



УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

IX ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

ЕКАТЕРИНБУРГ
2025

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РАН
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ИМЕНИ
АКАДЕМИКА А.Н. ЗАВАРИЦКОГО



УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ: ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ

IX ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ

25 августа – 2 сентября 2025 г.



ЕКАТЕРИНБУРГ
2025

Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал. «Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием». Екатеринбург: Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 2025. — 218 с.

ISBN 978-5-89516-342-9

В сборнике представлены труды IX научной конференции «Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал», на которой были представлены и рассмотрены новейшие достижения и результаты исследований по различным проблемам геологии, геодинамики, петрологии, минералогии, геохронологии и рудообразования мафит-ультрамафитовых комплексов различных генетических типов. Для исследователей в области магматизма и геологии рудных месторождений, а также для преподавателей, докторантов, аспирантов, магистрантов и студентов геологических специальностей высших учебных заведений. Материалы сборника представляют интерес для широкого круга геологов, преподавателей и студентов геологических факультетов высших учебных заведений.

Редакционная коллегия: Д.А. Зедгенизов (ответственный редактор), Е.В. Пушкарев (зам. ответственного редактора), А.П. Бирюзова (секретарь), И.А. Готтман, В.В. Холоднов, К.Н. Малич, А.О. Симанкова.

СОДЕРЖАНИЕ

- 10 **Li Wenbo**
ULTRAMAFIC-MAFIC INTRUSIONS AND VOLCANIC MATERIALS AS AN IMPORTANT COBALT ORIGIN OF SEDIMENTARY-HOST AND HYDROTHERMAL CU-CO DEPOSITS
- 11 **Liu Ping-Ping , Ben Ma, Teng Fang-Zhen , Wang Zhen-Chao**
REVISITING MAGNESIUM ISOTOPE CONSTRAINTS ON THE PETROGENESIS OF THE FE-TI OXIDE-BEARING MAFIC–ULTRAMAFIC INTRUSIONS
- 12 **Ronkin Yu.L., Sindern S., Stepanov A.I.**
ISOTOPE GEOLOGY OF PLAGIOCLASE–OLIVINE CLINOPYROXENITES (IZRANDITES) OF THE ALEXANDROVSKY COMPLEX (SOUTHERN URALS)
- 14 **Zhu Shengwei, Zhang Lifei1, Zou Lei, Xu Xin, Ren Tianshi, Zhang Yuxuan and Li Xiaoli**
METAMORPHIC EVOLUTION AND TITANITE GEOCHRONOLOGY OF MICA SCHISTS OF HEILONGJIANG BLUESCHIST BELT, CHINA: IMPLICATIONS FOR THE ONSET SUBDUCTION OF PALEO-PACIFIC PLATE
- 15 **Азимов П.Я.**
АМФИБОЛОВЫЕ И ФЛОГОПИТОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ КАК ПРОДУКТ НИЖНЕКОРОВОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА
- 17 **Акимова Е.Ю., Савельев А.Д., Васюкевич К.Е., Силакова Е.С.**
ПРОБЛЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АНАБАРСКОГО ЩИТА
- 19 **Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К.**
ПРИРОДА РОГОВЫХ ОБМАНOK МНОГОФАЗНОГО РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАССИВА КААЛАМО (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)
- 21 **Арискин А.А., Еремин Д.Д., Бычков Д.А., Сапегина А.В.**
МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЫСОКОБАРНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАГМ
- 25 **Бадрединов З.Г., Марковский Б.А.**
ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ПИКРИТЫ СЕВЕРНОЙ КОРЯКИИ (ХРЕБЕТ ПЕКУЛЬНЕЙ) И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ)
- 27 **Базылев Б.А., Леднева Г.В.**
ОЦЕНКА СОСТАВОВ РАВНОВЕСНЫХ РАСПЛАВОВ ДЛЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ПОРОД АНЮЙСКОГО ГАББРО-ДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЧУКОТКА) И ЭФФЕКТА НЕИЗОХИМИЧНОСТИ ИХ МЕТАМОРФИЗМА
- 29 **Байков Н.И., Чайка И.Ф., Некрылов Н.А., Плечов П.Ю., Щербаков В.Д., Степанов А.С., Кутырев А.В., Каменецкий В.С.**
СОСТАВ ПРИМИТИВНОГО РАСПЛАВА ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ТУМРОК (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): ПО ДАННЫМ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ
- 31 **Бергаль-Кувикас О.В., Латышев А.В., Аносова М.Б., Латанова Е.А.**
МАФИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИВЫ ПРИБРЕЖНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ
- 33 **Берзин С.В., Козлов П.С., Иванов К.С., Юдин Д.С.**
АМФИБОЛОВЫЕ ПЕРИДОТИТЫ И ГОРНБЛЕНДИТЫ «ШРИСГЕЙМИТОВОЙ ГОРКИ», РЕВДИНСКИЙ МАССИВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА
- 35 **Богина М.М., Чистяков А.В.**
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДУНИТОВОЙ ЛИНЗЫ МОНЧЕГОРСКОГО РАССЛОЕННОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО ПЛУТОНА: МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

- 37 **Борисенко Е.С., Чашин В.В.**
МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД ОЛИВИНОВОГО ГОРИЗОНТА
ИНТРУЗИИ НЮД МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА (СЗ РОССИИ)
- 39 **Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Гусляков Н.Д.**
МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ МАГАДАНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО
БАТОЛИТА: ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС
- 41 **Викентьев И.В.**
МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ВКЛАД В НЕЕ
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ
- 43 **Вишневский А.В., Савельев Д.А., Макатов Д.К.**
ПЕРВИЧНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ
ГРУППЫ КУВАЕВИТА В ХРОМИТИТАХ КЕМПИРСАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ
- 45 **Войтин А.А., Малич К.Н.**
СУЛЬФИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В РОССЫПНОМ ЗОЛОТЕ ГУЛИНСКОГО
МАССИВА (МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)
- 47 **Вревский А.Б.**
КАЛЕВИЙСКИЙ КОМАТИИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ТЕРРЕЙНА ИНАРИ КОЛЬСКО-
НОРВЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА
- 49 **Гибшер А.А., Мальковец В.Г.**
ОТРАЖЕНИЕ МАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ В ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ
ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА
- 51 **Горюнова В.О., Прокопьев И.Р.**
СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ ВО ФЛЮОРИТЕ КАРБОНАТИТОВ
ВЕРХНЕКЫЙДИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАЙМЫР)
- 53 **Грошев Н.Ю., Сущенко А.М., Рундквист Т.В.**
ПЛАТИНА КОЛЬСКОГО: ПЕРСПЕКТИВЫ ФЕДОРОВО-ПАНСКИХ РИФОВ
- 55 **Гудимова А.И.**
СРАВНЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ РАЗРЕЗОВ КРАТОННЫХ И ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ
ТРУБОК ВЗРЫВА АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ И ВОСТОЧНОГО ПАМИРА
- 57 **Демин С.П., Подугольников Е.Е., Губанов Н.В., Тарасов А.А.**
МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОЛИТОВ ПИРОКСЕНИТОВ
ИЗ ТРУБКИ «ЭКЛОГИТОВАЯ» (ДУНКЕЛЬДЫКСКИЙ КОМПЛЕКС, ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)
- 59 **Демонтерова Е.И., Иванов А.В.**
ПЛАВЛЕНИЕ ГРАНАТ-ПИРОКСЕНИТОВОГО ИСТОЧНИКА В ЛИТОСФЕРНОЙ
МАНТИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ БАЗАЛЬТОВ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА
- 61 **Докукина К.А., Пожиленко В.И.**
МЕЗОАРХЕЙСКИЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ СУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ
АССОЦИАЦИИ САЛМА БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ
- 63 **Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р.**
КАРБОНАТИТЫ: ФАКТЫ И ПРОТИВОРЕЧИЯ
- 66 **Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С.**
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ
АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ
- 68 **Ежков Ю.Б., Холиёров А.Т., Тошметов У.Х., Абдихакимов А.У.**
ГАББРО-МОНЦОНИТ-СИЕНИТОВЫЙ ТЕКЕШСКИЙ ИНТРУЗИВ. СЕВЕРНЫЙ УЗБЕКИСТАН
(ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ)

- 70 Еремин Д.Д., Арискин А.А.**
ПИРОКСЕНОВАЯ ГЕОБАРОМЕТРИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ:
ПРОБЛЕМЫ И ПРИМЕРЫ ДЛЯ МОНЧЕГОРСКОГО КОМПЛЕКСА
- 72 Зайцев А.Н., Зайцева О.А., Лесовая С.Н., Гайнетдинов Э.С.**
МИНЕРАЛОГИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТУФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЕРХНЕМ
РАЗРЕЗЕ ГОРИЗОНТА ЛАЕТОЛИЛ, ПЛАТО ЭЯСИ, ТАНЗАНИЯ
- 73 Зубакова Е.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Шарыгин И.С., Прокопьев И.Р.**
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ ИЗ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-
УЛЬТРАОСНОВНОГО ЧАПИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)
- 75 Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Рампилов М.О., Ласточкин Е.И., Хубанов В.Б., Понамарчук А.В.**
ПРОБЛЕМА КОРРЕЛЯЦИИ U-Pb И Ar-Ar ВОЗРАСТОВ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА: ПРИМЕР
ГОУДЖЕКИТСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ)
- 77 Изох А.Э.**
МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ АЗИИ
- 79 Кадыр-оол Ч.О.**
МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ
И МАФИТОВЫХ ПОРОД МАЖАЛЫКСКОГО МАССИВА (ТУВА):
СВИДЕТЕЛЬСТВА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ
- 81 Каргин А.В., Сазонова Л.В., Носова А.А., Лебедева Н.М.**
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОЛИВИНА ИЗ МЕЛАНЕФЕЛИНИТОВ ТРУБКИ ИЖМОЗЕРСКАЯ,
АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ: СВЯЗЬ С КИМБЕРЛИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ
- 83 Кислов Е.В., Мурзин В.В.**
ПРОЯВЛЕНИЕ НЕФРИТА БИКИЛЯР, ЮЖНЫЙ УРАЛ
- 85 Козленко М. М., Дорошкевич А. Г.**
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕЗИС БАЗАЛЬТОВ РАЙОНА
Р. КРЕМЕНЬШЕТ (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)
- 87 Козлов П.С., Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ронкин Ю.Л.**
МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПИКРИТ-ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА
- 89 Козлов Е.Н., Фомина Е.Н., Сидоров М.Ю.**
ЭКСПЛОЗИВНЫЕ КАРБОНАТИТОВЫЕ БРЕКЧИИ МАССИВА САЛЛАНЛАТВА (КОЛЬСКИЙ
РЕГИОН): ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ (Nb, R3E) МИНЕРАЛИЗАЦИИ
- 91 Кондрикова А.П., Соболев И.Д., Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Ковальчук Е.В.**
ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ ГАББРОИДОВ
И ДИОРИТОИДОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ОЗЁРНОЕ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ
- 93 Конопелько Д.Л., Саватенков В.М.**
ДИАТРЕМЫ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА МУРУНТАУ
- 94 Корсаков А.В., Демин С.П., Михайленко Д.С., Дымшиц А.М., Агашева Е.В.**
МИНЕРАЛОГИЯ КСЕНОЛИТОВ ГРАНАТОВЫХ ВЕБСТЕРИТОВ ИЗ ТРУБКИ
«ЭКЛОГИТОВАЯ» (ДУНКЕЛЬДЫКСКИЙ КОМПЛЕКС, ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)
- 96 Крук М.Н., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Зубакова Е.А.**
МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА В КАРБОНАТИТАХ, ФОСКОРИТАХ И МЕТАСОМАТИТАХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНОЕ ОЗЕРО (РЕСПУБЛИКА САХА, ЯКУТИЯ)
- 98 Крылов А.А., Лиханов И.И.**
РАННИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ
СИБИРСКОГО КРАТОНА (ИСАКОВСКИЙ ТЕРРЕЙН, СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

- 100 Кудряшов Н.М., Мокрушин А.В., Удоратина О.В.**
МЕЗОАРХЕЙСКИЙ (2.93–2.92 млрд лет) И НЕОАРХЕЙСКИЙ (2.72–2.68 млрд лет)
ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА:
U-Pb, Sm-Nd И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ
- 102 Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А., Нерович Л.И., Елизаров Д.В.**
ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО Nd-Sr СОСТАВА В ПОРОДАХ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА
(СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)
- 103 Латышев А.В., Панченко И.В., Куликов П.Ю., Смирнова М.Е., Хотылев А.О., Аносова М.Б.**
СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ И МЕТАБАЗАЛТЫ
ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ:
СОСТАВ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ
- 105 Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Кирилов В.Е.**
ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ
МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ
НА ПРИМЕРЕ М. ИКЧУКА И М. ДЮКАЛИ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)
- 107 Леднева Г. В., Сколотнев С. Г.**
МЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ КРУПНОЙ ПРОВИНЦИИ ВЫСОКОШИРОТНОЙ АРКТИКИ:
ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СОСТАВЕ, ГЕНЕЗИСЕ И ОБСТАНОВКЕ
ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
- 109 Малич К.Н., Баданина И.Ю., Булатов В.А., Войтин А.А., Липенков Г.В., Озорнин Д.А., Чебыкин Н.С.**
ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПЛАТИНОИДНОЙ И ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИЗ ПОРОД
И РОССЫПЕЙ ГУЛИНСКОГО МАССИВА МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ
- 111 Мальковец В.Г., Белоусова Е.А., Третьякова И.Г., Костровицкий С.И.,
Гриффин В.Л., О'Рейлли С.И., Гибшер А.А.**
ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ
СИБИРСКОГО КРАТОНА: ДАННЫЕ U-Pb, Lu-Hf И О ИЗОТОПНЫХ
СИСТЕМАХ В КСЕНОГЕННЫХ ЦИРКОНАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ
- 113 Мелекесцева И.Ю.**
СУЛЬФИДНЫЕ ЗАЛЕЖИ, СВЯЗАННЫЕ С ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ
И ОФИОЛИТАМИ: БЛИЗКИЕ ИЛИ ДАЛЕКИЕ РОДСТВЕННИКИ?
- 115 Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.**
НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ТИТАНОНОСНЫЕ
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГА СИБИРИ
- 117 Михеев Е.И., Травин А.В., Куликова А.В., Мехоношин А.С., Пыряев А.Н.**
ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МАССИВА ЭСКОЛА
(П-ОВ СВЯТОЙ НОС, ОЗ. БАЙКАЛ): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, СВЯЗЬ СО СВЯТОНОСИТАМИ
- 119 Монгуш А.А., Чернышов А.И., Кадыр-оол Ч.О., Ойдуп Ч.К.,
Леснов Ф.П., Дружкова Е.К., Воробьева А.В.**
МАСШТАБНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ОРДОВИКСКИХ ГАББРОИДОВ В ВЕНДСКИХ
ОФИОЛИТАХ КУРТУШИБИНСКОГО ХРЕБТА ЗАПАДНОГО САЯНА
(ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)
- 121 Мурзин В.В., Малич К.Н., Кисин А.Ю.**
ПРОБЛЕМА ИНДИКАТОРНОГО ЗНАЧЕНИЯ ОСМИЙ-РУТЕНИЕВОГО ТРЕНДА
СОСТАВОВ ПРИРОДНЫХ ГЕКСАГОНАЛЬНЫХ Os-Ir-Ru СПЛАВОВ
- 123 Нго Тхи Хыонг, Светлицкая Т.В.**
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛТОВ
ЗОНЫ ШОНГХИЕН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ВЬЕТНАМ)

- 125 Носова А.А., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Изох А.Э.**
НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ
- 127 Озеров А.Ю., Черкашин Р.И.**
ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ-ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ПОРОД
- 129 Орсов Д.А., Веливецкая Т.А., Хромова Е.А., Чашин В.В., Высоцкий С.В.**
Ni-Cu СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ «НИКЕЛЕВЫЙ РУЧЕЙ» ВОЛЧЬЕТУНДРОВСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ): УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ИЗОТОПЫ СЕРЫ
- 131 Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т.**
О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ВЛАДИМИРО-АЛЕКСАНДРОВСКОГО ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА СИХОТЭ-АЛИНЯ
- 133 Плечов П.Ю., Манушина С.А., Дёмкин М.Г., Щербаков В.Д., Козлов Е.Н.**
ЗОНАЛЬНОСТЬ В ОЛИВИНЕ ОЛИВИНИТОВ ЛЕСНОЙ ВАРАКИ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)
- 135 Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.**
ВЫСOKOVАНАДИЕВЫЕ ОКСИДЫ В ИЗРАНДИТАХ АЛЕКСАНДРОВСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ – ПРОДУКТ РАСПАДА ТВЕРДОГО РАСТВОРА ПРИ СУБСОЛИДУСНОМ ОХЛАЖДЕНИИ ПОРОД
- 137 Прокопьев И.Р., Дорошкевич А.Г., Горюнова В.О., Старикова А.Е., Проскурнин В.Ф.**
РАСПЛАВЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАЙМЫРА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПОТЕНЦИАЛ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ
- 139 Пухтель И.С.**
ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЯ СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ РАННЕЙ ЗЕМЛИ
- 141 Пушкарев Е.В.**
АНКАРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА
- 146 Пшеницын И.В., Арискин А.А., Соболев С.Н., Николаев Г.С.**
КОНТРАСТНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В ЭПГ-АНОРТОЗИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА, КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ФОРМИРОВАНИЯ МАЛОСУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ
- 147 Разумовский А.А., Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б.**
КОМПЛЕКС ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК – НЕДОСТАЮЩЕЕ ЗВЕНО АРХЫЗСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (ПЕРЕДОВОЙ ХРЕБЕТ, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)
- 149 Рахимов И.Р.**
РАССРЕДОТОЧЕННАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ИЛИ СИНСДВИГОВАЯ МНОГОФАЗНАЯ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ Cu-Ni-PGE-РУДОНОСНОГО ХУДОЛАЗОВСКОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ПРИМЕР СИНКОЛЛИЗИОННОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА
- 151 Рундквист Т.В., Грошев Н.Ю., Припачкин П.В.**
ХРОМШПИНЕЛИДЫ МОНЧЕГОРСКОГО РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА: К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ДУНИТОВОГО БЛОКА
- 153 Рыбин И. В.**
МАГМАТИЗМ МАЛКА-МУШТИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА)
- 155 Рязанцев А.В., Левкова Б.Д., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Травин А.В.**
ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИЕ И РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ГРАНАТОВЫЕ АМФИБОЛИТЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ, ИХ СВЯЗЬ С МАНТИЙНЫМ ДИАПИРИЗМОМ

- 158 Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А., Шабутдинов Т.Д.**
МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ
СУЩЕСТВЕННО ЛЕРЦОЛИТОВОГО СОСТАВА (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)
- 160 Складов Е.В., Лавренчук А.В., Пушкарёв Е.В.**
СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЙ А1-МЕТАСОМАТОЗ РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ
ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
- 162 Соболев И.Д., Кондрикова А.П., Якушик М.А., Беляцкий Б.В., Викентьев И.В.**
РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ГАББРОИДЫ Pt-Au-Pd ВАСИЛИНОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ
(ВОЙКАРСКАЯ ЗОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА)
- 165 Соболев С.Н., Пшеницын И.В., Рязанцев К.М., Арискин А.А., Николаев Г.С.**
ДВА ПЕРЕКРЕСТНЫХ ТРЕНДА ЛОКАЛЬНОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ СУЛЬФИДОВ
В ЭПГ-АНОРТОЗИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
- 167 Спиридонов Э.М.**
СУЛЬФИДНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ И Pd-Pt-Au-Ag-Rh МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
НОРИЛЬСКИХ СУЛЬФИДНЫХ РУД
- 169 Спиридонов Э.М.**
СУЛЬФИДНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ И Pd-Pt-Au-Ag-Rh-Ru-Os-Ir МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БАЙКАЛЬСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ПЛАГИОПЕРИДОТИТ-ТРОКТОЛИТ-АНОРТОЗИТ-
ГАББРОНОРИТОВОГО ПЛУТОНА В БАЙКАЛИДАХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ
- 171 Спиридонов Э.М.**
ЗОЛОТАЯ ГОРА (КАРАБАШСКОЕ) – ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ПЛУТОНОГЕННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ
ГИПАБИССАЛЬНОЙ ФАЦИИ, РАЗМЕЩЁННОЕ В ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫХ
В РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ
АПОПИКРИТОВЫХ РОДИНГИТАХ И ОКРУЖАЮЩИХ СЕРПЕНТИНИТАХ
- 173 Старикова А.Е., Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г.**
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ
РУДОКОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ КАРБОНАТИТОВЫХ
РАСПЛАВОВ СО ВМЕЩАЮЩИМИ ГРАНИТАМИ В КОРОВЫХ УСЛОВИЯХ
- 175 Степанов А.И.**
О K-Ar ВОЗРАСТЕ ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД ЗОНЫ ЗЮРАТКУЛЬСКОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ
(K-Ar геохронология)
- 177 Степанов С.Ю., Чайка И.Ф., Паламарчук Р.С.**
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ
И МИНЕРАЛЬНАЯ ФОРМА ИХ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ В ПОРОДАХ ИНТРУЗИВОВ
ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОЙ ФОРМАЦИИ НА УРАЛЕ
- 179 Терентьев Р.А.**
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОКСИД-АПАТИТОВЫХ
УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВ ХОРАСЮРСКОГО ПЛУТОНА, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ
- 182 Толстов А.В.**
НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ УДЖИНСКОЙ ПРОВИНЦИИ УЗЦК
- 184 Туркина О.М.**
СИСТЕМАТИКА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ДАЙКОВЫХ
КОМПЛЕКСОВ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА (ПРИСАЯНЬЕ)
- 186 Удоратина О.В., Шмакова А.М., Шуйский А.С.**
ХРОМШПИНЕЛИДЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПИКРИТОВ РУДНЫХ ПОЛЕЙ
(ЧЕТЛАСКИЙ КАМЕНЬ, СРЕДНИЙ ТИМАН)

- 188 Урбанович С.Е.**
ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ АПТЕЧНОГОРСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ): ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ
- 190 Федерягина Е.Н., Воронцов А.А., Сасим С.А.**
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ
- 192 Федькин В.В., Щипанский А.А.**
КРИТЕРИИ И ВОПРОСЫ СУБДУКЦИИ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА КОРОВЫХ ЭКЛОГИТОВ
- 194 Фомина Е.Н., Козлов Е.Н., Реутский В.Н.**
ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА С, О И S РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ КАРБОНАТИТОВ МАССИВА ВУОРИЯРВИ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)
- 196 Холоднов В.В., Коровко А.В., Шардакова Г.Ю., Косарев А.М., Шагалов Е.С.**
ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАГМАТИТОВ, ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ, РОЛЬ ИСТОЧНИКОВ
- 198 Хромых С.В., Ильичева Е.А., Царева М.Д., Семенова Д.В.**
БАЗИТОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)
- 199 Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Ащепков И.В., Гусяков Н.Д.**
НИЖНЕКОРОВЫЕ МАФИЧЕСКИЕ ГРАНУЛИТЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СОСТАВ, U-РЬ ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ
- 201 Чайка И.Ф., Каменецкий В.С., Кутырев А.В., Степанов А.С., Константинов С.Е. Барнс С.-Дж., Байков Н.И., Щербаков В.Д., Кряжев С.Г.**
РОЛЬ ПРЯМОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СПЛАВОВ ПЛАТИНОИДОВ НА РАННЕМ ЭТАПЕ ЭВОЛЮЦИИ СУЛЬФИД-НЕДОСЫЩЕННЫХ ПРИМИТИВНЫХ МАГМ: КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА
- 203 Чайка И.Ф.**
ДЕГАЗАЦИЯ И ФЛЮИДНЫЙ ТРАНСПОРТ КАК ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД С ВЫСОКИМ ОТНОШЕНИЕМ (Pt+Pd)/S: МОДЕЛИРОВАНИЕ МАЛОСУЛЬФИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО ТИПА
- 205 Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Избродин И.А.**
РОЛЬ РАССОЛ-РАСПЛАВОВ В ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА БУРПАЛА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)
- 206 Шабутдинов Т.Д., Савельев Д.Е.**
ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАМАФИТОВ И ХРОМИТИТОВ МАССИВА ЮЖНЫЙ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)
- 208 Шайбеков Р.И., Удоратин В.В., Магомедова А.Ш., Езимова Ю.Е., Губарев И.А.**
ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ В ПРЕДЕЛАХ ПЛОЩАДИ Cu-Au-МПГ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ВАСИЛИНОВСКОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)
- 210 Шардакова Г.Ю., Пушкарев Е.В., Симанкова А.О., Иванов А.В., Брянский Н.В., Гладкочуб Е.А.**
О ВОЗРАСТЕ АМФИБОЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)
- 212 Шарыгин В.В.**
Ba-Ti-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КАРБОНАТИТАХ МАССИВА СРЕДНЯЯ ЗИМА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН
- 214 Шевелева С.И., Пушкарев Е.В.**
АНКАРАМИТЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГОРЫ КРУГЛАЯ (г. МИАСС): СОСТАВ И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ
- 216 Шмелев В.Р.**
ТИПЫ ОФИОЛИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

ULTRAMAFIC-MAFIC INTRUSIONS AND VOLCANIC MATERIALS AS AN IMPORTANT COBALT ORIGIN OF SEDIMENTARY-HOST AND HYDROTHERMAL CU-CO DEPOSITS

Li Wenbo^{1,2}

¹ Key Laboratory of Orogenic Belt and Crustal Evolution, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

² State Key Laboratory for Critical Mineral Research and Exploration, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China
liwenbo@pku.edu.cn

As two important cobalt sources worldwide, hydrothermal and sediment-hosted Cu-Co (SSC) deposits both demonstrate relationships with mafic-ultramafic metal origin (Haest et al., 2010; Asael et al., 2012). Our studies about sedimentary-hosted and hydrothermal Cu-Co deposits in Southwestern China have revealed that cobalt in these deposits was originated from ultramafic-mafic intrusions and tuff. In the Shuixie hydrothermal Cu-Co deposit (Lanping-Simao basin, SW China), two mineralization stages (S1 and S2) reveal distinct metal sourcing mechanisms. Early S1 pyrite and chalcopyrite derived Fe and Cu directly from magmatic-hydrothermal fluids, supported by sulfur isotopes and gabbro geochemistry. Later S2 mineralization, dominated by tennantite, chalcopyrite, and gersdorffite-cobaltite, inherited Fe and Cu from S1 sulfides through dissolution-precipitation processes. However, Co and Ni enrichment in S2 sulfides was attributed to leaching of hydrothermally altered gabbroic intrusions, as indicated by elevated Co, Ni and As in fluids and Fe isotope systematics. This model highlights the role of mafic magmatism in supplying metals, with later intermediate-felsic intrusions facilitating fluid-driven metal remobilization.

Similarly, the Shizishan SSC deposit (Kangdian region, SW China) links Co-Ni-As-rich sulfides in Mesoproterozoic dolostones to mafic volcanic sources, corroborated by Nb/Ta ratios in rutile and S and Fe isotopes of chalcopyrite and pyrite. Two mineralization phases were identified: (1) syn-diagenetic disseminated chalcopyrite-cobaltite (~1.55 Ga), sourced from mafic volcanic exhalation, and (2) post-diagenetic veinlet sulfides (~1.42 Ga) formed by tectonic-hydrothermal remobilization of primary sulfides. Depleted Co-Ni-As-Se-Te and HFSE concentrations in veinlet chalcopyrite and rutile, alongside lower $\delta^{34}\text{S}$ and higher $\delta^{56}\text{Fe}$ values, reflect magmatic sulfur influx and relatively oxidative sulfide recrystallization. These processes underscore the interplay between primary mafic-derived metal enrichment and subsequent tectonic-driven redistribution, which is similar with the results from other typical SSC deposits worldwide (Van Wilderode et al., 2015; Mambwe et al., 2023; Sanislav et al., 2023).

Both studies employ multi-isotope tracers and mineral chemistry to differentiate metal origins. Key evidence

includes magmatic-hydrothermal fluid signatures, sulfide dissolution-precipitation textures, and systematic geochemical contrasts between mineralization stages. The findings collectively emphasize that mafic-ultramafic rocks act as critical metal reservoirs, with hydrothermal events governing metal transport and deposition. Exploration strategies should prioritize regions with exposed mafic sequences overprinted by later intrusions or tectono-thermal activity, where coupled magmatic-sedimentary processes optimize Cu-Co mineralization. This integrated framework advances genetic models for hydrothermal and SSC deposits (El Desouky et al., 2010).

REFERENCES

1. Asael D., Matthews A., Bar-Matthews M. et al. Tracking redox controls and sources of sedimentary mineralization using copper and lead isotopes // *Chemical Geology*, 2012. V. 310–311. P. 23–35.
2. El Desouky H.A., Muchez P., Boyce A.J. et al. Genesis of sediment-hosted stratiform copper-cobalt mineralization at Luiswishi and Kamoto, Katanga Copperbelt (Democratic Republic of Congo) // *Mineralium Deposita*, 2010. V. 45. P. 735–763.
3. Haest M., Schneider J., Cloquet C. et al. Pb isotopic constraints on the formation of the Dikulushi Cu–Pb–Zn–Ag mineralisation, Kundelungu Plateau (Democratic Republic of Congo) // *Mineralium Deposita*, 2010. V. 45. P. 393–410.
4. Mambwe P., Swennen R., Cailteux J. et al. Review of the origin of breccias and their resource potential in the central Africa Copperbelt // *Ore Geology Reviews*, 2023. V. 156.
5. Sanislav I.V., Mathur R., Rea P. et al. A magmatic copper and fluid source for the sediment-hosted Mount Isa deposit // *Geochemical Perspectives Letters*, 2023. V. 27. P. 26–31.
6. Van Wilderode J., Debruyne D., Torremans K. et al. Metal sources for the Nkana and Konkola stratiform Cu–Co deposits (Zambian Copperbelt): Insights from Sr and Nd isotope ratios // *Ore Geology Reviews*, 2015. V. 67. P. 127–138.

REVISITING MAGNESIUM ISOTOPE CONSTRAINTS ON THE PETROGENESIS OF THE FE-TI OXIDE-BEARING MAFIC–ULTRAMAFIC INTRUSIONS

Liu Ping-Ping ¹, Ben Ma¹, Teng Fang-Zhen ², Wang Zhen-Chao ³

¹ *Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, School of Earth and Space Sciences, Peking University, China
ppliu@pku.edu.cn*

² *Isotope Laboratory, Department of Earth and Space Sciences, University of Washington, Seattle, WA, USA*

³ *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, China*

Stable isotopes of metals, such as magnesium (Mg) and iron (Fe), typically undergo minimal fractionation at magmatic temperatures. However, in Fe-Ti oxide-bearing intrusions, significant Mg isotope fractionation ($\Delta^{26}\text{Mg}$ values of up to 23 ‰) has been observed between silicates and Fe-Ti oxides. The mechanism responsible for this substantial fractionation remains unclear. This study presents Mg isotopic compositions for bulk rocks and mineral separates—including olivine, clinopyroxene, titanomagnetite, ilmenite—from sixteen Fe-Ti oxide ores in both the lower and the upper zones of the Baima layered mafic–ultramafic intrusion, as well as bulk rocks from three high-Ti basalts of the Emeishan large igneous province, SW China. Oxide ores from the lower zone and the lower section of the upper zone of the Baima intrusion are characterized by a low abundance of volatile-bearing minerals, such as apatite and hornblende. These ores exhibit $\delta^{26}\text{Mg}$ values ranging from -0.30 to -0.14 ‰ for olivine, -0.26 to -0.06 ‰ for clinopyroxene, 0.16 to 0.60 ‰ for titanomagnetite and -0.33 to -0.21 ‰ for ilmenite, indicative of near-equilibrium fractionation. In contrast, oxide ores from the upper section of the upper zone exhibit a high abundance of volatile-bearing minerals and significantly different $\delta^{26}\text{Mg}$ values, ranging from -0.19 to -0.05 ‰ for olivine, -0.25 to -0.10 ‰ for clinopyroxene, 0.57 to 0.60 ‰ for titanomagnetite and 0.86 to 2.34 ‰ for ilmenite, indicative of disequilibrium fractionation. A negative correlation between Fo content

and $\delta^{26}\text{Mg}$ value in olivine suggests that Mg isotopes fractionate as olivine undergoes fractional crystallization. Trapped liquid fractions, calculated based on Ce contents in apatite, suggest that rocks with high volatile-bearing mineral content have undergone re-equilibration with trapped liquids during cooling. The large disequilibrium Mg isotopic fractionation between silicates and Fe-Ti oxides is likely due to sub-solidus re-equilibration between minerals and trapped liquids. We propose that the extent of sub-solidus, diffusion-driven kinetic Mg isotopic fractionation in Fe-Ti oxide-bearing intrusions likely correlates with the volume of trapped liquids, which may serve as a significant medium accelerating ion exchange between silicates and Fe-Ti oxides. Moreover, mass balance calculations indicate that data of Mg isotopes on their own are insufficient to determine the petrogenesis of Fe-Ti oxides in layered intrusions. This insufficiency is primarily due to the low MgO content in titanomagnetite and ilmenite, where their separation causes minimal Mg isotopic fractionation of the melts.

REFERENCES

1. Liu P.-P., Ma B., Teng F.-Z. et al. Revisiting magnesium isotope constraints on the petrogenesis of the Fe-Ti oxide-bearing mafic–ultramafic intrusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2025. V. 389. P. 100–109.

ISOTOPE GEOLOGY OF PLAGIOCLASE–OLIVINE CLINOPYROXENITES (IZRANDITES) OF THE ALEXANDROVSKY COMPLEX (SOUTHERN URALS)

Ronkin Yu.L.¹, Sindern S.², Stepanov A.I.¹

¹ *Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg
y-ronkin@mail.ru*

² *Walkmühlenstrasse 22, 52074 Aachen, Germany*

The izrandites are massive, coarse-crystalline rocks with an exceptionally high specific gravity ($3.27\text{--}3.33\text{ g/cm}^3$), were first identified (Ovchinnikov, Dunayev, 1969) as part of the Aleksandrovsky polymetamorphic complex (AC) in the Southern Urals. A detailed geological description can be found in (Pystin, 1978).

The reason for distinguishing this rock as a special variety as izrandite (after the name of the Izranda River, which originates from Mount Karandash) was both its cainotypic appearance and its mineral composition, which stands out against the background of the surrounding amphibolites (clinopyroxene – 65–70% of the volume, olivine – 10–16%, plagioclase – 5–8%, amphibole – 3–8%), corresponding to plagioclase olivine clinopyroxenite. A more complete petrographic and mineralogical description was performed by Korinevsky & Kotlyarov (2009), who classified these rocks as plagioclase olivine clinopyroxenites. Later, izrandites were discovered in two more places near the village of Shigir in the Ufaley metamorphic complex (Pystin et al., 1976), where they had a similar appearance and composition.

The history of studying izrandites by isotope geology methods is currently more than 56 years old. The first K-Ar data on seven izrandite samples are characterized by dates ranging from 4200 ± 150 to 1950 ± 98 million years (Ovchinnikov, Dunaev, 1969). Subsequently, the validity of the Archean dates (4200 ± 150 , 3300 ± 100 million years) was criticized, since arguments appeared (Lennykh, 1973) in favor of the capture of radiogenic argon by izrandites during the metamorphism of AC rocks. An argument in favor of refuting the K-Ar Archean values was the U-Pb ID-TIMS dating of zircon from plagiogneisses of the AC (Krasnobaev, Cherednichenko, 2004), which revealed 2004 ± 10 million years (the upper intersection of the three-point discordia with concordia on the plot in the coordinates $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/\text{U}$). A more extensive study of the evolution of the AC was carried out by Sindern et al., (2005), as a result of studying mylonites by three methods of isotope geology, the following values were obtained (Ma): for zircon U-Pb ID-TIMS, Rb-Sr ID-TIMS 1847.4 ± 3.6 , 468 ± 20 (upper and lower intersections of discordia with concordia); white micas

300.73 ± 0.78 (Rb-Sr ID-TIMS); white micas 304 ± 7 , 306 ± 5 , 299 ± 4 (^{40}Ar – ^{39}Ar), fractions (μm) 80–125, 250–500, 125–250, respectively.

