флотация. Флотация – процесс разделения мелких твёрдых частиц, основанный на различии их поверхностных свойств.

Гидрофобные (плохо смачиваемые водой) частицы избирательно закрепляются на границе раздела фаз, обычно газа и воды, и отделяются от гидрофильных (хорошо смачиваемых водой) частиц. При флотации пузырьки газа или капли масла прилипают к плохо смачиваемым водой частицам и поднимают их к поверхности (пенный продукт) а гидрофильные частицы оседают (камерный продукт).

При проведении флотации были использованы следующие флотореагенты: пенообразователи – дизельное топливо, керосин; собиратели – сосновое масло, диметилфтолат.

Материальный баланс флотации пыли циклонов кремниевого производства представлен в табл. 3.

Как видно из таблицы, пенный продукт составляет 40%, а камерный продукт – 31%. Состав камерного продукта определен на приборе S-4 Pioneer (табл. 4).

В результате флотации получили камерный продукт – устойчивую тонкодисперсную взвесь (золь), обогащенную SiO₂ (рН 8,74–8,36). Время жизни золя – несколько месяцев.

Элементный состав, снятый на приборе S-4 Pioneer, показал, что камерный продукт обогащен SiO₂ 75,12 %, углерода в нем 22,04 %. Внешний вида камерного продукта приведен на (рис. 2).

Для выделения из водной суспензии микро- и наночастиц использовались процессы, коагуляции, флокуляции и электрокоагуляции с различными реагентами.

В результате проведенных исследований выявлено, что наиболее эффективно процесс

идет при добавке раствора сульфата алюминия – $Al_2(SO_4)_3$ с концентрацией 1 г/дм^3 .

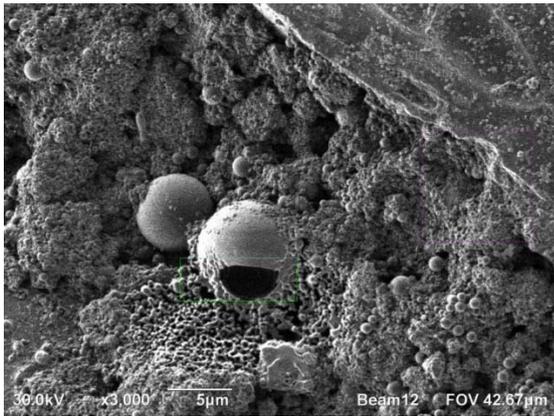


Рисунок 1. Исходный шлам с микросферами SiO_2 ; на переднем плане видна микросфера, разрезанная ионным пучком.

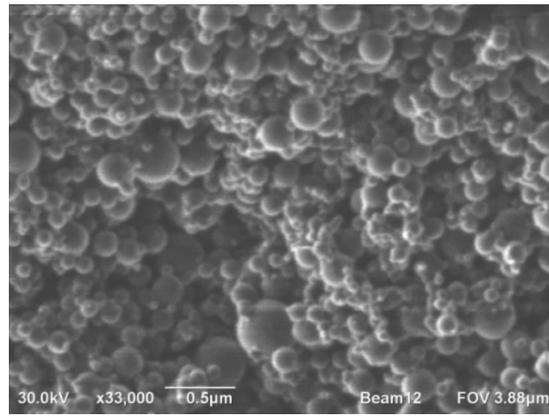


Рисунок 2. Камерный продукт (наношарики кремнезема).

Таблица 3. Материальный баланс флотации пыли циклонов кремниевого производства.

Фракции	Песковая фракция	Пенный продукт	Камерный продукт
Содержание, %	29	40	31

Таблица 4. Состав камерного продукта.

Наименование	C	SiO ₂	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO
Содержание, %	22,04	75,12	0,252	0,182	0,746	0,061	0,238	0,017	0,209	0,448	0,0064	0,015

Для коагуляции 1 дм^3 камерного продукта необходимо 400 мл раствора $Al_2(SO_4)_3$ с концентрацией 1 г/дм^3 или 40 мл с концентрацией 10 г/дм^3 .

Осадок коагулята имеет рыхлую структуру. Для улучшения структуры осадка (уплотнения) применяют флокулянты. В качестве флокулянтов использовали додецилсульфат натрия (ДСН) и магнафлок. Концентрацию ДСН выбирали близкую к ККМ (критическая концентрация мицеллообразования), которая по данным (Айлер Р., 1982) равна $8,31 \text{ ммоль/дм}^3$.

При использовании ДСН в качестве флокулянта наблюдали интересное явление. Часть взвеси поднималась вверх, часть оседала. Улучшение структуры осадка не наблюдалось. Результат получили после уменьшения концентрации ДСН в 2 раза.

Наиболее лучшие результаты получены с использованием в качестве флокулянта раствора магнафлока – неионогенного поверхностно-активного вещества $[-CH_2-C(CONH_2)N-]_n$. При этом максимально эффективно флокуляция происходит при добавлении $0,2 \text{ мл}$ магнафлока с концентрацией $0,1 \text{ г/дм}^3$.

Для осаждения тонкодисперсных взвесей используют также процесс электрокоагуляции. Электрокоагуляция как метод превращения примесей коллоидной (нанодисперсной) степени дисперсности до грубодисперсного состояния основывается на множестве физико-химических процессов, протекающих в жидкости под воздействием электрического тока. Процесс электрокоагуляции подчиняется законам (Яковлев С.В. и др., 1987).

Плотность тока в электродных реакциях служит мерой скорости протекающих на электродах процессов. Следовательно, масса извлекаемого из взвеси вещества (коагулята) должна зависеть от плотности тока. На (рис. 3) представлена зависимость массы коагулята от плотности тока. С увеличением плотности тока масса коагулята растет. На зависимости

отчетливо выделяются два участка до плотности тока, равной $0,1 \text{ А/см}^2$ и второй участок выше $0,1 \text{ А/см}^2$.

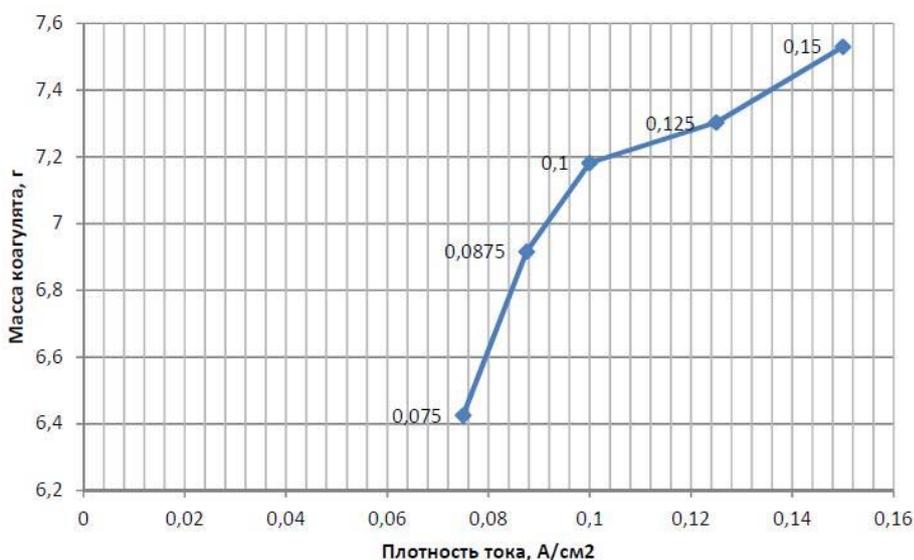


Рисунок 3. Зависимость массы коагулята от плотности тока.

Таким образом, в работе показано, что целевые нанодисперсии аморфного кремнезема из камерного продукта после флотации можно извлекать с помощью коагуляции, флокуляции и электрокоагуляции. Предложены коагулянты и флокулянты, обеспечивающие полное извлечение аморфного кремнезема. Установлены количества коагулянтов и флокулянтов, обеспечивающих это извлечение. Получена зависимость массы коагулята от плотности тока при электрокоагуляции модельного камерного продукта на алюминиевых электродах. Установлено, что происходит уменьшение массы катода и анода. Установлено, что при плотности тока $0,1 \text{ А/см}^2$ наблюдается наибольшая потеря массы электродов и наибольший анодный выход по току ($\eta=2,242$).

Литература:

Айлер Р. Химия кремнезема / Р.Айлер. М.: Мир, 1982. ч.2. 712 с.

Яковлев С.В., Краснобородько И.Г., Рогов В.М. Технология электрохимической очистки воды. Л.: Стройиздат, 1987. 312с.

ПРЕДОТВРАЩЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕПЛОВОЙ ЭНЕРГИИ НА ГЕОХИМИЧЕСКУЮ ОБСТАНОВКУ В РАЙОНЕ РАЗМЕЩЕНИЯ КРУПНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ПРЕДПРИЯТИЙ

Кондратьев В.В.¹, Сысоев И.А.², Сысоева Т.И.², Николаев М.Д.²

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия, v.kondratiev@igc.irk.ru

²ООО «Научно-исследовательский центр Энерго-ресурсосберегающие технологии», г. Иркутск, Россия, iwansys@mail.ru, ersttat@gmail.com, metal98@yandex.ru

В настоящее время ужесточаются требования к энерго- и ресурсосбережению, в связи с возникшей проблемой нарастающего дефицита электроэнергии. Это обусловлено тем, что темпы развития крупных городов превышают ранее заложенные: развиваются социальная сфера, жилищное строительство и промышленное производство. При этом, алюминиевые заводы являются одними из крупнейших энергопотребителей с малоизменяемым графиком нагрузки и высокой степенью зависимости от источника электроэнергии и ее стоимости.



Технология электролиза алюминия непрерывно совершенствуется в сторону увеличения единичной мощности электролизеров. Ведущие алюминиевые компании мира стремятся к эксплуатации мощных электролизеров, работающих на высокой силе тока, так как их применение позволяет повысить экономическую эффективность новых заводов за счет снижения удельных капитальных и операционных затрат.

Известно, что тепловой баланс алюминиевого электролизера предусматривает отвод значительного количества высокотемпературных технологических газов. Необходимость охлаждения их перед очисткой обусловлена стремлением снизить физические объемы очищаемых газов, а также для обеспечения работоспособности и долговечности газоочистного оборудования. Так, например, наиболее эффективные пыле- и газоочистные аппараты нормально функционируют при температуре газов до 200–300 °С. Превышение этих значений температур свыше 400 °С может привести к необратимым деформациям металлических конструкций газоочистного оборудования и его преждевременному выходу из строя. Кроме этого, рукавные фильтры, все более широко применяющиеся в последние годы в технологии газоочистки, имеют жесткие ограничения по температуре очищаемых газов. Как правило, допустимая температура эксплуатации фильтровальной ткани 140–160 °С. Эксплуатация фильтровальных тканей, выдерживающих температуру очищаемых газов до 240–260 °С, значительно увеличивает стоимость газоочистки в сравнении с фильтровальными тканями с более низким «температурным» порогом.