Geochemical and age parameters of zircons reflecting their polygenic nature were also identified by Krasnobaev et al., (2011), where two groups were distinguished from the entire community of crystals. The first (I) includes crystals with elevated U (549–2108 ppm), partly Th (32–1174 ppm) contents, with significant Th/U variations (0.02–1.58) and an age exceeding 1630 Ma (by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). This group is opposed by younger (up to 521 Ma) crystals depleted in U (39–1010 ppm) and Th (14–369 ppm), with more consistent Th/U values (0.1–0.69) (group II). As a result, the authors proposed the following scheme of formation and evolution of izrandites in the general Ural geological history: $T_0 = 2696 \pm 13$ million years – formation of protolith in the Archean; $T_1 = 2022 \pm 15$ million years – pre-plagiogranite metamorphism in the Early Proterozoic, determining the lower age limit of Riphean deposits; $T_2 - T_6$ (from 521 ± 9.5 to 353.5 ± 4.8 million years) and the age 378 ± 12 million years as metamorphic-metasomatic transformations associated mainly with the early–middle stages of development of the Uralides, up to and including the Early Tournaisian.

Later, the U-Pb SHRIMP-II ages (Ma) of 2081 ± 14 , 1231 ± 370 (upper and lower intersections of discordia with concordia, respectively, Pystin et al., 2015), and 1903 ± 42 (upper discordia-concordia intersection, Tevelev et al., 2015) were obtained for zircon from plagiogneiss and mylonite of the AC.

In this paper, in continuation of previously conducted work, we present the results of the study of ^{147}Sm – ^{143}Nd ID-TIMS isotope systematics of the izrandite samples and plagioclase (Pl) and clinopyroxene (Cpx) separated from them, collected by us in the field work in 2010, from outcrops of Mount Karandash (coordinates: $55^\circ 31' 52''$ N $59^\circ 54' 17''$ E).

The amount of Pl fluctuates within 2–15%, averaging about 8% of the rock volume. According to optical properties (Ovchinnikov, Dunayev, 1969), Pl is classified as labradorite ($np = 1.554 \pm 0.002$, $nm = 1.558 \pm 0.002$, $ng = 1.562 \pm 0.002$). Microprobe

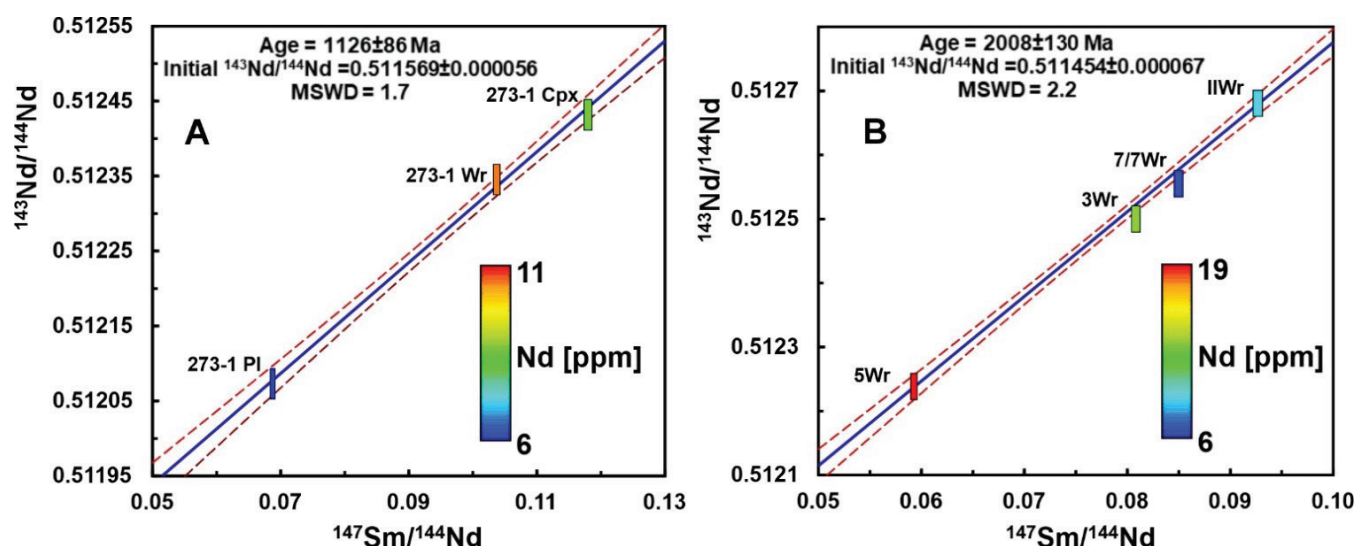


Fig. 1. Graphs in coordinates $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ for AC izrandites and minerals separated from them. A – age = 1126 ± 86 Ma, initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511569 \pm 0.000056$, MSWD = 1.7, sample 273–1. Wr, Pl, Cpx – rock as a whole, plagioclase, pyroxene. The distribution of the Nd concentrations in Pl and Cpx relative to Wr shows a certain imbalance. B – Homogenization age 2008 ± 130 Ma of ^{147}Sm – ^{143}Nd isotope system of whole rocks (samples 5, 3, 7/7, II). Initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511454 \pm 0.000067$, MSWD = 2.2. Dashed-dotted lines correspond to the $\pm 2\sigma$ uncertainty envelopes. Colored insert shows the gradient of Nd concentrations [ppm] in the studied samples

determinations of the composition of small Pl grains also showed their fairly high homogeneity, the absence of noticeable chemical zoning, and their belonging to labradorite No. 51–54. This diagnosis of plagioclases is confirmed by their X-ray diffraction characteristics: $a = 8.18\text{\AA}$, $b = 12.57\text{\AA}$, $c = 14.26\text{\AA}$, $V = 1309.40\text{\AA}^3$, $\alpha = 96.57^\circ$, $\beta = 115.94^\circ$, $\gamma = 87.90^\circ$.

Approximately 2/3 of the izrandite volume is composed of the subhedral Cpx crystals, which clearly exhibit optical zoning. In general, the internal anatomy of Cpx crystals indicates that the izrandites have not undergone recrystallization processes. At high magnifications it is visible that Cpx contain a large number of closely spaced, thin parallel plates of ilmenite, which are grouped into bands that saturate to one degree or another the entire volume of pyroxene crystals (Korinevsky, Kotlyarov, 2009).

In general, previously obtained U-Pb, Rb-Sr and ^{40}Ar – ^{39}Ar for AK rocks and minerals, as well as new ^{147}Sm – ^{143}Nd isotope data for the izrandites and minerals separated from them (Fig. 1: A – 1126 ± 86 Ma; B – 2008 ± 130 Ma) record several age events in the range from 3512 ± 38 to 299 ± 4 Ma, depending on the stability of each isotope system from temperature, pressure, fluid regime, which in turn are determined by the conditions of metamorphism and the scale of shear deformations of AC rocks (Sindern et al., 2005; Ronkin et al., 2006; 2012).

Funding: state assignment of the Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, state registration number 123011800013-6.

A list of references can be obtained by request to: y-ronkin@mail.ru

METAMORPHIC EVOLUTION AND TITANITE GEOCHRONOLOGY OF MICA SCHISTS OF HEILONGJIANG BLUESCHIST BELT, CHINA: IMPLICATIONS FOR THE ONSET SUBDUCTION OF PALEO-PACIFIC PLATE

Zhu Shengwei^{1,2}, Zhang Lifei^{1,2}, Zou Lei³, Xu Xin^{1,2}, Ren Tianshi^{1,2}, Zhang Yuxuan^{1,2} and Li Xiaoli^{1,2}

¹ State Key Laboratory of Deep Earth Exploration and Mineral Resources Prospecting, Beijing 100871, China

² MOE Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, Peking University, Beijing 100871, China

³ Key Laboratory of Exploration Technologies for Oil and Gas Resources, Ministry of Education, Yangtze University, Wuhan 430100, China

Heilongjiang Blueschist belt was formed by the subduction of Paleo-pacific plate beneath the Jiamusi Block and the Songnen Terrane during Mesozoic. In this study, detailed petrographic, mineral chemical, geochronological analyses and phase equilibrium modeling were conducted on garnet-bearing mica-quartz schists from the Heilongjiang Blueschist belt in the Yilan region. Three metamorphic evolutionary stages for these pelitic schists are identified: (1) prograde metamorphic stage M1, characterized by the mineral assemblage of $\text{Grt}_I + \text{Czo}_I + \text{Mu} + \text{Qtz}$, with P–T conditions of approximately $\sim 550^\circ\text{C}$ and 7.8 kbar; (2) peak metamorphic stage M2, represented by the assemblage of $\text{Grt}_{II} + \text{Phn} + \text{Bi}_I + \text{Amph} + \text{Ttn} + \text{Qtz}$, reaching peak conditions of $\sim 600^\circ\text{C}$ and 12 kbar; (3) retrograde metamorphic stage M3, defined by the mineral assemblage of $\text{Czo} + \text{Ab} + \text{Chl} + \text{Bi}_{II} + \text{Qtz}$, with late-stage P–T conditions estimated at $450\text{--}475^\circ\text{C}$ and 4.2–6.6 kbar. Simultaneously, U–Pb isotopic dating was performed on

zircon and titanite from the garnet-bearing mica-quartz schists. The youngest concordant age of detrital zircons is approximately ~ 197 Ma, whereas the metamorphic titanite, formed near the peak metamorphic stage, yields an age of ~ 177 Ma. These results constrain the timing of metamorphism in the Yilan Heilongjiang Complex to 177–197 Ma. Combined with previous studies on the Heilongjiang Blueschist belt, we suggest that the Mudanjiang Ocean has existed prior to 250 Ma. After the Late Triassic, sediments derived from adjacent terranes progressively accumulated in the forearc region. The subsequent westward subduction of both the Mudanjiang Oceanic plate and the Paleo-Pacific Plate led to peak amphibolite-facies metamorphism during the Middle Jurassic. Finally, the Jiamusi Block and the Songnen Terrane (the frontiers of Paleo Pacific plate) experienced collision and accretion in the Early Cretaceous.

АМФИБОЛОВЫЕ И ФЛОГОПИТОВЫЕ УЛЬТРАМАФИТЫ КАК ПРОДУКТ НИЖНЕКОРОВОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Азимов П.Я.

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
pavel.azimov@mail.ru*

Среди выносимых на поверхность глубинными расплавами ксенолитов нередко встречаются ультрамафиты с гидроксилсодержащими минералами (амфиболами или флогопитом). Такие породы интерпретируются как продукты метасоматического обогащения мантии летучими компонентами (Bailey, 1982; O'Reilly, Griffin, 2013). Однако подобные породы могут возникать и при региональном метаморфизме ультраосновных и основных пород в глубинных сечениях земной коры.

В высокометаморфизованных породах Беломорья (северо-восток Фенноскандинавского щита) встречаются тела пород основного и ультраосновного состава. Некоторые из них относятся к ранне- и среднепалеопротерозойским интрузивным ультрабазит-базитовым комплексам (Stepanova et al., 2022). На эти породы наложен позднепалеопротерозойский метаморфизм, связанный с Лапландско-Кольским коллизионным орогенезом (Daly et al., 2006) и проявляющийся в закономерной смене парагенезисов при переходе от магматических к метаморфическим породам. Такой переход осуществляется через появление реакционных структур на контакте магматических минералов и дальнейшее разрастание этих структур, вплоть до полного замещения исходных минералов, с последующей перекристаллизацией по мере преобразования. Оливиновые габбронориты ($\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Ol} \pm \text{Bt}$) в итоге преобразуются в безплагиоклазовые породы с парагенезисами $\text{Prg} + \text{Ath} + \text{Opx} \pm \text{Grt}$, Bt , иногда Ol ; $\text{Prg} + \text{Cpx} + \text{Grt}$; $\text{Prg} + \text{Opx} + \text{Grt} + \text{Cpx} \pm \text{Spl}$; плагиолерцолиты – в безплагиоклазовые $\text{Spl} - \text{Ol} - \text{Opx} - \text{Prg}$ породы $\pm \text{Phl}$, Chl . Схожие парагенезисы наблюдаются и в будинах ультрамафитов, возраст которых установить проблематично, но породы, вмещающие их, метаморфизованы также в позднепалеопротерозойское время. Иногда в метаультрамафитах в равновесии с силикатами и оксидами присутствуют карбонаты (доломит, реже кальцит, иногда магнезит).

Геологические признаки так же указывают, что тела, сложенные ультрамафитами, содержащими паргасит и флогопит – не ксенолиты, вынесенные

на поверхность глубинными расплавами, а мелкие интрузии (дайки или силлы) или будины – фрагменты более крупных интрузий. В некоторых случаях в этих телах даже сохраняются реликтовые структуры и текстуры, свидетельствующие об их первично-магматической природе (Stepanova et al., 2022): зоны закалки, реликты первичной магматической расслоенности, палимпсестовые магматические структуры. В некоторых бесплагиоклазовых породах сохраняются габбровые структуры с псевдоморфозами граната по первичному (магматическому) плагиоклазу.

Термометрическое исследование метаультрабазитов с парагенезисом $\text{Prg} + \text{Opx} + \text{Ol} + \text{Phl} + \text{Spl} (\pm \text{Chl}, \text{Dol})$ из разных частей Беломорья свидетельствует о формировании этого парагенезиса при температурах 680–750 °C (до 800 °C). Такая температура отвечает коровому метаморфизму. Установить давление формирования по безгранатовым и бесплагиоклазовым парагенезисам не удаётся. Однако гранат-содержащие метагаббронориты позволяют определить не только температуру, но и давление метаморфизма. Температуры формирования гранат-содержащих парагенезисов лежат в том же диапазоне (680–750 °C, до 800 °C), а давление на пике метаморфизма достигает, согласно расчётам, 20–25 кбар. Такие давления возможны при коллизионном метаморфизме в условиях нижней коры (Zheng, Chen, 2021). Найденные РТ-параметры лежат в пределах полей устойчивости паргасита (до 25–35 кбар при 800 °C: Gilbert, 1968; Moyen, Stevens, 2006), флогопита (в перидотитах до температур >1100 °C, верхний предел по давлению >80–90 кбар: Sato et al., 1997) и магнезильного хлорита (при давлениях 20–25 кбар в ультрамафитах устойчив до температур ~870–880 °C: Pawley, 2003).

Таким образом, формирование флогопит- и амфибол-содержащих ультрамафитов возможно в результате не только мантийного метасоматоза, но и при региональном метаморфизме основных и ультраосновных пород в нижней коре при высоких или сверхвысоких давлениях, когда плагиоклаз уже не устойчив. Когда глубинные расплавы поднимаются через нижнюю кору, они могут захватить такие

породы как ксенолиты, а ассоциирующие с этими ультрамафитами более кислые метаморфические породы могут расплавиться и быть ассимилированы поднимающимся расплавом. Поэтому само по себе присутствие гидроксилсодержащих и карбонатных минералов в ультрамафитовых ксенолитах ещё не указывает на их мантийную природу и происхождение в результате мантийного метасоматоза. Необходимо более детальное условие состава и геохимических особенностей этих пород и слагающих их минералов, а также термодинамических условий их образования. В то же время возможны признаки, которые указывают на происхождение ультрамафитов в ксенолитах при мантийном метасоматозе. Таким признаком может быть присутствие в породе рихтерита – амфибола, устойчивого при существенно больших давлениях (Hariya, Terada, 1973), но неизвестного в коровых метаморфических породах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bailey D.K. Mantle metasomatism – continuing chemical change within the Earth // *Nature*, 1982. V. 296. P. 525–530.
2. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et. al. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London Mem*, 2006. V. 32. P. 579–598.
3. Gilbert M.C. Reconnaissance study of the stability of amphiboles at high pressure // *Carnegie Inst. Wash. Yearb*, 1968. V. 67. P. 167–170.
4. Hariya Y., Terada S. Stability of richterite₅₀–tremolite₅₀ solid solution at high pressures and possible presence of sodium calcic amphibole under upper mantle conditions // *Earth Planet. Sci. Lett*, 1973. V. 18. № 1. P. 72–76.
5. Moyen J.-F., Stevens G. Experimental constraints on TTG petrogenesis: Implications for Archean geodynamics // *Archean Geodynamics and Environments*. AGU, 2006. P. 149–175.
6. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle metasomatism // *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock*. Berlin: Springer, 2013. P. 471–533.
7. Pawley A. Chlorite stability in mantle peridotite: the reaction clinocllore + enstatite = forsterite + pyrope + H₂O // *Contrib. Mineral. Petrol*, 2003. V. 144. № 4. P. 449–456.
8. Sato K., Katsura T., Ito E. Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implication for mantle metasomatism // *Earth Planet. Sci. Lett*, 1997. V. 146. № 3–4. P. 511–526.
9. Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N., et al. Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London Spec. Publ*, 2022. V. 518. P. 101–128.
10. Zheng Y.F., Chen R.X. Extreme metamorphism and metamorphic facies series at convergent plate boundaries: Implications for supercontinent dynamics // *Geosphere*, 2021. V. 17. № 6. P. 1647–1685.

ПРОБЛЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АНАБАРСКОГО ЩИТА

Акимова Е.Ю.¹, Савельев А.Д.², Васюкевич К.Е.², Силакова Е.С.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
e.akimova@spbu.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург

Анабарский щит остаётся одним из наименее изученных выходов кристаллического фундамента. Ещё недавно считалось, что в его строении участвуют три архейских блока (с запада на восток – Маганский, Далдынский и Хапчанский), разделённые субмеридиональными протерозойскими шовными зонами (Котуйкан-Монхолинская и Билляхская, соответственно). Последние результаты исследований кардинально изменили представления о геологическом строении восточной части Анабарского щита: установлено, что хапчанский пояс сложен протерозойскими породами (Гусев и др., 2016), а внутри архейского Далдынского блока также присутствуют узкие зоны с возрастами детритового циркона от 2300 до 2125 млн лет (Савельев А.Д., неопубликованные данные). Эти данные потребовали пересмотра возрастов магматических образований, поскольку первоначально выделенные на геологической карте первого поколения тела архейского далдынского перидотит-пироксенитового комплекса в результате частично оказались в пределах протерозойского хапчанского пояса. При составлении ГГК-1000 тела ультрамафитов в пределах хапчанского пояса были предварительно отнесены к протерозойскому салтахскому комплексу, петротипом которого является Салтахский плутон (Гусев и др.,

2016; 2024). Однако среди пород Салтахского плутона, сложенного по большей части двупироксеновыми кристаллосланцами, отсутствуют ультрамафиты, а химический состав пород отличается.

Нами произведено петрографическое и геохимическое сравнение ультрамафитов, тела которых расположены в пределах хапчанского пояса (серия образцов 822001 и образец 621011/1), с породами далдынского перидотит-пироксенитового комплекса (остальные образцы).

Петрографический анализ шлифов показал, что породы далдынского перидотит-пироксенитового комплекса характеризуются большим разнообразием. Преобладают пироксениты, которые в основном представлены вебстеритами, но присутствует и небольшое количество ортопироксенитов, клинопироксенитов; многие из них амфиболизированы. Изредка встречаются и оливиновые вебстериты. Перидотиты (шпинельсодержащие лерцолиты и оливиниты) отмечаются в подчинённом количестве. Ультрамафиты, описанные в пределах хапчанского пояса, также представлены пироксенитами (в основном, вебстериты, реже ортопироксениты; также нередко амфиболизированные), но встречаются и перидотиты (шпинельсодержащие лерцолиты).

По данным валового химического анализа, породы далдынского перидотит-пироксенитового комплекса содержат 38–52 вес. % SiO_2 , до 3 вес. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$; ультрамафиты из хапчанского пояса содержат 43–52 вес. % SiO_2 , до 2 вес. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. В целом анализ содержаний петрогенных элементов не демонстрирует каких-либо существенных различий в составе пород между двумя комплексами.

Анализ содержаний редкоземельных элементов позволяет выделить 3 группы пород, различающихся суммарным содержанием REE (рис. 1). В первую группу (обозначена красным цветом), характеризующуюся минимальным ΣREE (от 10 до 26 г/т), попадают как перидотиты далдынского комплекса, так и некоторые ультрамафиты (пироксениты и перидотиты) из хапчанского пояса. Во вторую группу (обозначена оранжевым цветом), характеризующуюся

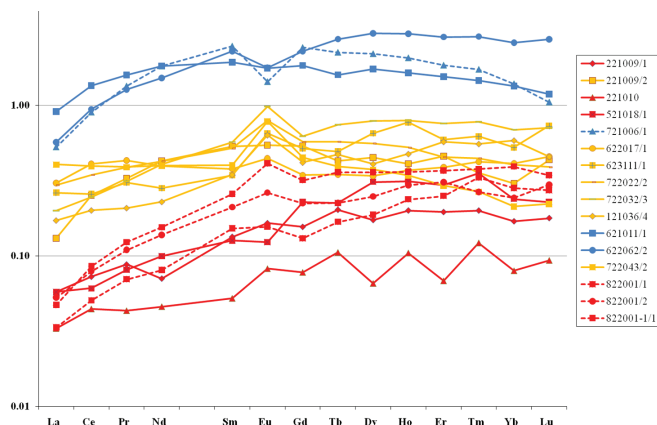


Рис. 1. Хондрит-нормированные спектры распределения REE в породах далдынского (сплошные линии) и салтахского (пунктирные линии) комплексов

более высоким ΣREE (от 49 до 82 г/т), попадает основная масса пироксенитов далдынского комплекса. В третью группу (обозначена синим цветом), характеризующуюся максимальным ΣREE (от 245 до 293 г/т), попадают некоторые пироксениты далдынского комплекса и хапчанского пояса.

Выявленное петрографическое и петрохимическое сходство ультрамафитов далдынского комплекса и хапчанского пояса оставляет открытым вопрос, могут это быть два самостоятельных комплекса (схожие по минеральному и химическому составу, но имеющие разный возраст), или же все изученные породы составляют один комплекс.

Отметим, что дискуссионным остаётся и архейский возраст далдынского перидотит-пироксенитового комплекса, который опирается лишь на единичные датировки: из ультрамафитов среди гиперстеновых плагиогнейсов получен циркон с возрастом по верхнему пересечению линии дискордии 2726 ± 15 млн лет (Гусев и др., 2016), по результатам Sm-Nd датирования металерцолитов из будины ультрамафитов в поле развития пород амбардахской толщи на правом берегу р. Котуйкан получена изохрона (Орх-Срх-Оl-Am-Sp-WR), отвечающая возрасту 2632 ± 110 млн лет (Липенков и др., 2016).

Таким образом, требуются дальнейшие геохронологические исследования, которые позволят понять, является ли далдынский перидотит-пироксенитовый комплекс архейским и могут ли ультрамафиты в пределах хапчанского пояса являться самостоятельным комплексом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленёк. Объяснительная записка. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.
2. Гусев Н.И., Романова Л.Ю. Палеопротерозойский Салтахский плутон (Анабарский щит): вещественный состав, возраст, геодинамическая обстановка формирования // Записки Горного института, 2024. С. 1–24.
3. Липенков Г.В., Мащак М.С., Кириченко В.Т. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабарская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 342 с.

ПРИРОДА РОГОВЫХ ОБМАНОК МНОГОФАЗНОГО РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО МАССИВА КААЛАМО (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Анисимов Р.Л.¹, Балтыбаев Ш.К.^{1,2}

¹ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
romjulleoanis@mail.ru*

² *Институт наук о Земле. Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

Настоящее исследование посвящено выявлению природы роговых обманок габброидного массива Кааламо в Северном Приладожье. Этот массив расположен в пределах Фенноскандинавского щита в Раахе-Ладжской шовной зоне – структуре сочленения Карельского кратона и Свекофеннского подвижного пояса. Он прорывает архейские гранитогнейсы и раннепротерозойские метавулканиды сортавальской серии и метатурбидитовые толщи ладожской серии.

По мнению большинства исследователей, (Саранчина, 1949; Богачев и др., 1999 и др.) роговые обманки пород массива являются метаморфическими, хотя есть мнение (В. И. Иващенко, Институт геологии, Карельский ФИЦ, г. Петрозаводск, устное сообщение), что амфиболы некоторых пород 1-й фазы внедрения являются магматическими, а сами эти породы следует относить к горнблендитам. Также в пользу магматической природы части роговых обманок в породах 2-й фазы косвенно указывали высокие температуры их образования (Анисимов и др., 2024).

Предполагается трехфазное строение массива (Саранчина, 1949; Богачев и др., 1999). К 1-й фазе относятся перидотиты, клинопироксениты и габбро (горнблендиты, по В. И. Иващенко), в том числе анортитовые; ко 2-й – габбронориты и габбродiorиты, ко 3-й – диориты, кварцевые диориты и тоналиты.

U-Pb возраст кварцевых диоритов массива по циркону 1888 ± 5 млн лет (Богачев и др., 1999).

Массив совместно с вмещающими породами метаморфизован в условиях амфиболитовой фации 600–650°C, 4–5 кбар (Балтыбаев и др., 2000).

Для определения природы роговых обманок производилось моделирование минералообразования в программе MAGEMin (Riel et al., 2022). При расчетах магматического минералообразования была использована термодинамическая база (Holland et al., 2018) с обновлением 2025 года, метаморфического – термодинамическая база (Green et al., 2016).

В моделях проверялось влияние различных факторов на кристаллизацию амфибола в породах 1-й и 2-й фазы внедрения: состав исходного расплава,

содержание в нем воды, фугитивность кислорода и тип кристаллизации (равновесная или фракционная).

Расчеты показали, что появление роговой обманки возможно на позднем этапе магматического образования пород. Выявлены следующие закономерности: (1) область существования магматической роговой обманки увеличивается в более примитивных (более магнезиальных и менее кремнеземистых) составах пород как 1-й, так и 2-й фазы; (2) в породах 1-й фазы роговая обманка возникает уже при 0.1 вес. % H_2O в расплаве, в породах 2-й фазы – при 0.3 вес. %, содержание роговой обманки растет с увеличением содержания воды в расплаве; (3) изменение фугитивности кислорода от буфера QFM до QFM+2 практически не влияет на положение границы поля кристаллизации роговой обманки; (4) при фракционной кристаллизации появление магматического амфибола невозможно в породах 1-й фазы и возможно в породах 2-й фазы при содержании воды в расплаве более 1 вес. %.

Полученные результаты позволяют выдвинуть три предположения.

1) Породы 1-й фазы кристаллизовались при содержании воды в расплаве менее 2 вес. %. Тогда до метаморфизма эти породы состояли из клино-, ортопироксена, плагиоклаза и, возможно, магматического амфибола. Однако, в реальных габброидах 1-й фазы ортопироксен отсутствует. Можно предположить, что в ходе метаморфизма весь магматический амфибол и ортопироксен были преобразованы в метаморфическую роговую обманку.

2) Породы 1-й фазы кристаллизовались при содержании воды в расплаве более 2 вес. %. В таком случае амфиболы имеют магматическое происхождение и породу можно назвать горнблендитом. Однако родительский расплав пород 1-й фазы оказывается более водонасыщенным, чем расплав пород 2-й фазы, что идет вразрез с представлениями об едином источнике этих расплавов.

3) Формирование пород 1-й фазы происходило в условиях фракционной кристаллизации.

Это предположение кажется наиболее вероятным, так как 1-я фаза сложена достаточно широким спектром пород от перидотитов до лейкократовых габбро. Сложно представить, чтобы такое разнообразие пород образовалось за счет идеальной равновесной кристаллизации. Однако в таком случае магматический амфибол в породах 1-й фазы не образуется.

В породах 2-й фазы появление магматических роговых обманок возможно, как при равновесной (содержание воды в расплаве от 0.3 до 0.8 вес. %), так и при фракционной кристаллизации (более 1 вес. % H_2O).

Следует отметить, что реальные составы роговых обманок габбро 1-й фазы очень хорошо согласуются с составами амфиболов, полученных при моделировании метаморфического минералообразования этих пород. Что касается роговых обманок 2-й фазы, то их составы неплохо соотносятся с модельными составами как магматических, так и метаморфических роговых обманок, приближаясь по содержанию TiO_2 к магматическим.

Таким образом, на основании проведенного исследования можно сделать вывод, что роговые обманки пород 1-й фазы внедрения являются метаморфическими, а сами породы следует называть метаморфизованными габброидами, а не горнблендитами. В породах 2-й фазы внедрения не исключается возможность существования магматических роговых обманок.

Работа была выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0002) Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов Р.Л., Петракова М.Е., Балтыбаев Ш.К. и др. Магматические и метаморфические минералы в метагабброидах Северного Приладожья: критерии разделения // Записки РМО, 2024. Т. 153. № 2. С. 3–31.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
3. Богачев В.А., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. Отчет по теме: «Выделение петролого-геохимических этапов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200» // СПб: фонды СЗРГЦ. 1999.
4. Саранчина Г. М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР, 1949. № 2. С. 57–80.
5. Green E.C.R., White R.W., Diener J.F.A. et al. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks // Journal of metamorphic Geology, 2016. V. 34. P. 845–869.
6. Holland T.J.B., Green E.C.R., Powell R. Melting of Peridotites through to Granites: A Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr // Journal of Petrology, 2018. № 59. P. 881–900.
7. Riel N., Kaus B.J.P., Green E.C.R. et al. MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2022. № 23.

МЕТОДЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЫСОКОБАРНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАГМ

Арискин А.А., Еремин Д.Д., Бычков Д.А., Сапегина А.В.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва
ariskin@rambler.ru*

Введение. Важным элементом реконструкций мафит-ультрамафитовых магм является построение траекторий их кристаллизации в магматических очагах и камерах разной глубинности. Для решения этих задач используются современные модели – условно «термодинамические» и «полуэмпирические», см. обзор в (Ariskin et al., 2018). При этом исследователи приводят расчеты последовательности кристаллизации различных котектик, обычно оставляя за рамками вопрос о реалистичности модельных линий эволюции расплава. Особенно остро эти вопросы встают при моделировании высокобарных процессов, будь то расчеты траекторий кристаллизации или мантийного плавления перидотитов. Отдельные примеры удачного воспроизведения экспериментальных плавок при разном давлении, которые приводятся в публикациях, дают мало представления о точности разных моделей, поскольку тестовые данные носят выборочный характер – в стремлении продемонстрировать наилучшее согласие с результатами экспериментов. Мы провели системный анализ этой проблематики, который включал (1) компиляцию экспериментальных данных по плавлению важнейших компонентов породообразующих минералов при разных давлениях (визуализацию «P-T melting curves») и (2) построение ликвидусных кривых для ряда представительных составов (коматиит, разновидности MORB, бонинит) при помощи четырех современных моделей – R-MELTS (Gualda et al., 2012), PERPLE_X (Holland et al., 2018), КРИМИНАЛ (Бычков, 2023) и КОМАГМАТ-5.3 (Арискин и др., 2023). Первые три модели позволяют проводить построение P-T диаграмм стабильности главных силикатных фаз базальтовых систем. Актуальная версия программы КОМАГМАТ-5.3 допускает полуэмпирические аппроксимации бариических эффектов.

Данные по кривым плавления миналов впервые получены Йодером, который в начале 50-х прошлого столетия показал, что в интервале до 5 кбар наклон dT/dP для чистого диопсида составляет примерно 12 °C/кбар. Дальнейшие исследования пошли по пути развития экспериментальной базы,

расширения диапазона давлений и изученных минералов. В работах Бойда и Ингланда 60-х годов представлены первые данные для диопсида, энстатита и альбита до 30–50 кбар. В случае диопсида они получили близкий наклон 13 °C/кбар при 5 кбар, но обнаружили двухкратное выполаживание этой кривой при 40–50 кбар, т. е. наклон около 6 °C/кбар. Для ортоэнстатита в начале была установлена сублинейная зависимость с наклоном около 10 °C/кбар. Похожая картина с форстеритом и фаялитом – оба минала при давлениях до 40–50 кбар дают примерно постоянный наклон T-P зависимости около 5 °C/кбар.

В случае плагиоклаза ситуация сложнее. Альбит ведет себя подобно диопсиду, т. е. при низких давлениях (начиная от атмосферного), наклон dT/dP составляет 14 °C/кбар, тогда выше 25 кбар падает вдвое. При давлениях выше 33 кбар альбит плавится инконгруэнтно с образованием жадеита. А вот для анортита установлено узкое поле стабильности, примерно до 9 кбар. В этом диапазоне температура плавления анортита при повышении давления на 1 кбар возрастает примерно на 3 °C. При более высоких давлениях анортит плавится с образованием корунда, так что наклон dT/dP для анортита становится отрицательным. Эти результаты показали, что высокобарная стабильность плагиоклаза в природных системах зависит от его состава. Битовнит может быть стабилен при 10 кбар, а андезин и при 20 кбар. Рассматривая интегральный dT/dP как функцию состава плагиоклаза, получаем для распространенного состава плагиоклаза $\sim \text{An}_{80}$ ~ 5 °C/кбар. Это указывает, что относительное положение фазовых полей оливина и плагиоклаза в базальтовых системах с давлением не меняется. Вопрос в том, каким образом кривые плавления для миналов использовать для тестирования моделей полибарической кристаллизации реальных магм?

Формализация кривых плавления и термодинамика. В конце 20-х годов (Simon, Glatzel, 1929) предложили эмпирическое уравнение связи температуры и давления, которое описывает кривую плавления чистого гелия относительно тройной точки.

Начиная с 60-х это уравнение стали использовать при описании плавления металлов и силикатов:

$$P = P_0 + a[(T/T_0)^c - 1], \text{ что эквивалентно } T = T_0[1 + (P - P_0)/a]^{1/c}, \quad (1)$$

где «a» и «c» подгоночные параметры, а T_0 – температура плавления твердой фазы обычно при давлении $P_0 = 1$ бар. Соответствующие параметризации были предложены для большинства краевых компонентов породообразующих минералов.

Альтернативный подход включает термодинамический формализм. Он базируется на уравнении Клазиуса – Клапейрона для фазового перехода из твердого состояния в расплав, где основные параметры – объемный (DV) и энтропийный (DS) эффекты плавления. Здесь главная проблема в переменной разности объемов расплава и кристаллов, поскольку они обладают различной сжимаемостью. Теория уравнений состояния предполагает учет дополнительных характеристик, включая коэффициенты термического расширения, изотермические модули сжатия, а также их производные по давлению. Для большинства минералов таких данных достаточно, вплоть до высоких давлений. А вот с расплавами проблемы – поскольку надо учитывать их изменчивость, т. е. парциальные вклады разных оксидов в термическое расширение и сжимаемость. Эти трудности не остановили Марка Гиорсоу, который в 2004 г. в *American Journal of Science* опубликовал три статьи, объединенные общим названием «*An equation of state for silicate melts*», где обосновал теоретические подходы к решению этой задачи. Представленные в них данные и калибровки были положены в основу полибарической составляющей программ семейства MELTS.

Модели кристаллизации магм. Условность разделения ЭВМ-программ на «термодинамические» и «полуэмпирические» обусловлена тем, что все они используют постулированные модели компонентов силикатных расплавов, имеющие мало отношения к реальной структуре этих ионно-полимерных систем. Поэтому термин «термодинамические» от-

носится скорее к алгоритмам минимизации термодинамических потенциалов в явном виде, как это сделано в программах MELTS (разработка М. Гиорсоу и его учеников) и PERPLE_X (разработка Холланда и Пауэлла с коллегами). Обе программы частично перекрываются по базам данных.

«Полуэмпирические» модели используют неявные схемы минимизации свободной энергии, привлекая закон действующих масс (как в программах КОМАГМАТ) или минимизацию разного рода целевых функций – как в программе КРИМИНАЛ, которая на протяжении ряда лет развивается на кафедре геохимии МГУ им. М. В. Ломоносова (Бычков, 2023). Особенностью последних версий программы КОМАГМАТ является возможность моделирования кристаллизации Al-Cr шпинели – в дополнение к моделированию сульфидно-силикатной несмесимости (Ariskin et al., 2018; Арискин и др., 2023). К положительным сторонам программы КРИМИНАЛ можно отнести серию калиброванных геотермобарометров минерал – расплав, совместное использование которых позволяет предсказывать порядок кристаллизации и пропорции минералов при разных давлениях.

Сравнение ликвидусных кривых по разным моделям. Для проведения тестовых расчетов было выбрано пять расплавов (из которых 4 ранее изучены экспериментально) и представляющих разновидности мафит-ультрамафитовых магм: (1) коматиит, (2) высокомагнезиальный MORB, (3) виртуальный высоко-Ca MORB, (4) высокоглиноземистый MORB и (5) бонинит. Первые два состава использовались для построения ликвидусной кривой оливина, третий – для Ca-клинопироксена (авгита), 4-й – для тестирования плагиоклаза и 5-й для расчетов стабильности ортопироксена (табл. 1). За основу 3-го состава был взят высоко-Mg MORB (№ 2), в котором были понижены содержания Al_2O_3 (на 1 %) и MgO (на 2 %), а CaO – увеличено, чтобы уверенно получить Ca-пироксен на ликвидусе, начиная с 1 атм.

Таблица 1

Составы расплавов, использованных для расчета ликвидусных кривых

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃
1	49.61	0.47	4.64	11.59	0.24	22.46	10.30	0.27	-	-	0.44
2	49.73	0.73	14.81	10.07	0.18	10.34	12.35	1.60	0.05	0.06	0.08
3	49.73	0.73	13.81	10.07	0.18	8.34	15.35	1.60	0.05	0.06	0.08
4	48.73	1.21	16.20	9.29	0.18	8.05	12.43	2.24	0.35	-	-
5	57.43	0.14	10.92	9.20	-	12.09	7.30	1.96	0.82	-	-

Расчеты проводились через 1 кбар в интервале 1 бар – 10 кбар, в сухих условиях и f_{O_2} , отвечающей QFM. В случае R-MELTS использована версия v. 1.2.0, программа PERPLE_X (вер. 6.9.1) задействована в режиме (Сапегина, Перчук, 2025), модель Криминал – согласно диссертации (Бычков, 2023). Программа КОМАГМАТ-5.3 представлена бета-версией полибарической модели, в которой эффект давления учитывался по уравнению (1), где параметры «а» и «с» для минералов соответствуют экспериментально обоснованной параметризации (см. выше), а значения T_0 рассчитывались по геотермометрам минерал-расплав при давлении $P_0 = 1$ бар. При расчетах для оливина с целью дополнительного контроля использовался геобарометр (Ford et al., 1983), далее «Форд». Оценки модельных наклонов dT/dP для разных моделей и минералов суммированы в табл. 2.

Оливин. Для расплава №1 (коматит) экспериментальная температура ликвидуса при $P_0 = 1$ бар составляет 1450 °C; R-MELTS, КОМАГМАТ и «Форд» дают оценки в 1457–1466 °C. Расчеты по PERPLE_X завышают ликвидус на 130 °C, а по программе КриМинал занижают на 66 °C. Оценки dT/dP для полуэмпирических моделей согласуются с экспериментальными значениями 4–5 °C/кбар; Perple_X дает 3.3 °C, а R-MELTS завышает примерно вдвое (табл. 2). Похожее соотношение установлены для расплава высоко-Mg MORB (№2), за тем исключением, что экспериментальная температура 1250 °C хорошо воспроизводится всеми моделями, кроме PERPLE_X – вновь завышение около 40 °C.

Клинопироксен. В случае виртуального расплава №3 все модели при $P_0 = 1$ бар предсказывают ликвидус около 1200 °C (максимум дает R-MELTS). При этом PERPLE_X и КОМАГМАТ дают близкий наклон dT/dP – чуть выше 12 °C/кбар, что хорошо согласуется с экспериментальными данными для диопсида. R-MELTS предсказывает более крутой наклон, а Криминал занижает dT/dP примерно в 1.5 раза (табл. 2).

Ортопироксен в случае бонинитового расплава №5 выходит на ликвидус при разных давлениях: для

R-MELTS примерно при 0.5 кбар, в случае остальных моделей в интервале от 3 (КриМинал) до 6 кбар (PERPLE_X). При $P_0 = 1$ бар все модели предсказывают оливиновый ликвидус около 1300 °C. Отметим, что R-MELTS вновь демонстрирует максимальные температуры Орх и максимальные значения dT/dP около 18 °C/кбар, что почти вдвое превышает оценки несколько выше 9 °C/кбар по другим расчетам (табл. 2).

Плаггиоклаз. Расчеты для глиноземистого толеита (состав №4) дают при $P_0 = 1$ бар близкие экспериментальной температуры плаггиоклазового ликвидуса – от 1200 °C до 1220 °C. Программа R-MELTS вновь дает максимальное значение dT/dP выше 6 °C/кбар. Остальные модели предсказывают для битовнита наклон 3–4 °C/кбар – в согласии с экспериментальными данными по кривым плавления анортита и альбита.

Выводы. Популярная программа R-MELTS (очевидно и другие модели этого семейства) по всем главным минералам предсказывает примерно вдвое завышенный барический эффект. При этом на всех составах отмечаются завышенные температуры ликвидуса Срх и Орх, что отражается в нереальном расширении полей пироксенов с давлением. Эта проблема неоднократно обсуждалась в петрологической литературе.

Программа PERPLE_X хорошо воспроизводит температуры ликвидуса клинопироксена и плаггиоклаза, но для высокомагнезиальных составов заметно завышает температуру Орх и сильно для оливина. Возможно, здесь необходим более тщательный выбор базовых термодинамических данных по сравнению с подходом (Сапегина, Перчук, 2025). В любом случае, прежде использования для решения петрологических задач необходимо предварительное тестирование актуальной модели на экспериментальных данных.

Программа КриМинал хорошо работает на умеренно магнезиальных толеитовых базальтах типа MORB, но существенно занижает температуру оливина для коматита. Обращает внимание заниженный барический эффект dT/dP для клинопироксена. Это заметно сужает поле стабильности данного

Таблица 2

Средние значения dT/dP (°C/кбар) для минералов с использование разных моделей

Модель	Oliv (№1)	Oliv (№2)	Cpx (№3)	Plag (№4)	Opx (№5)
R-MELTS	7.8	9.0	16.0	6.4	17.5
PERPLE_X	3.3	1.8	12.5	3.9	9.6
КриМинал	4.4	4.2	7.6	2.9	9.1
КОМАГМАТ-5.3*	4.9	4.9	12.2	4.2	9.2
Ford et al. (1980)	4.8	4.9	-	-	-

минерала при повышенных давлениях. Очевидно, что данная модель нуждается в дополнительных калибровках для фемических минералов.

Расчеты по бета-версии модели КОМАГМАТ-5.3 показали, что использование простого уравнения Симона-Глютцеля (1) с набором оптимизационных параметров весьма реалистично предсказывают барические эффекты для всех минералов (табл. 2). Это является основанием для использования данной программы при моделировании кристаллизации мафит-ультрамафитовых магм в плагиоклазовой фации глубинности, при давлениях примерно до 10 кбар. Примеры применимости этого подхода приведены в презентации доклада.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аriskин А.А., Бычков К.А., Николаев Г.С. и др. Обновленный КОМАГМАТ-5: моделирование эффектов выделения сульфидов при кристаллизации алюмохромистой шпинели // *Петрология*, 2023. Т. 31. № 5. С. 552–569.
2. Бычков Д.А. Программа КриМинал и набор композитометров: инструменты для моделирования равновесия силикатный расплав – минералы. Автореф. канд. дис. МГУ им. М.В. Ломоносова, 2023.
3. Сапегина А.В., Перчук А.Л. Плавление базальта: обзор экспериментов, моделирование и параметризация // *Петрология*, 2025 (в печати).
4. Ariskin A.A., Bychkov K.A., Nikolaev G.S. et al. The COMAGMAT-5: Modeling the effect of Fe-Ni sulfide immiscibility in crystallizing magmas and cumulates // *J. Petrology*, 2018. V. 59. № 2. P. 283–298.
5. Ford C.E., Russell D.G., Craven J.A. et al. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *J. Petrology*, 1983. V. 24. P. 256–265.
6. Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V. et al. Rhyolite-MELTS: a modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // *J. Petrology*, 2012. V. 53. № 5. P. 875–890.
7. Holland T.J.B., Green E.C.R., Powell R. Melting of Peridotites through to granites: a simple thermodynamic model in the system KNCFMASHTOCr // *J. Petrology*, 2018. V. 59. № 5. P. 881–900.
8. Simon F., Glatzel G. Bemerkungen zur Schmelzdruckkurve // *Z. Anorg. Allg. Chem.*, 1929. V. 178. № 3. P. 309.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ПИКРИТЫ СЕВЕРНОЙ КОРЯКИИ (ХРЕБЕТ ПЕКУЛЬНЕЙ) И ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ)

Бадрединов З.Г.,¹ Марковский Б.А.²

¹ ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия, 690022
badre9@mail.ru

² ФГУП Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, 199106
NRS@vsegei.ru

Ультраосновной вулканизм приурочен к зонам повышенной проницаемости земной коры, отражая геодинамические условия глубинной магмогенерации. Ниже рассмотрены пикриты Северной Корякии и Центральной Камчатки, особенностью которых является близкий химический состав вулканических пород (рис.), при различии возраста их формирования. Излияние пикритов Северной Корякии (хребет Пекульней) датируется ранним мелом – валанжинготерив (Марковский, Богданов, 1985; Морозов, 2001), тогда как возраст пикритов Центральной Камчатки (Срединный хребет) имеет значение 100 млн лет, что соответствует началу позднего мела (Тарарин и др., 2015).

Ультрамафиты хребта Пекульней распространены в его южной приосевой части в виде вулканитов различных фациальных типов (туфы, лавы, силлы, дайки), ассоциирующихся с базальтами, формируя единую пикрит-базальтовую толщу мощностью около 400 м, согласно залегающую среди осадочных отложений кремнисто-терригенно-вулканогенного комплекса.

Химический состав пикритов хребта Пекульней характеризуется варьированием содержаний (мас. %): $\text{SiO}_2 = 38 - 45$; $\text{MgO} = 17 - 31$; $\text{TiO}_2 = 0.3 - 0.6$; $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 0.1 - 0.87$ мас. %, при более высоких концентрациях Na_2O в сравнении с K_2O . Спектры распределения РЗЭ пикритов хребта Пекульней указывают на обеднение пород легкими элементами относительно тяжелых ($\text{La}_{(N)}/\text{Sm}_{(N)} = 0.4 - 0.8$; $\text{La}_{(N)}/\text{Yb}_{(N)} = 0.4 - 0.9$). Отношения $\text{Nb}/\text{Ta} = 14 - 15$ отвечают деплетированной мантии, при $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7029$, соответствующих мантийным значениям.

На дискриминационной палеогеодинамической диаграмме (рис. 1) пикриты хребта Пекульней занимают промежуточное положение между вулканитами срединно-океанических хребтов и вулканитами островных дуг и активных континентальных окраин.

В материалах (Морозов, 2001) геодинамическая обстановка формирования пекульнейских ультраосновных вулканитов интерпретируется, как интрадуговой спрединг, проявившийся на заключительных этапах эволюции Удско-Мургальской островодужной системы. По данным (Марковский, Богданов, 1985) генезис пекульнейских пикритов объясняется рифтогенезом, проявленным в раннем мелу в зоне сочленения восточной окраины Азиатского континента и океанической коры Палеопацифика.

Ультраосновные вулканиты Срединного хребта Центральной Камчатки установлены в разрезах метаморфических образований алисторской и андриановской толщ пикрит-базальтового состава (Тарарин и др., 2015). Ниже приведена характеристика метапикритов Срединного хребта на примере алисторской толщ. Толща ультрамафитов состоит из преобладающих пачек гиадокластитов и гиадокластитовых брекчий метапикритов и метапикробазальтов, отдельных горизонтов лав и силлов, переслаивающихся с метатерригенными отложениями и метавулканитами основного состава.

Химический состав пикритов Срединного хребта близок составу пикритов хребта Пекульней (рис. 1) и характеризуются низкими концентрациями щелочей, особенно калия ($\text{K}_2\text{O} < 0.3$ мас. %), а также

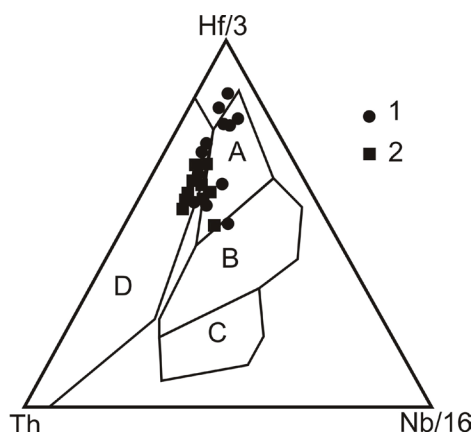


Рис. 1. Дискриминационная диаграмма Th-Hf-Nb (Wood, 1980) для пикритов хребтов: Срединный (1); Пекульней (2). Поля базальтоидов: А – срединно-океанических хребтов; В – срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок; С – внутриплитных обстановок; D – островных дуг и активных континентальных окраин

пониженными в сравнении с хондритовыми содержаниями Rb, Sr и Th. Отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, варьирует в пределах 0.6–1.2 с преобладанием ультрамафитов, в которых величина $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$. Спектры РЗЭ обеднены лантаноидами ($\text{La}_{(N)}/\text{Sm}_{(N)} = 0.1–0.5$; $\text{La}_{(N)}/\text{Yb}_{(N)} = 0.01–0.2$) при содержаниях средних и тяжелых РЗЭ в 7–9 раз выше чем в хондрите. Часть спектров выделяется наличием европиевого минимума.

Геологические данные указывают на то, что становление пикрит-базальтового комплекса Срединного хребта происходило в условиях окраинного осадочного бассейна (Ирунейское море) в зонах глубинных разрывных нарушений, сформировавшихся в пределах этого бассейна (Тарарин и др., 2015).

Новые данные по региональной геологии и тектонике Камчатки и Корякии позволили исследователям (Филатова 2015; Диденко, Ханчук 2019; Голозубов и др., 2010, 2021) выделить в истории геологического развития рассматриваемой территории два периода, когда она представляла собой континентальную окраину трансформного типа: 1) неокомовый (140–125 млн лет) и поздний мел-палеогеновый (110–60 млн лет). В эти периоды Восточно-Азиатская зона перехода континент-океан характеризовалась сдвиговыми дислокациями земной коры, сопровождаемыми формированием синсдвиговых (рифтогенных) зон растяжения и серии глубинных эшелонированных сколов (Восточно-Азиатская рифтовая система (ВАРС) по (Филатова, 2015), при отсутствии синхронной зоны субдукции, как подчеркивают авторы этой модели. С периодами синсдвигового рифтогенеза совпадают импульсы проявления позднемезозойского ультраосновного вулканизма Северной Корякии и Центральной Камчатки. Исходя из сказанного, следует заключить, что становление ультраосновных вулканитов хребта Пиккульней (K_1) и пикритов Центральной Камчатки (K_2), формирование которых связано с эволюцией тектонических структур континентальной окраины, происходило

в геодинамических условиях трансформной окраины. Этим объясняется специфика химического состава рассматриваемых ультрамафитов, фиксируемая на дискриминационной палеогеодинамической диаграмме (рис. 1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Симаненко В.П. Геодинамика восточной окраины Азии в мел-палеогеновое время // Материалы XLIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». Москва. ГЕОС. 2010. С. 172–174.
2. Диденко А.Н., Ханчук А.И. Смена геодинамических обстановок в зоне перехода Тихий океан–Евразия в конце раннего мела // Докл. АН. 2019. Т. 487. № 4. С. 405–408.
3. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра. 1981. 247 с.
4. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. Труды ГИН РАН. Вып. 523. 2001 М.: ГЕОС. 201 с.
5. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Петрология и рудоносность метаморфических и магматических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. Владивосток: Дальнаука. 2015. 302 с.
6. Филатова Н.И. Окраинно-континентальный синсдвиговый маастрихт-палеогеновый магматизм Востока Азии (к проблеме «поясов» Корякско-Западнокамчатского региона) // Петрология. 2015. Т. 23. №4. С. 363–385.
7. Wood D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth and Planetary Science Letters 50. 1980. P. 11–30.

ОЦЕНКА СОСТАВОВ РАВНОВЕСНЫХ РАСПЛАВОВ ДЛЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ПОРОД АНЮЙСКОГО ГАББРО-ДОЛЕРИТОВОГО КОМПЛЕКСА (ЧУКОТКА) И ЭФФЕКТА НЕИЗОХИМИЧНОСТИ ИХ МЕТАМОРФИЗМА

Базылев Б.А.¹, Леднева Г.В.²

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва
bazylev@geokhi.ru

² Геологический институт РАН, г. Москва

Проведено изучение петрографии, минералогии и геохимии метаморфизованных в зеленосланцевой фации пермско-триасовых – раннетриасовых пород Анюйского габбро-долеритового комплекса Кеппереевского и Малоанюйского поднятий Западной Чукотки. Эти породы слагают силлы, штоки и дайки в метатерригенных породах, относимых к отложениям осадочного чехла микроконтинента Арктической Аляски – Чукотки. Основными задачами исследования являлись установление состава родоначального расплава для этих пород и оценка характера и степени возможной мобильности элементов при их метаморфизме. Для решения этих задач использовались методы петролого-геохимического моделирования кристаллизации расплавов с использованием программы COMAGMAT версии 3.72 (Ariskin, Barmina, 2004).

Сходство содержаний маломобильных редких и редкоземельных элементов в породах и общие тренды изменения составов первичных минералов (*Cpx*, *Pl*, *Hbl*, *Bt*) при широких вариациях их составов в пределах отдельного образца позволяют предполагать, что все эти породы являются продуктами фракционной кристаллизации единого родоначального расплава. Однако последовательность кристаллизации фаз (*Cpx* + *Pl*) – (*Cpx* + *Pl* + *Mag*) – (*Cpx* + *Pl* + *Mag* + *Ilm*) и соотношение составов контактирующих *Cpx* и *Pl*, установленные при петрографо-минералогическом исследовании пород, и близость промоделированных составов *Cpx* и *Pl* на определенной стадии фракционирования (непосредственно перед началом кристаллизации магнетита) при моделировании воспроизводятся лишь для составов пяти пород из двадцати трех изученных габбро (расчеты производились для давления 3 кбар, фугитивности кислорода, отвечающей буферу QFM +0.7). Для этих образцов была принята изохимичность их метаморфизма в отношении Fe, Mg, Ca, Na.

Для каждого из пяти изохимично метаморфизованных образцов был установлен наиболее примитивный возможный состав расплава, отвечающий стадии начала совместной кристаллизации *Cpx* и *Pl*.

При этом средний состав этих расплавов отражает состав родоначального расплава на некоторых промежуточных стадиях его фракционирования. Моделирование его фракционной кристаллизации позволило численно охарактеризовать ковариации содержаний главных (потенциально мобильных) и редких (предположительно инертных) элементов в расплаве по мере его фракционирования на стадии котектики *Cpx-Pl*. Экстраполяция этих ковариаций позволяет оценивать содержания петрогенных элементов в расплаве и в области более высоких температур, но лишь до тех пор, пока на ликвидусе расплава присутствуют только *Pl* и *Cpx*.

Для неизохимично метаморфизованных пород промоделированные содержания главных элементов в расплаве отличаются от рассчитанных по ковариациям, но это несоответствие минимизируется при изменении исходных содержаний FeO, MgO, CaO и Na₂O в породах при последовательных итерациях. Этим компенсируется привнос/вынос этих элементов при метаморфизме пород. В результате для каждого образца габбро были рассчитаны составы наиболее примитивного возможного расплава (отвечающего началу совместной кристаллизации *Cpx* и *Pl*) и наиболее дифференцированного возможного расплава (отвечающего последнему шагу совместной кристаллизации *Cpx* и *Pl* перед началом кристаллизации *Mag*), а также температура, параметры составов сосуществующих минералов и количественное соотношение расплава и кумулятивных фаз на этих стадиях фракционирования.

Рассчитанные составы наиболее дифференцированных возможных расплавов для 23 образцов габбро (на стадии фракционирования непосредственно перед началом кристаллизации *Mag*) по содержаниям главных элементов близки, а их средний состав соответствует базальтовому расплаву с содержанием MgO 4.29 ± 0.23 мас. %, при температуре 1122.6 ± 3.4 °C равновесному с *Cpx* (Mg# 64.2 ± 1.3) и *Pl* (An 54.0 ± 2.1). Содержания редких предположительно немобильных элементов в этих расплавах также близки (стандартное отклонение (1σ))

содержаний Nb, La, Dy и Ti составляет 3.6–7.0 отн. %). Таким образом, рассчитанный состав этого расплава может служить репером для оценки характера и степени мобильности других редких элементов.

Степень мобильности элементов при метаморфизме, оцененная по числу пород с измененным содержанием элемента, возрастает в ряду Eu, V < Mn < Zn, U, Co < Cu, Pb < Sr < Fe, Ba, K, Rb < Ni < Cs < Mg < Ca, Na < Li. Поведение мобильных главных элементов при метаморфизме пород вариабельно – все они могут как привноситься, так и выноситься, хотя Ca преимущественно выносится, а Mg, Fe и Na чаще привносятся. Для части редких мобильных элементов во всех породах отмечается только их привнос (Sr, U, Pb, Mn, Ni, Zn), а для остальных редких элементов, кроме Cu, привнос отмечается намного чаще, чем вынос. Немобильными при метаморфизме элементами были Si, Al, Ti, P, REE (кроме Eu), Y, Sc, Nb, Ta, а также, вероятно, Zr, Hf и Th.

Рассчитанные для разных образцов габбро составы наименее дифференцированных возможных расплавов значительно различаются по степени фракционирования (MgO 4.5–7.0 мас. %). Однако для трех пород эти составы расплавов являются наиболее примитивными, и среднее из них может рассматриваться как вероятный состав родоначального расплава (MgO 6.64 ± 0.36 мас. %, Cpx Mg# 82.9 ± 1.2 , An 73.8 ± 1.6 , 1184.2 ± 4.3 °C), который отвечает умеренно дифференцированному континентальному толеитовому базальту. Составы этих трех пород практически отвечают составам расплавов, так что на стадии внедрения магмы она, очевидно, представляла собой расплав, лишенный вкрапленников кумулятивных минералов.

Фракционирование родоначального расплава, общего для пород Кепервеевского и Малоанюйского поднятий, предшествующее его внедрению,

по-видимому, происходило в едином крупном очаге на нижнекоровом уровне и сопровождалось преимущественно кристаллизацией *Ol* и *Cpx*. На этом же уровне, по-видимому, имела место и коровая контаминация расплава, свидетельством которой являются присутствие ксеногенных цирконов в части пород. При этом контаминант не содержал терригенного материала.

Проведенное исследование, детали которого приведены в работе (Базылев, Леднева, 2025), демонстрирует, что применение метода петролого-геохимического моделирования в сочетании с данными по геохимии и минералогии габброидов позволяет оценивать не только составы магм и расплавов и их изменение в ходе фракционирования, но также характер и степень мобильности главных и редких элементов при метаморфизме пород.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН; участие в исследовании Г.В. Ледневой обеспечивалось бюджетным финансированием по теме государственного задания Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базылев Б.А., Леднева Г.В. Моделирование кристаллизации внутриплитных базальтовых магм и оценка влияния метаморфизма на составы пород: анюйский габбро-долеритовый комплекс, западная Чукотка // Геохимия, 2025. № 8. В печати.
2. Ariskin A.A., Barmina G.S. COMAGMAT: development of a magma crystallization model and its petrological applications // Geoch. Int, 2004. V. 42 (Suppl. 1). P. 1–157.

СОСТАВ ПРИМИТИВНОГО РАСПЛАВА ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ТУМРОК (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА): ПО ДАННЫМ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ОЛИВИНЕ

Байков Н.И.¹, Чайка И.Ф.¹, Некрылов Н.А.², Плечов П.Ю.³, Щербаков В.Д.⁴,
Степанов А.С.⁵, Кутырев А.В.⁵, Каменецкий В.С.⁶

¹ ИЭМ РАН, г.Черноголовка, Россия

baykovni@gmail.com

² Институт геологических наук НАН, г. Ереван, Армения

³ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва, Россия

⁴ Московский государственный университет, г. Москва, Россия

⁵ Китайский Университет Наук о Земле (Ухань), г. Ухань, Китай

⁶ Университет Витватерсранда, г. Йоханнесбург, ЮАР

⁷ Институт Океанологии Китайской академии наук, г. Циндао, Китай

В данной работе приводятся результаты экспериментального исследования по восстановлению родоначального расплава для вулcano-плутонического комплекса Тумрокского хребта, ранее классифицированного как система Урало-Аляскинского (У-А) типа. Восстановлены условия кристаллизации оливина, состав примитивного расплава и содержание в нем рудных элементов: Cr, Sc. Полученные результаты могут быть использованы для моделирования формирования У-А массивов на магматическом этапе эволюции.

Вулканоплутонический комплекс Тумрокского хребта образован плутоническим массивом Андриановский и вулканитами валагинской свиты. Массив Андриановский был классифицирован как массив У-А типа, сложен дунитовым ядром, зоной верлитов, клинопироксенитов и габбро. Вулканиды валагинской свиты представлены толщей базальтов и субвулканическими телами пикритов. Пикриты представляют собой порфиновые породы с крупными (до 5 см) вкрапленниками высокомагнезиального оливина (Fo 86.5–93.0) и хромшпинелидов (Mg# 35–76, Cr# 65–90). Отмечается частичная серпентинизация оливина и наличие включений хромшпинелида. Основная масса представлена мелкими зернами клинопироксена, серпентинизированного оливина, магнетита, хромшпинели, роговой обманки и флогопита в скрытокристаллическом агрегате, в некоторых образцах наблюдается клинопироксеновый спинифекс. Оливин в образцах пикрита характеризуется прямыми корреляциями Mg# с Ni, Al, Cr и обратными с Ca, Mn. Наблюдается прямая корреляция магнезиальности в парах оливина и шпинели (Kamenetsky et al., 1995; Chayka et al., 2023, 2025).

Образец 21AK47 содержит фрагмент оливинового кумулата, в котором обнаружены расплавные

включения в оливине. Фрагмент оливинового кумулата сложен панидиоморфными зернами оливина Fo_{88.7–88.8}, в которых наблюдается зональность по концентрации фосфора, приуроченная к центрам зерен и зонам захвата включений. Эта зональность маркирует скелетные кристаллы-зародыши, указывает на быстрый рост оливина из расплава с захватом расплавных включений и свидетельствует о первичности расплавных включений. Расплавные включения в оливине из фрагмента оливинового кумулата имеют размеры до 50 мкм с округлыми очертаниями, преимущественно раскристаллизованные. На стенках включений кристаллизуется оливин и позже клинопироксен, в объеме включений – скелетные кристаллы клинопироксена и полевого шпата. Гомогенизация расплавных включений производилась как под наблюдением на столике Linkam-TS1500, так и при слепом массовом прогреве в трубчатой печи. Полная гомогенизация включений в оливине достигается при 1240–1250 °C.

Температура оценена с использованием термометров оливин-шпинель (Cr-Al) и оливин-расплав (Y/Sc). Для пар оливин-шпинель в пикритах температура составляет 1180–1300 °C с прямой корреляцией между магнезиальностью оливина и температурой. Для фрагмента оливинового кумулата температура была оценена по Y/Sc Ol-melt термометру – 1168–1220 °C. Эти температуры попадают в тренд T – #Mg для пикритов. Фугитивность кислорода оценена итерационным методом с использованием оливин-шпинелевого оксидометра (Ballhaus et al., 1991) для грубой оценки и восстановления FeO в расплаве и оксидометра оливин-шпинель-расплав (MELTS OSaS) (Bell et al., 2025) для итогового определения f(O₂). Полученные значения fO₂ находятся

в пределах QFM+2 – QFM+2.6 (Ballhaus et al., 1991) и QFM+1.6 – QFM+2.1 (Bell et al., 2025).

Для реконструкции состава расплава равновесного с оливином было восстановлено содержание H_2O и SiO_2 (Portnyagin et al., 2019). Содержание воды в расплавных включениях реконструировано двумя методами: моделирования дегидратации расплавных включений по потере SiO_2 (Portnyagin et al., 2019) и сопоставления модельной температуры оливинового ликвидуса и эмпирических результатов термометра Y/Sc в системе оливин-расплав. Расчетное содержание H_2O составляет 1.5–2.5 мас. %. Содержание FeO в равновесии с оливином-хозяином реконструировалось в программе Pertolog v. 3.1.1.3 с использованием валового состава наиболее примитивных базальтов. Реконструкция состава примитивного расплава производилась методом моделирования обратной кристаллизации оливина до равновесия с наиболее примитивным оливином (Fo_{93}). Примитивный расплав содержит MgO – 17 мас. %, $CaO/Al_2O_3 > 1$.

Для восстановления содержания хрома использовано два метода: расчёт по валовому составу пород и по содержанию Cr_2O_3 в оливине. Для второго метода оценено распределение хрома между оливином и расплавом $D_{Cr}^{Ol/melt} = 0.6–0.7$ в системе расплавное включение-оливин. Реконструированная концентрация Cr_2O_3 в расплаве, равновесном с наиболее примитивным оливином (Fo_{93}), составляет 0.14 ± 0.04 мас. % (940 ± 290 г/т), что согласуется с данными по валовому составу пород. Оцененное содержание скандия в расплаве к началу кристаллизации клинопироксена оценено как 45–50 г/т.

Данные по минералогии, составу расплавных включений и термобарометрии пикритов Тумрокского хребта указывают на их кристаллизацию из высокотемпературных и относительно окисленных расплавов, обогащенных летучими компонентами. Оцененные параметры кристаллизации и реконструкция состава примитивного расплава дают предпосылки для численного моделирования магматического этапа формирования комплексов У-А типа. Содержание Cr в расплаве позволит количественно оценить объем кристаллизации лик-

видусной хромшпинели, которая концентрирует металлы платиновой группы как в форме примеси, так и в самородном виде. Оценка содержания Sc в расплаве позволит количественно оценить его накопление в верлит-клинопироксенитовых зонах У-А массивов.

Работа поддержана грантом РФФ № 24–77–00099. Эксперименты по прогреву включений выполнены в рамках исследовательской программы ИЭМ РАН FMUF-2022–0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle //Contributions to Mineralogy and Petrology, 1991. Т. 107. С. 27–40.
2. Bell A.S., Waters L.E., Ghiorso M. The olivine-spinel- SiO_2 melt (OSaS) oxybarometer: A new method for evaluating magmatic oxygen fugacity in olivine-phyric basalts //American Mineralogist, 2025. Т. 110. №. 1. С. 48–64.
3. Chayka I.F., Baykov N.I., Kamenetsky V.S. et al. Volcano-plutonic complex of the Tumrok Range (Eastern Kamchatka): An example of the Ural-Alaskan type intrusion and related volcanic series //Minerals, 2023. Т. 13. № 1. С. 126.
4. Chayka I.F. Kamenetsky V.S., Kutyrev A.V. et al. Erratic behavior of platinum-group elements along an olivine–Cr-spinel cotectic in sulfide-undersaturated basaltic magma: roles of Cr-spinel and alloys //Scientific Reports, 2025. Т. 15. № 1.
5. Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joronet J.-L. et al. Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka //Journal of Petrology, 1995. Т. 36. № 3. С. 637–662.
6. Portnyagin M., Mironov N., Botcharnikov R. et al. Dehydration of melt inclusions in olivine and implications for the origin of silica-undersaturated island-arc melts //Earth and Planetary Science Letters, 2019. V. 517. P. 95–105.

МАФИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИВЫ ПРИБРЕЖНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Бергаль-Кувикас О.В.^{1,2}, Латышев А.В.^{3,4}, Аносова М.Б.³, Латанова Е.А.^{3,5}

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

² *Камчатский государственный университет им. В. Беринга, г. Петропавловск-Камчатский*
kuvikas@mail.ru

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

⁴ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва*

⁵ *Национальный исследовательский технологический университет «МИСИС», г. Москва*

Прибрежный вулканический комплекс (ПВК) сформирован рядом сближенных вулканических массивов, протягивающихся дуговой цепью в узкой прибрежной полосе Берегового хребта от Авачинской губы до бухты Вестник на Южной Камчатке. Ширина зоны распространения ПВК около 20 км, длина около 120 км (Государственная., 2000; 2006). Обнажения, развитые в береговых обрывах Южной Камчатке, представляют собой вулканические и плутонические образования различного состава: от базальтов до риолитов и от гранитов до габбро (Шеймович, Патока, 1989).

Вулканические, покровные образования ПВК состоят из андезитов, базальтов, андезибазальтов, их туфов, игнимбритов и туфов кислого состава, туффитов, туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов (Государственная., 2006). Формирование миоценовых вулканитов ПВК происходило на палеошироте, близкой к современному положению (около 52°), что свидетельствует в пользу заложения миоценового надсубдукционного вулканического пояса на более древнем основании Олюторско-Камчатской складчатой системы, а не в пределах отдельного экзотического террейна по данным палеомагнитных исследований (Латышев и др., 2025).

Было установлено, что большая часть опробованных вулканитов сформировалась до основной фазы тектонических деформаций, однако, по крайней мере часть изученных тел прямой полярности содержат постскладчатую намагниченность и, возможно, представляют собой продукты более молодых эпизодов магматизма (Латышев и др., 2025). Мафические постскладчатые интрузивные тела приурочены к Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций, на севере ПВК. Происхождение интрузивов вызывает вопросы. С одной стороны, они приурочены к преддуговой части дуги и могут иметь связь с расколом плиты, вблизи континентального склона, подобно происхождению миоценовых вулка-

нитов на Восточной Камчатке (Волынец и др., 1997). С другой стороны, фиксация движения интрузивов по землетрясениям свидетельствует о возможности распространения магматических тел на десятки километров и могут быть связаны с современным вулканизмом Южной Камчатки, как это было показано для Ключевской группы вулканов (Kiryukhin et al., 2023). Мафические тела в преддуговой части дуги могут сформироваться на раннем этапе заложения зоны субдукции, как это было показано на основе изотопно-геохимических характеристиках пород Идзу-Бонианской дуги (Yogodzinski et al., 2018). Заложение тектонической зоны разрывных нарушений на границе сегментов дуги (Гордеев, Бергаль-Кувикас, 2022; Bushenkova et al., 2023; Koulakov et al., 2025) и проявления ареального вулканизма Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций (Bergal-Kuvikas et al., 2022) так же могут служить источниками интрузивов, вскрытых в обнажениях ПВК.

Наши данные свидетельствуют о том, что дайки и sillы ПВК характеризуются широким диапазоном вариаций от 48–84 мас. % SiO₂. Мафические интрузивы представлены умеренномагнезиальными (5–7.78 мас. % MgO) габбродиоритами (<52 мас. % SiO₂). Именно к интрузивам основного состава приурочены повышенные содержания меди (Владимирцева и др., 2024). Распространение редких элементов имеет достаточно широкий диапазон вариаций и частично совпадает с содержаниями редких элементов полигенных и моногенных вулканов Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций и Южной Камчатки. Таким образом, по распределению редких элементов мафические интрузивы ПВК близки и генетически могут быть связаны с вулканитами современного вулканического пояса Южной Камчатки, равно как и с проявлениями ареального моногенного вулканизма Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций на севере ПВК.

*Исследование выполнено за счет гранта
Российского научного фонда № 22-77-10019-П,
<https://rscf.ru/project/22-77-10019-П/>*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гордеев Е.И., Бергаль-Кувикас О.В. Строение и вулканизм зоны субдукции на Камчатке // Доклады РАН. Науки о Земле, 2022. Т. 502. № 2. С. 72–76.
2. Владимирцева О.В., Бергаль-Кувикас О.В., Субботин Н.А. и др. Новые данные о медной минерализации прибрежного вулканического комплекса Южной Камчатки // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле, 2024. Т. 4. С. 102–113.
3. Волинец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У. и др. Изотопный состав позднеэоценовых К-На-щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия, 1997. Т. 10. С. 1005–1018.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Южно-Камчатская. Масштаб 1:200000. Листы N-57-XXI (Северные Корьяки), N-57-XXVII (Петропавловск-Камчатский), N-57-XXXIII (сопка Мутновская): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 302 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Корьякско-Камчатская. Масштаб 1:1000000. Лист N-57: Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 376 с.
6. Латышев А.В., Аносова М.Б., Латанова Е.А. и др. Палеомагнетизм миоценовых магматических образований южной Камчатки // Физика Земли, 2025. № 3. (в печати).
7. Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра, 1989. 207 с.
8. Bergal-Kuvikas O., Bindeman I., Chugaev A. et al. Pleistocene-Holocene monogenetic volcanism at the Malko-Petropavlovsk zone of transverse dislocations on Kamchatka: Geochemical features and genesis // Pure and applied geophysics, 2022. V. 179. № 11. P. 3989–4011.
9. Bushenkova N., Koulakov I., Bergal-Kuvikas O. et al. Connections between arc volcanoes in Central Kamchatka and the subducting slab inferred from local earthquake seismic tomography // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2023. V. 435. P. 107768.
10. Kiryukhin A.V., Bergal-Kuvikas O.V., Lemzikov M.V. Magmatic activity of Klyuchevskoy volcano triggering eruptions of Bezymianny volcano based on seismological and petrological data // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2023. V. 442. P. 107892.
11. Koulakov I., Bergal-Kuvikas O., Voronova M. et al. Deep magma sources beneath Central Kamchatka inferred from teleseismic tomography // Scientific Reports, 2025. V. 15. № 1. P. 1–14.
12. Yogodzinski G.M., Bizimis M., Hickey-Vargas R. et al. Implications of Eocene-age Philippine Sea and forearc basalts for initiation and early history of the Izu-Bonin-Mariana arc // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2018. V. 228. P. 136–156.