Одним из путей повышения энергоэффективности производства алюминия является рекуперация и возврат в технологический процесс тепловой энергии, уносимой технологическими газами от электролизеров в систему газоотсоса. Потери тепла с газами, отходящими от электролизера с предварительно обожженными анодами, составляют 12,5 % всех теплотерь. Обзор технических решений в данной области показал, что целесообразно использовать тепло технологических газов для предварительного нагрева новых обожженных анодов перед их установкой в электролизер. Одной из причин повышенного расхода углеродного материала является образование трещин вследствие термического удара (термического шока), испытываемого холодным анодом при его погружении в расплав. Снизить последствия термического удара – трещинообразование и связанный с этим повышенный расход углерода, возможно за счет предварительного, перед установкой в расплав, нагрева обожженного анода до 90–100 °С, что существенно повышает производительность электролизера и снижает трудозатраты на его обслуживание, связанные с извлечением из электролита отколовшихся кусков анода. В настоящее время предварительный нагрев обожженных анодов используется, главным образом, с целью высушивания влаги. Для этого анод перед установкой в электролизер, в течение двух минут с помощью крана выдерживают над открытым электролитом. Такой способ сопровождается выбросами загрязняющих веществ и тепла в атмосферу корпуса, поскольку операция связана с разгерметизацией электролизера, потерей ценных фтористых солей. Как следствие, актуальными являются исследования по разработке конструкции устройства контейнерного типа для предварительного нагрева обожженных анодов теплом отходящих технологических газов при производстве алюминия. Разработка технологии снижения объема электролизных газов и использование аккумулированной тепловой энергии на предварительный нагрев обожженных анодов может использоваться на заводах по производству алюминия и позволит увеличить технико-экономические показатели электролиза, снизить капитальные затраты при эксплуатации и проектировании газоочистных систем и рационально решить проблему утилизации технологических газов.

Литература:

Кондратьев В.В., Николаев В.Н., Карлина А.И. Моделирование и лабораторные испытания высокоэффективного теплообменника с низким статистическим сопротивлением // Современные технологии. Системный анализ. Моделирование. 2015. № 2 (46). С. 80–83.

Николаев В.Н., Кондратьев В.В. Технологическое решение интенсификации процессов газоудаления и газоочистки алюминиевого производства // Вестник Иркутского государственного технического университета. 2012. № 7 (66). С. 142–147.

Сысоев И.А., Кондратьев В.В., Колмогорцев И.В., Зимина Т.И. Разработка теплообменного устройства для рекуперации тепла при производстве алюминия // Цветные металлы. 2017. №7. С. 55–61.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Костровицкий С.И.^{1,2}, Яковлев Д.А.¹, Калашникова Т.В.¹, Дриль С.И.¹, Гаранин К.В.³

¹Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия, serkost@igc.irk.ru

²Институт земной коры, СО РАН, Иркутск, Россия, yakovlev@igc.irk.ru

³АК АЛРОСА, Мирный, Якутская республика, Россия

Анализ, обобщение аналитических данных, полученных нами и другими исследователями, позволяет сделать, или подтвердить ранее сделанные другими авторами следующие выводы по особенностям состава кимберлитов, слагающих коренные алмазные месторождения Западной Якутии:

1. По изотопно-геохимическим характеристикам кимберлиты большинства месторождений относятся к кимберлитам группы I; кимберлиты месторождений Накынского поля – к промежуточному типу между кимберлитами групп I и II (Smith et al, 2012);
2. Все месторождения выполнены преимущественным образом вулканокластическим и пирокластическим типами кимберлитов (кимберлитовыми брекчиями). Кимберлиты массивной текстуры (гипабиссальный и когерентный типы), занимающие относительно небольшой объем трубок, характеризуются заметно более низким содержанием алмазов;
3. Кимберлиты месторождений характеризуются широкими вариациями химического состава. Существенные различия кимберлитов по содержанию FeO_{tot} , TiO_2 и K_2O явились основанием для отнесения их к разным петрохимическим типам (Костровицкий и др., 2007). Большинство месторождений, в том числе, самых крупных по размеру трубочных тел (например, Мир, Удачная, Зарница, Юбилейная) выполнены кимберлитами Mg-Fe типа. Кимберлиты месторождений с наиболее высоким содержанием алмазов (Интернациональная, Айхал, Ботуобинская, Нюрбинская, Майское тело), представленные мелкими и средними по размеру телами, выполнены высоко-Mg типом кимберлита;
4. Кимберлиты всех месторождений демонстрирует высокую в целом степень проявления вторичных гидротермально-метасоматических процессов карбонатизации и серпентинизации. Максимальная степень изменчивости химического и микроэлементного состава кимберлитов связана с разной степени проявления процесса карбонатизации, что обусловлено существенно карбонатным составом вмещающей трубки рамой осадочных пород. Уровень серпентинизации оливина из кимберлитов в большинстве трубок достигает 95–100%. Исключение представляют трубки Удачная-восточная, Мир, Интернациональная, Новинка, Комсомольская-Магнитная, Деймос, в которых встречаются блоки частично серпентинизированного, а в первых трех трубках – абсолютно неизмененного серпентинизацией кимберлита;
5. Абсолютно неизменные кимберлиты, как таковые в природе, отсутствуют. Несерпентинизированные кимберлиты из трубки Удачная-восточная характеризуются широкой вариацией содержания некогерентных элементов, в

частности REE, а также коэффициента фракционирования REE, что служит показателем их (элементов) разубоживания в результате наложенного процесса карбонатизации, о чем свидетельствуют и изотопная систематика по углероду и кислороду;

6. Распределение некогерентных элементов в кимберлитах месторождений, исключая, находящихся в Накынском поле, почти не зависит от их принадлежности к разным петрохимическим типам (высоко-Mg или Mg-Fe) и демонстрирует на спайдерграммах устойчивый вид графиков одной и той же формы, с близким диапазоном вариации содержания элементов. Кимберлиты гипабиссальной фации по сравнению с кимберлитами пирокластической фации характеризуются более высокими концентрациями некогерентных элементов. Кимберлиты Накынского поля отличаются низким уровнем концентрации некогерентных элементов и иным (по сравнению с кимберлитами группы I), более низкими значениями таких показательных отношений редких элементов, как La/Yb, Ba/Sr, Zr/Nb.
7. Максимально высокие концентрации некогерентных элементов, соответствующие уровню, характерному для карбонатитов, установлены в кимберлите гипабиссальной фации из дайки в трубке Айхал (высоко-Mg тип кимберлита).
8. Судя по изотопной Sr-Nd-Hf систематике кимберлиты большинства месторождений (исключая Накынское поле) сформированы источником слабо истощенной мантии типа PREMA. Отклонение от характеристики истощенного мантийного источника в сторону осадочно-морского репера ($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ достигает значения 0.70833) связано с высокой степенью карбонатизации кимберлитов. Кимберлиты из трубок Накынского поля отличаются от большинства кимберлитов ЯКП низкими значениями ϵNd (-3.1 – +2) и повышенным значением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ отношения, варьирующим в интервале 0.706–0.710, что указывает на участие в их формировании обогащенного источника литосферной мантии.
9. Уровень алмазности месторождений зависит от принадлежности выполняющих их кимберлитов к тому или иному петрохимическому типу. Максимальное содержание алмазов установлено в кимберлитах высоко-Mg типа (месторождения Интернациональная, Айхал, месторождения Накынского поля. Наиболее распространенный Mg-Fe тип кимберлита слагает остальные месторождения, в том числе, и самые крупные – Юбилейное, Мир и Удачное. Трубки, сложенные Fe-Ti типом кимберлита, характеризующегося убогой алмазностью, не формируют месторождения. Практически все месторождения выполнены, в основном, пирокластическим типом кимберлита (кимберлитовой брекчией); Кимберлиты с массивной текстурой (гипабиссальные, когерентные кимберлиты) по сравнению с кимберлитами брекчиевой текстуры содержат более низкие концентрации алмазов.

Автор признателен геологическому руководству АК АЛРОСА за многолетнее предоставление финансовой и технической помощи при проведении полевых работ, дирекции Института геохимии СО РАН, создавшей благоприятные условия для творческой работы. Все аналитические работы были проведены в ЦКП Института геохимии СО РАН.

Литература:

Smith C.B., Haggerty S.E., Chatterjee B., Beard A., Townend R., 2013. Kimberlite, lamprophyre, and carbonatite relationships on the Dharwar Craton, India; an example from the Khaderpet pipe, a diamondiferous ultramafic with associated carbonatite intrusion. *Lithos*. V. 182-183. P. 102–113.

Sun J., Liu C.-Z., Tappe S., Kostrovitsky S.I., Wu Fu-Yuan, Yakovlev D., Yang Y-H, Yang J-H., 2014. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood paroxysm: insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis. *Earth and Planetary Science Letters*. V. 404. P. 283-295.

ОБСУЖДЕНИЕ ИСТОЧНИКА МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ НА ОСНОВЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Коханова С.П.^{1,2}, Пыряев А.Н.¹, Волынкин С.С.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия,
liza@jgm.nsc.ru*

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
Россия*

Активные исследования геохимического состава термальных растворов, конденсатов и газов на действующих вулканах России проводятся на протяжении века. Тем не менее, современные методы пробоотбора и аналитики позволяют выявить некоторые новые особенности, которые открывают возможность изучения генезиса термальных вод, источников и мест накопления микроэлементов, в том числе экономически важных. В данной работе представлены результаты изучения состава термальных растворов, вулканогенных пород и их взаимодействия.

Объекты исследования: вулканы Мутновский (Южная Камчатка), Эбеко (о-в Парамушир), Головнина (о-в Кунашир). Постройки всех трех вулканов, в основном, сложены андезитами, андезидацитами, но на всех трех имеются и слои базальтов. Термальные растворы кислые-ультракислые, слабоокисленные, хотя есть выходы растворов с иными параметрами.

Уникальные содержания некоторых микрокомпонентов в составе термальных растворов влк. Мутновский обсуждались в статье (Bortnikova et al, 2010, Грахова и др. 2018,) также по вулкану Эбеко (Shevko et al, 2018). Данные по экстремальным содержаниям обсуждаемых элементов в водах кальдеры Головнина до сих пор не опубликованы. Данные по уникальным растворам в кальдере Головнина представлены в таблице (табл.). В данном сообщении уделим внимание таким элементам как As, Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn. Все они обнаружены в экстремальных содержаниях в растворах термальных источников. И если мышьяк характерен для вулканического процесса, медь, свинец, цинк – типичны для образующихся эпитермальных месторождений, то настолько высокие содержания хрома, кобальта, никеля и сопутствующих им ЭПГ заставляют задуматься о возможном источнике элементов.

Таблица. Максимальные содержания рудных элементов в термальных растворах.

Названия вулканов	As	Cd	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn
Эбеко	1,427	0,0184	0,0249	2284	0,0566	1,968	0,124	4986
Головнина	2,405	0,011	0,012	0,17	0,105	0,08	0,10944	2,8204
Мутновский	10	0,52	7,33	60	38,79	33	0,68	15,41

Андезиты и андезидациты, слагающие основную часть вулканических построек, не способны дать достаточные концентрации рудных компонентов в растворе. Однако, в основании всех трех вулканов имеются слои базальтов и содержания в базальтах вполне достаточны для обогащения флюидов. Необходимо представить механизм такого взаимодействия.

Для наиболее интересных термальных источников был проанализирован изотопный состав кислорода и водорода вод (рис.).

Изученные пробы показали широкую вариацию изотопного состава Н и О: значения δD от -49 до $+14,2\text{‰}$ при δO от $-4,3$ до $+19,3\text{‰}$. Большинство изученных проб имеют положительный изотопный состав кислорода, а для одной из проб, отобранной на Эбеко положительные значения принимает и δD . Подобный изотопный состав встречается крайне редко даже в подземных водах областей современного вулканизма (Ферронский, Поляков 2009). Впрочем, довольно близкий изотопный состав воды в фумарольных газах был получен авторами работы (Малик, Зеленский 2014) для проб, отобранных из Авачинского вулкана на Камчатке. Завышенные содержания тяжелых изотопов в вулканических постройках Камчатки даже приобрели собственное название – «андезитные воды» (Таган 1989).