АМФИБОЛОВЫЕ ПЕРИДОТИТЫ И ГОРНБЛЕНДИТЫ «ШРИСГЕЙМИТОВОЙ ГОРКИ», РЕВДИНСКИЙ МАССИВ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

Берзин С.В.¹, Козлов П.С.¹, Иванов К.С.¹, Юдин Д.С.²

¹ *Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
berzin@igg.uran.ru*

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

Ревдинский массив Платиноносного пояса Урала (ППУ) располагается на Среднем Урале в 45 км к западу от Екатеринбурга и простирается в субмеридиональном направлении на 80 км при ширине 2–15 км. Большая часть массива сложена полосчатыми габбро с телами оливиновых габбро, габброноритов и пироксенитов. Ультраосновные породы массива представлены Омутнинским телом дунитов в южной части массива, телом горнблендитов, вскрытым карьером Первоуральского месторождения, и несколькими небольшими телами ультрабазитов вблизи западной границы массива (Иванов, 1997).

Нами впервые изучен концентрически-зональный массив амфиболовых ультрабазитов (~400×400 м) в районе горы с отм. 372 м в пределах Ревдинского массива. Ядро массива сложено крупнозернистыми амфиболовыми перидотитами (шрисгеймитами, амфиболовыми верлитами) с шлировыми обособлениями оливинитов и мелкозернистых шрисгеймитов. В периферии массива залегают амфибол-оливиновые клинопироксениты. Массив окружен габбро и габбро-амфиболитами с секущими дайками горнблендитов. Задача данной работы – охарактеризовать амфиболовые ультрабазиты, крайне редко встречающиеся в других массивах Платиноносного пояса Урала, с целью расширения представлений о водном ультраосновном магматизме в массивах ППУ.

Для определения возраста из пробы шрисгеймита и пробы горнблендита были отобраны монофракции высокоглиноземистого амфибола (ряда паргасит-магнезиогастингсит), не подвергавшегося существенным метаморфическим преобразованиям. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование проводилось по методике, описанной в работе (Травин и др., 2009; Yudin et al., 2021). Измерения изотопного состава аргона производились на масс-спектрометре «Micromass 5400» (ИГМ СО РАН).

Амфиболовые перидотиты имеют гипидиоморфнозернистую или пойкилитовую структуру пород, а также типичный для водосодержащих магматиче-

ских образований минеральный состав (амфибол, флогопит), что указывает на кристаллизацию данных ультраосновных пород из водонасыщенной магмы. Среди крупнозернистых шрисгеймитов выявлены шлировые обособления мелко-среднезернистых шрисгеймитов и оливинитов. В амфиболовых перидотитах, амфиболовых оливиновых клинопироксенитах и горнблендитах наблюдается дефицит HFSE и обогащение LILE (при контрастном поведении Cs и Rb), что в целом характерно для надсубдукционных магматических образований. Также обогащение LILE может быть связано с присутствием флюидной фазы при кристаллизации магм.

По амфиболу получен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст образования горнблендитов 437 ± 7 млн лет, существенно отличающийся от ранее определенных возрастов горнблендитов 405 ± 7 млн лет (Пушкарев и др., 2020), 421.0 ± 2.4 млн лет (Степанов и др., 2021), 500–450 млн лет (Пушкарев и др., 2019). На $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастном спектре амфибола из шрисгеймита наблюдается ступень, характеризующаяся возрастом 536 ± 17 млн лет и 70% выделенного ^{39}Ar . Однако, данное значение сложно считать соответствующим реальному геологическому событию.

Таким образом, в ходе изучения амфиболовых ультрабазитов «Шрисгеймитовая горка» (Ревдинский массив) впервые закартирован небольшой тектонизированный массив амфиболовых перидотитов и комплексно охарактеризованы оливиниты, шрисгеймиты, клинопироксеновые шрисгеймиты, амфиболовые верлиты, крайне редко встречающиеся в дунит-клинопироксенит-габбровых массивах Платиноносного пояса Урала. Полученные нами результаты расширяют современные представления о составе, времени и характере ультраосновного водного магматизма в массивах Платиноносного пояса Урала. Образование даек горнблендитов в разных массивах ППУ происходило на достаточно длинном временном интервале от раннего силура до раннего девона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
2. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В. и др. Возраст горнблендитов и экзоконтактовых метаморфических пород Первоуральского титаномагнетитового месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. ЕЖЕГОДНИК-2018, Тр. ИГГ УрО РАН, 2019. Вып. 166. С. 158–164.
3. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В. и др. Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала // ДАН. Науки о Земле, 2020. Т. 490. № 2. С. 45–50.
4. Степанов С.Ю., Кутырев А.В., Лепехина Е.Н. и др. Возраст образования дайкового комплекса в дунитовом «ядре» Каменушенского клинопироксенит-дунитового массива (Платиноносный пояс Урала, Средний Урал) // Геохимия, 2021. Т. 66. № 6. С. 499–517.
5. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009. Т. 11. С. 1181–1199.
6. Yudin D.S., Murzintsev N.G., Travin A.V. et al. Studying the Stability of the K/Ar Isotopic System of Phlogopites in Conditions of High T, P: Ar-40/Ar-39 Dating, Laboratory Experiment, Numerical Simulation // Minerals, 2021. V. 11. №. 2.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДУНИТОВОЙ ЛИНЗЫ МОНЧЕГОРСКОГО РАССЛОЕННОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО ПЛУТОНА: МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Богина М.М., Чистяков А.В.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
lekhta@mail.ru*

Мончегорский раннепалеопротерозойский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон (Мончеплутон) с возрастом около 2500 млн лет расположен в центральной части Кольского кратона Балтийского (Фенноскандинавского) щита и приурочен к северо-западному замыканию Имандра-Варзугской рифтогенной зоны. Особое положение в его строении занимает так называемая Дунитовая линза (ДЛ), расположенная в зоне сочленения субмеридиональной и субширотной ветвей Мончеплутона и ограниченная с юго-запада Мончетундровским разломом. Она представляет собой автономное тело размером 1.5×3.0 км при мощности от 100 до 700 м, возрастающей с запада на восток (Расслоенные интрузии..., 2004). Линза имеет дунит-перидотитовый состав и в средней части разреза содержит рудный хромитовый горизонт (Сопчеозерское хромитовое месторождение). На основании имеющихся возрастных и геологических соотношений ДЛ может быть: (1) частью расслоенной серии Мончеплутона (Расслоенные интрузии..., 2004), (2) тектонически смещенным фрагментом ультрамафитов низов разреза примыкающего к ней массива Мончетундры (скв. М1) (Sharkov, Chistyakov, 2012), или (3) самостоятельным внедрением, связанным со становлением Мончегорского комплекса.

Соотношение пород ДЛ и Расслоенной серии Мончегорского массива может быть проанализировано на диаграмме FeO-MgO для слагающих их пород (рис. 1). На диаграмме породы ДЛ и Расслоенной серии имеют различные тренды, что свидетельствует, что они имеют разные исходные расплавы. Первичный расплав для Расслоенной серии содержал FeO = 8.44 мас. %, MgO = 10.26 мас. % (Богина и др., 2017), тогда как расплав для ДЛ имел другой состав: 22–25 мас. % MgO и 11.5–10.5 мас. % FeO.

В нижней части массива Мончетундры наблюдается тело ультрамафитов мощностью более 300 м. Это тело с U-Pb возрастом 2510±9 млн лет, «оторванное» от расслоенной серии массива Мончетундры мощной тектонизированной зоной, рассматривается как возможный магмоподводящий канал для Мончеплутона (Смолькин и др., 2022) и, соответственно, для ДЛ, если бы она представляла часть Мончеплутона (Расслоенные интрузии..., 2004). Однако ультрамафиты тела представлены пойкилитовыми перидотитами с высоким содержанием интеркумулятивных пироксенов и плагиоклаза и существенно отличаются по геохимическим характеристикам: ДЛ характеризуется более примитивными спектрами РЗЭ и более высокой магнизиальностью пород и минералов. Таким образом, имеющиеся

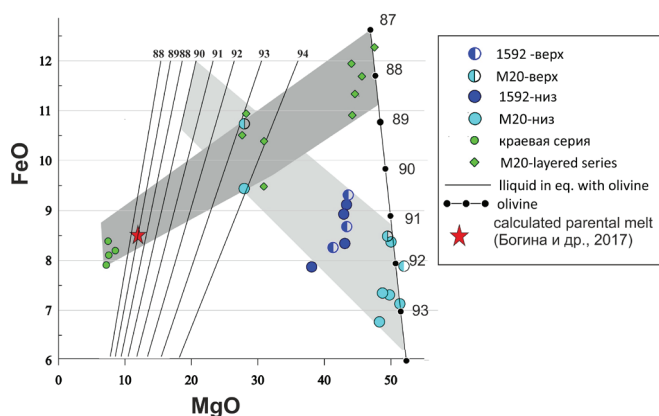


Рис. 1. Диаграмма FeO-MgO с линиями стехиометричного оливина и расплавов в равновесии с оливином конкретного состава

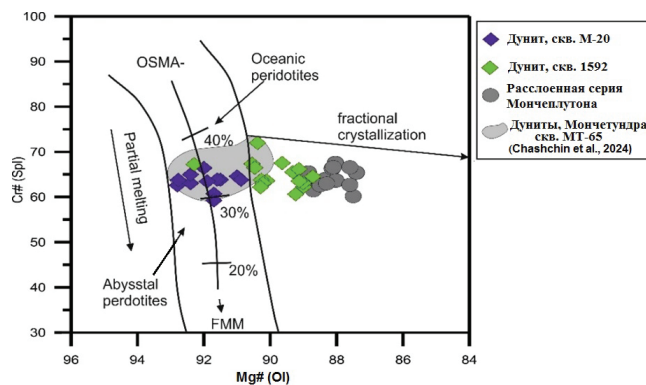


Рис. 2. Вариации Cr# в хромите и Fo в оливине из Дунитовой линзы и Fo компоненты в оливине. Линии OSMA показаны согласно Arai (1994)

данные не позволяют рассматривать подводящий канал, фрагментами которого предполагается ультрамафитовое тело из Мончетундры, как источник расплава для формирования ДЛ. По этой же причине ДЛ не могла быть фрагментом данного тела, как это предполагалось ранее (Sharkov, Chistyakov, 2012). Нам представляется, что наиболее близким аналогом ДЛ могло быть 300-метровое тело дунитов с оливином состава Fo до 93 (Докучаева, 1978), вскрытое на глубине 1400 м в скважине 765 в массиве Мончетундра. Дунитовое тело мощностью около 35 м, вскрытое выше по разрезу Мончетундры, рассматривается как апофиза вышеупомянутого тела (Chashchin, Savchenko, 2024). На диаграмме Arai (рис. 2) составы шпинели и оливина из этого тела перекрываются с полем ДЛ, что подтверждает их генетическую близость.

*Работа выполнена в рамках Госзадания
Лаборатории Петрографии ИГЕМ РАН.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Докучаева В.С. Дуниты из интрузивов перидотит-габбро-норитового фациального типа в Мончегорском районе // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты, 1978. С. 109–132.
2. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 178 с.
3. Смолькин В.Ф., Мокрушин А.В., Баянова Т.Б. и др. Магмаподводящий палеоканал в Мончегорском рудном районе: геохимия, изотопный U-Pb и Sm-Nd анализ (Кольский регион, Россия) // Записки Горного института, 2022. Т. 255. С. 405–418.
4. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chem. Geol, 1994. V. 113. PP. 191–204.
5. Chashchin V.V., Savchenko Ye.V. Mineralogy and geochemistry of a dunite dyke from the Monchetundra mafic intrusion (Fennoscandian Shield): Evidence for petrogenesis and ophiolite-type affiliation // Lithos, 2024.
6. Sharkov E.V., Chistyakov A.V. The Early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafite-ultramafite massif in the Kola Peninsula: geology, petrology, and ore potential // Petrology, 2012. V. 20. № 7. P. 607–639.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРОД ОЛИВИНОВОГО ГОРИЗОНТА ИНТРУЗИИ НЮД МОНЧЕГОРСКОГО ПЛУТОНА (СЗ РОССИИ)

Борисенко Е.С., Чащин В.В.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

В западной, северной и южной частях интрузии Нюд, между меланократовыми и мезократовыми норитами, нарушая нормальную стратиграфическую последовательность, залегает оливиновый горизонт (рис.1) в форме полумесяца в плане протяженностью около 5 км. Он имеет субгоризонтальное залегание и мощность 100–150 м. SHRIMP U-Pb методом по циркону получен конкордантный возраст кристаллизации оливиновых плагиоортопироксенитов равный 2484.3 ± 5.6 млн лет (Chashchin, Sergeev, 2023). Этот возраст является более молодым относительно пород интрузии Нюд, образованных в диапазоне 2498–2493 млн лет (Грошев и др., 2018; Balashov et al., 1993).

С оливиновым горизонтом ассоциируют ЭПГ-Cu-Ni руды верхнего и нижнего рифов проявления Терраса (рис. 1). Верхний риф приурочен к кровле оливиновых ортопироксенитов. Он имеет форму пологозалегавшего пласта протяженностью около 1 км и средней мощностью около 10 м, который постепенно выклинивается в восточном направлении. Нижний риф приурочен к экзоконтакту оливинового горизонта и залегает среди меланократовых пойкилитовых норитов нижней зоны интрузии Нюд. Он имеет

протяженность около 1.5 км и переменную мощность, максимальную до 20 м в западной части рифа, которая постепенно снижается в восточном направлении, составляя в среднем около 10 м. Содержания Pt+Pd в верхнем рифе в среднем составляют 1.3 г/т, в нижнем – 0.7 г/т (Чащин, Иванченко, 2022).

Породы оливинового горизонта варьируют по составу от меланократовых норитов до ортопироксенитов с переменным содержанием субидiomорфного оливина (Fo_{76-85}), количество которого изменяется от редких зерен до 30 об. %. Причем наиболее высокие содержания оливина отмечаются в породах кровли и подошвы горизонта. Кумулусный ортопироксен (En_{74-83}) является главным породообразующим минералом пород оливинового горизонта, образующим таблитчатые кристаллы размером 1–2 мм. Плагиоклаз в количестве до 10 об. % обычно находится в интеркумулусе оливина и ортопироксена и характеризуется переменным составом (An_{42-84}). Во всех породах оливинового горизонта характерно присутствие крупных пойкилопорфиобласт клинопироксена ($En_{43-50}Fe_{8-12}Wo_{42-48}$) в количестве от 2 до 5 об. %. По совокупности структурных особенностей такие породы относятся к ортокумулатам.

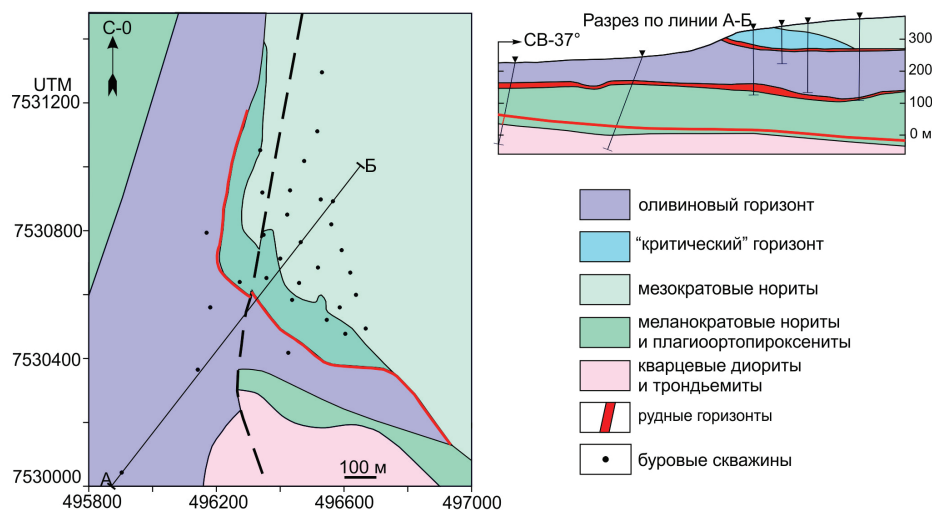


Рис. 1. Схема геологического строения оливинового горизонта интрузии Нюд и разрез по линии А-Б

Химический состав породообразующих минералов пород оливинового горизонта был использован для оценки РТ условий их образования по ортопироксеновому, плагиоклазовому и клинопироксеновому геотермометрам, а также клинопироксеновому геобарометру (Putirka, 2008). Получены следующие средние температуры: субликвидусной кристаллизации ортопироксена – 1430°C, кристаллизации плагиоклаза – 1300°C и субсолидусной кристаллизации клинопироксена – 1160°C. Давление заключительной стадии кристаллизации составило в среднем 4 кбар.

По химическому составу породы оливинового горизонта характеризуются содержанием MgO в диапазоне 23.3–32.7 мас. %, FeO_{tot} – 9.4–13.6 мас. %, низким содержанием хрома (0.12–0.34 мас. % Cr_2O_3) и варьирующими значениями Ni (700–2900 г/т). Хондрит-нормированное распределение REE в породах оливинового горизонта демонстрирует обогащение LREE с величиной $(\text{Ce}/\text{Sm})_{\text{N}} = 1.7\text{--}3.0$ и ровный, близкий к хондриту, характер распределения HREE. Для нормированного на примитивную мантию распределения элементов-примесей характерны положительные аномалии Sr и Ba при отрицательных аномалиях Th, U и Nb. Такие особенности распределения LREE и элементов-примесей обычно характерны для пород, контаминированных коровым материалом. Таким образом, полученные результаты исследования свидетельствуют о том, что породы оливинового горизонта образовались в результате дополнительной инъекции высокомагнезиальной магмы, связанной с активизацией палеопротерозойского мантийного плюма.

Исследование выполнено при поддержке гранта РНФ (№25-27-20005) и в рамках FMEZ-2024-0004 Геологического института КНЦ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грошев Н.Ю., Припачкин П.В., Karykowski B.T. и др. Генезис магнетитового пласта массива Габбро-10, Мончегорский комплекс, Кольский регион: данные U-Pb SHRIMP-II датирования метадiorитов // Геология рудных месторождений, 2018. Т. 60. № 6. С. 546–557.
2. Чашин В.В., Иванченко В.Н. Сульфидные ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидные Pt-Pd руды Мончегорского рудного района (западный сектор Арктики): геологическая характеристика, минералого-геохимические и генетические особенности // Геология и геофизика, 2022. Т. 63. № 4. С. 622–650.
3. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Research, 1993. V. 64. № 1–4. P. 197–205.
4. Chashchin V., Sergeev S. The olivine horizon of the layered Monchegorsk pluton (Kola Region, Russia): additional magma injection based on integrated geological and geochronological data // Geosciences, 2023. V. 13. № 11. P. 344.
5. Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2008. V. 69. P. 61–120.

МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ МАГАДАНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА: ВОЗРАСТ, ПЕТРОГЕНЕЗИС

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Гусляков Н.Д.

*Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ
burmakina@ginst.ru*

Мафические включения (ММЕ – *mafic microgranular enclavs*), встречающиеся в гранитоидах разного состава, представляют собой одно из наиболее ярких свидетельств сосуществования и взаимодействия мантийных базальтовых и салических магм (независимо от происхождения последних). Принципиальное отличие ММЕ от любых других типов меланократовых включений заключается в том, что они являются раскристаллизованными «каплями» диспергированного базальтового расплава, поступавшего в камеру кристаллизации одновременно с кислой магмой. Следовательно, мафические включения являются прямым и наиболее надежным доказательством сосуществования и взаимодействия базитовых и салических магм при формировании гранитоидных плутонов, поддерживая идею о важной роли мантийных магм, как источников дополнительного тепла, необходимого для масштабного корового плавления.

ММЕ наиболее характерны для гранитоидов, связанных с субдукционной геодинамической обстановкой, классическим примером которых является батолит Сьерра-Невада (Barbarin, 2005), а также для гранитоидов, связанных с мантийными плюмами и не характерных для обстановки континентальной коллизии, как например миоценовые лейкограниты Высоких Гималаев (Kemp, Hawkesworth, 2003), или позднеюрско-раннемеловые гранитоиды Главного Колымского батолитового пояса.

Нами с разной степенью детальности изучены мафические включения в гранитоидах Ангара-Витимского батолита (Западное Забайкалье), Каа-Хемского (Восточная Тува), Калбинского (Восточный Казахстан), Хангайского (Монголия), формирование которых было связано с плюмовым процессом, а также ММЕ Магаданского гранитоидного батолита, который формировался в обстановке активной континентальной окраины. Целью данного сообщения является сравнительный анализ процессов смешения магм в гранитоидах разных геодинамических обстановок.

В целом мафические включения характерны для гранитоидов повышенной основности – кварце-

вых монцонитов, кварцевых сиенитов и кварцевых диоритов и не характерны для собственно гранитов и лейкогранитов.

Принято считать (Barbarin, 2005), что мафические включения представляют собой диспергированные «капли» интенсивно гибридизированного базальтового расплава, причем его гибридизация происходила не *in situ*, а в промежуточной камере или на пути движения транспортирующего салического расплава к поверхности.

Характер распределения ММЕ внутри отдельных массивов различен. В одних случаях (Бургасский, Романовский массивы, Ангара-Витимского батолита (АВБ), Каа-Хемский массив Восточной Тувы) включения относительно равномерно распределены по всему массиву или на значительной его части, где их количество варьирует от нескольких штук до $1.5-2 \times$ десятков на m^2 . В других, ММЕ концентрируются на отдельных локальных (по сравнению со всей площадью массива) участках (первые сотни метров в поперечнике), где на фоне более или менее равномерного распределения встречаются «рои», в которых на долю включений приходится более 50% общего объема.

Морфология и размеры ММЕ не сильно различаются в разных массивах. Средний поперечный размер составляет 10–15 см, при вариациях от долей см до 0.5 м (иногда более), форма чаще всего округлая, эллиптическая, реже ближе к угловатой, но с очень плавными закругленными контурами, еще реже – неправильная «амёбообразная» (более характерна для вулканических образований). Нередко наблюдается (Романовский массив – Западное Забайкалье, Каа-Хемский массив – Восточная Тува) закономерная субпараллельная ориентировка резко удлинённых линзовидных ММЕ, по-видимому, наследующих структуру конвективных течений в интрузивной камере, или, что менее вероятно, отражающая субсолидусные пластические деформации. Морфология и распределение ММЕ в Магаданском гранитоидном батолите резко отличается от рассматриваемых выше. Здесь мафические включения образуют гигантскую

зону видимой протяженностью в несколько сотен метров с вертикальным размахом обнажений в несколько десятков метров. ММЕ в этой зоне составляют более половины от общего объема породы, их размер достигает первых метров по длинной оси. Форма, как правило, вытянутая, часто со сложными очертаниями, овальная, почти круглая.

Сильно гибридизированные ММЕ (кварцевые сиениты, кварцевые монцониты), которые, по нашим наблюдениям, встречаются чаще всего, представляют собой тонко- или мелкозернистые меланократовые амфибол-биотит-полевошпатовые породы монцодиоритового, монцонитового и кварцевомонцонитового состава, обычно содержащие вкрапленники полевых шпатов. Включения базальтового состава в гранитоидах редки, например, массив Тастау (Восточный Казахстан), однако реликтовые ассоциации минералов (основной плагиоклаз, пироксен) и некоторые геохимические характеристики указывают на то, что и в других случаях мафический компонент смешения имел базальтовый состав. В Магаданском батолите компоненты смешения различаются не столь контрастно. Мафические включения имеют в целом андезитовый или андезибазальтовый состав в отличие от исходно базальтоидного, характерного для внутриплитных гранитоидов связанных с мантийными плюмами.

Химический состав ММЕ, включая микроэлементный, сильно зависит от степени гибридации, однако ряд геохимических характеристик, установленных на примере Бургасского, Улекчинского массивов АВБ и Преображенского массива Восточного Казахстана сближают их с внутриплитными базальтами ОИБ типа. Для ММЕ характерна обогащенность LIL элементами относительно HFSE, при более высоких концентрациях LILE, но, в отличие от ОИБ,

ММЕ имеют резкий Ta-Nb минимум, характерный для всех позднепалеозойских базитов, связанных в пространстве и времени с АВБ. В тоже время, повышенные содержания Sr и Pb отражают взаимодействие с коровыми расплавами. Химический состав ММЕ из Магаданского гранитоидного батолита характеризуется относительно низкими содержаниями LIL.

Таким образом, представленные материалы позволяют сделать вывод, что процессы смешения магм в гранитоидах внутриплитного (плюмового) и конвергентного (АКО) типов существенно различаются как масштабами проявления, так и исходным составом компонентов смешения, отражающих специфику магматизма этих геодинамических обстановок.

Исследования поддержаны грантом РФ № 23-17-00030, и выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту АААА-А21-121011390002-2 «Процессы мантийно-корового взаимодействия при формировании щелочных и гранитоидных комплексов и сопутствующего оруденения восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts // *Lithos*, 2005. V. 80. № 1. P. 155–177.
2. Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J. Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier Ltd, 2003. V. 3. P. 349–410.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ВКЛАД В НЕЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Викентьев И.В.

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
viken@igem.ru*

Базит-ультрабазитовые ассоциации играют ключевую роль в геологическом строении Урала. Фемический профиль складчатого пояса особенно сильно проявлен в его осевых и восточных тектонических доменах. Здесь мафические комплексы, согласно геофизическим данным, доминируют в его глубинном строении, входят в состав большинства вулканических и плутонических серий и, во многом, определяют его металлогению.

На Урале сложилась критическая ситуация с обеспеченностью рудным сырьем горно-металлургического комплекса. Неоправданно высокий рост производительности ГОКов (как правило, в 2–3 раза по сравнению с проектной) привел к далеко идущим последствиям. «Ускоренная» отработка руд приводит к (1) увеличивающимся потерям руд в недрах (целики, участки выклинивания); (2) разубоживанию рудного сырья, питающего обоганительную фабрику; (3) росту сквозных (суммарных) потерь основных и, особенно, попутных компонентов (нет времени для донастройки технологических процессов); (4) резкому сокращению общего времени жизни отдельно взятых крупных ГОКов, которые, как правило, являются градообразующими предприятиями; (5) «горячка» в работе приводит к падению интереса к ней, особенно среди ИТР, и высокой текучести кадров, травматизму.

Наряду с быстрой отработкой, выбытие значимых рудных объектов и потенциальных рудных полей из ресурсного потенциала региона происходит в связи с расширением «зеленой повестки» и агрессивных действий Всемирного фонда дикой природы, даже на старопромышленных территориях и действовавших многие годы горнорудных и россыпедобывающих предприятий. Заповедники, заказники и др. зоны отчуждения множатся числом, особенно на Приполярном и Полярном Урале. Значительной проблемой является отсутствие комплексного подхода к перерабатываемому сырью. Это приводит к значительным потерям стратегических и критических металлов (Au, Ag, Pt, Pd, Re, Mo, Sc, Sb и др.) – прежде всего на стадии обогащения руд.

Наряду с детально исследованными и промышленно освоенными районами Среднего и Южного Урала, территория Полярного Урала (~400 км, 68°30' – 65°40' с. ш.), в целом, труднодоступная, остается сравнительно малоизученной. Здесь в результате геологической съемки, прогнозно-металлогенических и поисково-оценочных работ 60–80-х гг. были выявлены и остались неоцененными многие рудные объекты. На Полярном Урале и прилегающих северных районах Приполярного Урала известны многочисленные перспективные проявления и месторождения марганцевых и хромовых руд, руд цветных и редких металлов (свинец, цинк, медь, молибден, сурьма, тантал, ниобий и др.), коренного и россыпного золота, баритов, фосфоритов, особочистого кварца.

На Полярном Урале в пределах трех гипербазитовых массивов (Рай-Из, Войкар-Сыньинский, Сыум-Кеу) известно более 300 рудопроявлений и месторождений хромитов, суммарные ресурсы которых превышают 190 млн т, из них высокохромистых руд металлургических сортов – 90 млн т. Наиболее крупным и изученным железорудным объектом является Юнъягинское скарново-магнетитовое месторождение, где запасы по кат. C₁₋₂ составляют ~66 млн т. Помимо черных (Cr, Fe, Mn), легирующих (Mo, Nb, Ta) и цветных (Cu, Pb, Zn) металлов сырьевые возможности региона в состоянии удовлетворить растущий спрос на нерудное минеральное сырье, используемое в нефтегазовом бурении (барит, бентониты), а также на кварцевое сырье (включая особо чистый кварц), фосфориты, флюорит.

Наибольшие перспективы освоения имеются на восточном склоне Полярного Урала – в его палеоокеаническом секторе. Это, прежде всего, касается выявления новых объектов и перевод из разряда проявлений в месторождения рудной минерализации благородных металлов (Au, Ag, платиноиды, см., например, Пыстин и др., 2010), а также медно-золото-порфировых объектов. Рудная минерализация палеоокеанического сектора Полярного Урала может быть отнесена к геодинамическим обстановкам преддуговой и задуговой спрединга и энсиматической

островной дуги, а также к обстановкам андийской окраины и энсиалической островной дуги с достаточно мощной корой. Для преддуговых и задуговых обстановок характерны хромитовые залежи, юных островных дуг – колчеданные проявления, а для зрелых, с мощной корой – Fe-скарновые и Au-порфировые.

Малоизученными остаются благороднометалльные проявления в габброидах кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса (Прямоносов и др., 2001; Ремизов, 2004), относящегося к офиолитовому комплексу, – Озерное Pt-Au-Pd типа с крупными прогнозными ресурсами P_2 – Pd 55 т, Pt 10 т, Au 53 т (Шишкин и др., 2007) и новое Pt-Pd Василиновское (Викентьев и др., 2023), которым посвящены отдельные доклады.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00266.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д. и др. Платино-палладиевое рудопроявление Василиновское: новый тип благороднометалльной минерализации на Урале // ДАН. Науки о Земле, 2023. Т. 512. № 1. С. 45–55.
2. Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Григорьев В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
3. Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.
4. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Генералов В.И. и др. Новый тип золотоплатинometального оруденения на Полярном Урале // Изв. КомиНЦ УрО РАН, 2010. Вып. 2. С. 48–53.
5. Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.

ПЕРВИЧНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ КУВАЕВИТА В ХРОМИТИТАХ КЕМПИРСАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Вишневский А.В.¹, Савельев Д.А.², Макалов Д.К.³

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
vishnevsky@igm.nsc.ru*

² *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия*

³ *Eurasian Resources Group, г. Астана, Казахстан*

Минералы группы куваевита ($A_5B_{10}S_{16}$, где $A=Ir, Rh$, $B=Ni, Fe$) утверждены относительно недавно (Barkov et al., 2021a, b; Barkov et al., 2022; McDonald et al., 2021). Большая часть находок, обсуждаемых в литературе, известна в зёрнах Os-Ir сплавов из россыпей по р. Ко (В. Саян), источником которых предположительно являются массивы слабоизученного Лысанского ультрабазит-базитового комплекса, характеризующегося щёлочно-ультраосновной спецификой и внутриплитной позицией с возрастом 644.7 ± 5.2 млн лет (Мехоношин и др., 2022). Однако нашими исследованиями подтверждается, что минералы этой группы широко распространены в хромитовых рудах Кемпирсайского рудного поля в Северном Казахстане, где они ранее рассматривались предположительно, как моносulfидные ($Me: S=1$) и близкие к ним сульфид-дефицитные ($Me_{1-x}S$) минералы Fe-Ni-Cu-ЭПГ состава (Melcher, 2000).

В частности, минералы группы куваевита обнаружены в 39 сростках первичных МПГ в образцах с месторождений Геофизическое-VII и XI, Геологическое-I, Миллионное, Блактайское, Алмаз-Жемчужина, 20 и 40 лет КазССР. Во всех случаях зёрна минералов группы куваевита находятся в составе полифазных (с самородными тугоплавкими платиноидами, минералами ряда лаурит-эрликманит, сульфидами никеля и меди и др.) включений в хромите «кристалломорфной» (отрицательные формы кристаллов) или гроздьевидной формы размером 2–12 мкм. По составу эти минералы чаще всего являются собственно куваевитом ($Ir_5Ni_{10}S_{16}$) с высоким содержанием никеля. Доля железа составляет обычно не более 1.5 ф.е., но при этом типичны высокие содержания меди, вплоть до 4.5 ф.е.

Основная группа составов куваевита, в том числе минералы из сростков с лауритом (RuS_2), купроиридситом, халькозином и Ni-S содержит 2.1 ± 0.5 ф.е. меди. Эта группа достаточно компактна на диаграммах и отклоняется вниз от линии $Ni\# = 100 \cdot Ni/(Ni+Cu)$ за счёт постоянного вхождения в структуру 1–1.5 ф.е.

Fe. Таким образом, состав куваевита из хромититов Кемпирсайского рудного узла в целом оказывается гораздо ближе, как по никелистости, так и по количеству иридия, к идеализированному составу минерала, чем зёрна из включений в Os-Ir сплавах реки Ко (Barkov et al., 2022).

Куваевит в сростании с эрликманитом (OsS_2) гораздо более вариабелен по составу, и содержит от 0.6 до 4.5 ф.е. меди. В некоторых месторождениях (напр. Геофизическое-VII и 20 лет КазССР) для куваевита, ассоциирующего с эрликманитом, отмечаются высокие содержания кобальта. Изоморфное замещение им никеля приводит к ещё большему отклонению точек составов от линии $Ni/(Ni+Cu)$ и образованию минералов вплоть до $(Ir_{4.52}Rh_{0.24})_{4.76}(Ni_{4.60}Co_{3.20}Fe_{1.58}Cu_{0.98})_{10.36}S_{15.88}$, а при высокой концентрации Fe – до тамуранта ($Ir_5Fe_{10}S_{16}$) состава $(Ir_{4.85}Rh_{0.07})_{4.92}(Fe_{3.71}Ni_{3.64}Cu_{1.29}Co_{1.25})_{9.89}S_{16.29}$ в месторождении Геофизическое-VII. Обогащённый Co куваевит отмечается также в сростании с Ni-S, самородным Ir и эрликманитом в месторождении 20 лет КазССР, и совместно с Ir в месторождении 40 лет КазССР. Зёрна со значительной примесью Co (0.3–0.7 ф.е.) отмечаются в месторождениях Миллионное и №21.

Торривейзерит ($Rh_5Ni_{10}S_{16}$) состава $(Rh_{2.99}Ir_{1.55})_{4.54}(Ni_{6.70}Cu_{1.84}Fe_{1.38})_{9.92}S_{16.54}$ обнаружен в единственном сростке с купроиридситом в месторождении Геофизическое-XII.

По нашим наблюдениям, куваевит является фазой, наиболее подверженной вторичным изменениям, в тех случаях, когда изоляция сростка первичных МПГ внутри кристалла хромита нарушается. Характер преобразований в целом обуславливается выносом серы с образованием, в конечном итоге вторичных самородных ЭПГ и их сплавов с никелем и железом, нередко дающих губчатые агрегаты, и привносом мышьяка с образованием ирарсита, и, гораздо реже, осарсита, руарсита и закаринита ($RhNiAs$).