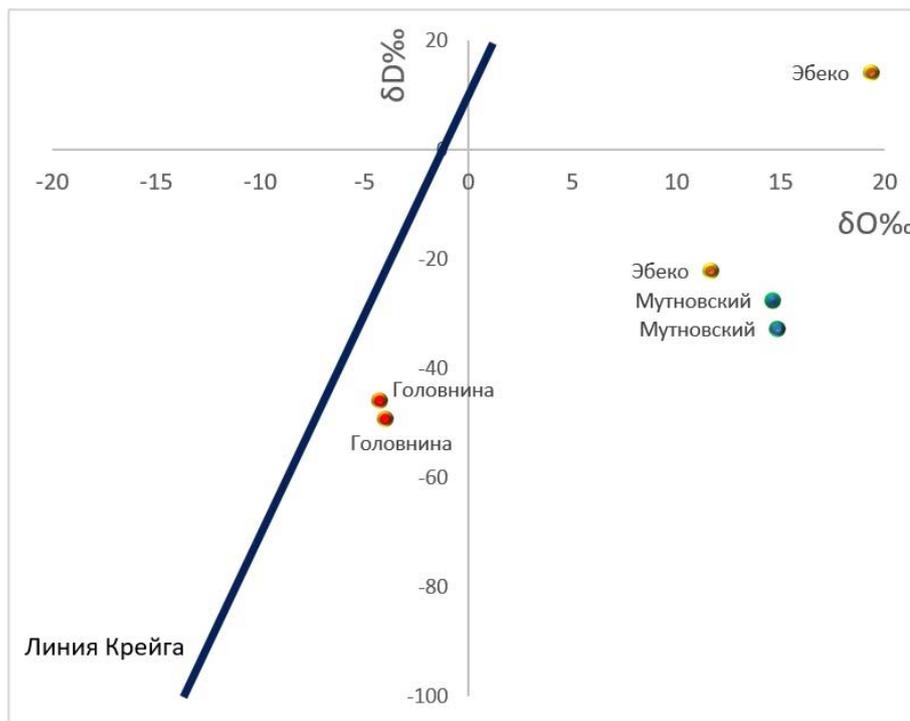


Рисунок. Диаграмма Тейлора по изотопному составу трёх вулканов: Эбеко, Головнина, Мутновского.

Большинство изученных проб, по-видимому, имеют метеорно-инфильтрационное происхождение, которое наиболее ясно прослеживается для проб Кг (кальдера Головнина). Эти пробы, образованные при инфильтрации метеорных вод, были подвержены наименьшим преобразованиям изотопного состава и практически сохранили свои исходные значения δD и δO . Для остальных проб явно прослеживается сильное изменение изотопного состава кислорода – выраженные изотопные кислородные сдвиги, достигающие 20‰ относительно линии Крейга (Craig 1961). Для термальных и вулканических систем, где температура вод может достигать существенных значений проявления положительных кислородных сдвигов, связывают с изотопным обменом кислорода вод с окружающими породами (Giggenbach 1991). Проба, имеющая наибольшее содержание тяжелых изотопов D и ^{18}O может свидетельствовать об участии в питании вод магматических флюидов (Giggenbach 1991, Ферронский 2009).

Выводы:

1. Судя по изотопному составу термальных источников, основное происхождение растворов – это рециркуляционные воды, провзаимодействовавшие с породами разреза. Высокие значения изотопных кислородных сдвигов свидетельствуют о длительном высокотемпературном контакте вод с кислородсодержащими породами. Изотопный состав



одной из представленных проб может свидетельствовать об ее обогащении магматическим флюидом.

2. Насыщение растворов рудными компонентами возможно из слоев базальтов, находящихся в основании вулканогенных построек.

3. Разбавление растворов метеорными водами слабое, концентрирование происходит в подповерхностных условиях на геохимических барьерах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 22-27-00618.

Литература:

Bortnikova S.P., Bortnikova S.B., Gora M.P., Shevko A.Ya., Lesnov F.P., Kiryuhin A.V. Boiling Mud Pots: Origin and Hydrogeochemistry (Donnoe and North-Mutnovsky Fumarolic Fields, Mutnovsky Volcano; South Kamchatka, Russia) // Proceedings World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia, 25–29 April 2010

Craig H. Isotopic variations in meteoric waters // Science. 1961. V. 133. Pp. 1702–1703.

Giggenbach, W. F. (1992). Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. Earth and Planetary Science Letters, 113(4), 495–510. doi:10.1016/0012-821x(92)90127-h

Shevko E.P., Bortnikova S.B., Abrosimova N.A., Kamenetsky V.S., Grakhova S.P., Zelenski M. Trace elements and minerals in fumarolic sulfur: the case of Ebeko volcano, Kuriles // Geofluids, vol. 2018, Article ID 4586363, 16 pages.

Taran Y.A., Pokrovsky B.G., Esikov A.D. Deuterium and oxygen-18 in fumarolic steam and amphiboles from some Kamchatka volcanoes: 'andesitic waters', Dokl. Akad. Nauk USSR, 304, 440–443, 1989.

Грахова С.П., Ельцов И.Н., Фаге А.Н. Комплексное описание геотермальных полей вулканов Мутновский и Эбеко на основе геохимических и геофизических исследований. IX Сибирская конференция молодых ученых по наукам о Земле (г. Новосибирск, 19-23 ноября 2018 г.): Материалы конференции. ИПЦ НГУ, с. 150–152.

Малик Н.А., Зеленский М.Е. О температуре и составе газа фумарол вулкана Авачинский в 2012–2013 гг. /Материалы ежегодной конференции, посвящённой Дню вулканолога «Вулканизм и связанные с ним процессы» Петропавловск-Камчатский ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 94–97.

Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы земли. Москва: Изд-во Научный мир, 2009. 632 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И УРОВНИ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТА В РУДАХ НАТАЛКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Кравцова Р.Г., Макишаков А.С., Татаринцев В.В.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия, artem_m@mail.ru

Наталкинское золото-кварцевое (Au-Q) месторождение является одним из самых крупных рудных объектов на территории Северо-Востока России (Магаданская область, Омсукчанский район). Месторождение относится к орогенной Au-Q рудной формации малосульфидного типа, отличается сложным, длительным характером развития и, по мнению большинства исследователей, метаморфогенно-магматогенным генезисом (Гончаров и др., 2002). Рудная залежь в окварцованных позднепермских осадочных толщах, в основном, в диамиктитах, алевролитах и сланцах, представляет собой меньшую часть минерализованной зоны, состоящей из кварцевых жил, прожилков и вкрапленной сульфидной минерализации (Григорьев и др., 2007). Большая часть пород пропитана редкой тонкодисперсной вкрапленностью микрографита и углистого вещества. К наиболее богатым можно отнести жильные и прожилково-жильные руды, к менее богатым – прожилково-вкрапленные, к бедным – вкрапленные (рис. 1). В первых трех типах руд наиболее распространенными рудными минералами являются арсенопирит и пирит, реже

встречаются галенит, халькопирит, сфалерит, пирротин, рутил, самородное золото. Главными носителями Au являются нерудные минералы, в основном кварц, концентраторами – арсенопирит и пирит. Вкрапленные руды, которые не представляют в настоящее время практический интерес и относятся к забалансовым, входят в состав всей минерализованной зоны. На долю сульфидов этой зоны, представленных в основном пиритом, приходится не более 1–2 %.

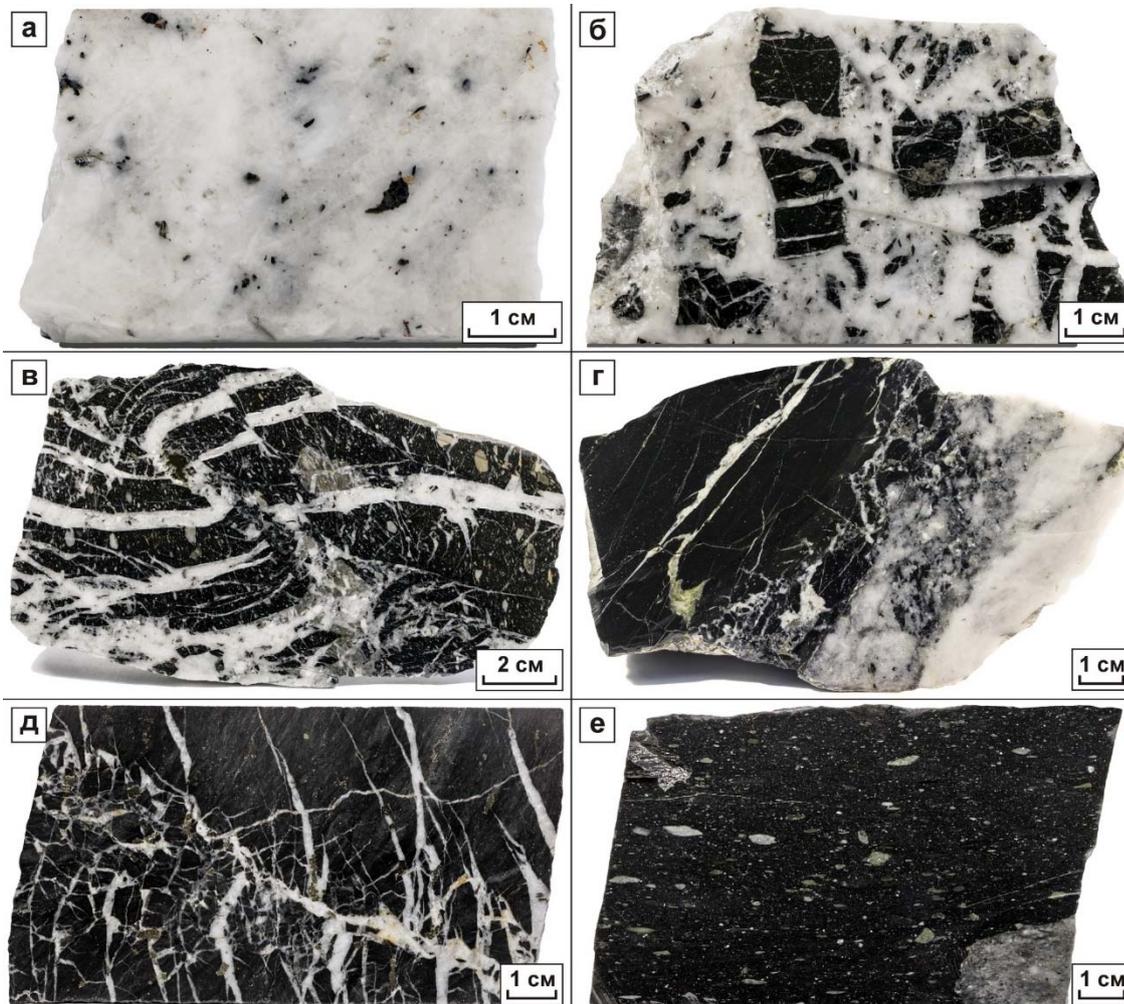


Рисунок 1. Золото-кварцевое месторождение Наталкинское.

Типы руд: а – массивная кварцевая жила с небольшим количеством обломков вмещающих алевролитов, гнездами и вкраплениями арсенопирита и видимым золотом (Северо-Западный участок, скважина ДН-20/11н); б – кварцевая жила брекчиевидной текстуры с арсенопиритом и обломками диамиктитов, пронизанных более ранними тонкими просечками кварца (Северо-Западный участок, поверхность); в – смещенные по трещинам субпараллельные кварцевые и карбонат-кварцевые жилы и прожилки в углеродсодержащих диамиктитах с арсенопиритом, реже пиритом (Северо-Западный участок, поверхность); г – углеродистые алевролиты с гнездами и кристаллами арсенопирита и пирита, рассеянные сетью кварцевых и карбонат-кварцевых прожилков, на границе с массивной кварцевой жилой (Центральный участок, шахта); д – углеродсодержащие глинистые алевролиты, рассеянные сетью прожилков кварцевого и карбонат-кварцевого состава с арсенопиритом и пиритом (Юго-Восточный участок, скважина ДН50/12н); е – углеродсодержащие рассланцованные диамиктиты с обломками разного состава и размерности с мелкой вкрапленностью пирита (Центральный участок, опытный карьер).

Для определения валовых содержаний Au в отобранных рудных пробах был использован метод атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) (Определение золота...,

2016). Выявление концентраций Au в мономинеральных фракциях арсенопирита и пирита проведено с помощью фазового химического анализа на основе ААС (ФХА-ААС). Изучение особенностей его распределения и состава в этих сульфидах было выполнено с помощью оптической микроскопии (ОМ) и рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа (РСМА) по методикам (Павлова и др., 2000; Finkelshtein et al., 2018).

По данным ААС установлено, что для жильных и прожилково-жильных руд характерны высокие средние содержания Au (г/т) – 29.2, при интервале значений от 1.5 до 115.4. Для прожилково-вкрапленных руд обычно относительно низкие содержания Au (г/т), в среднем 2.7, при интервале значений от 0.5 до 16.9. Для вкрапленных руд средние содержания Au (г/т) составляют 0.35 при интервале значений 0.02–1.94. По данным ФХА-ААС самые высокие концентрации Au отмечены в монофракциях арсенопирита, до 1383 г/т, менее высокие – пирита, до 158.2 г/т (табл.).

Таблица. Содержание золота в монофракциях арсенопирита и пирита из жильных, прожилково-жильных, прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд Наталкинского месторождения по данным ФХА-ААС

№№ проб	Тип руд	Au, г/т
Арсенопирит		
М-161/10	Жильный	19.1–1383 (626.1)
М-129/10		46.5–141 (93.8)
М-131/10	Прожилково-жильный	6.2–84.9 (32.7)
Г-9/13		11.3–24.0 (15.4)
ТПМ-1/1		9.7–53.3 (26.3)
Нат-10	Прожилково-вкрапленный	1.4–7.4 (3.8)
ЮВ-3/13		8.1–37.0 (23.2)
ВК-2/10	Вкрапленный	2.5–3.8 (3.1)
Пирит		
М-161/10	Жильный	15.3–158.2 (65.4)
ТПМ-1/1	Прожилково-жильный	1.9–17.9 (8.5)
ТПМ-1/2		1.3–16.5 (7.4)
Нат-10	Прожилково-вкрапленный	1.2–4.6 (2.6)
ЮВ-3/13		0.8–6.6 (4.6)
ВК-2/10	Вкрапленный	2.1–3.4 (2.9)

Примечание: указан интервал содержания Au в мономинеральных фракциях арсенопирита и пирита, состоящих из агрегатов этих минералов, кристаллов разных морфологических форм и их комбинаций (в скобках даны средние содержания).

Важная роль при выявлении генезиса золоторудных месторождений принадлежит изучению особенностей распределения и уровню концентрирования самородного золота в минералах. В жильных, прожилково-жильных и прожилково-вкрапленных рудах Наталкинского месторождения до 80–85% золота находится в свободном состоянии в сростании с жильным кварцем и сульфидными минералами (рис. 2). По данным ОМ и РСМА преобладают золотины размером 0.01–2.0 мм. До 15–20% приходится на долю тонкодисперсного самородного Au (<10 мкм), главными концентраторами которого являются арсенопирит (рис. 3) и пирит (рис. 4). Руды, содержащие такое Au, считаются «упорными», труднообогатимыми, требующими применения специальных технологических схем. Для вкрапленных руд и концентраторами, и носителями Au являются метаморфогенные пириты раннего этапа формирования минерализованной зоны. Арсенопирит в зонах рассеянной сульфидной минерализации встречается крайне редко. Отмеченные в пирите этих зон максимальные содержания Au по данным предыдущих исследователей составляют 2.2 г/т (Гончаров и др., 2002), по нашим данным – 3.4 г/т.

Видимое золото присутствует только в виде единичных тонкодисперсных включений размером 1 мкм и менее.

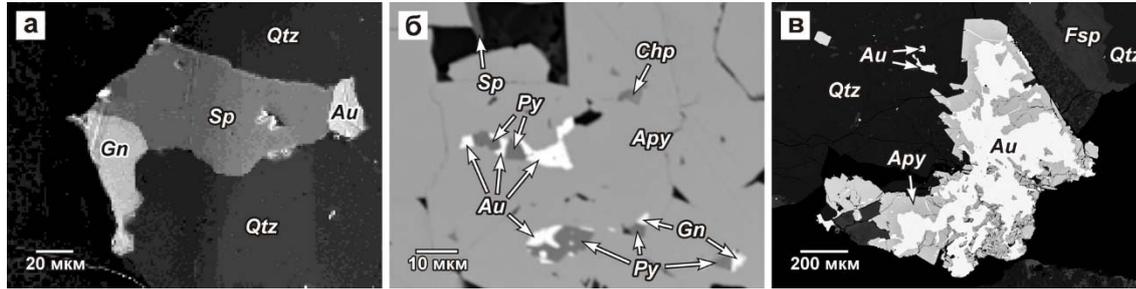


Рисунок 2. Срастание золота с минералами: а – сростки галенита, сфалерита и золота в ассоциации с кварцем; б – включения самородного золота, пирита, сфалерита и халькопирита в арсенопирите; в – срастание самородного золота с арсенопиритом и нерудными минералами (кварц и калиевый полевой шпат). Изображения даны во вторичных (а) и обратно-рассеянных (б, в) электронах. Здесь и далее *Au* – золото, *Qtz* – кварц, *Gn* – галенит, *Sp* – сфалерит, *Apy* – арсенопирит, *Py* – пирит, *Chp* – халькопирит, *Fsp* – калиевый полевой шпат.

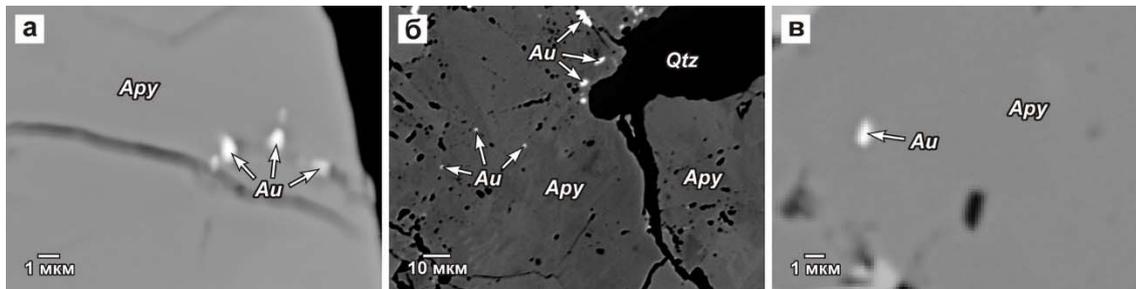


Рисунок 3. Включения тонкодисперсного и ультрадисперсного самородного золота в кристаллах арсенопирита.

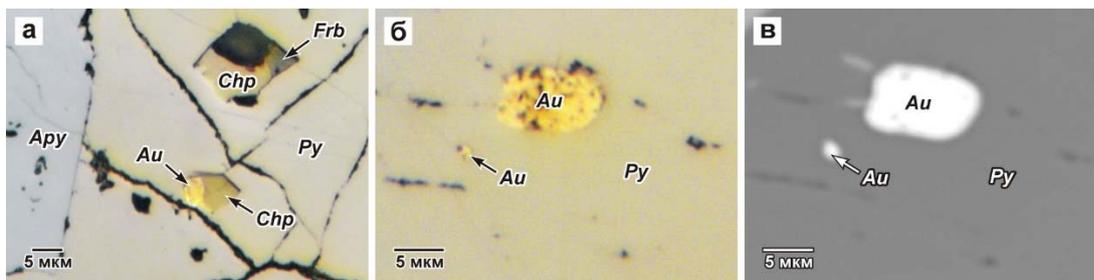


Рисунок 4. Включения тонкодисперсного золота в пирите: а – выделения самородного золота, халькопирита, фрейбергита и арсенопирита в зерне пирита; б и в – фрагмент кристалла пирита с тонкодисперсными включениями золота. Изображения даны в отраженном свете (а, б) и в обратно-рассеянных электронах (в). *Frb* – фрейбергит.

По ранее полученным данным предполагается, что значительная часть тонкодисперсного золота в сульфидах, наряду с микронными и наноразмерными включениями, представлена неминеральными «невидимыми» формами (Кравцова и др., 2022). Необходимость их исследования для выяснения природы потерь «упорного» Au из сульфидных концентратов и оценка возможности использования полученных данных на практике, на сегодняшний день крайне востребованы и не менее актуальны, чем изучение их генезиса.

Как уже говорилось, бедные вкрапленные руды, несмотря на то, что в настоящее время происходит истощение сырьевой базы легкообогатимых руд, практического интереса



в плане золотодобычи на Наталкинском месторождении не вызывают. К тому же эти руды относятся к категории «упорных». Но, если учесть объемы занимаемых ими площадей и то, что уже существуют новые современные методы извлечения упорного Au из сульфидных концентратов (пример, обогатительные фабрики на рудниках Пионер и Маломыр в Приамурье), в будущем такие руды могут стать одним из перспективных источников Au для минерально-сырьевой базы благородных металлов России.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту № 0284-2021-0002 и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00142) с использованием научного оборудования ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Авторы благодарны за помощь в аналитических исследованиях Т.М. Пастушковой (ФХА-ААС) и И.Ю. Вороновой (ААС).

Литература:

Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2002. 250 с.

Григоров С.А., Ворожбенко В.Д., Кушнарев П.И., Маркевич В.Ю. Токарев В.Н., Чичев В.И., Ягубов Н.П., Михайлов Б.К. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 43–50.

Определение золота в горных породах, рудах и продуктах их переработки экстракционно-атомно-абсорбционным методом с органическими сульфидами. Методика НСАМ № 237. С. Москва: ВИМС. 2016. 18 с.

Павлова Л.А., Белозерова О.Ю., Парадина Л.Ф., Суворова Л.Ф. Рентгеноспектральный электронно-зондовый микроанализ природных объектов. Новосибирск: Наука. 2000. 224 с.

Finkelshtein A.L., Tatarinov V.V., Finkelstein E.A., Pavlova L.A., Kravtsova R.G. About the assessment of gold concentrations in tiny inclusions within sulfide mineral matrix: An electron microprobe study // X-Ray Spectrometry. 2018. V. 47. No. 6. Pp. 423–431.

Кравцова Р.Г., Макшаков А.С., Таусон В.Л., Белозерова О.Ю., Татаринов В.В. Формы нахождения золота в рудах и минералах Наталкинского месторождения (Северо-Восток России) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2s. Статья 0595.