При исследовании сростков минералов ЭПГ, нередко оказывается, что зёрна, выглядящие на электронных изображениях на первый взгляд гомогенными, по стехиометрическим соотношениям металл-сера отличаются от известных (и ожидаемых в их позиции) минералов. Для них характерен широкий диапазон составов – от наиболее сернистых с условно сходными количествами металлов и серы/мышьяка (~1 : 1), близких, например, к $(\text{Ir, Ni, Fe, Ru})_4(\text{S, As})_5$ и $\text{Ir}(\text{Fe, Ni, Cu})_2(\text{S, As})_4$ с соотношениями 3 : 4–4 : 5, через $\text{Ir}_2(\text{Fe, Ni, Cu})_3(\text{S, As})_2$ (5 : 2) до визуально зональных выделений с составом приблизительно соответствующим $(\text{Ir, Fe, Ni, Cu})_5(\text{S, As})$ в центральной части и $(\text{Ir, Fe, Ni, Cu})_7\text{S}$ – в краевой. Очевидно, что в большинстве случаев такие составы не соответствуют каким-либо минеральным фазам, а отражают средний состав наноразмерных агрегатов минералов ЭПГ на разных стадиях десульфуризации. Первичные самородные МПГ при этих процессах в большинстве случаев сохраняются.

Вторичные изменения обнаружались нами более чем в ста исследованных нами сростках минералов ЭПГ. При этом нередко Ru-Os сульфиды и самородные ЭПГ остаются незатронутыми вторичными изменениями, тогда как сульфиды Ni-Cu и минералы группы куваевита исчезают, уступая место «сульфид-дефицитным» агрегатам минералов ЭПГ, для которых часто можно констатировать увеличение доли никеля (но не меди), появление мышьяка и небольших количеств сурьмы.

Исследования выполнены за счёт гранта РНФ № 22-17-00019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Травин А.В. Лысанский щелочно-ультраосновной комплекс (Восточный Саян): возраст и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика, 2022. № 4.
2. Barkov A.Y., Tolstykh N.D., Tamura N. et al. Ferrotorryweiserite, $\text{Rh}_5\text{Fe}_{10}\text{S}_{16}$, a New Mineral Species from the Sisim Placer Zone, Eastern Sayans, Russia, and the Torryweiserite–Ferrotorryweiserite Series // Minerals, 2021. V. 11. № 12. P. 1420.
3. Barkov A.Y., Tolstykh N.D., Martin R.F. et al. Tamuraite, $\text{Ir}_5\text{Fe}_{10}\text{S}_{16}$, a New Species of Platinum-Group Mineral from the Sisim Placer Zone, Eastern Sayans, Russia // Minerals, 2021. V. 11. № 5. P. 545.
4. Barkov, A.Y., Tolstykh, N.D., Martin, R.F. et al. Kuvaevite, $\text{Ir}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$, a new mineral species, its associations and genetic features, from the Sisim River Placer Zone, Eastern Sayans // Russian Geology and Geophysics, 2022. № 63. P. 1373–1387.
5. McDonald A.M., Kjarsgaard I.M., Cabri L.J. et al. Oberthürite, $\text{Rh}_3(\text{Ni, Fe})_{32}\text{S}_{32}$ and torryweiserite, $\text{Rh}_5\text{Ni}_{10}\text{S}_{16}$, two new platinum-group minerals from the Marathon deposit, Coldwell Complex, Ontario, Canada: Descriptions, crystal-chemical considerations, and comments on the geochemistry of rhodium // The Canadian Mineralogist, 2021, V. 59. № 6. P. 1833–1863.
6. Melcher, F. Base meta–Platinum-group element sulfides from the Urals and the Eastern Alps: Characterization and significance for mineral systematics // Mineralogy and Petrology, 2000. V. 68. P. 177–211.

СУЛЬФИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В РОССЫПНОМ ЗОЛОТЕ ГУЛИНСКОГО МАССИВА (МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Войтин А.А., Малич К.Н.

Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
artem_voytin@mail.ru

С Гулинским массивом ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы связаны комплексные крупные россыпные месторождения осмия и иридия с мелкими россыпями золота (Малич, 1999; Сазонов и др., 2001). Основными россыпеобразующими структурами являются долины рек и ручьев, дренирующие породы массива. Детальное изучение золотой минерализации из россыпей рек Гулэ и Дунитовая в южной части Гулинского массива позволило выявить разнообразие их морфологических типов (Войтин, Малич, 2023; Малич, Войтин, 2024). По внутреннему строению изученные зерна самородного золота подразделяются на гомогенные и гетерогенные. Среди гомогенных по составу образцов доминируют природные Ag-Ag сплавы над единичными зернами тетрааурикуприда (AuCu). Гетерогенные зерна представлены минеральными ассоциациями самородного золота, электрума, тетрааурикуприда и аурикуприда (Cu_3Au).

Задача данной работы – выявление минеральных ассоциаций, химического состава и температуры кристаллизации сульфидов из включений в россыпном золоте Гулинского массива. Исследование базируется на представительной выборке минералов золота из четвертичных отложений рек Гулэ, Дунитовая и Ингарингда. Внутреннее строение

и химический состав сульфидов и минералов золота изучен с использованием рудного микроскопа, сканирующей электронной микроскопии (Tescan Mira LMS, оператор С.Н. Чебыкин) и рентгеноспектрального микроанализа (CAMECA SX 100 с пятью волновыми спектрометрами, оператор В. А. Булатов) в ЦКП УрО РАН «Геоаналитик» (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург).

В россыпном золоте были выявлены разнообразные монофазные и полифазные включения сульфидов. Монофазные включения, образованные пентландитом, пирротинитом и халькопиритом, преобладают над таковыми кубанита, борнита, сфалерита, галенита и пирита. Примеры полифазных включений сульфидов, состоящих из пентландита, пирротина, халькопирита и галенита приведены на рис. 1а (обр. Г0) и 1б (обр. Д15). Данные включения диагностированы в электруме ($\text{Au}_{77}\text{Ag}_{23}$) и тетрааурикуприде (AuCu), соответственно (рис. 1в). Кроме того, полифазные включения сульфидов (обр. Д31) были выявлены в природном сплаве системы Au – Cu – Ag (рис. 1в) с содержаниями Au, Cu и Ag соответственно 87.53 ± 0.85 , 7.00 ± 0.21 и 5.71 ± 0.23 мас. % ($n=11$).

Температуру кристаллизации пирротина и халькопирита вычисляли с помощью коэффициентов распределения Co между пирротинитом и халькопиритом по формуле: $T, ^\circ\text{C} = (1000/0.92 \lg K_D^{\text{Po-Csp}} + 1.568) - 273$

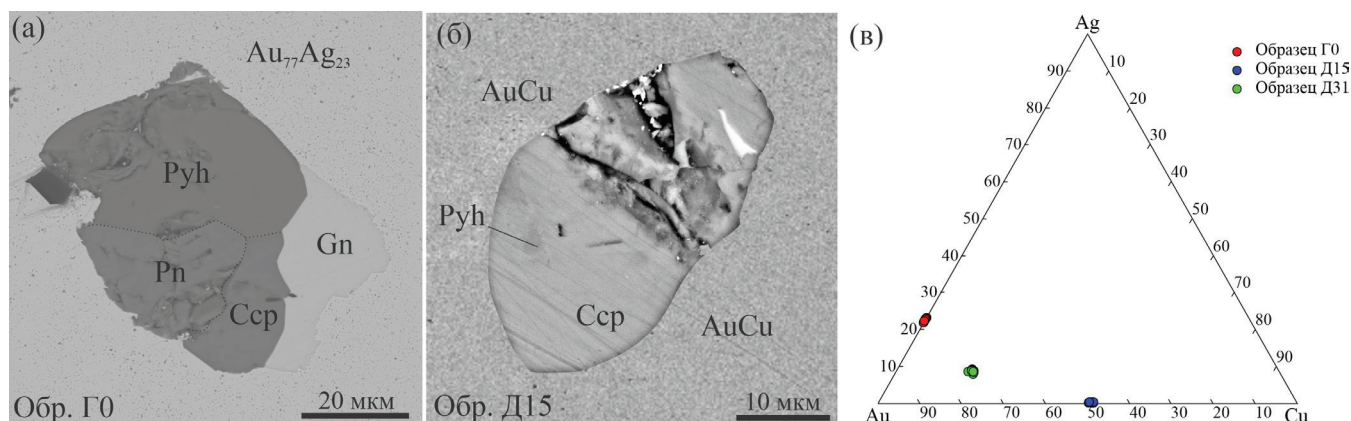


Рис. 1. Общий вид полифазных включений сульфидов в россыпном золоте (а, обр. Г0; б, обр. Д15) и особенности состава вмещающих их минералов золота (в). Объяснения в тексте

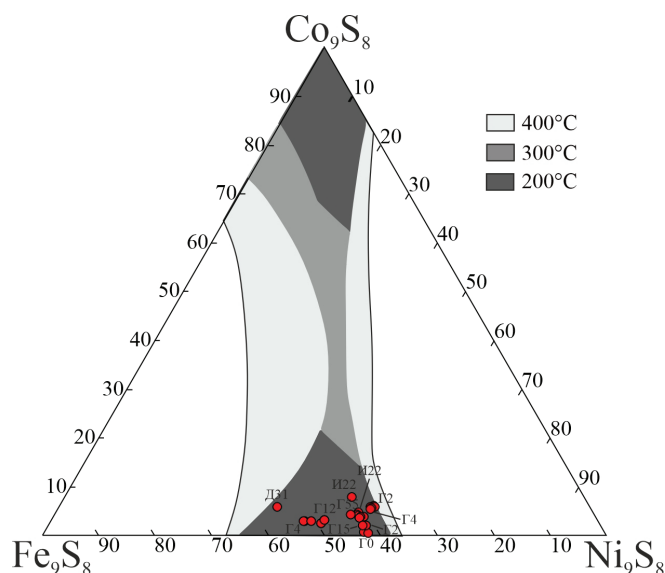


Рис. 2. Диаграмма стабильности пентландита-кобальтпентландита в зависимости от температуры кристаллизации (Kaneda et al., 1986). Красные круги соответствуют составам пентландита из включений в россыпном золоте Гулинского массива

(Безмен и др., 1978). Полученные температуры 175–198 °C близки к экспериментальным данным устойчивости пентландита при его кристаллизации менее 200 °C (рис. 2), но значительно ниже верхнего температурного предела постмагматического рудообразования, определяемого формированием тетрааурикуприда (≈ 400 °C, Okamoto et al., 1987). Необходимо также отметить, что выполненный анализ состава золотой минерализации и минералов-узников в россыпном золоте Гулинского массива (Сазонов и др., 2001; Малич и др., 2013; Рябчиков и др., 2016) позволил сделать вывод о длительном процессе формирования золотого оруденения – от высокотемпературной магматической (перовскит, бадделлит и др.) до низкотемпературной гидротермальной стадии (галенит, гематит, хлорит и др.).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-17-00116 (<https://rscf.ru/project/25-17-00116/>)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безмен Н.И., Ерёмин Н.И., Наразаули И.Г. и др. Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // *Геохимия*. 1978. № 3. С. 384–389.
2. Войтин А.А., Малич К.Н. Новые данные по типоморфизму и типохимизму минералов золота из россыпей рек Гулэ и Дунитовая, (Маймеча-Котуйская провинция) // *Уральская минералогическая школа: мат-лы XXIX Всерос. научн. конф.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2023. С. 41–44.
3. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
4. Малич К.Н., Войтин А.А. Морфология и состав самородного золота из россыпи реки Дунитовой (Полярная Сибирь) // *Записки РМО*, 2024. Т. 153. № 6. С. 3–27.
5. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Сазонов А.М. и др. Условия формирования золоторудной минерализации в щелочно-ультраосновных магматических комплексах // *ДАН*, 2016. Т. 468. № 6. С. 680–683.
6. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд. ЦНТИ, 2001. 510 с.
7. Kaneda H., Takenouchi S., Shoji T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system // *Mineralium Deposita*. 1986. V. 21. P. 169–180.
8. Okamoto H., Chakrabarti D.J., Laughlin D.E. et al. The Au-Cu (Gold-Copper) system // *Journal of Phase Equilibria*, 1987. V. 8. № 5. P. 454–474.

КАЛЕВИЙСКИЙ КОМАТИИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ТЕРРЕЙНА ИНАРИ КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Вревский А.Б.

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
avrevsky@mail.ru*

Фенноскандинавский щит один из немногих раннедокембрийских регионов мира, в котором на протяжении более 1 млрд лет (от 2.90 до 2.05 млрд лет) в различных тектонических структурах установлен коматиитовый и пикритовый вулканизм. Кольско-Норвежская область Фенноскандинавского щита является единственным примером среди докембрийских кратонов, где проявлен весь временной спектр коматиит-пикритового магматизма от лопия (2.80–2.72 млрд лет) в Аллареченском и Колмозеро-Вороньинском зеленокаменных поясах (Вревский, 2018; Вревский, Турченко, 2021) и сумия (2.45 млрд лет) в Имандра-Варзугском палеорифте (Вревский, 2011), до ятулий-людиковийских (2.20–2.05 млрд лет) ферропикритов Пасвик-Полмак-Печенгского интракратонного палеорифта и уникальной ассоциации пикритов и высокотитанистых коматиитов в поясах Киттиля и Карасйок («Центрально-Лапландский зеленокаменный пояс» Ц-ЛЗП) (Hanski et al., 2014, Virtanen et al., 2024).

Наиболее молодое на Фенноскандинавском щите проявление коматиитового магматизма было установлено в разрезе супракрустального комплекса каскамской свиты террейна Инари на северо-западе Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита. Метаморфизованные в амфиболитовой фации вулканогенно-осадочные породы свиты слагают две сопряженные синклинальные структуры, протяженностью более 25 км в районе тундр Куройви-Кораблекк-Каскама-Шуорт в 40 км к юго-западу от Южной зоны Печенгской структуры. Согласно полученным U-Pb изотопным данным (1923–1926 млн лет) каскамская свита относится к калевийскому надгоризонту палеопротерозоя в региональной стратиграфической шкале раннего докембрия (Вревский и др., 2023).

Нижняя часть разреза каскамской свиты представлена преимущественно различными амфиболитами и гранат-биотит-амфиболовыми сланцами, по химическому составу отвечающим толеитовым и умеренно-глиноземистым метабазальтам. Характерной особенностью нижней части разреза каскамской свиты является присутствие согласных общей структуре тел

метагипербазитов, анхимономинеральных амфиболитов и актинолит-хлоритовых сланцев, мощностью 15–30 м и протяженностью более 300 м.

Состав петрогенных элементов метагипербазитов и вмещающих анхимономинеральных амфиболитов и актинолит-хлорит-амфиболовых сланцев соответствует коматиитовой серии (Le Bas, 2000), характеризуется низким содержанием TiO_2 (0.23–0.45 мас. %) и щелочных оксидов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1.5$ мас. %). Содержание MgO варьирует от 19.6–22.3 мас. % в массивных разновидностях, достигает 26.6 мас. % в порфировидных (кумулятивных) коматиитах и составляет 13.9–18.4 мас. % в коматиитовых базальтах. В рамках принятой классификации коматииты в целом относятся к Al-недеплетированному типу ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 22\text{--}36$; $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} < 1.0$, $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N \sim 1.0$), что отличает их от большинства палеопротерозойских (ятулий-людиковийских) «Al-обогащенных» коматиит-пикритовых проявлений Ц-ЛЗП (Gangopadhyay et al., 2006).

Коматииты характеризуются чрезвычайно низким уровнем содержания $\text{P}_3\text{Э}_N$ ($1\text{--}2 \times$ хондрита) и их суммарной концентрацией ($\Sigma \text{P}_3\text{Э}_{\text{ср.}} = 0.15\text{--}0.36$ г/т), не фракционированным нормированным распределением ЛРЗЭ ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1.0 \pm 0.2$) и пологим спектром ТРЗЭ ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1.2\text{--}0.7$), что указывает на генерацию и эволюцию их первичных расплавов вне поля термодинамических условий устойчивости граната. Коматиитовые базальты демонстрируют закономерно более высокий уровень суммарной концентрации $\text{P}_3\text{Э}_N$ (0.9–1.1 г/т), обогащенный ЛРЗЭ спектр нормированного распределения $\text{P}_3\text{Э}$ ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1.4\text{--}2.5$) и отрицательную аномалию Eu_N ($\text{Eu}_N^* = 0.6$). Состав и характер распределения $\text{P}_3\text{Э}$ в умеренно-глиноземистых (10–20 мас. % Al_2O_3) толеитовых метабазальтов, ассоциирующих с коматиитовыми вулканитами, демонстрируют менее обогащенный ЛРЗЭ спектр нормированного распределения ($\text{La}_N/\text{Sm}_N = 1.5\text{--}1.8$) и не фракционированный спектр ТРЗЭ ($\text{Gd}_N/\text{Yb}_N \sim 1.0$). Для метабазальтов характерна положительная аномалия Eu_N ($\text{Eu}_N^* = 1.6\text{--}1.8$) комплиментарная

отрицательной аномалии в коматиитовых базальтах, что, вероятно, указывает на их генетическую связь при фракционировании Ol, Px, Pl $\pm$ Spl минеральных фаз и их совокупностей на глубинах, выше поля устойчивости граната.

Первичное отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в образцах коматиитов и metabазальтов каскамской свиты меняется в пределах, соответствующих среднему значению $\epsilon\text{Nd}_T = +3.2 \pm 0.3$, что, вероятно, обусловлено генерацией первичных расплавов коматиит-толеитовой ассоциации из общего плюмового мантийного источника, существенно более деплетированного, чем мантийные протолиты более древних (людиковийских) ферропикритов Пильгуярвинской свиты Северной зоны Печенгской структуры (ϵNd_T = от +1.4 до –3.0) (Hanski et al., 2014), но близко к изотопным параметрам ($\epsilon\text{Nd}_{T_{2060}} = +2.1 - +4.2$) коматиит-пикритовой ассоциации Ц-ЛЗП (Hanski et al., 2001). Полученные изотопные данные являются одним из свидетельств принципиально отличных геодинамических режимах развития террейна Инари от тектонических условий континентального рифтогенеза Печенгской структуры и Ц-ЛЗП.

Учитывая условия метаморфических изменений пород каскамской свиты в амфиболитовой фации от $T = 600\text{--}700^\circ\text{C}$ и $P = 5\text{--}9$ кбар до $T = 400\text{--}500^\circ\text{C}$ и $P = 3\text{--}5$ кбар (Вревский и др., 2025), субвулканическая коматиит-толеитовая ассоциация вероятно представляет собой глубоко эродированный (не менее 10 км) срез верхнекорового вулканического аппарата.

Исследования выполнены за счет средств гранта РФФ № 24-27-00041.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вревский А.Б. Особенности проявления неогархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: I. Состав и возраст коматиит-толеитовой ассоциации // *Петрология*, 2018. Т. 26. № 2. С. 115–139.
2. Вревский А.Б. Петрология, возраст и полихронность источников инициального магматизма Имандра-Варзугского палеорифта Фенноскандинавского щита // *Петрология*, 2011. Т. 19. № 5. С. 546–574.
3. Вревский А.Б., Кузнецов А.Б., Львов П.А. Возраст и стратиграфическое положение супракрустального комплекса каскамского блока террейна Инари (Северо-восток Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита) // *Доклады РАН. Науки о Земле*, 2023. Т. 511. № 2. С. 159–167.
4. Вревский А.Б., Турченко С.И. Возраст, изотопные особенности и формационный тип пород и руд Аллареченского сульфидного Cu-Ni месторождения Фенноскандинавского щита // *Петрология*, 2021. Т. 29. № 4. С. 388–410.
5. Вревский А.Б., Юрченко А.В., Балтыбаев Ш.К. Минералогия и термобарометрия пород вулканоплутонического комплекса калевия Каскамского блока террейна Инари (Кольско-Норвежская область Фенноскандинавского щита) // *Записки Горного института*, 2025. С. 1–14.
6. Gangopadhyay A., Walker R. J., Hansky E. et al. Origin of Paleoproterozoic Komatiites at Jeiesiorova, Kittila Greenstone Complex, Finnish Lapland // *Journal of Petrology*, 2006. V. 47. № 4. P. 773–789.
7. Hanski E., Huhma H., Rastas P. et al. The Palaeoproterozoic Komatiite – Picrite Association of Finnish Lapland // *Journal of Petrology*, 2001. V. 42. № 5. P. 855–876.
8. Hanski E.J., Huhma H., Melezhik V.A. New isotopic and geochemical data from the Palaeoproterozoic Pechenga Greenstone Belt, NW Russia: implication for basin development and duration of the volcanism // *Precambrian Research*, 2014. V. 245. P. 51–65.
9. Le Bas M. J. IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks // *Journal of Petrology*, 2000. V.41. № 10. P. 1467–1470.
10. Virtanen V. J., Höytiä H. M., Iacono-Marziano G. et al. From the mantle source to the crustal sink: magmatic differentiation and sulfide saturation of the Paleoproterozoic komatiites of the Central Lapland Greenstone Belt, Finland // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2024. V. 179 № 73.

ОТРАЖЕНИЕ МАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ В ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Гибшер А.А., Мальковец В.Г.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
n.gibsher@gmail.com*

Интерес к Западному Сангилену со стороны исследователей не угасает начиная с 60-х годов XX века. Являясь краевой частью Тувино-Монгольского массива (ТММ) – крупнейшего микроконтинента в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса, Сангиленский блок представляет собой полиметаморфический комплекс основания, образованного по ранне-, среднерифейским существенно терригенным породам и «сорванный» с него терригенно-карбонатный чехол (аллохтон) с сохранившимися в нижних частях разреза зонами брекчирования и милонитизации (Гибшер, Терлеев, 1992). Начиная с раннего палеозоя Западный Сангилен был активно вовлечен в процессы коллизионного скучивания разнородных фрагментов коры – Таннуольской островной дуги, Агардагского задугового бассейна и Тувино-Монгольского микроконтинента (Владимиров и др., 2005). Смена тектонического режима с субдукционно-аккреционного на коллизионный и далее на трансформно-сдвиговый сопровождалась сменой характера магматизма с над-субдукционного на более глубокий и обогащенный (Шелепаев и др., 2018).

Многие тектонические и магматические события, реконструируемые в коре, связаны с процессами, протекающими в подстилающей литосферной мантии. Единственным источником прямой информации о мантийном веществе являются ксенолиты, вынесенные на поверхность щелочными базальтоидами и кимберлитами. В пределах Западного Сангилена распространены дайки лампрофиров агардагского щелочнобазальтоидного комплекса, возрастом 444 млн лет (Гибшер и др., 2012), выносящие на поверхность множество нижнекоровых (Egorova et al., 2006) и мантийных ксенолитов (Гибшер и др., 2010). Значительную долю среди мантийных ксенолитов занимают модально метасоматизированные мантийные перидотиты шпинелевой фации глубинности, в которых помимо рассеянных новообразованных минералов обнаружены амфибол-флогопит-клинопироксеновые, амфиболовые и клинопироксеновые жилы. Детальное минералогическое и геохимическое исследование жильных ксенолитов обнаружило следы

интенсивного просачивания и диффузии метасоматических флюидов/расплавов в мантийном субстрате. Изотопный состав Sr и Nd одной из жил совпадает с изотопным составом вынесших их на поверхность лампрофиров, что указывает на формирование щелочно-базитового расплава при плавлении мантии, пронизанной жилами подобного состава, а сохранившиеся диффузионные профили свидетельствуют о близости во времени процессов просачивания и выноса ксенолитов на поверхность.

Для других жил наблюдаются ортопироксенитовые реакционные зоны, сопоставимые по мощности с самой жилой, диффузионные профили отсутствуют. Формирование ортопироксена является следствием реакции оливина с водосодержащим силикатным расплавом/флюидом. Изотопные характеристики Sr и Nd данной жилы совпадают с таковыми наиболее древнего Правотарлашкинского габброидного массива (494.6 ± 9.5 млн лет, Sm-Nd датировка, наши данные), что указывает на образование сформировавших его расплавов в результате плавления мантии, пронизанной амфиболовыми жилами.

Таким образом, в литосферной мантии Западного Сангилена запечатлены следы просачивания базитовых расплавов на протяжении длительного интервала времени – начиная с коллизионного этапа и заканчивая трансформно-сдвиговым. По мере внедрения силикатных базитовых расплавов в виде жил в мантийный субстрат происходит его обогащение и продуцируемые им выплавки постепенно меняют свой состав в сторону повышения щелочности.

Для восьми шпинелевых лерцолитов без признаков наложенного метасоматического обогащения (как модального, так и скрытого) по клинопироксенам получены модельные Sm-Nd возраста, образующие четыре кластера ~ 600, 1000, 1410 и 1670 млн лет, ϵNd от +13.7 до +43.2. Наиболее молодая модельная датировка (607 млн лет) фиксирует субдукционные процессы в литосферной мантии, связанные с формированием Агардаг-Тесхемских офиолитов (569 ± 1.1 , циркон, дайки плагиогранитов; Pfänder et al., 1999). Более древние события в коре Западного Сангилена

не фиксируются, но в пределах Сибирского кратона и его складчатого окружения данные возрастные эпизоды отмечены.

Для 30 сульфидных глобул из шпинелевых лерцолитов выполнено *in situ* изучение Re-Os изотопного состава. 17 из них имеют субхондритовые изотопные характеристики ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 0.11 – 0.12 и $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 0.06 – 0.28), т.е. не были подвергнуты контаминации щелочнобазальтоидным расплавом и указывают на наличие реликтов тугоплавкой субконтинентальной литосферной мантии под регионом. Только одна сульфидная глобула не имеет явных изотопных признаков наложенного мантийного метасоматоза ($^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} < 0.07$) и отражает эпизод кристаллизации из сульфидного расплава при частичном плавлении мантии. Модельные Re-Os датировки (T_{RD}) данного эпизода частичного плавления составляет 1.07 ± 0.15 млрд лет. Изотопный Re-Os состав и высокое Re-Os отношение ($^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} > 0.07$) остальных 16 сульфидных глобул указывает на процесс метасоматического обогащения литосферной мантии путем просачивания расплавов/флюидов. Тем не менее, модельные T_{RD} датировки образуют два основных кластера – 1.14 и 1.71 млрд лет; единичные датировки фиксируются на 0.69, 1.45 и 2.26 млрд лет.

Таким образом, на основании Re-Os изотопных данных по единичным сульфидным глобулам в лерцолитовых ксенолитах можно предположить, что литосферная мантия Западного Сангилен претерпела по крайней мере два эпизода частичного плавления (1.14 и 1.71 млрд лет) и была изолирована от конвектирующей мантии, по крайней мере, ~1.1 млрд лет назад.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (ЮВ Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Доклады РАН, 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
2. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Литасов К.Д. и др. Состав ордовикской литосферной мантии по данным изучения ксенолитов перидотитов из камптонитов нагорья Сангилен, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Доклады РАН, 2010. Т. 433. № 3. С. 369–373.
3. Гибшер А.А., Мальковец В.Г., Травин А.В. и др. Возраст камптонитовых даек агардагского щелочнобазальтоидного комплекса Западного Сангилен на основании Ar/Ar и U/Pb датирования // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 8. С. 998–1013.
4. Гибшер А.С., Терлеев А. А. Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Юго-Восточной Тувы и Северной Монголии // Геология и геофизика, 1992. Т. 38. № 11. С. 26–34.
5. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э. и др. Коллизийный базитовый магматизм складчатого обрамления юга Сибири (Западный Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Геология и геофизика, 2018. Т. 59. № 5. С. 653–672.
6. Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A. et al. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // Mineralogy and Petrology, 2006. V. 88. P. 419–441.
7. Pfänder J., Jochum K.P., Todt W. et al. Relationships between the mantle, lower crust and upper crust within the Agardagh-Tes Chem Ophiolite, Central Asia: evidence from petrologic, trace element, and isotopic data // Ofioliti, 1999. V. 24. № 1a. P. 151–152.

СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ ВО ФЛЮОРИТЕ КАРБОНАТИТОВ ВЕРХНЕКЫЙДИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАЙМЫР)

Горюнова В.О., Прокопьев И.Р.

*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
goruynovavo@igm.nsc.ru*

Исследование включений в минералах позволяет получать информацию не только об условиях роста минерала-хозяина, но и о составе среды, из которой он кристаллизовался. Изучение включений в карбонатах имеет ключевое значение для понимания процессов их формирования и специфики рудоносности.

В данной работе авторами были изучены расплавные и флюидные включения во флюорите F-Вa-REE карбонатов Верхнекыйдинского массива Центрально-Таймырского региона с помощью методов КР-спектроскопии и сканирующей электронной микроскопии. Редкоземельные карбонаты расположены в пределах Верхнекыйдинского щелочно-сиенитового массива. Интрузии формируют дайкообразные тела мощностью до 70 м (Проскурнин и др., 2016). Возраст внедрения карбонатов составляет 246.5 ± 1.9 млн лет (бастнезит, U-Pb, Prokoryev et al., 2023a). Образцы для исследования были предоставлены сотрудниками Института им. Карпинского (Санкт-Петербург) д.г.-м.н. Проскурниным В.Ф., Кухаренко Е.А. и их коллегами.

Согласно петрографическим исследованиям, было выделено две генерации флюорита. Первая (магматическая) представлена слабо ограненными,

часто раздробленными кристаллами, находящимися в ассоциации с порфировыми вкрапленниками магматических минералов кальцитом, бастнезитом и баритом. Вторая (гидротермальная) генерация – мелкозернистый флюорит в основной массе, который совместно с мелкозернистым кальцитом заполняет прожилки и трещины (рис. 1а). Окраска зерен флюорита неоднородна – от почти бесцветных до неравномерно-окрашенных в насыщенно лиловые и черно-фиолетовые тона. Важно отметить, что зональность окраски зерен первой генерации характеризуется резким переходом от фиолетовой до бесцветной или светло-фиолетовой и нередко визуально наблюдается ритмичная зональность (рис. 1б). Католюминесцентная съемка показала, что области с бесцветной окраской имеют осцилляторную зональность, в то время как для области с черно-фиолетовой окраской зональность отсутствует (рис. 1в). Изученные включения часто находятся на границе бесцветной и черно-фиолетовой зонами.

В первой генерации (магматический флюорит) первичные рассол-расплавные включения представляют собой единичные индивиды или группы по 3–5 объекта, располагающиеся по зонам роста

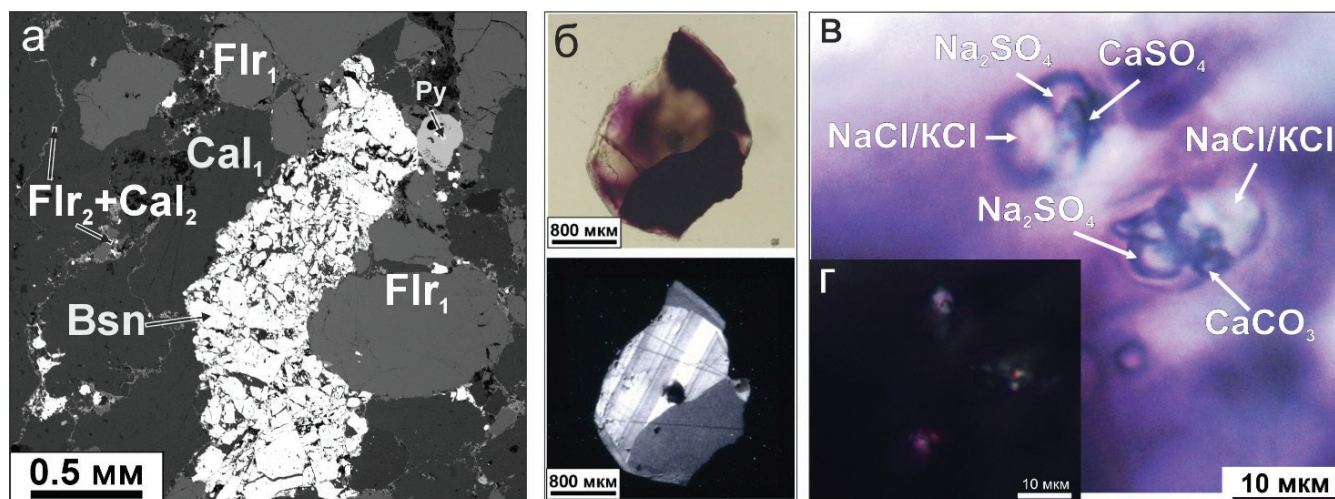


Рис. 1. Флюорит карбонатов Верхнекыйдинского массива: а – вкрапленный (Fl₁) и прожилковый (Fl₂) флюорит; б – окраска флюорита в проходящем (сверху) и католюминесцентном (снизу) свете; в – состав минеральных фаз рассол-расплавных включений во флюорите из вкрапленника. Cal – кальцит, Bsn – бастнезит, Py – пирит

и в центральных плоскостях кристаллов. Размер включений составляет 5–15 мкм. Форма вакуоли – округлая или неправильная, реже вытянутая. Состав включений выдержан и многофазный – карбонатно-сульфатно-хлоридный (рис. 1в). Дочерние кристаллические фазы представлены анизотропными кальцитом, сульфатами Na и Ca – тенардитом и ангидритом (КР-спектроскопия), а также изотропными кристаллами галита и/или сильвина. Включения содержат газовую фазу, представленную жидкой CO_2 , которая оптически наблюдается редко в виду большой концентрации твердых фаз во включении. Вторичные флюидные включения также многофазные: располагаются в магматическом флюорите по трещинам и имеют признаки расщуривания. Состав – сульфатно-хлоридный, присутствует газовый пузырек (CO_2).

Во второй генерации (гидротермальный флюорит) установлены первичные и псевдвторичные флюидные включения. Они группируются в центральных частях и вдоль залеченных трещин флюорита, размер включений составляет порядка 5–15 мкм, форма вакуоли имеет прямоугольное или неправильное сечение. Флюидные включения содержат газовую фазу, состоящую, по данным рамановской спектроскопии, из углекислого газа; газовый пузырек заполняет 5–10 об. % вакуоли включений. Кроме того, порядка 30–60 об. % включений обычно занимают от одной до трех кристаллических фаз, соответствующих галиту и/или сильвину (NaCl/KCl) – для первичных включений; а также Na-Ca-гидрокарбонату – гейлюсситу ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) – для вторичных включений.

Исследование расплавных и флюидных включений во флюорите показало, что карбонатиты Верхнекыйдинского массива Центрального Таймыра

образовались при участии щелочных (Na-K) расплавов сульфатно-карбонатно-хлоридного состава на магматическом этапе, и их производных – водно-солевых сульфатно-хлоридных флюидов на гидротермальном, что определяет специфику их генезиса и характеризует двухэтапность процессов рудоносности. Полученные данные коррелируют с результатами исследований включений в минералах Fe-F-Ba-Sr-REE карбонатитов Центрально-Азиатского складчатого пояса, локализованных в Туве и Западном Забайкалье (Prokopyev et al., 2023b).

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 22-17-00078-II (<https://rscf.ru/project/22-17-00078/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-46. Тарей. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 490 с.
2. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Starikova A.E. et al. Geochronology and origin of the carbonatites of the Central Taimyr Region, Russia (Arctica): Constraints on the F-Ba-REE mineralization and the Siberian Large Igneous Province // *Lithos*, 2023a. V. 440–441. P. 14.
3. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Redina A.A. Brine–Melts and Fluids of the Fe-F-P-(Ba)-(Sr)-REE Central Asian Carbonatite Province (Southern Siberia and Mongolia): The Petrogenetic Aspects // *Minerals*, 2023b. V. 13. № 4. P. 17.

ПЛАТИНА КОЛЬСКОГО: ПЕРСПЕКТИВЫ ФЕДОРОВО-ПАНСКИХ РИФОВ

Грошев Н.Ю., Сущенко А.М., Рундквист Т.В.

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты
n.groshev@ksc.ru

Кольский регион (Мурманская область) уже почти 20 лет, прошедших с открытия первого месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ) в 2006 году, обсуждает развитие своей платинодобывающей отрасли. Месторождение Федорова Тундра, принадлежащее к контактовому типу, планировалось запустить сначала в 2008-м году, а затем – в 2027-м. Наблюдаемый темп работы по проекту Федорова Тундра, к сожалению, говорит о том, что разработка этого месторождения, обладающего крупными запасами, но умеренным содержанием ЭПГ и Au (1 г/т), при текущих ценах на платину и палладий (около 1000 долларов за унцию для каждого) «не вписывается» в экономику. Аналогичное состояние дел, по-видимому, наблюдается для проекта Суханко в Финляндии, последние новости о котором на сайте компании датируются 2023-м годом. С другой стороны, в том же Федорово-Панском ультрамафит-мафитовом комплексе открыто несколько более мелких месторождений, содержащих руды со средней концентрацией благородных металлов 5–8 г/т, которые, очевидно, являются выгодной альтернативой. Эти месторождения принадлежат к так называемому рифовому типу и пока не превышают суммарно 100 тонн

благородных металлов по запасам. Представленный доклад рассматривает проблему федорово-панских платинометалльных рифов с точки зрения перспектив их дальнейшего изучения и возможности увеличения объема богатого оруденения, необходимого для запуска крупного производства в регионе.