ОПЫТ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНО ЗОЛОТОНОСНЫХ УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ

Кряжев С.Г., Васюков В.Е., Шумилин Д.А.
ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва, Россия, kryazhev@tsnigri.ru

Многолетние изотопно-геохимические исследования эталонных золоторудных месторождений, локализованных в углеродисто-терригенных комплексах (Сухой Лог, Олимпиадинское, Кумтор и др.) показали, что продуктивные части разреза черносланцевых толщ аномально обогащены тяжелым изотопом серы (Кряжев, 2017). Данная закономерность является следствием приуроченности крупных рудообразующих систем к долгоживущим структурам, развитие которых начинается уже на конседиментационном этапе – рифтогенным впадинам с проявлениями эксгальационных процессов. При метаморфизме изотопно-геохимическая зональность сохраняется. Поэтому подобные структуры могут быть выявлены и оконтурены в качестве потенциальных рудных полей на ранних стадиях поисковых работ по изотопному составу сульфидной серы в породах потенциально золотоносных толщ. Основным признаком особых обстановок, благоприятных для формирования крупных скоплений рудного вещества, является обширная положительная аномалия $\delta^{34}\text{S}$ при отсутствии отрицательных значений.

Апробация предложенного критерия проведена коллективом геологов ЦНИГРИ при выполнении геологоразведочных работ в Бодайбинском золотоносном районе. Сульфиды для изотопного анализа отбирали из тяжелой фракции шлихов, полученных при рядовом

опробовании мелких шурфов (обнаженность территории плохая), штурфов, протолок при минералого-геохимическом картировании по опорным профилям. Опробование проводилось с шагом 50 м. Выявленные ореолы пиритизации по результатам изотопного анализа (более 300 проб) были дифференцированы на «фоновые» преимущественно биогенной серой ($\delta^{34}\text{S} < +4\text{‰}$) и перспективные с серой гидротермально-осадочного происхождения ($\delta^{34}\text{S} > +4\text{‰}$).

Сухоложское рудное поле, которое можно рассматривать как объект-эталон, выделяется на площади широким ореолом распространения сульфидов с $\delta^{34}\text{S}$ от +6 до +16‰. В южной части опорного профиля на фоне развития сульфидов с биогенно-осадочной серой (высокая дисперсия $\delta^{34}\text{S}$ в области отрицательных значений) выявляются две зоны развития сульфидов, по изотопным характеристикам отвечающие эталонному объекту (рис. 1).

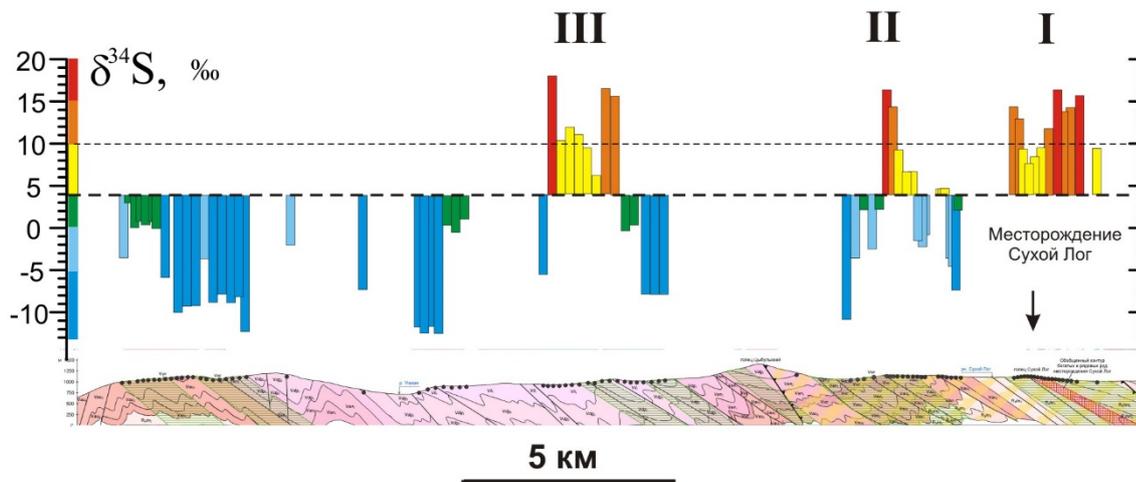


Рисунок 1. Потенциально продуктивные литолого-стратиграфические уровни (I–III), выделенные по изотопному составу сульфидной серы в пределах опорного профиля.

Одна из них приурочена к породам аунакитской свиты в верховьях р. Безымянка. Продуктивность данной части разреза подтверждается наличием здесь минералогических ореолов самородного золота. Аномалия прослежена в восточном направлении (рис. 2).

Именно на этом литолого-стратиграфическом уровне локализованы месторождения Вернинское и Невское, которые непременно были бы обнаружены изотопно-геохимическим методом по своеобразному околорудному «ореолу», который простирается от месторождений на расстояние не менее 10 км.

Второй аномальный участок расположен в междуречье р. Безымянка–р. Угахан в поле отложений илигирской свиты. Потенциальная продуктивность данного уровня подтверждается приуроченностью к нему мелких рудопроявлений Атырканское и Кундускитское. Участки этих рудопроявлений отличаются от месторождений Сухой Лог и Вернинское высокими градиентами изотопно-геохимической зональности разреза, характерными для флангов эксгальационно-осадочных систем.

Таким образом, использование изотопных данных позволило уже на ранней стадии геологоразведочных работ оперативно выделить и оконтурить потенциально продуктивные части разреза и существенно локализовать площади для постановки более детальных поисков. В рассмотренном случае протяженность выделенных аномальных участков составляет около 10% от общей длины изученного опорного профиля. Независимо от интерпретации генезиса изотопно-геохимических аномалий (рудоносные литолого-стратиграфические уровни или рудовмещающие зоны расланцевания) локализация

промышленного оруденения (в том числе не выходящего на современную поверхность) в их пределах наиболее вероятно.

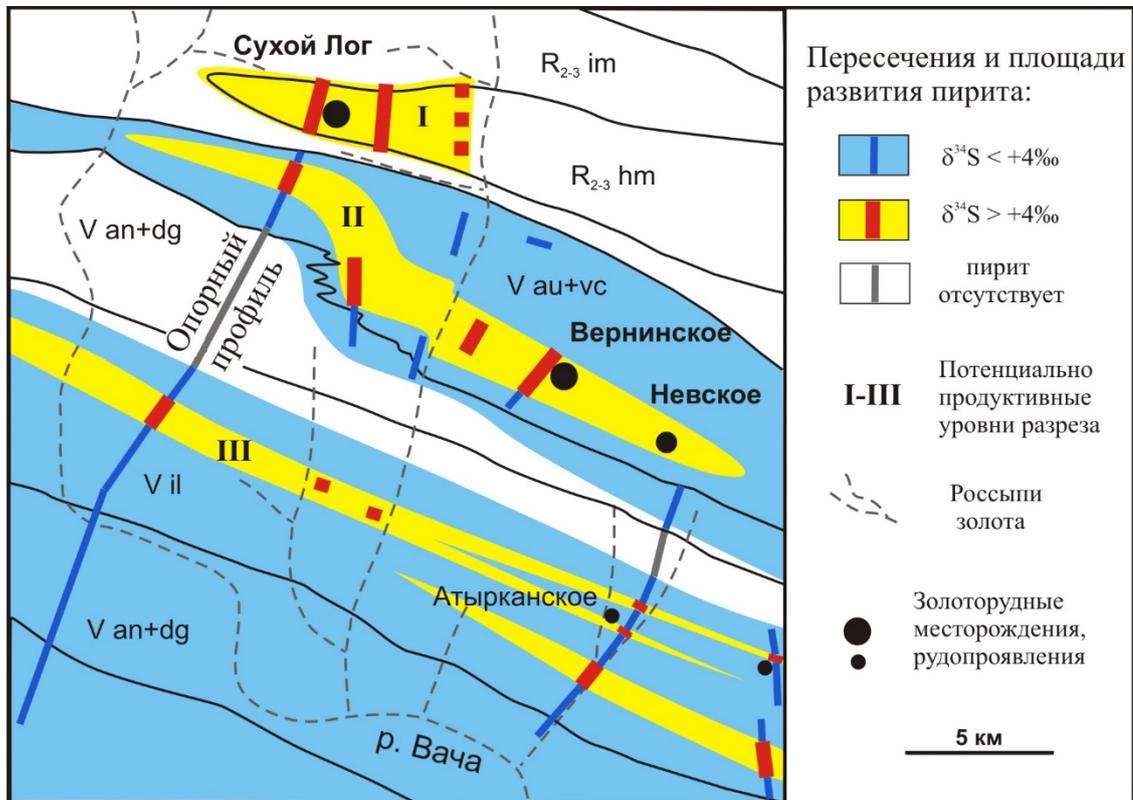


Рисунок 2. Результаты изотопно-геохимического картирования южной части Суходоложского рудного района.

Литература:

Кряжев С.Г. Изотопно-геохимические и генетические модели золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных толщах // Отечественная геология. 2017. № 1. С.28-38.

АРХЕЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Кудряшов Н.М.¹, Галеева Е.В.¹, Удоратина О.В.², Калинин А.А.¹, Гроув М.³

¹Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, nik@geoksc.apatity.ru.

²Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия, udoratina@geo.komisc.ru

³Стэнфордский Университет, г. Стэнфорд, Калифорния, США, marty.j.grove@gmail.com

Крупные месторождения редкометалльных ЛСТ пегматитов, которые выделяются в северо-восточной части Фенноскандинавского щита (Кольская провинция), сконцентрированы в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья. Пояс расположен в зоне глубинного разлома на границе трех крупных блоков Мурманского, Кольско-Норвежского и Кейвского, и сложен преимущественно метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами позднеархейского возраста (2.9–2.8 млрд лет). Породы осадочно-вулканогенного комплекса прорываются более поздними (2.73–2.68 млрд лет) высокомагнезиальными интрузиями дифференцированной серии габбро-гранодиорит-гранитного состава (санукитоиды), а также турмалин-мусковитовыми и микроклиновыми гранитами (2.7–2.5

млрд лет). В пределах пояса расположены два крупных поля редкометалльных пегматитов (Li, Cs с попутными Nb, Ta, Be). В северо-западной части располагаются месторождения лития и цезия Охмыльк, Васин-Мыльк, Оленинское и Полмостундра, в юго-восточной части – крупнейшее литиевое месторождение сподуменовых пегматитов Колмозерское. Месторождения пегматитов, размещенные в северо-западной части обнажаются среди амфиболитов пояса, Колмозерские сподуменовые пегматиты прорывают интрузивное тело габбро-анортозитов Патчемварекского массива с возрастом 2.93 млрд лет (Кудряшов, Мокрушин, 2011).

Изотопно-геохронологические определения жил различных пегматитов и гранитоидов, выделяемых в пределах пояса, по имеющимся данным охватывают довольно широкий временной диапазон 2.7–1.7 млрд лет. В последние годы были получены новые изотопно-геохронологические результаты для гранитоидов, как возможных источников вещества для редкометалльных пегматитов. Возрастные данные для турмалин-мусковитовых гранитов северо-западного поля оцениваются в ~ 2.6–2.5 млрд лет, для юго-восточной части пояса, в районе размещения сподуменовых пегматитов Колмозерского месторождения, определен возраст турмалин-мусковитовых гранитов 2.8–2.7 млрд лет (Kudryashov et al., 2020). Эти разрозненные данные, до настоящего времени, не позволяли дать точную оценку возраста каждого из месторождений, поэтому было проведено изотопно-геохронологическое изучение циркона из пегматитовых жил локальным U-Pb (SHRIMP-RG) методом.

Месторождение Охмыльк. Пегматитовое поле месторождения занимает площадь около 600 м², прослеживается по простиранию на 1.25 км и характеризуется высокой насыщенностью пегматитовыми жилами. Для геохронологического изучения была взята проба из жилы лепидолит-турмалин-сподуменовой состава. Циркон, выделенный из пробы, представлен идиоморфными, изометричными и близкими к изометричным дипирамидальными и дипирамидально-призматическими полупрозрачными трещиноватыми кристаллами, реже ксеноморфными зернами серого, серо-коричневого цвета. Размеры не превышают 1 мм и наиболее часто составляют 0.3–0.5 мм. Индивиды циркона развиты преимущественно с альбитом и кварцем, присутствуют сростания циркона с минералами группы колумбита. Внутреннее строение циркона характеризуется центральными участками в виде пятнистой текстуры с включениями урановых оксидов, во внешних частях некоторых кристаллов отчетливо выделяются узкие участки с признаками поздней перекристаллизации.

Для 4 проанализированных точек циркона из центральных зон получен дискордантный возраст 2607±9 млн лет, СКВО=0.87 (рис.), который отражает время формирования пегматитов месторождения Охмыльк. Аналитические данные для 2-х точек из перекристаллизованных зон по ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb составили ~1.7–1.6 млрд лет что указывает на более поздние, вероятно, метасоматически-гидротермальные процессы.

Месторождение Васин-Мыльк. Пегматитовое поле месторождения Васин-Мыльк с продуктивной ассоциацией лепидолит-альбит-микроклин-сподумен-поллуцит расположено среди амфиболитов. Незначительные по размеру участки выходов пегматитов на поверхность прослежены на глубину при прохождении шурфов и скважин. Месторождение представляет собой субпараллельные пологие зональные жилы протяженностью до 220 м при мощности 5 м. Среди разнообразных минералов, часто представленных в пегматитовых жилах несколькими генерациями, к наиболее ранним относятся минералы группы колумбита-танталита, микролит, симпсонит, торолит, циркон (Волошин, Пахомовский, 1988). Ранее был проанализирован микролит ранней генерации U-Pb (ID TIMS) методом, возраст которого составил 2454±8 млн лет (Кудряшов и др., 2015). Циркон из пегматитовых жил представлен двумя резко отличающимися по составу генерациями: высокоурановые единичные кристаллы ранней генерации, а также основная масса практически безуранового высокогафниевого циркона поздней генерации. Для

высокогафниевого циркона поздней генерации, в котором содержания урана составляли всего 0.2–0.3 ppm, не представлялось возможным определение U-Pb возраста (Kudryashov et al., 2019).

U-Pb методом были проанализированы кристаллы циркона ранней генерации. Циркон этой генерации представлен идиоморфными, изометричными дипирамидально-призматическими полупрозрачными трещиноватыми кристаллами темно-коричневого и серого цвета. Внутреннее строение циркона характеризуется фазовой неоднородностью, где выделяются центральные и краевые зоны. Центральные зоны обогащены ураном, РЗЭ и иттрием, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.01\text{--}0.02$. Краевые участки содержат значительно меньшие концентрации урана, иттрия и РЗЭ, $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U} = 0.3\text{--}0.8$.

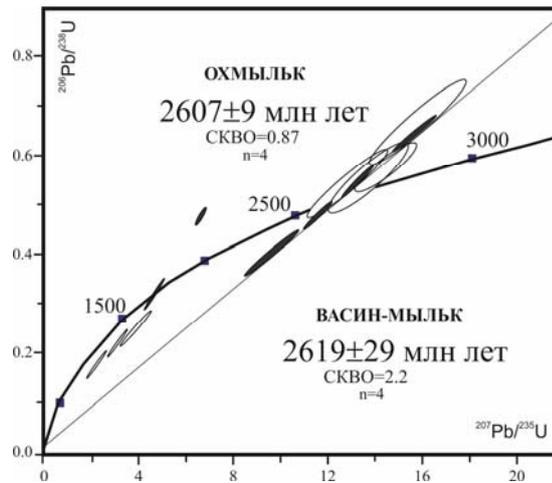


Рисунок. Диаграмма с конкордией для циркона из месторождений Охмыльк (залитые эллипсы) и Васин-Мыльк (прозрачные эллипсы).

Для 4 проанализированных точек циркона из центральных зон получен близконкордантный возраст 2619 ± 29 млн лет, СКВО=2.2 (рис.), который отражает время формирования пегматитов месторождения Васин-Мыльк. Аналитические данные 3-х точек из краевых зон по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составили 1.9–1.6 млрд лет, что указывает на более поздние события.

Полученные изотопные возрасты магматического циркона 2607 ± 9 млн лет для месторождения Охмыльк и 2619 ± 29 млн лет для месторождения Васин-Мыльк служат надежной оценкой времени их кристаллизации, отражая глобальную эпоху архейского пегматитообразования, с которой связаны формирования крупнейших мировых редкометалльных месторождений на рубеже 2.60–2.65 млрд лет, например, пегматиты Бикита в Зимбабве (~2650 млн лет) и пегматиты Танко в Канаде (~2640 млн лет) (Tkachev, 2011; McCauley and Bradley, 2014). Образование внешних кайм связано с полной перекристаллизацией циркона в палеопротерозойское время на рубеже 1.9–1.6 млрд лет назад. Анализ литературных данных показывает, что основные геолого-минералогические и геохимические характеристики ЛСТ пегматитов со временем практически не изменялись. Тем не менее, отмечается, что архейские ЛСТ пегматиты образовались из метаглиноземистых исходных расплавов, в отличие от более молодых пегматитов, связанных с перглиноземистыми расплавами (Martin, De Vito, 2005). Этот вывод подтверждается и изучением древнейшего (хадейского) обломочного циркона Джек-Хиллз (Trail et al., 2017).

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-27-00589.

Литература:



Волошин А. В., Пахомовский Я. А. Минералогия тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука. 1988. 240 с.

Кудряшов Н. М., Мокрушин А. В. Мезоархейский габбро-анортозитовый магматизм Кольского региона: петрохимические, геохронологические и изотопно-геохимические данные // Петрология. 2011. Т. 19, № 2. С. 173–189.

Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb-исследования микролита // Доклады Академии Наук. 2015. Т. 461. № 4. С. 437–441.

Kudryashov N.M., Udoratina O.V., Coble M., Steshenko E.N. Geochronological and Geochemical Study of Zircon from Tourmaline-Muscovite Granites of the Archaean Kolmozero–Voronya Greenstone Belt: Insights into Sources of the Rare-Metal Pegmatites // Minerals. 2020. V.10(9).760.

Kudryashov N.M., Skublov S.G., Galankina O. L., Udoratina O.V., Voloshin A.V. Abnormally high-hafnium zircon from rare-metal pegmatites of the Vasin-Mylk deposit (the northeastern part of the Kola Peninsula) // Chemie der Erde. Geochemistry. 2019. V. 80. № 3.

Martin R. F., De Vito C. The patterns of enrichment in felsic pegmatites ultimately depend on tectonic setting: Canadian Mineralogist. 2005. V. 43. P. 2027–2048.

McCauley A., Bradley D.C. The global age distribution of granitic pegmatites // Can. Mineral. 2014. V. 52. P. 183–190.

Tkachev A.V. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time. Geological Society, London, Special Publications. 2011. V. 350. P. 7–23.

Trail D., Tailby N., Wang Y., Harrison T.M., Boehnke P. Aluminum in zircon as evidence for peraluminous and metaluminous melts from the Hadean to present // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. V. 18. Iss. 4. P. 1580–1593.

ВОЗРАСТ, СОСТАВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ТЕРРИГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО САНГИЛЕНА

Кузнецова Л.Г.¹, Дриль С.И.¹, Школьник С.И.², Летникова Е.Ф.³

¹Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия, lkuzn@igc.irk.ru, sdril@igc.irk.ru

²ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия, sink@crust.irk.ru

³ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, leto-y@mail.ru

На основании полученных новых петрохимических, изотопно-геохимических (Sm-Nd) и изотопно-геохронологических (U–Th–Pb, LA-ICP-MS по детритовым цирконам) характеристик рассмотрены возраст, состав, возможные источники сноса и палеогеодинамическая обстановка образования терригенных осадков южной периферии Сангиленского террейна, входящего в состав Тувино-Монгольского микроконтинента.

Сангиленский террейн издавна рассматривается, как часть докембрийского Тувино-Монгольского микроконтинента (ТММ), включенного в область каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), но и в настоящее время его строение и условия формирования являются предметом острых дискуссий. Фундамент ТММ сложен гетерогенными докембрийскими комплексами, перекрытыми карбонатными и терригенно-карбонатными шельфовыми венд-кембрийскими отложениями и прорванными палеозойскими гранитоидами (Кузьмичев, 2004). В строении Сангилена также выделяются два структурных этажа, различающиеся по составу, степени дислоцированности и уровню метаморфизма пород (Ильин, 1958, Гибшер, Терлеев, 1992 и др.). Однако, попытки их корреляции с комплексами, выделенными в других частях ТММ, пока не дали однозначного результата. Взаимоотношения большинства комплексов Сангиленского террейна тектонические, они в различной степени метаморфизованы, что согласуется с представлением о его строении, как коллаже тектонических пластин.

Исследования терригенно-осадочных пород проведены на юге Сангилена, где их выходы общей мощностью не менее 3 км прослеживаются в виде субширотной (50 ° с.ш.)

южной полосы (ЮП) протяженностью более 80 км. Ее северный контакт с карбонатной толщей шельфового чехла в основном тектонический – по Качикско-Церигийнгольской зоне разломов, представляющей крутой надвиг, осложненный взбросами. Из-за этого при среднемасштабном картировании разных лет (1958, 1978 гг.) интерпретация стратиграфического положения терригенной толщи ЮП относительно существенно карбонатных отложений чехла была резко противоречивой: от принадлежности ее к породам фундамента (чинчилигская свита) до верхних горизонтов шельфового чехла (пучукская свита). Вдоль простирания ЮП степень регионального метаморфизма пород варьирует от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Терригенные породы на всем протяжении ЮП, согласно новым данным (Кузнецова и др., 2021) прорваны интрузиями габбро-гранитовой и гранит-лейкогранитовой магматических ассоциаций раннепалеозойского возраста (517 ± 7 , 508 ± 7 и 488 ± 6 млн лет; U-Pb SHRIMP-II по цирконам).

Состав терригенных пород изучен на отрезках ЮП с различным уровнем регионального метаморфизма (Западном, Центральном, Переходном и Восточном). Из них в наиболее протяженном Центральном отрезке (около 55 км от 96° до $96^\circ 40'$ ВД) и коротком Переходном (2–3 км) терригенные породы ЮП относительно слабо метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Парাপороды двух участков на продолжении ЮП в Западном (урочище Марат) и Восточном (бассейн р. Бурча) направлении представлены кристаллическими сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Для сопоставления с породами ЮП изучены также углистые песчаники с реликтами водорослей и микрофитолитов эдиакария (Ильин, 1958, Гибшер, Терлеев, 1992) из серии относительно маломощных (2–30 м) пластов в известняках нарынской свиты (НРС), которые предположительно принадлежат к верхним горизонтам шельфового чехла. Они отобраны на удалении 6–7 км к северу от зоны регионального разлома, разделяющего карбонатную и терригенную толщи.