Семь платинометалльных рифов, залегающих в Федоровском, Западно- и Восточно-Панском массивах, выявлено в Федорово-Панском комплексе (табл.). В двух из них, «Северном» и «В» («платинометалльная зона В»), обнаружены рудные тела и подсчитаны запасы металлов. В поддержку продолжения геологоразведочных работ необходимо отметить, что суммарная длина детально изученных участков месторождений этих рифов равняется 12 км, что составляет меньше половины от общей длины, на которую прослеживается минерализация рифов «Северного» и «В».

Важным аспектом, влияющим на размер запасов рифовых месторождений, является глубина их изучения. Месторождение Киевей, например, содержит почти 50 т благородных металлов, подсчитанных до глубины 250 м. Однако рудное тело месторождения подсекается несколькими скважинами на вдвое

Таблица

Характеристика рифов Федорово-Панского комплекса

Название	Массив	Характеристика рифа
«Южный»	ЗП	Pd/Pt=10.6–13.7; ЭПГ+Au 5–40 г/т; h до 3 м; l =18 км
«Северный»	ЗП	Pd/Pt=4.6–6.3; ЭПГ+Au 3–25 г/т; h до 5 м; l =20 км; месторождения Северный Каменник (l =5 км) и Киевей (l =6 км)
«А»	ВП	Pd/Pt=4.3–6.0; ЭПГ+Au 3–23 г/т; h до 5 м; l более 20 км
«ФТ-1»	Ф	Pd/Pt=2.1; ЭПГ+Au 2–10 г/т; h до 2 м; l =1.5 км;
«В»	ВП	Pd/Pt=1.5–2.5; ЭПГ+Au 1–55 г/т; h до 2 м; l =7.5 км; месторождение Восточное Чуарвы (l =1.2 км)
«ФТ-2»	Ф	Pd/Pt=0.9; ЭПГ+Au 0.5–3 г/т; h до 1 м; l =0.4 км
«С»	ВП	Pd/Pt=0.5; ЭПГ+Au 0.5–5 г/т; h до 1.6 м; l =4 км

Примечание. Ф, ЗП и ВП – Федоровский, Западно-Панский и Восточно-Панский; l – длина, h – мощность. Использованы данные (Groshev et al., 2019 и ссылки там). Отметим, что оруденение месторождения Федорова Тундра имеет среднее отношение Pd/Pt=4.1.

больших глубинах. С учетом близких глубинных параметров в других рифовых месторождениях комплекса и решимости компаний добывать подземным способом с глубины 500 м, предположение о крупном рифовом платинометальном объекте не кажется необоснованным.

Кроме этого, не стоит недооценивать роль комплексных петролого-минералогических исследований, результаты которых можно напрямую использовать в геологоразведочных работах. Если проанализировать геохимический облик рифового оруденения (Pd/Pt отношение), то выясняется, что во всех массивах Федорово-Панского комплекса, включая месторождение Федорова Тундра, развито высокопалладиевое оруденение (Pd/Pt=4–7), представленное в Западно-Панском массиве «Северным» рифом, а в Восточно-Панском – рифом «А». Возрождая давнюю дискуссию о едином Федорово-Панском массиве, трудно представить себе более весомый аргумент объединения в единый комплекс, чем указанное геохимическое сходство платинометального оруденения. Опираясь на это сходство, подтвержденное многими тысячами анализов пород на ЭПГ, разумно предположить принадлежность стратиграфических подразделений с оруденением такого облика к единой главной рудно-магматической системе. Разнообразие и число таковых систем можно определить по таблице. Таким образом, по результатам системного анализа, риф «А», в котором пока не выявлено рудных объектов, также входит в число приоритетных целей наряду с «глубинным» и «фланговым» направлениями изучения известных месторождений.

В ограниченных рамках тезисов трудно рассмотреть все направления исследований, имеющих ценные для экономической геологии результаты. Остановимся на таком вопросе, как типоморфизм благороднометального парагенезиса, поднятом в нескольких недавних публикациях (Rudashevsky et al., 2023; Грошев и др., 2024). Известно, что в Федорово-Панском комплексе благороднометальный парагенезис всех рудных тел главной рудно-магматической системы характеризуется преобладанием сульфидов

и теллуридов ЭПГ. В то же время, обнаруженная, но не организованная в рудные тела ЭПГ минерализация (Северный риф, участок Пешемпахк) имеет резко отличающийся набор минералов (Грошев и др., 2024): сульфиды Pt и Pd отсутствуют, полностью уступив место арсенидам и антимонидам ЭПГ, находящимся в ассоциации с теллуридами. В связи с этим масштабному разбурированию рифа «А» должен, по нашему мнению, предшествовать благороднометально-парагенетический анализ точек минерализации, по результатам которого будет определена перспективность различных его участков.

Федорово-Панский комплекс – это не просто месторождение, а целая платиноносная система с далеко не полностью раскрытым потенциалом ЭПГ оруденения рифового типа. Будущие крупные рифовые месторождения богатых руд – единственный шанс для развития платинодобывающей промышленности Кольского региона в текущих условиях и его нельзя упускать в эпоху технологической трансформации мировой экономики.

Работа поддержана темой НИР FMEZ-2024-0004 и РНФ (грант № 22-27-20106).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грошев Н.Ю., Сущенко А.М., Савченко Е.Э. Типоморфизм минералов платиновых металлов Северного рифа, Западно-Панский массив: новые данные по участку Пешемпахк: мат-лы Годиного собрания РМО. Апатиты: ФИЦ КНЦ РАН, 2024. С. 323–324.
2. Groshev N.Y., Rundkvist T.V., Karykowski B.T. et al. Low-sulfide Platinum-palladium Deposits of the Paleoproterozoic Fedorova-Pana Layered Complex, Kola Region, Russia // Minerals, 2019. V. 9. № 764.
3. Rudashevsky N.S., Nielsen T.F.D., Rudashevsky V.N. The PGE-Au Mineralisation of the Skaergaard intrusion: precious metal minerals, petrography and ore genesis // GEUS Bulletin, 2023. V. 54.

СРАВНЕНИЕ ЛИТОСФЕРНЫХ РАЗРЕЗОВ КРАТОННЫХ И ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ ТРУБОК ВЗРЫВА АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ И ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

Гудимова А.И.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
a.gudimova@igm.nsc.ru*

Ксенолиты мантийных и коровых пород, выносимые на поверхность кимберлитами и другими трубками взрыва, являются прямым источником информации о термальном состоянии, типах мантийных пород и их положении в разрезе. В настоящей работе приводится сравнительная характеристика литосферных разрезов трубок взрыва двух контрастных областей: кимберлитовой трубки им. В. Гриба, расположенной в пределах Восточно-Европейского кратона, и щелочно-базальтовой трубки взрыва «Эклогитовая», формирование которой происходило в условиях коллизионного орогенеза.

Кимберлитовая трубка им. В. Гриба расположена в центральной части Архангельской алмазоносной провинции, для которой установлен позднедевонский возраст внедрения кимберлитов. Кимберлиты данной трубки содержат большое количество слабоизмененных мегакристаллов и ксенолитов как верхнемантийных, так и нижнекоровых пород. Мантийные ксенолиты и ксенокристы представлены в основном гранатовыми перидотитами и пироксенитами, в меньшей степени дунитами при практически полном отсутствии шпинелевых перидотитов (Гудимова и др., 2024). Нижняя граница литосферной мантии, установленная по наиболее глубинным образцам гранатовых перидотитов, предполагается на глубине ~230 км при мощности «алмазного окна» ~80–85 км. Р-Т параметры эклогитов из трубки им. В. Гриба оцениваются как 940–1200 °С и 44–68 кбар, соответствуя глубине 120–220 км. Нижнекоровые гранулиты также встречаются в виде ксенолитов, для которых расчетные значения Р-Т параметров составляют 740–755 °С и 14–16 кбар соответственно (Shchukina et al., 2018).

Трубка взрыва «Эклогитовая» расположена в Дункельдыкском магматическом поле на Восточном Памире и связана с кайнозойским внутриконтинентальным сжатием в результате коллизии Индии и Евразии. Трубка сложена щелочными базальтами (фергуситами) и содержит среди ксенолитов эклогиты, пироксениты, гранат-биотитовые клинопироксениты, гранат-кианитовые гранулиты, гранат-флогопито-

вые вебстериты (Дмитриев, 1976). По результатам расчета Р-Т параметров ксенолитов (Li et al., 2023) было установлено, что наименее глубинными породами являются биотит-содержащие пироксениты, не затронутые процессами частичного плавления. Гранат-кианитовые гранулиты характеризуются широкими диапазонами температур и давлений, близких к таковым, определенным для эклогитов ($T=1000–1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P=25–28\text{ кбар}$), располагаясь в интервале глубин ~55–80 км. Наиболее глубинные образцы представлены гранат-флогопитовыми вебстеритами с температурами 890–1050 °С и давлениями 20–35 кбар, соответствующими глубинам ~67–113 км. Результаты изучения расплавных включений в минералах ксенолитов указывают на то, что протолитом для образования указанных пород были как метамагматические, так и метаосадочные разновидности. При этом классические мантийные ассоциации перидотитов в трубке «Эклогитовая» не установлены.

Таким образом, литосфера кратонной области (на примере кимберлитовой трубки им. В. Гриба) характеризуется значительной мощностью (~230 км) и сложена преимущественно мантийными разновидностями пород (перидотиты, пироксениты, эклогиты). Литосфера орогенной области (на примере щелочно-базальтовой трубки взрыва «Эклогитовая») имеет существенно меньшую мощность до ~115 км, а в ее составе преобладают коровые метаморфические породы (эклогиты, гранулиты, вебстериты) при полном отсутствии классических мантийных ассоциаций.

Работа выполнена при поддержке Российского Научного Фонда, грант № 24-17-00164.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гудимова А.И., Агашева Е.В., Дымшиц А.М. Реконструкция состава и строения литосферной мантии на основании концентраций главных элементов в ксенокристах гранатов и хромдиопсидов из пород кратерной части кимберлитовой трубки

- (на примере трубки им. В. Гриба, Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 2024. Т. 69. № 3. С. 580–604.
2. Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 167 с.
 3. Li Y.-P., Ding L., Robinson A.C. et al. Was cratonic Asia deeply subducted beneath the Pamir? Evidence from P-T conditions and tectonic affinities of Cenozoic Pamir crustal xenoliths // Journal of Metamorphic Geology, 2023. V. 41. № 7. P. 925–965.
 4. Shchukina E.V., Agashev A.M., Zedgenizov D.A. Origin of zircon-bearing mantle eclogites entrained in the V. Grib kimberlite (Arkhangelsk region, NW Russia): Evidence from mineral geochemistry and the U-Pb and Lu-Hf isotope compositions of zircon // Mineralogy and Petrology, 2018. V. 112. № 1. P. 85–100.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КСЕНОЛИТОВ ПИРОКСЕНИТОВ ИЗ ТРУБКИ «ЭКЛОГИТОВАЯ» (ДУНКЕЛЬДЫКСКИЙ КОМПЛЕКС, ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

Демин С.П.¹, Подугольникова Е.Е.¹, Губанов Н.В.², Тарасов А.А.¹

¹ *Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

² *Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург*

deminsp@igm.nsc.ru

Ксенолиты пироксенитов являются достаточно редкими для мантийных пород, выносимых на поверхность Земли в результате эксплозивных извержений. Эти породы встречаются в виде ксенолитов в кимберлитах и базальтах в различных регионах мира. Часто образцы ксенолитов гранатсодержащих пироксенитов путают с ксенолитами эклогитов, поскольку макроскопически обе породы являются гранат-клинопироксеновыми породами, и различить их можно по составу сосуществующих минералов (особенно клинопироксенов) (Кулигин, 1997). В эклогитах клинопироксен представлен омфацитом, тогда как в пироксенитах это, как правило, натриевый авгит. Гранаты могут иметь схожий состав и относиться к пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду.

Происхождение эклогитовых ассоциаций большинство исследователей связывают с субдукцией разреза океанической коры на мантийные глубины (Aulbach et al., 2017; Aulbach, Höfer et al., 2019; Mikhailenko et al., 2021), тогда как петрогенезис пироксенитов связывают с кристаллизацией их минеральной ассоциации из гибридизированных расплавов, вступивших в реакцию с перидотитовой мантией (Aulbach et al., 2007). В данном докладе представлены результаты исследования ксенолитов пироксенитов из фергуситовой трубки взрыва «Эклогитовая» (Дункельдыкский комплекс, Восточный Памир), впервые описанной в работах (Дмитриев, 1976; Лутков, 2003).

Ксенолиты пироксенитов условно подразделяются на две группы. К первой относятся гранатсодержащие разновидности. Это группа пород является крупнозернистой, состоящей из порфиробластов граната и клинопироксена. В некоторых образцах наряду с гранатом и клинопироксеном присутствует флогопит. Акцессорные минералы представлены апатитом и сульфидами. Кристаллы граната химически однородны и по составу отвечают пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду. Клинопироксен

относится к натровым авгитам с содержанием Na_2O до 2.4 мас. %. Концентрации хрома в исследованных кристаллах не превышают 0.2 мас. %. Вторая группа представлена практически мономинеральными породами, состоящими из клинопироксена. Это, как правило, гигантозернистые породы, состоящие более чем на 90 об. % из клинопироксена. Клинопироксены по составу относятся к дипосид-геденбергитам. Иногда в этих образцах присутствуют обособления кварца, размер которых может достигать первых сантиметров. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом и реже сульфидами.

Ещё одна – наиболее редкая группа образцов – представлена ксенолитами, состоящими из двух типов пород: эклогитов и пироксенитов. В них наблюдается плавный переход от эклогитов к мономинеральным пироксенитам. В эклогитовой части образца наблюдается неравномерное распределение граната и клинопироксена (омфацита – содержание Na_2O до 5 мас. %). В гранатах наблюдается слабовыраженная зональность (увеличение Са и снижение Mg и Fe от центра кристалла к периферии). При определении температуры и давления образования гранатсодержащих пород с использованием различных геотермометров (Ellis, Green, 1979; Nakamura, 2009) получены данные для этой минеральной ассоциации при 2 ГПа в 950–1050 °С, а при 3 ГПа в 1050–1100 °С. Наличие кварцевых обособлений позволяет исключить мантийное происхождение пироксенитов. Наиболее вероятным сценарием образования этих пород является метаморфическое преобразование специфических по составу протолитов. Дальнейшие изотопно-геохимические исследования позволят более полно реконструировать метаморфическую историю, запечатлённую в этих типах пород.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ № 24-17-00164.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 167 с.
2. Кулигин С.С. Комплекс ксенолитов пироксенитов из кимберлитов различных регионов Сибирской платформы. дисс. ... кан. геол.-мин. наук: 04.00.20. – Новосибирск, 1997. – 205 с.
3. Лутков В.С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах южного Памира, Таджикистан // Геохимия, 2003. № 3. С. 254–265.
4. Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. et al. Origins of Xenolithic Eclogites and Pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // *Journal of Petrology*, 2007. V. 48. № 10. P. 1843–1873.
5. Aulbach S., Jacobet D.E. et al. Eclogite xenoliths from Orapa: Ocean crust recycling, mantle metasomatism and carbon cycling at the western Zimbabwe craton margin // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 213. № Supplement C. P. 574–592.
6. Aulbach S., Höfer H.E., Gerdes A. High-Mg and Low-Mg Mantle Eclogites from Koidu (West African Craton) Linked by Neoproterozoic Ultramafic Melt Metasomatism of Subducted Archaean Plateau-like Oceanic Crust // *Journal of Petrology*, 2019. V. 60. № 4. P. 723–754.
7. Ellis D.J., Green D.R. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // *Contrib. Mineral. Petrol*, 1979. V. 71. P. 13–22.
8. Mikhailenko D.S., Aulbach S. et al. Origin of Graphite-Diamond-Bearing Eclogites from Udachnaya Kimberlite Pipe // *Journal of Petrology*, 2021. V. 62. № 8.
9. Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set // *Journal of Metamorphic Geology*, 2009. V. 27. № 7. P. 495–508.

ПЛАВЛЕНИЕ ГРАНАТ-ПИРОКСЕНИТОВОГО ИСТОЧНИКА В ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ БАЗАЛЬТОВ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА

Демонтерова Е.И., Иванов А.В.

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
dem@crust.irk.ru*

Породы базальтового состава являются результатом плавления мантии. Однако минеральный состав мантийного источника по имеющимся геохимическим характеристикам пород бывает трудно идентифицировать. Плавление мантийных источников с множественной литологией, каждая из которых имеет свой минеральный, химический и изотопный состав, считается важным фактором в формировании диапазона наблюдаемых составов. Представление о том, что не только перидотиты, но и пироксениты – безоливиновые породы – в условиях верхней мантии играют значительную роль в генезисе базальта, подтверждается различными геохимическими и экспериментальными исследованиями (Herzberg, 2011). При этом, очевидно, что при внешне схожем минеральном составе базальтов, элементный состав как на уровне петрогенных компонентов (Herzberg, 2011), так и примесных элементов (Pilet et al., 2011), будет разительно отличаться в выплавках из мантии перидотитового или пироксенитового составов. Внутриплитные базальты формируются вдали от активных границ плит, что делает их происхождение сложным для простого объяснения в контексте теории литосферных плит. Одним из проявлений внутриплитного магматизма Азии являются базальты Байкальского рифта, который расположен в центральной части континента Евразия и назван по одноименному озеру Байкал. Начало его формирования связывают с влиянием Индо-Азиатской коллизии на континент (Molnar, Tarronier, 1975). Вулканические проявления отмечаются на обширных территориях как в областях растяжения, так и сжатия (Ivanov et al., 2015; Yarmolyuk et al., 2015) и не контролируются только рифтовыми структурами.

Вулканыты Байкальского рифта характеризуются сходным химическим составом по главным оксидам с незначительными вариациями по микроэлементным и Sr – Nd – Pb – Hf изотопным данным. Согласно TAS диаграмме большая часть образцов (~90 %) попадает в поле базальтов и трахибазальтов. Реже встречаются базаниты, тефриты и фонотефриты. Крайние кислые разности, такие как трахиандезиты

и трахиты, наблюдаются исключительно на вулканическом поле Удокан (Yarmolyuk et al., 2023). Вулканыты Байкальского рифта характеризуются содержанием $K_2O+Na_2O=3.8-10$ мас. % и по соотношению K_2O к SiO_2 относятся к высококалиевым породам. Экспериментальные данные показывают, что выплавки из пироксенитов (мафических литологий – гранат-пироксеновых пород) и перидотитов различаются по содержанию основных оксидов (SiO_2 , CaO, MgO, Al_2O_3 , TiO_2) и их соотношениям (Herzberg, 2006; Demonterova et al., 2023). Согласно концентрациям CaO – MgO и $TiO_2/Al_2O_3 - SiO_2$ породы разделяются на образовавшиеся из расплавов, полученных при плавлении перидотитов (с участием оливина) и пироксенитов (без оливина). Наблюдаемое распределение вулканытов Байкальского рифта относительно экспериментальных выплавов в координатах $TiO_2/Al_2O_3-SiO_2$ указывает, что для магм Байкальского рифта требуется исключительно безоливиновые источники. Выплавов из перидотитовых источников не фиксируется.

Существует несколько гипотез образования мафического компонента в мантии: плавление метасоматических жил на границе литосферы и астеносферы (Pilet et al., 2011); переработка древней океанической коры, инкорпорированной в континентальную литосферу, или рециклирование относительно молодой океанической коры, возвращающейся в подлитосферную область разными путями, в том числе в виде мантийных плюмов (Зорин и др., 2006); погружение нижней базитовой коры на мантийные глубины, где она преобразуется в гранат-пироксеновые породы (Kay, Kay, 1993).

Мы предлагаем модель, объясняющую вулканизм как результат плавления гравитационно нестабильной нижней коры, деляминированной в литосферу под воздействием тектонических деформаций. За счет конвергенции Индии и Азии Евразийская плита сократилась на 1000–3600 км (Schellart et al., 2019) и вызвала утолщение коры до 55 км в юго-западной части рифта (Мордвинова и др., 2019), где сосредоточены наиболее объемные вулканические поля (Ivanov et al.,

2015). При толщине >40 км базитовая кора преобразуется в плотные (3.5 г/см^3) гранат-пироксеновые породы, превосходящие по плотности перидотит мантии (3.32 г/см^3) (Кау, Кау, 1993). Это создает гравитационную неустойчивость, приводящую к погружению корового материала в мантию и его последующему плавлению. Присутствие переработанного корового материала в мантии объясняет наблюдаемые вариации химического состава континентальных базальтов Байкальского рифта. Предложенная модель предполагает пассивный характер магматизма в Байкальском рифте, где вулканизм является следствием тектонических процессов, а не подтоком мантийного вещества с глубины.

Данное исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 25-77-30006, (<https://rscf.ru/project/25-77-30006/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. и др. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2006. Т. 47. № 10. С. 1056–1070.
2. Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А. и др. Глубинная скоростная структура южной окраины Сибирского кратона и Байкальский рифтогенез // ДАН, 2019. Т. 484. №1. С. 93–97.
3. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 287 с.
4. Ярмолук В.В., Саватенков В.М., Козловский А.М. и др. Условия формирования пород и источники магм позднекайнозойского Удоканского вулканического плато // Петрология, 2023. Т. 31. № 1. С. 3–28.
5. Demonterova E.I., Ivanov A.V., Savatenkov V.M. et al. Miocene volcanism of the Baikal Rift across the boundary of the Siberian Craton: Evidence for lithospheric mantle melting // Journal of Petrology, 2023. V. 64. № 9.
6. Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins // Journal of Petrology, 2011. V. 52. № 1. P. 113–146.
7. Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H. et al. Volcanism in the Baikal rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews, 2015. V. 148. P. 18–43.
8. Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // Tectonophysics, 1993. V. 219. № 1–3. P. 177–189.
9. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision // Science, 1975. V. 189. № 4201. P. 419–426.
10. Pilet S., Baker M.B., Müntener O. et al. Monte Carlo Simulations of Metasomatic Enrichment in the Lithosphere and Implications for the Source of Alkaline Basalts // Journal of Petrology, 2011. V. 52. № 7–8. P. 1415–1442.
11. Schellart W.P., Chen Z., Strak V. et al. Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics // Nature Communications, 2019. V. 10. P. 4480.
12. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M. et al. Late Mesozoic-Cenozoic intraplate magmatism in central Asia and its relation with mantle diapirism: evidence from the south Khangai volcanic region, Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences, 2015. V. 111. P. 604–623.

МЕЗОАРХЕЙСКИЕ ОКЕАНИЧЕСКИЕ СУБДУКЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ АССОЦИАЦИИ САЛМА БЕЛОМОРСКОЙ ЭКЛОГИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Докукина К.А.¹, Пожиленко В.И.²

¹ Геологический институт РАН, г. Москва
dokukina@mail.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Современная тектоника плит является одним из ключевых факторов, контролирующих эволюцию литосферы, гидросферы, атмосферы и, в конечном счете, биосферы Земли. Поэтому определение того, когда впервые возникла современная субдукция в стиле Бениофа, имеет решающее значение. На сегодняшний день ведутся постоянные дебаты с аргументами как за, так и против существования современной субдукции в архее. Основные аргументы против архейской тектоники плит включают: высокий геотермический градиент в мантии (Herzberg et al., 2010); тонкая, плавучая и недостаточно вязкая литосфера над горячей мантией, которая трудно поддается субдукции (Gerya, 2014; Lenardic, 2018); моделирование, предполагающее, что субдукция, возможно, не была необходима для формирования пород субдукционного типа, таких как бониниты, андезиты и адакиты (например, Nebel et al., 2024). Противники современной тектоники плит в архее в первую очередь ссылаются на следующие аргументы: коматииты (происходящие из перегретой мантии); отсутствие архейских коровых эклогитов, интерпретируемых как доказательство либо отсутствия тектоники плит, либо существования какого-то иного тектонического режима (Davies, 1992; Lenardic, 2018; Nebel et al., 2024); и высокие температурные градиенты, которые препятствовали эклогитизации основных пород (Bjørnerud, Austrheim, 2004).

Для реконструкции геодинамических обстановок архея особенно важны геологические свидетельства тектоники плит, такие как офиолиты и связанные с субдукцией эклогитовые комплексы. Исследования супракрустального пояса Исуа (Гренландия) показывают, что спрединг морского дна уже был активен в эоархее (~3.80–3.70 млрд лет) (Furnes et al., 2009).

Беломорская эклогитовая провинция на Фенноскандинавском щите представляет собой уникальную природную лабораторию, где широко обнажены мезо- и неоархейские коровые эклогиты, сформированные по мезоархейским океаническим протолитам. Совокупность офиолитоподобных пород, включающих метаморфизованные осадки, базальты, габброиды и ультрабазиты, и эклогиты в Беломорской провинции указывают на то, что субдукция и тектоника плит современного типа, вероятно, начались в мезоархее (~2.9–2.8 млрд лет назад).

Беломорский аккреционно-коллизийный ороген находится в северо-западном сегменте архейского ядра Фенноскандинавского щита. Центральнo-Беломорский зеленокаменный пояс состоит из деформированных мезоархейских (~2.88–2.85 млрд лет) мафит-ультрамафитовых пород океанического происхождения и разделяет микроконтиненты Хетоламина и Инари-Кольский. Мезоархейско-неоархейская субдукция океанической литосферы между микроконтинентами Хетоламина и Инари-Кольским привела к формированию Беломорской эклогитовой провинции, которая охватывает краевые части обоих микроконтинентов и Центральнo-Беломорский пояс (офиолитовую шовную зону), погружающуюся на северо-восток под активную палеоокраину Инари-Кольской. Палеоокраина состоит из архейских (3.0–2.7 млрд лет) тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов и зеленокаменных поясов. Субдукция океанических комплексов началась между 2.9 и 2.87 млрд лет назад, а события эклогитовой фации произошли между ~2.87 и 2.78 млрд лет назад.

Работа выполнена согласно плану научных исследований ГИН РАН (FMMG-2023-0007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Bjørnerud M.G., Austrheim H. Inhibited eclogite formation: The key to the rapid growth of strong and buoyant Archean continental crust // *Geology*, 2004. V. 32. P. 765–768.
2. Davies G.F. On the emergence of plate tectonics // *Geology*, 1992. V. 20. P. 963–966.
3. Gerya T. Precambrian geodynamics: Concepts and models // *Gondw. Res.*, 2014. V. 25. P. 442–463.
4. Furnes H., Minik R., Yildirim D. et al. Isua supracrustal belt (Greenland) – A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology // *Lithos*, 2009. V. 113. № 1. P. 115–132.
5. Lenardic A. The diversity of tectonic modes and thoughts about transitions between them // *Philos. Trans. A Math. Phys. Eng. Sci.*, 2018. V. 376. № 2132.
6. Nebel O., Vandenburg E.D., Capitanio F.A. et al. Early Earth «subduction»: short-lived, off-craton, shuffle tectonics, and no plate boundaries // *Precambrian Research*, 2024. V. 408.

КАРБОНАТИТЫ: ФАКТЫ И ПРОТИВОРЕЧИЯ

Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р.

*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
doroshkevich@igm.nsc.ru*

Несмотря на редкую встречаемость карбонатитов и их незначительный объем, этот тип горных пород содержит подавляющее большинство мировых месторождений РЗЭ и Nb. Кроме того, ожесточенные споры о петрогенезисе карбонатитов соизмеримы с их экономической ценностью, поскольку на сегодняшний день не существует общепринятой генетической модели их формирования. Наиболее предпочтительными являются три модели: (i) жидкостная силикатно-карбонатная несмешиваемость, (ii) непосредственное выплавление из карбонатизированной литосферной мантии и (iii) фракционирование из щелочных силикатных расплавов, обогащенных CO_2 .

В настоящее время известно чуть более 600 проявлений карбонатитов, из них 76 % ассоциируют с щелочными силикатными породами (Humphreys-Williams, Zahirovic, 2022 и ссылки в ней). Подавляющее число проявлений описываются как кальцитовые, эволюционирующие до доломитовых и анкеритовых, и лишь около 10% карбонатитов являются доломитовыми, не содержащими кальцитовые карбонаты. Содержания SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в карбонатитах довольно низкие, анализы их составов пересчитываются на практически мономинеральные породы. Экспериментальные данные демонстрируют, что чистые кальцитовые расплавы могут существовать только при очень высоких температурах ($\approx 1310^\circ\text{C}$), а доломит разлагается на периклаз и кальцит (например: Goldsmith, 1980; Wyllie, Tuttle, 1960). Таким образом, невозможно, чтобы природные кальцитовые или доломитовые карбонаты кристаллизовались из почти чистых $\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Fe}$ карбонатных расплавов. Поэтому является логичным, что составы природных карбонатитов не представляют собой составы расплавов, а имеют кумулятивную природу. Высокое содержание щелочей в расплавах включений в минералах карбонатитов, наличие мощных зон фенитизации вокруг интрузий карбонатитов являются неоспоримыми доказательствами щелочного характера карбонатитовых расплавов. Кроме того, неоднократно экспериментально подтверждено, что H_2O и/или ще-

лочи значительно снижают температуру плавления кальцита (Weidendorfer et al., 2017 и ссылки в ней), а для кристаллизации доломита из карбонатитового расплава необходимо не менее 15 мас. % щелочей (Beckett, 1987). Вероятнее всего, что другие «эфимерные» компоненты, такие как F, Cl, SO_3 (измеренные количества которых, как правило, низки в природных карбонатитах), наряду с H_2O и щелочами, также могут снижать температуру плавления карбоната.

Состав радиогенных (Sr, Nd, Hf) изотопов большинства карбонатитов мира имеет типичные мантийные значения, что указывает на их происхождение из расплавов, образованных в мантии. Эксперименты показывают, что карбонатитовые расплавы могут генерироваться из доломит-содержащего перидотита при относительно ограниченных P-T-параметрах: при давлениях от 1.9 до 2.7 ГПа и температурах от 1050 до 1230 $^\circ\text{C}$ и по составу относятся к доломитовым или магнезитовым (обзор Schmidt et al., 2024). Внедрение мантийных доломитовых расплавов непосредственно в кору может быть затруднено при давлениях ниже 1.5–2.0 ГПа карбонатной лимитирующей реакцией доломит + ортопироксен = оливин + клинопироксен + CO_2 . Возможным решением этих проблем является: (i) верлитизация каналов, по которым карбонатитовые расплавы могли бы перемещаться; (ii) доломитовый расплав должен содержать достаточное количество щелочей (до 17 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, согласно экспериментам (Thibault et al., 1992)). Первый вариант требует верлитизации каналов большой длины, до 40–60 км, что выглядит маловероятным. Приемлемым сценарием в таком случае может быть возникновение специфических условий. Например, в коллизионных обстановках зон локального растяжения и повышенной проницаемости коры, благоприятных для быстрой транспортировки мантийного карбонатитового материала к поверхности. Яркими примерами такого механизма являются магнезиокарбонаты Северного Прибайкалья (Веселое, Пограничное) и Алдан-Станового щита (Селигдар, Муосталах, Усть-Чульман и другие), расположенные в зонах пониженной плотности и локального

утонения коры (Дорошкевич, 2013; Прокопьев, 2025). Что касается второго варианта, то известно, что содержание щелочей в магнезиокарбонатах мира не превышает 1 мас. % (обзор Дорошкевич, 2013), при этом карбонатиты, как правило, окружены либо ореолом фенитизации, либо флогопитовыми околоконтактовыми оторочками. Это указывает на то, что исходные магмы были существенно богаче щелочами и значительная часть щелочей удалялась фенитизирующими флюидами. Результаты изучения расплавных включений в минералах магнезиокарбонатитов также свидетельствуют в пользу изначальной обогащенности щелочами и другими «эфмерными» компонентами доломитовых расплавов (например: Прокопьев, 2025). Стоит отметить, что мантийная природа некоторых природных магнезиокарбонатитов мира хорошо согласуется с присутствием в них ксенокристов мантийного происхождения (магнезиохромит-хромит, ильменит, флогопит, алмаз) (обзор Дорошкевич, 2013).

Как уже говорилось выше, три четверти карбонатитов мира ассоциируют с щелочными силикатными породами. При этом, генерация карбонатитовых расплавов может происходить из карбонатизированных силикатных расплавов нефелинитового и мелилититового составов. Экспериментально определено, что оливиновые мелилититы в присутствии $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ образуются в равновесии с гранатовым лерцолитом при относительно высоких давлениях (≥ 4 ГПа) и низких степенях частичного плавления ($< 1\%$), а оливиновый нефелинит – при более низких давлениях (≤ 3 ГПа) и более высоких степенях частичного плавления (2%) (например: Green, 2015). Отделение карбонатитового расплава от карбонатизированного щелочного силикатного может происходить либо в процессе жидкостной силикатно-карбонатной несмеси, либо в результате фракционной кристаллизации.

Эксперименты с составами расплавов, близкими к природным, по которым получена жидкостная силикатно-карбонатная несмесь, проводились в широком РТ-диапазоне, 0.01–3.2 ГПа и 700–1260 °C (обзор Schmidt et al., 2024). Эти данные свидетельствуют, что для природных CO_2 -содержащих щелочных силикатных магм, эволюционирующих в коре, нет Р – Т ограничений на процессы несмеси. Но для несмеси требуется достаточно высокое количество щелочей: ≥ 10 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для мелилитовых и нефелинитовых расплавов и ≥ 16 мас. % для фонолитовых (обзор Schmidt et al., 2024). В большей части петрологических работ по карбонатитам механизм жидкостной силикатно-карбонатной не-

смеси является предпочтительным. При этом, остается открытым вопрос относительно того, имеется ли достаточно доказательств несмеси в природных объектах. Непосредственные свидетельства ликвации в природных объектах чаще всего сложно обнаружить. Тем не менее, присутствие карбонатных каплевидных обособлений в щелочных силикатных породах и, наоборот, является одним из основных доказательств жидкостной несмеси. Не менее, важными являются результаты исследований расплавных включений в минералах щелочных силикатных пород и карбонатитов, в которых можно наблюдать силикатно-карбонатную жидкостную несмесь. Примерами различных по составу CO_2 -содержащих щелочных силикатных магм, в которых в расплавных включениях наблюдаются процессы силикатно-карбонатной несмеси являются Халюта (щелочно-базитовый состав), Керимаси (нефелинитовый состав), Гардинер (мелилититовый состав) (обзоры Дорошкевич, 2013 и Прокопьев, 2025). К числу значимых доказательств ликвации относятся химический состав и редкоэлементные коэффициенты распределения, подобные экспериментальным, для щелочных силикатных пород и карбонатитов. И.В. Векслер с соавторами (Veksler et al., 2012) отметил, что карбонатиты, обогащенные Nb, Zr и PЗЭ, не могут быть сформированы силикатно-карбонатной жидкостной несмесью, а скорее являются продуктами фракционной кристаллизации. Присутствие в карбонатном расплаве высоких концентраций P, F, Cl и SO_3 может оказывать значимое влияние на обогащение PЗЭ, в меньшей степени – на Nb, но не на Zr, карбонатитов (Veksler et al., 2012).

Несмотря на то, что образование карбонатитов фракционной кристаллизацией из карбонатизированной силикатной магмы возможно, в мировой литературе существует всего лишь несколько описанных примеров. В первую очередь, доказательством этого механизма является взаимоотношение карбонатов с силикатными породообразующими минералами в породах комплексов. Яркими примерами являются комплексы Ковдор, Прайри Лейк (Savard, Mitchell, 2021; Veksler et al., 1998), в которых количество карбонатов увеличивается от наиболее ранних разновидностей пород к поздним, вплоть до формирования карбонатитов. Модель фракционной кристаллизации подтверждается экспериментальными данными (обзор Lee, Wyllie, 1998), согласно которым траектория кристаллизации не пересекает смесимый интервал двухжидкостного поля, но достигает поверхности карбонатного ликвидуса с формированием ассоциации клинопироксен+нефелин+амфибол. Затем

фракционирование продолжается вдоль границы силикатно-карбонатной области по направлению к насыщенной щелочами карбонатитовой эвтектике. При этом граница между силикатной и карбонатной областями может существовать в широком температурном интервале от 1180 до 637 °C. Если опираться на эксперименты И. В. Векслера (Veksler et al., 2012), то рудоносные (P3Э, Zr, Nb) карбонатиты могут быть продуктом именно такого механизма.