Установлено, что терригенные породы, представленные на разных отрезках ЮП, отличаются по составу и относятся к разным литотипам: в субширотном направлении с запада на восток петрогенные граувакковые песчаники с примесью синседиментационной пирокластики сменяются существенно более кремнекислыми и рециклированными литоидными аренитами (рис. 1, а-б). Смена состава пород не коррелирует со степенью их метаморфизма. Так, в различной степени метаморфизованные породы Западного (урочище Марат) и Центрального (бассейн р. Качик и ее притоков) отрезков ЮП имеют близкий состав и геохимические характеристики петрогенных граувакковых песчаников. Кристаллические парасланцы Восточного отрезка ЮП (бассейн р. Бурча) и слабо метаморфизованные песчаники из пропластков в известняках нарынской свиты (НРС) с реликтами водорослей по составу относятся к существенно более кремнекислым и рециклированным литоидным аренитам. От пород из мощной терригенной толщи ЮП песчаники НРС отличаются повышенными содержаниями (мас. %) СаО (4–3), ппп (4–3), СО₂ (до 2,4), S (до 1,8) и значительно более низкими содержаниями большинства микроэлементов (включая РЗЭ), кроме Ва и Sr.

Реконструкция палеотектонической обстановки накопления терригенных отложений с помощью классификационных диаграмм (рис. 2, а-б) показала, что песчаники Западного и Центрального районов находятся в полях островных вулканических дуг (А и В), со смещением точек состава мелкозернистых песчаников с более заметной примесью туфового материала в поле океанических островных дуг (А), а более грубозернистых – в поле островных дуг на континентальном основании (В). Точки состава песчаников из Восточного района ЮП и из пропластков в известняках НРС располагаются в области перекрытия полей активных (С) и пассивных континентальных окраин (D).

В результате изотопно-геохронологических исследований 42-х зерен детритовых цирконов из грауваккового песчаника ЮП получены 30 конкордантных и 8

субконкордантных оценок их возраста. Их анализ позволяет выделить следующие три интервала возрастов (млн лет): 787–907 (n=25), 1873–2236 (n=6) и 2600–2980 (n=5). Два кристалла цирконов с возрастом 756 и 773 млн лет выпадают из этих интервалов. Наибольшее количество возрастных оценок (n=25) соответствуют интервалу 787–907 млн лет с двумя пиками на кривой вероятности возрастов около 836 (n=12) и 880 (n=8) млн лет. Цирконы раннепротерозойского возраста представлены неокатанными субидiomорфными и идиоморфными кристаллами длинно- и короткопризматического габитуса с тонкой осциляторной зональностью, свидетельствующей об их магматическом происхождении. Цирконы более древнего возраста представлены округлыми метаморфогенными зернами и окатанными зернами короткопризматического габитуса с тонкой осциляторной зональностью и их обломками.

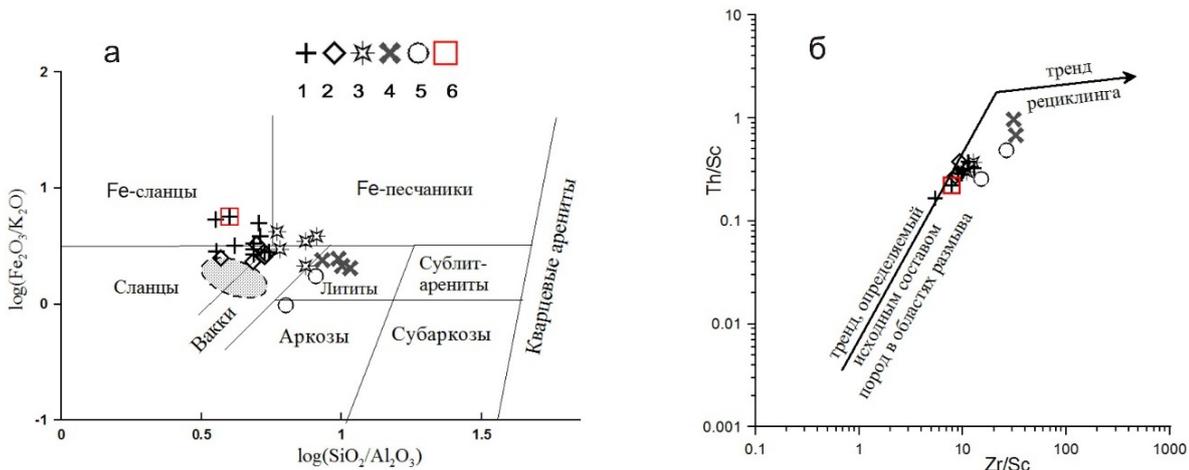


Рисунок 1. Диаграммы $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (a) (Herron, 1988), Th/Sc - Zr/Sc (б) (McLennan et al., 1993)

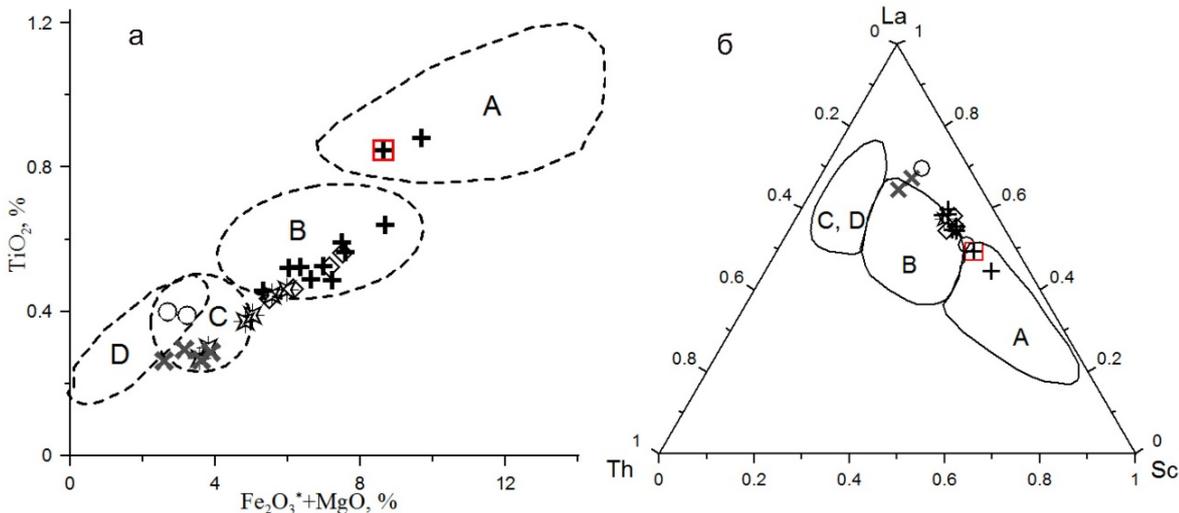


Рисунок 2. Диаграммы TiO_2 - $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (a) (Bhatia, 1983) и Sc - La - Th (б) (Bhatia, Crook, 1986)
 Условные обозначения. Районы отбора песчаников ЮП: 1 – Центральный, 2 – Западный, 3 – Переходный, 4 – Восточный; 5 – песчаники нарынской свиты (НРС) с реликтами водорослей; 6 – проба, для которой определен возраст детритовых цирконов. Серое поле на рис. 1-а – составы метапелитов, ассоциированных с песчаниками ЮП.

Изотопно-геохимическими (Sm-Nd) исследованиями 10-ти представительных образцов терригенных пород ЮП установлено, что показатели песчаников из Западного и

Центрального районов ЮП варьируют в одинаковом диапазоне: $eNd(790 \text{ млн лет}) = (-4,5)–(-6,7)$ при $T(DM-2) = 1,9–2,0$ млрд лет. По сравнению с ними, песчаники из Восточного района ЮП характеризуются более низкими значениями $eNd(790 \text{ млн лет}) = (-7,4)–(-7,5)$ и более древним модельным возрастом $T(DM-2) = 2,1$ млрд лет. Тогда как песчаники из пропластков в известняках НРС, содержащие остатки водорослей, характеризуются более высокими значениями $eNd(790 \text{ млн лет}) = (-3,4)–(-4,0)$ при относительно более молодом модельном возрасте $T(DM-2) = 1,8$ млрд лет.

На основании полученных геохимических и изотопно-геохимических данных, вероятными источниками сноса для терригенно-осадочных пород ЮП являлись островодужные и окраинно-континентальные породы раннего неопротерозоя, а также раннедокембрийские комплексы ТММ. Их относительные пропорции в составе осадков, по-видимому, изменялись с удалением от океанического бассейна (в современных координатах с запада на восток): снижалась доля раннеопротерозойских ювенильных пород и возрастала доля раннедокембрийских метаморфических комплексов. При этом породы Западного и Центрального отрезков ЮП являются аналогами, несмотря на разную степень их метаморфизма. Резкая смена состава фиксируется при переходе к Восточному отрезку.

С учетом данных о возрасте детритовых цирконов из песчаников наиболее протяженного Центрального отрезка ЮП и максимального из установленных на сегодняшний день раннекембрийского (517 ± 6 млн лет) возраста прорывающих их интрузивных пород (Кузнецова и др., 2021), возможный период их накопления оценивается значительным интервалом 790–520 млн лет. Однако, реконструкция палеогеодинамической обстановки их формирования, отвечающей условиям активной континентальной окраины, позволяет (Кузьмичев, 2004) ограничить этот интервал до 790–600 млн лет. Оценка возраста пород, послуживших источниками сноса для кристаллических сланцев Восточного отрезка ЮП (бассейн р. Бурча), требует дополнительных исследований.

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по проекту № 0284-2021-0007 и при поддержке РФФИ (грант 15-05-06709); Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики пород получены в ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН; изотопно-геохронологические U-Th-Pb, LA-ICP-MS оценки возраста цирконов – в ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГМ СО РАН.

Литература:

- Гибшер А.С., Терлеев А.А. Стратиграфия верхнего докембрия юго-восточной Тувы и северной Монголии // Геология и Геофизика. 1992. № 11. С. 26–34.
- Ильин А.В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува) // Советская геология. 1958. № 4. С. 33–42.
- Кузнецова Л.Г., Шокальский С.П., Сергеев С.А., Дриль С.И. Возрастные рубежи проявления и особенности состава раннепалеозойского магматизма и связанных с ним редкометалльных пегматитов в юго-восточной части Сангиленского блока Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и Тектонофизика. 2021. № 12. С. 261–286.
- Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. Москва: ПРОБЕЛ-2000. 2004. 192 с.
- Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geology. 1983. V. 91. N 6. P. 611–627.
- Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 92. P. 181–193.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. V. 58. P. 820–829.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniell D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // in: Controlling the composition of clastic sediments (Eds. M.J. Johnsson, A. Basu) // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993. N 285. P. 21–40.



Lu-Hf ИЗОТОПИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ МЕТАГРАНИТОИДОВ МАРУНКЕУСКОГО ЭКЛОГИТ-ГНЕЙСОВОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Куликова К.В.¹, Удоратина О.В.¹, Шуйский А.С.¹, Мон Фанцон²

¹Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия, forolinal@yandex.ru

²Институт геологии Китайской академии геологических наук, Пекин, Китай,
mengfancong@yeah.net

На Полярном Урале к западу от Главного Уральского разлома в пределах центрально-Уральского поднятия обнажается эклогит-гнейсовый марункеуский комплекс, содержащий многочисленные мелкие тела метагранитоидов. Ранее нами были изучены цирконы из трех тел метагранитоидов: PU11 – гранат-мусковитовый плагиогнейс, PU29 – гранат содержащий мусковитовый гранит, PU35 – гранито-гнейс. Абсолютный возраст выделенных зерен циркона, определенный U-Pb методом, варьирует в основном от 576 до 498 млн. лет, отражая различные стадии рифтогенеза на окраине Восточно-Европейского континента, более молодые значения 438 и 357 млн лет фиксируют метаморфические преобразования гранитоидов (Куликова и др., 2021).

По цирконам из продатированных метагранитоидов нами установлены изотопно-геохимические ($\epsilon\text{Hf}_{\text{Zr}}$) характеристики и рассчитан модельный возраст источника ($T_{\text{DM}2}$).

Изотопные измерения Lu-Hf в цирконах были выполнены с использованием Thermo Finnigan Neptune-plus MC-ICP-MS в Национальном исследовательском центре геоанализа Китайской академии наук, Пекин, Китай. Аналитические процедуры и методы калибровки аналогичны описанным Wu et al. (2006).

Получены следующие результаты. Гранат-мусковитовый плагиогнейс (PU11): $\epsilon\text{Hf}(t)$ варьирует от +0.79 до +8.15 с модельными возрастами 1.12 и 0.86 млрд лет соответственно; – гранат содержащий мусковитовый гранит (PU29): $\epsilon\text{Hf}(t)$ – от +0.34 до +9.40 с модельными возрастами 1.30 и 0.83 млрд лет; гранито-гнейс (PU35): $\epsilon\text{Hf}(t)$ варьирует от +2.16 до +5.72 с модельными возрастами 1.19 и 1 млрд лет соответственно.

В целом изотопно-геохимические характеристики цирконов ($\epsilon\text{Hf}(t)$ и $T_{\text{DM}2}$) из метагранитоидов марункеуского эклогит-гнейсового комплекса сопоставимы с таковыми из массивов рифтогенных гранитоидов Центрально-Уральского поднятия Полярного Урала, расположенных к западу от метаморфического блока. Так $\epsilon\text{Hf}(t)$ от +2.15 до +7.97 характерна для цирконов гранитов Ингилорского и Гердизского массивов. Двухстадийные модельные возраста ($T_{\text{DM}2}$) обнаруживают практически одинаковый разброс для гранитоидов Ингилорского, Гердизского – от 1 до 1.2 млрд лет. Мантийный изотопный состав Hf в цирконах и близкий модельный возраст рифтогенных гранитоидов Ингилорского, Гердизского массивов позволяет утверждать, что источником гранитных магм являлась молодая существенно ювенильная кора (Шуйский и др., 2019).

Литература:

Куликова К.В., Удоратина О.В., Шуйский А.С. Цирконометрия метагранитоидов эклогит-гнейсового марункеуского комплекса Полярного Урала // Петрология и геодинамика геологических процессов: Материалы XIII Всероссийского Петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). 06–13 сентября 2021 г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2021. Т. 2. С. 85–87.

Шуйский А.С., Удоратина О.В., Мон Ф.Ц. Гранитоиды А-типа Центрально-Уральского поднятия: Hf данные (Полярный Урал) Изотопный состав гафния цирконов гранитоидов Полярного Урала // XXII Симпозиума по геохимии изотопов им. академика А.П. Виноградова. М.: ГЕОХИ РАН. 2019 С. 103. ISBN 978-5-905049-25-5



АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аббасов Н.А.	12	Верниковский В.А.	95
Акимов В.В.	16	Виноградова Л.Д.	98
Аксенов С.М.	19	Вишневская И.А.	101, 104
Аксентов К.И.	203	<u>Владыкин Н.В.</u>	40
Алифирова Т.А.	177	Вовчина Т.А.	109
Алымова Н.В.	23, 37, 40	Волкова М.Г.	186
Амосова А.А.	24, 60	Волчатова Е.В.	60
Анисимова Г.С.	226	Волынкин С.С.	247
Антипин В.С.	27	Воробей С.С.	112, 114
Аристархова Е.В.	238	Воронина Ю.С.	116
Асавин А.М.	200	Воронцов А.А.	23, 118
Асеева А.В.	31	Врублевский В.В.	213
Астахов А.С.	203	Вурмс Д.В.	233
Афонин И.В.	35	Галеева Е.В.	255
Ахмаджанов Б.А.	210	Гамянин Г.Н.	145
Ащепков И.В.	37, 40	Гаранин В.К.	112
Бабушкина С.А.	37	Гаранин К.В.	245
Бадмацыренова Р.А.	43	Гарипова Е.Р.	122
Баенгуев Б.А.	45	Гаськова О.Л.	125
Базаргур Д.	104	Гладкочуб Д.П.	128, 170
Базаров А.Д.	49	Глушкова В.Е.	132
Байбородина М.А.	51	Глянцева Ю.С.	135
Баранчуков В.С.	54	Голич А.Н.	31
Барнс С.-Дж.	153	Голубева И.И.	138
Бартанова С.В.	57	Гора М.П.	125
Баянова Т.Б.	58, 176	Гордиенко И.В.	142
Безрукова Е.В.	60	Горнова М.А.	64
Белоголова Г.А.	45	Горячев И.Н.	76, 145, 147
Белозёрова О.Ю.	27, 224	Горячев Н.А.	76
Беляев В.А.	64	Гребенщикова В.И.	149
Бердников Н.В.	67	Гринёв О.М.	118
Блинов А.В.	76	Гроув М.	255
Богданов Е.А.	93	Грошев Н.Ю.	153
Болсуновский А.Я.	86	Гузева А.В.	155
Брюханова Н.Н.	70	Гутарева О.С.	73
Брянский Н.В.	43	Дамдинов Б.Б.	182
Буддо И.В.	73	Даувальтер В.А.	155
Будяк А.А.	76	Дементьев Д.В.	86
Будяк А.Е.	76, 147	Демидов Н.Э.	157
Бурцев И.Н.	138	Демонтерова Е.И.	158, 170, 200
Быкова Н.В.	79	Джуманиязов Д.И.	228
Бямбасурэн Ц.	82	Дзюба Е.А.	160
Васильева И.Е.	82, 198	Дмитриева А.С.	162
Васюков В.Е.	253	Докучаева А.И.	165
Вахрушев В.И.	86	Долгих П.Г.	167
Веливецкая Т.А.	145	Донская Т.В.	128, 170
Вергунов А.В.	89	Дриль С.И.	23, 64, 173, 245, 258
Верниковская А.Е.	93, 95	Дрогобужская С.В.	176



Дымшиц А.М.	177	Кузьмин М.И.	27, 149, 201
Елизаров Д.В.	58	Кулагина Н.В.	60
Еремин О.В.	180	Куликова К.В.	262
Ермолаев Б.В.	238	Кунаккузин Е.Л.	58
Ефремов С.В.	76, 182	Курносова И.В.	54
Ефремова У.С.	170	Кущ Л.В.	27
Жабоедов А.П.	186	Легкодымов А.А.	201
Жалсараев Б.Ж.	57, 187, 190	Леденцов В.А.	138
Жарикова А.А.	76	Летникова Е.Ф.	258
Жгилев А.П.	192	Лифшиц С.Х.	135
Жерлицын А.А.	186	Львова О.С.	135
Журкова И.С.	196	Мазукабзов А.М.	170
Зак А.А.	198	Максименко В.О.	79
Зарубина О.В.	173, 201	Макшаков А.С.	249
Зуева И.Н.	135	Малинникова О.Н.	165
Иванов А.В.	200	Мальковец В.Г.	177
Иванов В.Г.	149	Мальцев А.С.	158
Иванов Е.В.	201	Мансур Э.Т.	153
Иванов М.В.	203	Марчук О.И.	76
Игнатъев А.В.	145	Матушкин Н.Ю.	93, 95
Имамвердиев Н.А.	207	Медведев А.Я.	64
Ишбаев Х.Д.	210	Медведев Н.С.	37, 40
Кадильников П.И.	93	Мисюркеева Н.В.	73
Казенова Ф.	213	Михайлик П.Е.	101
Калашникова Т.В.	216, 245	Михеева Е.А.	158
Калинин А.А.	218, 255	Мон Фанзон	262
Каменецкий В.С.	233	Наговицин К.Е.	79
Канева Е.В.	222, 224	Невструев В.Г.	67
Кардашевская В.Н.	226	Непомнящих А.И.	186
Каримов А.А.	64	Нестерова Н.С.	31
Каримова Ф.Б.	228	Никанюк Т.С.	147
Кепежинская П.К.	67	Никифоров А.В.	118
Кириченко Е.А.	67	Николаев М.Д.	243
Кислов Е.В.	230, 233	Носкова Ю.В.	173
Клементьев А.М.	104	Одгэрэл Д.	27
Козлов Е.Н.	235	Окунева Т.Г.	104
Козлова А.П.	222	Оруджов А.И.	207
Колкова А.А.	238	Очирбат Г.	82
Кондратьев В.В.	240, 243	Панкратов В.	222
Коньшев А.А.	114	Панкрушина Е.А.	222
Коробова Е.М.	54	Пастухов М.В.	167
Корчагин А.У.	58	Пашкова Г.В.	158
Косбергенов К.М.	210	Перепелов А.Б.	192
Костровицкий С.И.	37, 177, 216, 245	Перетяжко И.С.	132, 162
Коханова С.П.	247	Петренко Д.Б.	238
Кравцова Р.Г.	249	Плюснин А.М.	49, 116, 122
Красивых В.И.	222	Полетаева В.И.	167
Кряжев С.Г.	253	Поселюжная А.В.	31
Кудряшов Н.М.	218, 255	Просекин С.Н.	76
Кузнецова Л.Г.	258	Проскурнин В.Ф.	95



Пыряев А.Н.	247	Фомина Е.Н.	235
Радомская Т.А.	222, 224	Хаценович А.М.	104
Рашидов В.А.	101	Хромова Е.А.	132
Решетова С.А.	60	Хубанов В.Б.	182
Рубцова М.Н.	158	Хужжиев М.О.	228
Рустамова Р.Е.	12	Цыпукова С.С.	192
Саватенков В.М.	200	Чалая О.Н.	135
Савельев Д.П.	101	Чепрасова А.С.	238
Савина Е.А.	132, 162	Черкашина Д.А.	76
Савченко В.	76	Чубаров В.М.	24, 60
Сидкина Е.С.	114	Шабанова Е.В.	82, 198
Синицын К.А.	216	Шарьгин И.С.	177
Скузоватов С.Ю.	76	Шевко Е.П.	125
Слуковский З.И.	155	Шелохов И.А.	73
Сотникова И.А.	40	Шендрик Р.Ю.	222, 224
Стешенко Е.Н.	58	Шептякова Н.В.	27
Сысоев И.А.	243	Шергин Д.Л.	158
Сысоева Т.И.	243	Школьник С.И.	258
Тарасова Ю.И.	76	Шуйский А.С.	262
Татаринов В.В.	249	Шумилин Д.А.	253
Тишин П.А.	213	Щербаков Ю.Д.	64, 192
Травин А.В.	200, 226	Щербов Б.Л.	196
Трофимов А.В.	233	Щетников А.А.	60
Удоратина О.В.	255, 262	Эпова Е.С.	180
Украинцев А.В.	49, 122	Юдинцева Э.Э.	216
Утамурадов Э.А.	210	Яковлев Д.А.	177, 245
Филинов И.А.	60	Ярмолюк В.В.	118
Филиппов Ю.А.	165		



СОВРЕМЕННЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИИ

Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых),
посвящённой 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня
рождения академика Л.В. Таусона
г. Иркутск, 21–25 ноября 2022 г.

**ТОМ 1
А-К**

Технический редактор *А.И. Шеховцов*

Подписано в печать 03.11.2022 г. Формат 60x90/8.
Гарнитура Times New Roman. Бумага Ballet. Печать офсетная.
Уч.-изд. л. 27,4. Усл. печ. л. 31,0. Тираж 100 экз. Заказ 965.

Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1