Исследование проведено за счет средств гранта РНФ № 22-17-00078-П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дорошкевич А.Г. Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих комплексов Западного Забайкалья. Автореф. докт. дис. Улан-Удэ, 2013.
2. Прокопьев И.Р. Петрогенезис и рудоносность щелочных карбонатитовых комплексов Сибирского кратона и складчатого обрамления. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 2025.
3. Beckett M.F. Phase relations in synthetic alkali bearing dolomite carbonatites and the effect of alkalinity and fluorine content on the solubility of pyrochlore and the formation of niobium deposits in carbonatites. M.Sc. thesis. Toronto, Canada: University of Toronto. 1987. 131 p.
4. Goldsmith J.R.. Thermal stability of dolomite at high temperature and pressures // Journal of Geophysical Research, 1980. V. 85. P. 6949–6954.
5. Green D.H. Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle // Physics and Chemistry of Minerals, 2015. V. 42. P. 95–22.
6. Lee W.J., Wyllie P.J. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle to crust, constrained by the system $\text{CaO}-(\text{MgO}+\text{FeO}^*)-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)-\text{CO}_2$ // Journal of Petrology, 1998. V. 39. P. 495–517.
7. Savard J.J., Mitchell R.H. Petrology of ijolite series rocks from the Prairie Lake (Canada) and Fen (Norway) alkaline rock-carbonatite complexes // Lithos, 2021. V. 396–397.
8. Schmidt M.W., Giuliani A., Poli S. The Origin of Carbonatites—Combining the Rock Record with Available Experimental Constraints // Journal of Petrology, 2024. V. 65. № 10.
9. Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E. Experimental investigation of melts from a carbonated lherzolite: implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle // American Mineralogist, 1992. V. 77. P. 784–794.
10. Veksler I.V., Nielsen T.F.D., Sokolov S.V. Mineralogy of Crystallized Melt Inclusions from Gardiner and Kovdor Ultramafic Alkaline Complexes: Implications for Carbonatite Genesis // Journal of Petrology, 1998. V. 39. № 11–12. P. 2015–2031.
11. Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P. et al. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite // Geochimica et Cosmochimica Acta, 2012. V. 79. P. 20–40.
12. Weidendorfer D., Schmidt M.W., Mattsson H.B. A common origin of carbonatite magmas // Geology, 2017. V. 45. P. 507–510.
13. Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and the origin of carbonatites // Journal of Petrology, 1960. V. 1. P. 1–46.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАЗИТОВ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С.

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск
nadyadugarova@mail.ru*

Офиолиты северной части Кузнецкого Алатау (СЗ сегмент Алтае-Саянской складчатой области) входят в состав Кузнецко-Алатаусского островодужного сегмента венд-раннекембрийской коры Палеоазиатского океана (Берзин и др., 1994). Они локализованы в осевой части хребта и представлены зональными полукольцевыми структурами (гг. Становой хребет, Чемодан, Бархатная, Заячья, Северная, Зеленая и т. д.). Их внешняя зона сложена метаморфическими ультрамафитами, а внутренняя – магматическими комплексами разных фаций глубинности (от кумулятивного до вулканогенного) (Коновалова, Прусевиц, 1977; Гончаренко, 1982; Краснова и др., 2001).

Исследуемая базитовая составляющая офиолитов гг. Северная, Зеленая, Бархатная и Семеновского массива представлена габбро, габбро-порфиритами, микрогаббро и долеритами из габброидного и субвулканического комплексов, которые обнаруживают признаки как прогрессивного ($T=500-700^\circ\text{C}$ и $P=2-6$ кбар), так и ретроградного метаморфизма ($T=350-510^\circ\text{C}$ и $P=2-9$ кбар) (Дугарова и др., 2017). По химическому составу породы варьируют от нормальных габбро до диоритов, охватывая диапазон кремнекислотности от 43.65 до 58.57 мас. % SiO_2 при закономерном росте $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (0.25–7.10 мас. %). Содержания TiO_2 (0.11–2.46 мас. %), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (4.5–16.16 мас. %), MgO (2.65–20.01 мас. %) и CaO (3.92–18.57 мас. %) уменьшаются с ростом SiO_2 , что характерно для продуктов дифференциации основного расплава. Породы обогащены LIL-элементами (Cs, Rb, Ba) и легкими РЗЭ, деплетированы HFSE элементами (Zr, Hf, Nb, Ta) и тяжелыми РЗЭ, а также характеризуются широкими вариациями $\text{La}/\text{Sm}_n=0.55-5.09$ и $\text{La}/\text{Yb}_n=0.52-12.64$. По уровню главных петрогенных компонентов ($\text{FeO}_{\text{общ}}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) исследуемые базиты могут быть отнесены к продуктам натриевой толеитовой петрохимической серии, типичной для магматизма океанических структур (MORB). Однако постоянно присутствуют известково-щелочные производные, которые обнаруживают сходство

с образованиями островодужных систем, областей задугового спрединга или офиолитами надсубдукционных зон. Геохимические характеристики также подтверждают формирование офиолитов Кузнецкого Алатау над зонами субдукции в палеогеодинамических условиях развития островных дуг и задуговых бассейнов Палеоазиатского океана (Дугарова и др., 2023).

В регионе выделяют два возрастных уровня офиолитогенеза – позднерифейско-ранневендский и поздневендско-раннекембрийский. Последний установлен Sm-Nd изохронным методом по метабазитам конжинского комплекса 694 ± 43 млн лет, и U-Pb изотопным методом по цирконам из плагиоориолитов и плагиогранитов колтасского комплекса 544 ± 8 млн лет (Владимиров и др., 1999; Плотноков и др., 2000). Полученный нами верхнерифейский возраст (942 ± 53 и 960 ± 75 млн лет) по ультрамафитам и мафитам гор Бархатной, Северной и Зеленой значительно отличается и позволяет предположить более древний возраст офиолитов севера Кузнецкого Алатау (Гертнер и др., 2012).

Sm-Nd изохрона, построенная по метагабброидам (валовый состав, плагиоклаз, амфибол) горы Бархатной, отвечает возрасту 686 ± 61 млн лет, а метабазиты гор Северной и Зеленой образуют изохрону с близким возрастом, но со значительной погрешностью 774 ± 94 млн лет. Эти возраста близки к метабазитам конжинского комплекса и, вероятно, связаны с метаморфическими преобразованиями пород. Для пород Бархатного массива значения ϵNd варьируют от +7.6 до +10.8, что соответствует параметрам деплетированной мантии типа MORB, но разброс значений ϵSr весьма широк (от –16 до +67.9), что предполагает либо влияние корового материала, либо постмагматические изменения. Базитовые породы Семеновского массива обладают сходными параметрами изотопного состава Nd и Sr, отличаясь лишь более широким диапазоном значений ϵNd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_T = 0.511460-0.511894$, $\epsilon\text{Nd}\sim 0.9-9.5$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_T = 0.7035-0.7069$, $\epsilon\text{Sr}\sim 2.9-50.1$), что может свидетельствовать о родственном источнике

их первичного вещества. Для пород гг. Северная-Зеленая ϵNd и ϵSr варьируют от -9.7 до $+8.4$ и от $+6$ до $+43.8$ соответственно, возможной причиной такого разброса изотопных отношений обычно рассматривается контаминация деплетированного источника рециклированным коровым субстратом (Покровский, 2000).

Офиолитовые комплексы севера Кузнецкого Алатау могли формироваться в диапазоне ~ 850 – 950 млн лет назад, а более молодые возраста ~ 700 млн лет, возможно, отвечают возрасту метаморфизма базитов. Разброс изотопных отношений Sr и Nd, а также поведение некоторых элементов (Th, Nb, La, Ce), вероятно, связаны с контаминацией деплетированного источника коровым материалом, либо указывают на участие субдукционного компонента при формировании офиолитов задуговых бассейнов северного склона Кузнецкого Алатау.

Исследование выполнено в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (№ FSWM-2025-0015) и при поддержке Программы развития Томского государственного университета (Приоритет-2030).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994. № 7–8. С. 8–28.
2. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Каргополов С.А. и др. Неопротерозойский возраст древнейших образований Томского выступа (Горная Шория) на основании U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr и Ar-Ar изотопного датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999. Т. 7. № 5. С. 28–42.
3. Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Баянова Т.Б. и др. Изотопно-геохимическая неоднородность офиолитов Кузнецкого Алатау: оценка возраста формирования и источников вещества литосферы Палеоазиатского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): мат-лы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. С. 55–56.
4. Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А. и др. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среденетерсинского массива). Новосибирск: Наука, 1982. 105 с.
5. Дугарова Н.А., Тишин П.А., Гертнер И.Ф. и др. Минералогия и условия образования metabазитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау // Литосфера, 2017. Т. 17. № 4. С. 97–109.
6. Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С. Геохимия и условия формирования базитов офиолитовой ассоциации северного склона Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования, 2023. № 4. С. 6–20.
7. Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунитгарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.
8. Краснова Т.С., Гертнер И.Ф., Уткин Ю.В. Перспективы платиноносности офиолитов Кузнецкого Алатау // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Мат. науч. конф. Томск: ЦНТИ, 2001. Вып. 2. С. 229–235.
9. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А. и др. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // ДАН, 2000. Т. 372. № 1. С. 80–85.
10. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. М.: Наука, 2000. 228 с.

ГАББРО-МОНЦОНИТ-СИЕНИТОВЫЙ ТЕКЕШСКИЙ ИНТРУЗИВ. СЕВЕРНЫЙ УЗБЕКИСТАН (ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ)

Ежков Ю.Б., Холиёров А.Т., Тошметов У.Х., Абдихакимов А.У.

ГУ «Институт минеральных ресурсов» (ИМР), г. Ташкент, Узбекистан
ejkovyuriy@gmail.com

Текешский интрузив расположен на юго-восточном склоне Майдантальского хребта в бассейне Текешая, правого притока р. Ойгаинг. На современном эрозионном срезе имеет в общем изометрическую форму; размеры его 4×6 км.

Интрузив на востоке, севере и западе прорывает отложения среднего палеозоя, песчаники верхнего девона и карбонатную толщу нижнего карбона, а на юге прорывается гранодиоритами и гранитами Майдантальского массива. Интрузив изучали многие исследователи (А.С. Аделунг, Е.М. Головин, Б.А. Ким, В.В. Козырев, Ю.Б. Ежков, Ф.А. Усманов и др.), поэтому указанное возрастное положение его (316–336 млн лет) и самостоятельность можно считать вполне установленными.

По химизму породы интрузива изменяются от близких к диориту до промежуточных между средним типом щелочного авгитового сиенита и анальцимового базальта. Если взять усредненный химический состав всех проб, то он близко соответствует среднему типу монцонита, отличаясь главным образом несколько повышенным содержанием железа за счет кальция и преобладанием Na над K ($n > 50$).

В общем же химический состав пород свидетельствует о значительном участии в их образовании процессов ассимиляции и дифференциации, хотя не исключена и большая роль различных вторичных изменений.

В качестве первых интрузивных обособлений отмечаются очень мелкие выделения темно-зелено-вато-серых биотит-плагиоклазовых пироксенитов.

В целом, имеющиеся у нас материалы позволяют выделить в Текешском интрузиве следующие основные разновидности пород: 1) калиевые сиениты, 2) нормальные и меланократовые сиениты, 3) сиенито-диориты, 4) монцониты.

Калиевые сиениты слагают мелкие дайки и штоки в известняках вблизи Текешского интрузива и его небольшие участки.

Порода сложена параллельно расположенными лейстовидными кристаллами калишпата (до 70%) и более идиоморфными и крупными зернами пироксена (до 20%).

Почти всегда отмечаются единичные мелкие зерна биотита, плагиоклаза, сфена, но особенно рудного минерала (табл.1).

Таблица 1

Содержание акцессорных минералов в породах Текешского интрузива

Номер пробы	Порода	Магнетит	Сфен	Апатит	Циркон	Флюорит	Шеелит	Молибденит	Пирит	Мармит
1177	Пироксенит	26456.9	0.1	2219.4	40.6	3.5	-	-	144.3	-
1148	Габбро-сиенит	111.2	66.6	3295.0	32.8	3.6	-	0.2	5.8	95.0
1180	Меланократовый сиенит	11378.1	4763.0	1707.4	272.7	1.4	4.8	0.04	30.3	41.2
1179	Калиевые сиениты	11839.2	3554.7	1613.1	211.0	8.3	6.9	2.9	74.4	-
1178		12139.4	4895.3	2493.8	242.6	0.1	5.9	-	5.0	33.8
Среднее по интрузиву		14673.7	2655.9	2265.7	159.9	3.4	3.5	0.6	52.0	34.0

Примечание. Кроме вышеуказанных установлены (г/т): барит – 18.8 (1177); галенит – 0.02 (1177); 7.2 (1148); гематит – 57.3 (1180); оранжит – 3.8 (1180); торит – 5.1 (1180); халькопирит – 84.7 (1148); ортит – 11.2 (11.2); илменит 16.3 (1178).

Вторичные изменения выражены серицитизацией, пелитизацией и хлоритизацией.

Нормальные и меланократовые сиениты, имеющие постепенные переходы, слагают значительные участки интрузива.

Отличаются они главным образом содержанием темноцветных минералов, которые представлены пироксеном, роговой обманкой и биотитом. Структура породы порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Средний состав меланократовых сиенитов: калишпат – 45 %, темноцветные минералы – 35 %, плагиоклаз – 15 %, сфен и рудный минерал – до 5 %.

Сиенито-диориты слагают отдельные участки Текешского интрузива. Макроскопически это темно-серые, розовато-серые среднезернистые породы. Состоят они из амфибола – 35%, плагиоклаза (№ 14–26) – 40%.

Монцониты – мелкозернистые породы серой, светло-серой и розовато-серой окраски, иногда с единичными вкрапленниками полевого шпата.

Главные минералы монцонитов представлены пироксеном (30–35%), плагиоклазом и калишпатом (от 20 до 40%); присутствует небольшое количество, видимо, первичного биотита и акцессорий: сфена, апатита и рудного минерала.

В меланократовых сиенитах и габбро-сиенитах развиты пегматиты (фациальные и перемещённые), иногда нескольких генераций, связанные с ними сиениты и сиенит-аплиты.

Сфен образует удлиненно-клиновидные или уплощённо-конвертовидные кристаллы до 5 мм. В монцонитах густо коричневый с бурым оттенком.

Апатит высокими концентрациями выделяет породы комплекса из всех интрузивных образований района в особую группу. Образует близкие к изометричным, но редко и удлиненные кристаллы размером не более 0.1 мм. Призматических кристаллов больше в кварцевых сиенитах. Цвет апатита зеленый различных оттенков. В пироксенитах-отчетливо зеленый, а в габбро-сиенитах распространены ярко-зеленый и бесцветный, редко устанавливаются ориентированные по удлинению «стерженьки» полихромного зелено-черного апатита.

Циркон имеет изометричные, близкие к шаровидным кристаллы, оформленные гранями призм (110) и дипирамид (111) и (131); грани призмы (100) развиты неодинаково. Весь циркон сосредоточен в классе 0.1–0.25 мм. Также наряду с преобладающими изометричными встречаются и удлиненно-призматические кристаллы. Цвет розовый с легким сиреневым оттенком, полупрозрачный.

Ортит образует толстотаблитчатые кристаллы (по длинной оси до 1 мм). Цвет буро-чёрный, тёмно-бурый с зеленоватым оттенком. Окраска неравномерная, иногда зональная. На поверхности кристаллов – корка желтых продуктов разложения.

Ильменит представлен толстотабличатыми, иногда близкими к изометричным смоляно-черными кристаллами размером до 0.5 мм в поперечнике.

ПИРОКСЕНОВАЯ ГЕОБАРОМЕТРИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ: ПРОБЛЕМЫ И ПРИМЕРЫ ДЛЯ МОНЧЕГОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Еремин Д.Д., Арискин А.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
yeryomin2689@gmail.com

Приводятся результаты тестирования семи пироксеновых и полиминеральных геобарометров из пяти работ (Nimis, 1995; Putirka, 2008; Fumagalli et al., 2017; Ziberna et al., 2017; Wang et al. 2021), которое проводилось на специальной выборке данных, включающих результаты 64 субликвидусных и 31 субсолидусных опытов в высокомагнезиальных системах

($\text{mg\#} > 0.63$, Fo в оливине $> 85\%$ Fo) при давлениях не выше 10 кбар – массив ТВЭД (Еремин и др., 2025). Показано, что наиболее согласованные оценки давления дают расчеты по «Срх-only» геобарометру (Nimis, 1995), который не зависит от температуры. Использование температурно-зависимых геобарометров дает большой разброс давлений, даже в условиях известных из опытов температур. Те же семь моделей использованы для барометрии условий кристаллизации 18 мафит-ультрамафитовых пород Мончегорского интрузивного комплекса в Мурманской области (Россия). Объектом расчетов являлись плагиогарцбургиты, ортопироксениты и меланоторктолит из трех локаций, представляющих: (а) керн скважины М-1, пробуренной вблизи контакта между Мончегорским плутоном и Мончетундровским интрузивом, (б) керн скважины М-20, вскрывающей Дунитовый блок в зоне сочленения массивов г. Ниттис и г. Сопча на Мончеплутоне, и породы г. Травяной (рис. 1).

Данные барометрических расчетов демонстрируют широкий диапазон давлений – от ~1 кбар

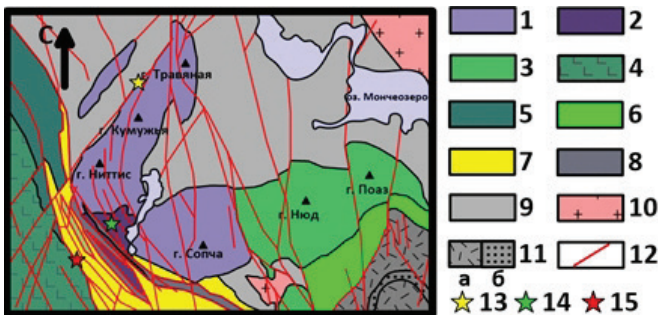


Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского рудного района с местами опробования пород интрузивного комплекса (Еремин и др., 2025).

Изученные локации: 13 – шахта № 5 на г. Травяной, 14 и 15 – скважины М-20 и М-1

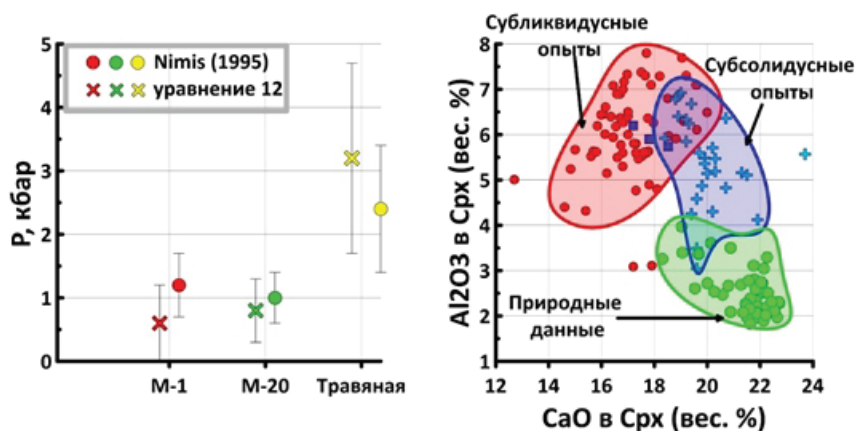


Рис. 2. Распределение оптимальных оценок давления по трём локациям Мончегорского интрузивного комплекса и соотношения $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$ в клинопироксене из реальных пород и данных экспериментов.

Слева – барометрические расчеты, справа – экспериментальные и природные составы Срх. Красные кружки и синие крестики характеризуют выборку ТВЭД (см. выше). Барометрическое уравнение (12) приведено в (Еремин и др., 2025)

до 5–6 кбар. Наиболее согласованные значения показали модели (Nimis, 1995) и (Wang et al., 2021): для скв. М-1 – 1.2 ± 0.5 кбар и 0.6 ± 1.4 кбар, для скв. М-20 – 1.0 ± 0.4 кбар и 0.8 ± 0.6 кбар, для перидотитов г. Травяной – 2.3–2.4 кбар. Из температурно-зависимых геобарометров этим оценкам близки результаты с использованием «Срх-only»–геотермобарометров (Putirka, 2008) в интервале температур ~1170–1200 °С. Независимо от используемых моделей, перидотиты из шахты № 5 на г. Травяной несут признаки более глубинных образований, чем породы из скв. М-1 и М-20. Судя по разности оценок давления (обычно в пределах 1–1.5 кбар) глубины кристаллизации перидотитов г. Травяной примерно на 3–4.5 км превышали уровни затвердевания ультрамафитов скважин М-1 и М-20. Эти соотношения должны учитываться при реконструкциях первичного залегания и построении сводного разреза Мончеплутона.

Дополнительная верификация результатов расчетов проведена при помощи полуэмпирического «Срх-only» геобарометра, калиброванного авторами на ранее использованной выборке ТВЭД (Еремин и др., 2025). Применение этого геобарометра к составам мончегорских пироксенов дало следующие оценки: 0.6 ± 0.6 кбар для ультрамафитов М-1, 0.8 ± 0.5 кбар для пород из скв. М-20 и 3.2 ± 1.5 кбар для перидотитов г. Травяной. Эти данные хорошо согласуются с результатами использования геобарометра (Nimis, 1995), который также не зависит от температуры (рис. 2а). Надо отметить, что этот результат однозначно привязан к характеристикам калибровочной выборки ТВЭД, которая хотя и пред-

ставляет высокомагнезиальные системы, но имеет отличия от природных данных в отношении состава клинопироксена: природные составы в целом оказываются менее глиноземистые и более кальциевые, чем пироксены из экспериментов (рис. 2б).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Еремин Д.Д., Аriskин А.А., Соболев С.Н. и др. Геобарометрия пироксенов из ультрамафитов Мончегорского интрузивного комплекса // Петрология, 2025 (представлена).
2. Fumagalli P., Borghini G., Rampone E. et al. Experimental calibration of Forsterite-Anorthite-Ca-Tschermak-Enstatite (FACE) geobarometer for mantle peridotites // Contributions to Mineralogy and Petrology, 2017. V. 172. № 38.
3. Nimis P. A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling // Contributions to Mineralogy and Petrology, 1995. V. 135. P. 115–121.
4. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // Reviews in mineralogy and geochemistry, 2008. V. 69. № 1. P. 61–120.
5. Wang X., Hou T., Wang M. et al. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // European Journal of Mineralogy, 2021. V. 33. № 5. P. 621–637.
6. Ziberna L., Green E.C.R., Blundy J.D. Multiple-reaction geobarometry for olivine-bearing igneous rocks // American Mineralogist, 2017. V. 102. P. 2349–2366.

МИНЕРАЛОГИЯ И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ТУФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЕРХНЕМ РАЗРЕЗЕ ГОРИЗОНТА ЛАЕТОЛИЛ, ПЛАТО ЭЯСИ, ТАНЗАНИЯ

Зайцев А.Н., Зайцева О.А., Лесовая С.Н., Гайнетдинов Э.С.

*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
a.zaitsev@spbu.ru*

Область Лаетоли, располагающаяся вблизи Кратерного нагорья и озера Эяси в северной Танзании, известна благодаря находкам окаменелых останков и отпечатков ступней ног Австралопитека афарского (Harrison, 2011). Здесь на площади около 1500 км² обнажаются разнообразные туфовые отложения; главные стратиграфические единицы этих отложений известны как туфы Лаетолил (4.4–3.6 млн лет), Ндоланья (3.6–2.7 млн лет) и Наибадад (2.2–2.1 млн лет).

Наибольший интерес представляют туфы из верхнего разреза отложений Лаетолил. Именно в этих горных породах и были найдены окаменелости и отпечатки ног Австралопитека афарского. Среди отложений преобладают эоловые туфы – вторичные по своему механизму образования породы. Более редкими являются первичные отложения туфов, которые выделяются как маркирующие горизонты (в этом случае после отложения вулканического пепла не происходило перемещение вещества в пространстве во время процесса диагенеза). Всего выделяется 8 маркирующих горизонтов, и самый верхний горизонт известен как Желтый маркирующий туф (Hay, 1987; Zaitsev et al., 2019).

Основной объем туфов Лаетолил (75–90 об. %) сложен аутигенными минералами, главным из которых является монтмориллонит. В подчиненном количестве присутствуют кальцит и филлипсит. Оставшаяся часть горной породы сложена первичными (неаутигенными) минералами, которые представлены разнообразными силикатами и оксидами. Всего установлено 20 минеральных видов. Эоловые туфы и маркирующие горизонты 1–8 характеризуются подобной минералогией, и в составе этих пород преобладают пироксены (диопсид, геденбергит,

эгирин-авгит), гранаты (андрадит, шорломит) и перовскит. Отличным является минеральный состав горизонта Желтого туфа; для него характерно преобладание санидина и титанита среди неаутигенных минералов.

Предполагается, что основным источником минерального вещества туфов Лаетолил являлись периодические извержения фонолит-нефелинитового вулкана Садиман, который располагается примерно в 25 км от области Лаетоли. Второстепенным источником неаутигенных минералов являются породы докембрийского фундамента. На это указывает присутствие в эоловых туфах небольшого количества микроклина и кварца.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 24-27-00035. Исследования проведены с использованием оборудования ресурсных центров Научного парка СПбГУ «Рентгенодифракционные методы исследования» и «Геомодель».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Hay R.L. Geology of the Laetoli area. In: Leakey, M.D., Harris, J.M. (Eds.), Laetoli, a Pliocene Site in Northern Tanzania. Clarendon Press, Oxford, 1987. P. 23–47.
2. Harrison T. Geology, Geochronology, Paleoecology and Paleoenvironment. Dordrecht: Springer, 2011. V. 1. 401 p.
3. Zaitsev A.N., McHenry L., Savchenok A.I. et al. Stratigraphy, mineralogy and geochemistry of the Upper Laetoli tuffs including a new tuff 7 site with footprints of Australopithecus afarensis, Laetoli, Tanzania // Journal of African Earth Sciences, 2019. V. 158.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ШПИНЕЛИ ИЗ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО ЧАПИНСКОГО КОМПЛЕКСА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Зубакова Е.А.¹, Дорошкевич А.Г.¹, Избродин И.А.¹, Шарыгин И.С.², Прокопьев И.Р.¹

¹ *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
zybakovaea@igm.nsc.ru*

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

Ультраосновные породы глубинного происхождения, такие как кимберлиты и ультраосновные лампрофиры, несут в себе важную информацию о составе и эволюции щелочных силикатно-карбонатных расплавов. Однако данные породы часто изменены в результате активности сопровождающих их флюидов, особенно это касается силикатной составляющей. В то же время оксиды, такие как минералы группы шпинели, более устойчивы и способны сохранять в себе информацию о первичном расплаве и его эволюции. В данной работе рассмотрены шпинелиды из пород чапинского щелочно-ультраосновного комплекса (участок Чертов).

Чапинский щелочно-ультраосновной комплекс расположен в северной части Енисейского кряжа, входит в состав чингасанского магматического комплекса (Селезнева, Качевская, 1962). На участке Чертов распространены осадочные и вулканогенно-осадочные толщи карьерской и чидивинской свит, в которые внедрялись дайки, силлы и трубки взрыва ультраосновных лампрофиров.

Ультраосновные лампрофиры представляют собой породы массивной текстуры и мелкопорфировой структуры и подразделяются на две разновидности. В первой разновидности пород вкрапленники представлены преимущественно оливином, и, в меньшей степени, в некоторых разновидностях, клинопироксеном и флогопитом. Среди макрокристов также встречается магнезиохромит. Основная масса сложена оливином, титаномagnetит-ульвошпинелью, рутилом и апатитом. Породы подверглись сильному гидротермальному преобразованию, в результате чего силикатные минералы замещены смесью хлорита и карбонатов. Во второй разновидности вкрапленники представлены оливином и клинопироксеном, с преобладанием последнего. Основная масса состоит преимущественно из клинопироксена и, в меньшей степени, флогопита, титаномagnetит-ульвошпинели, интерстициального нефелина.

Трубки взрыва представляют собой эруптивные брекчии, в которых среди обломков распространены вмещающие осадочные породы, кристаллокласты флогопита и клинопироксена, замещенные перидотиты. В последних сохранился магнезиохромит с кристаллографической огранкой. Отдельно стоит отметить наличие лапиллей шарообразной формы с оливиновым ядром и тонкозернистой основной массой, в которой присутствуют макрокристы магнезиохромита.

В породах участка Чертов встречаются несколько разновидностей минералов группы шпинели (по Bosi et al., 2019): высокохромистая шпинель ($\text{MgO} = 14.6 - 15.6$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 29.1 - 30.3$ мас. %), магнезиохромит ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 37.0 - 48.8$, $\text{MgO} = 13.7 - 15.2$ мас. %), хромит ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 21.1 - 35.6$, $\text{MgO} = 4.1 - 9.5$ мас. %), ульвошпинель ($\text{TiO}_2 = 18.9 - 25.1$ мас. %) и титаномagnetит ($\text{TiO}_2 = 5.3 - 18.6$ мас. %). При детальном изучении данных фаз были выделены серии высокохромистая шпинель-магнезиохромит и ульвошпинель-титаномagnetит.

Для первой группы ультраосновных лампрофиров характерно наличие магнезиохромит-высокохромистой шпинели и magnetита с повышенными концентрациями TiO_2 (от 2.2 до 8.1 мас. %). Магнезиохромит-высокохромистая шпинель образует макрокристы часто с атоловой структурой в виде каймы magnetита ($\text{TiO}_2 < 4.4$ мас. %). Magnetит в основной массе встречается в виде округлых иногда неправильной формы зерен с повышенными концентрациями TiO_2 , что позволяет отнести его к титаномagnetиту, и наличием ZnO около 0.5 мас. %. В лапиллях макрокристы имеют неоднородное строение с составом магнезиохромит-высокохромистая шпинель. Для них характерна атоловая структура, с каймой magnetита. Как и в первой группе пород, magnetит основной массы представлен мелкими резорбированными зернами (TiO_2 от 4.3 до 6.7 мас. %). Также в «затравочном»

ядре лапиллей в качестве минеральных включений присутствует высокохромистая шпинель с атоллавой структурой.

Во второй группе ультраосновных лампрофиров распространены хромит и ульвошпинель-титаномagnetит (TiO_2 от 14.1 до 20.1 мас. %). Хромит представлен включениями в клинопироксене, на границе с оливином. Кристаллы гипидиоморфны и имеют оторочку титаномagnetита. Зерна ульвошпинель-титаномagnetита распространены в основной массе в виде округлых зерен и иногда в качестве включений в краевых частях клинопироксена. В ксенолитах перидотитов из трубок взрыва зерна магнезиохромита обладают явным зональным строением и составом схожим с макрокристами из лапиллей.

Состав минералов группы шпинели из разных типов пород участка Чертов схож с таковым шпинелидов из кимберлитов, лампрофиров. По соотношению Cr_2O_3 - Al_2O_3 и Cr_2O_3 - MgO , высокохромистая шпинель – магнезиохромит попадает в поле шпинелидов из кимберлитов Сибири (Айхал, Мир, Интернациональная, Комсомольская), для которых характерна обратная корреляция между Cr и Al, а хромиты с магнетитом из второй группы ультраосновных лампрофиров образуют тренд эволюции с одновременным понижением Cr и Al и попадают в поле минералов группы шпинели из ультраосновных лампрофиров зиминского комплекса (Venier et al., 2022; Nugumanova et al., 2023). По содержанию Ni (от 651 до 1081 г/т) и Co (от 119 до 195 г/т) магнезиохромиты также схожи с кимберлитами Сибири (Kostrovitsky et al., 2015; Venier et al., 2022).

Таким образом, в ультраосновных лампрофирох различаются шпинелиды различного химического состава и морфологии. К первой группе относятся магнезиохромит-высокохромистая шпинель с атоллавой структурой и титаномagnetит. Хромистая шпинель по составу схожа со шпинелидами из кимберлитов Сибири и, вероятно, является захваченной из мантийных перидотитов. На это также указывает наличие

атолловой структуры, которая могла образоваться в результате растворения магнезиохромита и/или нарастания магнетита из расплава, насыщенного Fe и Ti (Roeder, Schulze, 2008). Ко второй группе ультраосновных лампрофиров относится хромит с каймой титаномagnetита и ульвошпинель-титаномagnetит. Данные минеральные фазы схожи по составу с таковыми из ультраосновных лампрофировых комплексов края Сибирской платформы. Наличие четкого перехода между хромитом и титаномagnetитом может указывать на временной разрыв в кристаллизации (Roeder, Schulze, 2008).

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 23-17-00098.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Селезнёв Е.Д., Качевская Г.И. Трубки взрыва и дайки щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород бассейна р. Чингасан и перспективы их алмазоносность (окончательный отчет Алмаанканской ПСП за 1962–63 гг.). ТФ Красноярскгеолкома, Красноярск, 1964. 373 с.
2. Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // *European Journal of Mineralogy*, 2019. V. 31. № 1. P. 183–192.
3. Kostrovitsky S.; Spetsius Z.; Yakovlev D. et al. Atlas of the Igneous Rocks and Diamond Deposits of the Yakut Kimberlite Province; Pokhilenko, N., Ed.; Migration Policy Group (MPG): Mirniy, Russia, 2015. 480 p.
4. Nugumanova Y., Doroshkevich A., Starikova A. et al. Composition of olivines and spinel group minerals in aillikites from the Bushkanay dyke, South Siberian Craton: Insights into alkaline melt sources and evolution // *Geosystems and Geoenvironment*, 2023. V. 3. № 4.
5. Roeder P.L., Schulze D.J. Crystallization of ground-mass spinel in kimberlite // *Petrol*, 2008. V. 49. P. 1473–1495.
6. Venier M., Ziberna L., Princivalle F. et al. Trace Elements in Chromian Spinel from Four Siberian Kimberlites // *Minerals*, 2022. V. 12.

ПРОБЛЕМА КОРРЕЛЯЦИИ U-Pb И Ar-Ar ВОЗРАСТОВ ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА: ПРИМЕР ГОУДЖЕКИТСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Избродин И.А.¹, Дорошкевич А.Г.¹, Рампилов М.О.²,
Ласточкин Е.И.², Хубанов В.Б.³, Понамарчук А.В.¹

¹ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

izbrodin@igm.nsc.ru

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

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

Северо-Байкальская щелочная провинция объединяет девять массивов, сложенных щелочными, нефелиновыми сиенитами и сынныритами. Большинство массивов небольшие по размеру и гипабиссальные, за исключением крупных интрузий Сынныр и Бурпала, расположенных в центральной части. Линейное размещение массивов указывает на влияние тектонических факторов на их локализацию, близкое пространственное расположение и имеющие значения возраста позволили исследователям объединить их в единый позднепалеозойский комплекс.

Гоуджекитский массив, впервые описанный А.А. Арсеньевым в 1938 г., находится в юго-восточной части провинции. Возраст нефелиновых сиенитов (К-Ar метод по биотиту, Жидков и др., 1963) – 330 млн лет, что древнее других крупных щелочных интрузий региона и требует уточнения.

Нефелиновые сиениты массива формируют три крутопадающих тела северо-восточного простирания длиной до 2.5 км и мощностью от 18 до 200 м. Интрузия имеет трещинный характер и связана с разломом того же направления. Отмечены небольшие тела мельтейгитоподобных метасоматических пород и линзы кальцита мощностью до 0.3 м. Вмещающие породы представлены протерозойскими биотит-амфиболовыми плагиосланцами и гнейсами с прослоями мраморов; местами распространены докембрийские граниты и гранитогнейсы.

Нефелиновые сиениты (от мелкозернистых до пегматоидных) преимущественно имеют гнейсовидную текстуру. По минеральному составу выделяются: биотитовые, биотит-рибекитовые и эгирин-авгит-гастингсит-биотитовые разновидности.

Изотопно-геохронологический анализ выполнен для цирконов из биотитовых нефелиновых сиенитов центрального тела интрузии (образец ГД-56А). Циркон представлен зернами неправильной формы, которые по катодолюминесцентным изображениям условно разделены на три группы:

1) зерна с выраженной внутренней неоднородностью;

2) цирконы с осцилляторной магматической зональностью и светлой КЛ-каймой, что может указывать на вторичное обрастание или начальные стадии перекристаллизации;

3) цирконы со слабым свечением и однородной структурой, с минимальными признаками преобразования.

Содержание урана во всех проанализированных зернах варьируется от 3 до 64 г/т, отношение Th/U=1.83–18, что соответствует магматическому происхождению минерала.

Для определения возраста выполнено 52 анализа по 17 зернам циркона. Исследовались все типы цирконов, включая центральные и краевые участки (масс-спектрометрический анализ (LA-ICP-MS), г. Улан-Удэ). За исключением двух значений (724 и 795 млн лет), остальные данные образуют конкордантную группу с возрастом 924.9 ± 5.0 млн лет. Средневзвешенное значение возраста по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составило 920.5 ± 5.4 млн лет.

Учитывая сходство морфологии и внутренней структуры исследованных цирконов с таковыми из других щелочных массивов региона, можно предположить, что полученный возраст (~925 млн лет) отражает время формирования нефелиновых сиенитов Гоуджекитского массива. Однако это значение существенно отличается как от ранее полученных данных по К-Ar методу, так и от геохронологических результатов для других щелочных массивов.

Для верификации полученного возраста были выполнены дополнительные Ar-Ar изотопные исследования биотита, взятого из того же образца нефелинового сиенита. По трём высокотемпературным ступеням, соответствующим пиковому содержанию кумулятивного ^{39}Ar , был получен возраст 260 ± 4.0 млн лет. Это значение может быть интерпретировано как время закрытия Ar-Ar изотопной системы в биотите.

Первое сопоставление U-Pb и Ar-Ar изохронных данных для нефелиновых сиенитов «центрального» тела массива указывает на потенциально ксеногенный характер цирконов с возрастом около 924 млн лет, захваченные магмой либо из древнего литосферного источника, либо в процессе её подъёма через вмещающие коровые породы, и времени формирования пород около 260 млн лет. Полученный возраст по биотиту (~260 млн лет) хоть и не входит в пик масштабного магматизма, включая щелочной, возраст которого оценивается в 314–285 млн лет, но может отражать завершающий этап интенсивной магматической активности. Это подтверждается датировками по Шербахтинскому массиву (260 млн лет (Tsygankov et al., 2021)).

С другой стороны, учитывая трещинный тип интрузии и, как следствие, быстрый подъем и кристаллизацию магмы, возможно, не было достаточно времени для формирования устойчивой фазы циркона. Кроме того, датирование преобразованных или частично перекристаллизованных зёрен циркона в таких условиях часто затруднено или не даёт достоверных результатов. На территории Байкальского выступа описан новый дайково-жильный комплекс калиевого типа щелочности с возрастом ~1 млрд лет (Савельева и др., 2016). Это свидетельствует о начале внутриконтинентального растяжения на юге Сибирского кратона как минимум в позднем протерозое, а полученный возраст 924 млн может быть собственным этапом. Полученный нами возраст может отражать время вторичной перекристаллизации или закрытия Ar-Ar изотопной системы вследствие указанных геодинамических событий.

Таким образом, выявленное значительное расхождение между возрастными значениями, полученными различными геохронологическими методами, указывает на сложную многоэтапную эволюцию магматической системы и не даёт однозначного ответа на поставленную задачу. Для более точной реконструкции истории формирования и последующих преобразований пород необходимы дальнейшие комплексные исследования, включающие дополнительное изотопно-геохимическое изучение циркона, сквозных минералов, а также сравнение таковых с региональными аналогами.

Исследование проведено за счет средств гранта РНФ № 22-17-00078-П.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северобайкальского нагорья // ДАН СССР, 1963. Т. 149. № 1. С. 152–155.
2. Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В. и др. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология, 2016. Т. 24. № 3. С. 292–324.
3. Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Udoratina O.V. et al. Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic-geochronological data // Lithos, 2021. V. 390–391. № 106098.

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КРУПНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ АЗИИ

Изох А.Э.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
izokh@igm.nsc.ru*

В последние годы большое внимание уделяется изучению магматизма крупных изверженных провинций (LIP), выяснению роли в их формировании мантийных плюмов, их длительности и эволюции, мантийно-корового взаимодействия и их рудоносности (Добрецов и др., 2010). Эти вопросы рассмотрены применительно к относительно молодым LIP – Сибирской, Эмейшаньской, Таримской. Анализ геологических процессов, связанных с формированием крупных магматических провинций и проявлением мантийных плюмов, позволяет выявить специфические особенности металлогении ареалов развития плюмового магматизма как на кратоне, так и в его складчатом обрамлении, оценить условия зарождения и развития мантийных и мантийно-коровых рудообразующих систем, функционирование которых нередко приводит к формированию крупных и уникальных рудных месторождений. Показано, что наиболее продуктивными в отношении Cu-Ni и платинового оруденения являются центральные области LIP (Добрецов и др., 2010; Поляков и др., 2013), в которых достигаются максимальные степени плавления как литосферной, так и астеносферной мантии. Для этих зон характерны аномально высокие содержания элементов платиновой группы (Изох и др., 2016), что может быть связано с участием глубинного мантийного плюма. В то же время, для формирования крупных и уникальных месторождений Cu-Ni-ЭПГ, Pt, Ti-V-P руд необходимым условием является наличие глубинных промежуточных камер, в которых происходят процессы дифференциации, контаминации и ликвации.

На примере Сибирской, Таримской и Эмейшаньской LIP установлена последовательность событий развития и эволюция ультрамафит-мафитового и гранитоидного магматизма:

1. Воздымание земной коры при подходе глубинного плюма к границе литосферы, формирование общего поднятия и ранний рифтовый этап со щелочно-базитовым, щелочно-пикритовым и карбонатитовым магматизмом, специализированным на редкометальном оруденении.

2. Растекание плюма вдоль границы литосферы, которое сопровождается ее трансформацией, излия-

нием траппов на платформах, пикритов и базальтов в складчатых областях и формирование в центральных частях LIP Cu-Ni-ЭПГ месторождений.

3. Прогрев коры, который сопровождается наиболее активным мантийно-коровым взаимодействием, формированием габбро-монцодиоритовых и габбро-гранитных серий, гранитоидных батолитов, синплутонических и минглинг-даек. С этим этапом связаны Cu-Mo и Au месторождения.

4. Регрессивный этап – остывание системы и миграция центра плюма, который фиксируется формированием поясов или ареалов даек калиевых лампрофиров (лампроитов, альвикитов), карбонатитов, щелочных пикритов и кимберлитов.

Общая длительность LIP с учетом завершающего этапа достигает 25–30 млн лет, тогда как основной трапповый этап не превышает 1 млн лет.

Наиболее сложным является вопрос о составе плюмового компонента при формировании LIP. Его доля меняется для каждого этапа. Получить представление о составе материала мантийного плюма, имеющего вклад не только верхней, но и нижней мантии, позволяет анализ состава базальтов океанических островов (ОИВ) и океанических плато (ОПВ). Другой компонент, участвующий в их образовании, это астеносферная мантия, вклад которой может варьировать. Другими добавками контрастного по составу материала в области плавления поднимающего плюма могут быть экологитизованная океаническая кора, материал субдуцированных осадков (верхнекоровый компонент) и деламинарованные перидотиты субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ), что позволяет объяснить значительно более обогащенные геохимические и изотопные характеристики ОИВ. Таким образом, базиты не дают напрямую информации о составе источника глубинных мантийных плюмов без добавки какого-либо из вышеперечисленных компонентов (Туркина, Изох, 2023). Примером этого является базитовый магматизм, связанный с Сибирским плюмом, где наряду с плюмовым компонентом участвует субконтинентальная литосферная мантия (СКЛМ), представляющая собой наиболее гетерогенный резервуар, где отдельные ее участки (домены) могут приобрести черты обогащенного

материала вследствие субдукционного метасоматоза, вызванного флюидами/расплавами из погружающейся океанической плиты, или преобразования под действием внутриплитных базитовых расплавов. Среди Сибирских траппов примером базитов плюмового происхождения с малой долей влияния СКЛМ, наиболее сходных с ОРВ, служат пикриты гудчихинской свиты Норильского района и меймечиты Маймеча-Котуйской провинции. Для последних деплетированные изотопные параметры (положительные $\epsilon_{\text{Nd}} +8$) обусловлены доминирующим вкладом астеносферной мантии. В то же время меймечиты характеризуются высокими содержаниями Ti и K, что не характерно для астеносферной мантии и можно предполагать их плюмовую природу. Напротив, большинство базальтов Сибирских траппов имеют в той или иной степени выраженные геохимические характеристики, свидетельствующие об участии СКЛМ в их генезисе.

Важным аспектом в эволюции LIP является вопрос их длительности и миграции горячего поля. Так, для траппов Декана взаимодействие плюма с континентальной литосферой (65 млн лет назад) привело вначале к возникновению малообъемного кимберлитового магматизма. Затем последовало массовое излияние траппов (60 млн лет назад). Однако плюмовый магматизм продолжается до сих пор в виде горячей точки острова Реюньон. Аналогичным образом трапповый магматизм Гренландии и Шотландии (55 млн лет назад) связан с Исландской горячей точкой. Для Сибирской LIP М. И. Кузьминым предполагается миграция горячего поля в сторону Баренцева моря (Кузьмин, Ярмолюк, 2014). В то же время можно предполагать, что смещение горячего поля Сибирской LIP происходило в юго-восточном направлении через Анабарский щит в Алакит-Оленекский район. В Лено-Анабарской алмазоносной субпровинции выделяются два района триасового кимберлитового и родственного (карбонатиты, ультраосновные лампрофиры, оранжеиты) магматизма – Анабарский и Алакит-Оленекский. Важно подчеркнуть, что в этом районе достаточно широко проявлены высокомагнезиальные трубки взрыва и дайки, которые по минералого-петрографическим особенностям близки к меймечитам. Среди ключевых публикаций по триасовому щелочному магматизму Лено-Анабарского района следует отметить работы А. И. Зайцева и А. П. Смелова (2010), Каргина (Каргин и др., 2017) и С. Сана с соавторами (Sun et al., 2014). Подавляющее число объектов щелочно-ультрамафитового магматизма принадлежит к средне-позднетриасовой (235–205 млн лет) эпохе.

Можно полагать, что в этом регионе в триасе происходило взаимодействие глубинного мантийного плюма с астеносферной и с литосферной мантией. Это позволяет нам рассмотреть смещение горячего поля Сибирской LIP в юго-восточном направлении как одну из наиболее вероятных моделей.

Работа выполнена в рамках госзадания лаборатории 211 проект № FWZN-2022-0027.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э. и др. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.
2. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: ООО РИЦ «Офсет», 2010. 171 с.
3. Изох А.Э., Медведев А.Я., Федосеев Г.С. и др. Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах Сибирской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 5. С. 1028–1043.
4. Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Демонтерова Е.И. и др. Петрографо-геохимическая типизация триасовых щелочно-ультрамафических пород севера Анабарского алмазоносного района, Якутия // Петрология, 2017. Т. 25. № 6. С. 547–580.
5. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 2. С. 153–184.
6. Поляков Г.В., Толстых Н.Д., Мехоношин А.С. и др. Ультрамафит-мафитовые магматические комплексы Восточно-Сибирской металлогенической провинции // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 11. С. 1319–1331.
7. Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // Геология и геофизика, 2023. Т. 64. № 10. С. 1369–1391.
8. Sun J., Liu C.Z., Tappe S. et al. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth Planet. Sci. Lett., 2014. V. 404. P. 283–295.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ И МАФИТОВЫХ ПОРОД МАЖАЛЫКСКОГО МАССИВА (ТУВА): СВИДЕТЕЛЬСТВА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МАГМАТИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

Кадыр-оол Ч.О.

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл
kadyrool91@mail.ru*

Для геологического сообщества большой интерес представляют зоны, связанные с взаимодействием различных типов магматических пород и их магм. Специалистами в данной области геологии выявлены такие типы магматического взаимодействия как минглинг и миксинг. Автором такие проявления магматизма изучались в пределах Мажалыкского ультрамафит-мафитового массива, который является петротипом одноименного комплекса.

Строение и состав массива, взаимоотношения между породами внутри массива были тщательно изучены, определён также возраст и геодинамическая позиция массива (Волохов и др., 1972; Поляков, Богнибов, 1979; Поляков и др., 1984; Монгуш, 2002; Бородин и др., 2004; Леснов и др., 2015, 2019; Егорова, Шелепаев, 2020).

В настоящей работе проводится анализ пород зоны контакта ультрамафитов и габброидов Мажалыкского массива, определение их минералогических и петрографических особенностей.

Мажалыкский массив сложен: а) ультрамафитами (дуниты, верлиты), представляющими собой мантйные рститы, б) гибридными ультрамафитами (плагиверлиты, оливиновые клинопироксениты, оливин-плагноклазовые клинопироксениты); в) габброидами, слагающими габброидный интрузив (оливиновые габбро, троктолиты, безоливиновые габбро, габбронориты, габбро-анортозиты).

Взаимоотношения ультрамафитовых и мафитовых пород Мажалыкского массива характеризуются следующими особенностями: извилистые, фестончатые контуры мафических тел, ксенолиты ультрамафитов в габброидах, дайки габбро, такситовые текстуры в ультрамафитах и субультрамафитах.

По геологическим наблюдениям автора, площадь зоны проявления минглинга в Мажалыкском массиве составляет ~10%. Отобранные породы ультрамафитов и габброидов зоны минглинга по петрографическим характеристикам представлены серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, а также преобладающими лизардитовыми серпентинитами с петельчатой структурой, ортомагмати-

ческие габброиды представлены безоливиновыми габбро, габброноритами и значительно более редко анортозитами, которые имеют среднезернистую структуру, в них нередко наблюдается параллельно-полосчатая текстура. Они сложены плагноклазом и клинопироксеном, который частично или полностью замещен амфиболом.

Минералогическое и петрографическое изучение пород показывает гибридизацию пород при магмометасоматических преобразованиях, в результате которых возникли субультрамафиты или гибридные ультрамафиты (верлиты, пироксениты) и гибридные габброиды (оливиновые габбро и габбронориты, троктолиты). Гибридизации подвержены также рститогенные ультрамафиты. В пределах габброидного интрузива происходили также процессы магматической кристаллизационной дифференциации. В массиве также частично проявлены процессы магматического миксинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородин Е.В., Егорова В.В. Состав и петрология Мажалыкского расслоенного габброидного массива, юго-восточная Тыва // Петрография на рубеже XXI века: итоги и перспективы: мат-лы II Всеросс. петрогр. совещ. Том 1. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 23–25.
2. Волохов И.М., Иванов В.М., Арнаутов Н.В. и др. Мажалыкский габбро-пироксенит-перидотитовый плутон (Восточный Танну-Ола. Тува) // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. Новосибирск: Наука, 1972. С. 130–145.
3. Егорова В.В. Минералогия и особенности кристаллизации пород Мажалыкского перидотит-пироксенит-габбрового массива (Юго-Восточная Тыва) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3. Т. 1. Томск: Изд-во Томского госуниверситета, 2002. С. 80–86.
4. Леснов Ф.П., Ойдул Ч.К., Кадыр-оол Ч.О. К вопросу о генезисе Мажалыкского мафит-

- ультрамафитового массива (Юго-Восточная Тува)
// Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. Новосибирск: Изд-во ИГМ СО РАН, 2023. С. 122–124.
5. Леснов Ф.П., Ойдуп Ч.К. О проявлении хризотил-асбестовой минерализации в ультрамафитах Мажалыкского мафит-ультрамафитового массива (Южная Тува) и вопросы его генезиса // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии: мат-лы Рос. конф. с межд. уч. Сыктывкар: ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2020. С. 46–47.
6. Никитчин П.А. Об ассоциации ультрабазитовых и базитовых пород в офиолитах Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское книжное издательство, 1981. Вып. V. С. 78–87.
7. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 136 с.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОЛИВИНА ИЗ МЕЛАНЕФЕЛИНИТОВ ТРУБКИ ИЖМОЗЕРСКАЯ, АРХАНГЕЛЬСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ: СВЯЗЬ С КИМБЕРЛИТОВЫМ МАГМАТИЗМОМ

Каргин А.В.¹, Сазонова Л.В.², Носова А.А.¹, Лебедева Н.М.¹

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
kargin@igem.ru*

² *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва*

Крупные алмазоносные провинции наряду с промышленно алмазоносными кимберлитами содержат промышленно неалмазоносные разновидности щёльно-ультрамафических пород, характеризующиеся более широкими вариациями состава: от кимберлитов до слюдяных кимберлитов (оранжеитов или лампроитов), щёльно-ультрамафических лампрофиров (айликистов, дамтьернитов), карбонатитов, щелочных пикритов, оливиновых мелилититов, оливиновых меланефелинитов и др. Одним из подобных примеров является Архангельская алмазоносная провинция (Parsadanyan et al., 1996; Kargin et al., 2021). Состав оливина широко используется для расшифровки происхождения и эволюции щёльно-ультрамафических расплавов, включая кимберлиты и родственные породы (например, Nosova et al., 2018). Изучение состава оливина в щёльно-ультрамафических породах трубки Ижмозерская (Крутиха) Архангельской алмазоносной провинции (ААП) и его сравнение с оливином из алмазоносных пород региона позволит не только проследить эволюцию меланефеленитовых расплавов, но и оценить их генетическую связь с кимберлитовым магматизмом.

Трубка Ижмозерская расположена в пределах Чидвинско-Ижмозерского (далее Ижмозерское) поля, примерно в 40 км на юг от Золотицкого поля. Ижмозерское поле включает в себя две группы тел: северные тела Чидвинской группы, представленные оливиновыми мелилитами, и южные тела Ижмозерской группы, включая трубку Ижмозерская, представленные щелочными пикритами.

Изученные породы имеют когерентный облик, текстура пород оцеллярная, неоднородная, флюидально-полосчатая, пятнистая; общая структура породы порфировая: крупные макрокристы и вкрапленники погружены в мелкозернистый матрикс. Он состоит из (в порядке убывания): клинопироксен (до 60%), натролит и другие цеолиты (до 10–15%), апатит (до 5%), щелочной амфибол (до 5%), флогопит (до 1%), реже эгирин, Cr-шпинель, титаномagnetит, перовскит,

кальцит (от первых долей %, до первых %), агрегат вторичных минералов из группы монтмориллонита (до 10–15%).

Макрокристы размером от сотых долей мм до 2–7 мм составляют 30% от общего объема породы и представлены оливином. Форма макрокристов различная, встречаются идиоморфные и субидиоморфные зерна, реже – ксеноморфные, угловато-обломочные кристаллы. Многие зерна оливина свежие, без следов вторичных изменений, характеризуются ярко выраженным зональным строением. По составу и особенностям зональности было выделено три группы макрокристов оливина:

1. Ol-1 – магнезиальные зональные зерна (до 3–5 мм) идиоморфные, с осцилляторной зональностью. Mg# центральных зон достигает ~0.94 при высоких концентрациях Ni (2544–3104 г/т) и Ca (1808–2369 г/т), к краевым зонам происходит уменьшение Mg# от 0.92 до 0.89, Ni (от 2185 до 1310 г/т), рост Mn и Ca (до 4493 г/т).

2. Ol-2 – зерна (до 1–5 мм) и их обломки с относительно железистым ядром Mg# ~0.91, высокими Ni (2850–3008 г/т), Ti (68–120 г/т) и низкими Ca (468–570 г/т), переходной магнезиальной зоной и внешней магнезиальной каймой, аналогичной по составу кайме Ol-1.

3. Ol-3 – зональные зерна оливина (до 3 мм) с умеренно Mg# (0.92) центральными зонами с высокими концентрациями Ni (около 3000 г/т), низкими Ti (ниже 50 г/т) и низкими Ca (около 600 г/т), а также краевыми зонами с осцилляторной зональностью, и каймами, аналогичными по составу каймам Ol-1 и Ol-2. Однако в отличие от оливина Ol-2 центральные зоны имеют резкие контакты с промежуточными зонами.

Центральные и краевые зоны высоко Mg# оливинов первой группы (Ol-1) показывают единый тренд эволюции состава, согласующийся с трендами фракционной кристаллизации оливина из исходного мела-нефелинитового расплава. Подобные

ультравысоко-Mg# составы оливина встречаются в виде ядер крупных макрокристов оливина в карбонатитах (Stoppa, Lupini, 1993) и могут указывать на существенную роль карбонатитовой компоненты в составе исходных расплавов. Высокие значения Mg# могут быть результатом высокой активности кислорода, т. е. указывать на резко окислительные условия кристаллизации оливина. Изменение активности кислорода может быть связано с ассимиляцией нижнекорового вещества, при котором происходит увеличение активности кремнезема, что могло способствовать отделению карбонатного флюида и повышению фугитивности кислорода.

Центральные зоны Ol-3 сопоставимы по составу с оливинами из мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Сазонова и др., 2015) и могут представлять собой фрагменты деплетированной литосферной мантии. Резкие контакты с краевыми зонами без признаков диффузии указывают на их неравновесное соотношение с выносящими их мела-нефелинитовыми расплавами, а отсутствие переходных зон – на их захват незадолго до внедрения расплавов.

Составы центральных зон оливина Ol-2 более железистые, по сравнению с центральными зонами Ol-1 и имеют повышенные концентрации Ti (68–120 г/т), что не характерно для оливинов из мантийных перидотитов (Сазонова и др., 2015), а наиболее типично для оливинов, переуравновешенных с кимберлитовыми или родственными кимберлитам расплавами, где они формируют краевые зоны в крупных зернах из кимберлитов и центральные зоны оливинов из меланефелинитов и нефеленитов (например, Binder et al., 2024). Переходные зоны оливинов группы Ol-2 указывают на переуравновешивание составов центральных зон Ol-2 с меланефелинитовыми составами, равновесными центральным высоко-Mg# зонам Ol-1. В этом случае, вероятнее всего центральные зоны Ol-2 представляют собой наиболее ранние оливины, кристаллизующиеся из меланефелинитовых расплавов, еще до момента контаминации их нижнекоровым веществом.

Близость составов центральных зон оливина Ol-2 с составами оливинов из кимберлитов может указывать на близость исходных расплавов кимберлитов и меланефелинитов, а их дальнейшая эволюция в кимберлитовые или меланефелинитовые породы может быть обусловлена различной степенью взаимодействия с потенциально алмазоносной деплетированной литосферной мантией.

Работа выполнена при поддержке гранта РНФ 25-27-00189.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сазонова Л.В., Носова А.А., Каргин А.В. и др. Оливин кимберлитов трубок Пионерская и им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция): типы, состав, происхождение // Петрология, 2015. Т. 23. № 3. С. 251–284.
2. Binder T., Marks M.A.W., Walter B.F. et al. Two Distinct Metasomatized Mantle Sources Produced Two Groups of Alkaline SiO₂-Undersaturated Rocks in the Southern Central European Volcanic Province // J. Petrol., 2024. Т. 65. № 7.
3. Kargin A.V., Nosova A.A., Sazonova L.V., et al. Ultramafic alkaline rocks of Kepino cluster, Arkhangelsk, Russia: Evolution of kimberlite melts // Minerals, 2021. Т. 5. С. 1–28.
4. Nosova A.A., Sazonova L.V., Kargin A.V., et al. Olivine in ultramafic lamprophyres: chemistry, crystallisation, and melt sources of Siberian Pre- and post-trap aillikites // Contrib. to Mineral. Petrol., 2018. Т. 173. № 7. С. 55.
5. Parsadanyan K.S., Kononova V.A., Bogatkov O.A. Sources of heterogeneous magmatism of the Arkhangelsk diamondiferous province // Petrology, 1996. Т. 4. № 5. С. 460–479.
6. Stoppa F., Lupini L. Mineralogy and petrology of the Polino Monticellite Calciocarbonatite (Central Italy) // Mineral. Petrol., 1993. Т. 49. № 3–4. С. 213–231.

ПРОЯВЛЕНИЕ НЕФРИТА БИКИЛЯР, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Кислов Е.В.¹, Мурзин В.В.²

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ
evg-kislov@ya.ru

² Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Проявление апосерпентинитового нефрита Бикиляр находится на вершине г. Большой Бикиляр на территории Филимоновского сельского поселения Чебаркульского района Челябинской области. Г. Бикиляр расположена в 10 км юго-западной села Кундравы, возвышается над окружающей местностью. Высота 545 м, координаты N 54°46'56'', E 60°5'33''.

В 1916 г. проявление было открыто и описано сотрудником Петрографического института Lithogaea А. А. Мамуровским (Мамуровский, 1918). В 1970–80-е годы проявление считалось перспективным на подделочный нефрит. В результате проведенных работ качество нефрита оказалось низким, не отвечающим требованиям камнерезной промышленности.

По данным А.А. Мамуровского (Мамуровский, 1918) г. Бикиляр сложена преимущественно измененным габбро, преобразованного в цоизит-альбит-амфиболовую породу с реликтами диопсида и соссюрита. Гора с трех сторон окружена серпентинитом, на северо-западном склоне вскрыт гранит, жилы которого секут серпентинит севернее горы. Проявление нефрита представляет собой скопление крупных глыб темно-зеленого цвета приурочено на вершине г. Большой Бикиляр. Непосредственно с нефритом граничит диопсидовая порода с небольшой примесью цоизита. На контакте нефрит содержит многочисленные зерна диопсида, замещаемые актинолитом. Нефрит серо-зеленый, неоднородный по твердости, просвечиваемости, принятию полировки. Отмечены жилки прозрачного чистого актинолита. Структура спутанно-волокнисто-пучковатая, отмечены крупные и мелкие пучки игл, мелкие веретенообразные и снопообразные кристаллы актинолита. Предположено (Мамуровский, 1918), что нефрит образовался по диопсидовому шлиру в габбро под воздействием растворов, приносящих MgO и FeO и уносящих CaO и Fe₂O₃.

Нами изучен минеральный, химический, микроэлементный состав и изотопный состав кислорода нефрита и контактовых метагаббро. Изучены два образца нефрита В1 и В1/1, нефрит с вкраплениями

пироксена В2, зеленое метагаббро с кристаллами магнетита В3, темный В4 и светлый В5 образцы метагаббро. Нефрит темного серовато-зеленого цвета, просвечивает на 2 мм.

В составе нефрита преобладают спутанно-волокнистые до пуховых агрегаты, реже крупные лейстообразные зерна актинолита. Изредка в агрегатах актинолита отмечается магнезиальная роговая обманка, более характерная для диопсидсодержащего нефрита. Диопсид с разнообразными примесями образует резорбированные зерна – единичное в образце В1 и крупные избыточные в образце В2. Реликтовые изъеденные выделения хромита с примесью марганца, цинка и ванадия в агрегатах хлорита встречены в образце В1/1. Идиоморфные зерна гидроксилпатита отмечены в образце В1, титанита с примесью алюминия и железа – в образце В2. Характерно развитие хлорита – клинохлора с неравномерным содержанием Cr₂O₃ до 4.25 вес. %, корродирующего диопсид, хромит, актинолит. Повсеместны небольшие зерна борнита (примесь никеля в одном зерне), реже встречаются ковеллин, халькопирит с примесью никеля, пентландит с примесью кобальта, иногда меди, встречено единичное включение никелина в халькопирите. Отмечены тонкие прожилки хризоллы в ассоциации с баритом, вторичные сульфаты меди и железа.

Нефрит проявления Бикиляр отличается от нефрита других месторождений Урала – Академического и сопровождающих его проявлений на Южном Урале (Архиреев, Макагонов, 2017), Нырдовоменшор на Приполярном Урале (Кислов и др., 2023) и Баженовского месторождения хризотил-асбеста на Среднем Урале (Кислов и др., 2022). Нефрит этих месторождений сложен тремолитом, для него характерно широкое развитиеgrossуляр-уваровитового граната, магнезиальная роговая обманка не отмечена, титанит, гидроксилпатит, сульфиды не характерны.

Состав метагаббро разнообразен. Зеленое метагаббро с магнетитом В3 сложено агрегатом альбита, хлорита, ильменита, мусковита, и эпидота с метакри-

сталлами магнетита и мусковита, редкими зернами рутила, пирита, фторапатита, монацита и ксенотима, вторичным гетитом. Темное метагаббро В4 состоит из зернистых, игольчатых, волокнистых агрегатов амфибола – роговой обманки чуть больше, чем актинолита, интерстициальных хлорита и альбита, метакристаллов эпидота, идиоморфных зерен титанита, редких циркона, халькопирита, ковеллина. В светлом метагаббро В5 преобладают зернистые, веерообразные агрегаты актинолита, реже роговой обманки, образующих также слоистые агрегаты с альбитом, эпидотом (иногда он преобладает или образует крупные лейсты), титанитом, встречается циркон.

Несмотря на своеобразие минерального состава, по парагенезису и химическому составу нефрит Бикиляра – типичный апосерпентинитовый: значение $\text{FeO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ вес. % варьирует от 0.20 до 0.22. Содержания Cr значительно больше 500 г/т, Co – 83–96 г/т, Ni – 800–1070 г/т (атомно-эмиссионный спектральный метод), Cr 1130–2700 г/т, Co – 54–66 г/т, Ni – 400–600 г/т (ICP-MS). Для него характерен субхондритовый корытообразный спектр распределения редкоземельных элементов с отрицательной европиевой аномалией. Хондрит нормализованный спектр метагаббро характеризуется на порядок более высокими значениями содержаний РЗЭ, а у образца В3 присутствует положительная европиевая аномалия. По-видимому, предположение А.А. Мамуровского о диопсидовом протолите нефрита неверно.

Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ нефрита $+5.53 \div +5.80$ ‰ указывает на глубинное происхождение кислорода, унаследованное от ультраосновных пород. Крайне неоднородный и более тяжелый состав метасоматических пород $+4.42 \div +11.27$ (более тяжелый состав у зеленого метагаббро В3) отражает различный вклад мантийных и коровых источников в их формирование.

Очевидно, нефрит сформирован в результате преобразования ксеноблока серпентинита (или

ультраосновной породы) под воздействием габбро. Первоначально серпентин заместился диопсидом, по которому развился актинолит с образованием нефрита. В дальнейшем произошло замещение реликтового диопсида, актинолита и хромита хлоритом, гидротермальное отложение сульфидов, более позднее развитие барита, хризоколлы и других вторичных минералов. Специфика минерального и химического состава нефрита объясняется небольшим размером ультрамафитового блока в значительном объеме габбро.

Анализы выполнены за счет гранта РНФ № 22-27-20003 с использованием оборудования ЦКП «Геоспектр» ГИН СО РАН, рассеянные элементы определены с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН. Тезисы и доклад подготовлены в рамках государственного задания ГИН СО РАН АААА-А21-121011390003-9 и ИГГ УрО РАН, № госрегистрации 123011800011-2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архиреев И.Е., Макагонов Е.П. Минералогия нефритовых проявлений в гипербазитах Узункырского пояса (Южный Урал) // Уральская минералогическая школа: мат-лы XXX Всерос. научн. конф. Екатеринбург: «Альфа Принт». 2017. № 23. С. 40–41.
2. Кислов Е.В., Ерохин Ю.В., Попов М.П. и др. Нефрит Баженовского месторождения хризотил-асбеста, Средний Урал // Геосферные исследования, 2022. № 3. С. 40–59.
3. Кислов Е.В., Попов М.П., Нурмухаметов Ф.М. и др. Нефрит месторождения Нырвоменшор, Полярный Урал // Литосфера, 2023. № 2. С. 270–291.
4. Мамуровский А.А. Месторождение нефрита на горе Бикиляр. Издания Петрографического института Lithogaea. Вып. 5. М.: Литогaea, 1918. 52 с.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕТРОГЕНЕЗИС БАЗАЛЬТОВ РАЙОНА Р. КРЕМЕНЬШЕТ (БИРЮСИНСКОЕ ПРИСАЯНЬЕ)

Козленко М. М.^{1,2}, Дорошкевич А. Г.²

¹ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
m.kozlenko@ng.su.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Работа включает в себя описание и сравнительный анализ вещественного состава и петрогенезиса базальтов района р. Кременьшет (Бирюсинское Присянье), с имеющими широкое распространение на описываемой территории долеритами нерсинского комплекса, связанного с распадом суперконтинента Родиния на рубеже нео-мезопротерозоя. Приводятся основные петрогенетические и вещественные отличия описываемых базальтов от упомянутых выше пород нерсинского комплекса.

Изучение основных пород необходимо для характеристики источников вещества, глубинных мантийных процессов и расшифровки геодинамических остановок. Получение минералогической, петрологической и геохимической характеристики базальтов района р. Кременьшет, попеременно относимых то к кремешетскому трахибазальтовому комплексу, то к палеозойским порфиридам, а ныне к нерсинскому интрузивному комплексу, вносит важный вклад в понимание геологических процессов в позднем неопротерозое в юго-западной части Сибирского кратона.

Базальты района р. Кременьшет представлены широким спектром петрографических разностей с характерными вулканическо-гипабиссальными структурно-текстурными особенностями, с миндалекаменными, пойкилитовыми, долеритовыми, микродолеритовыми текстурами. Минеральный состав пород и химический состав основных породообразующих минералов отражают эволюцию расплава. Так, наиболее $Mg\#$ разности сложены оливином, минералами группы шпинели (хромит), клинопироксеном ряда диопсид-геденбергит с авгитовым миналом. По мере снижения $Mg\#$ начинают преобладать такие породообразующие минералы как плагиоклаз, преимущественно основного состава, клинопироксен, появляются такие акцессорные минералы как апатит, магнетит, ильменит, калиевый полевой шпат, кальциевый амфибол.

Породы по составу относятся к базальт-андезитовому ряду на основе диаграммы соотношения SiO_2 к Na_2O+K_2O , к щелочным базальтам на диаграмме

соотношения SiO_2 к Zr/TiO_2 , и к высокожелезистым и высокомагнезиальным толеитам на диаграмме $Al_2O_3 - (FeO^* + TiO_2) - MgO$. При понижении $Mg\#$ повышается содержание Na_2O+K_2O , TiO_2 , SiO_2 , Y, Fe_2O_3 , P_2O_5 , Zr, Ba и понижается CaO, Al_2O_3 , Ni, Cr; что находит отражение, как указывалось выше, в изменении минерального состава пород. Породы с наиболее высокими показателями $Mg\#$ (66–68) могут характеризовать наименее дифференцированный расплав, с низким содержанием таких несовместимых элементов как Ti, Nb, Zr, и высокими значениями Ni (до 500 г/т), Cr (до 900 г/т), REE по сравнению с породами нерсинского комплекса.

На графиках конфигурации РЗЭ и редких элементов, нормированных к составу хондрита и примитивной мантии соответственно, отмечается преобладание легких лантаноидов над тяжелыми ($La/Yb=2$), с незначительной отрицательной Eu аномалией, положительной Pb и отрицательной Ti и Nb-Ta аномалиями, относительно соседних элементов. Особенности (La/Sm) pm, (Nb/Y) pm, (Nb/La) pm соотношений отрицательные значения $\epsilon Nd(t)$ (от 11.7 до 10.9), а также положение пород на диаграмме $Th/Nb - TiO_2/Yb$ свидетельствуют о двух возможных вариантах образования расплава для данных пород: либо в результате плавления метасоматизированной литосферной мантии, либо на вклад в мантийный расплав материала континентальной коры. Для подтверждения последнего предположения были проведены расчеты процессов AFC (Assimilation-Fractional Crystallization) и FCA (Fractional Crystallization-Assimilation) с помощью программ PetroGram и Magma Chamber Simulator. В качестве корового компонента (ассимилированного материала) были использованы граниты саянского комплекса (Донская и др., 2014) и кислые вулканы елашской серии (Ножкин и др., 2021), как наиболее вероятные.

Расчет AFC и FCA базальтовый расплав + гранит показывает невозможность такого сценария, так как ни изотопные значения Nd, ни поведение РЗЭ и основных компонентов (SiO_2 , Na_2O+K_2O) не соот-

ветствуют таковым при **AFC** и **FCA** базальтовый расплав + гранит. В свою очередь, на диаграммах расчетов **AFC** и **FCA** базальтовый расплав + кислые вулканы елашской серии (Ножкин и др., 2021) можно видеть, что часть значений $\epsilon\text{Nd}(t)$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 исследуемых базальтов ложится на линию тренда **FCA** с вариациями ассимилированного вещества от 0 до 15%. С другой стороны, поведение РЗЭ предполагает гораздо более высокий процент ассимилированного вещества при **FCA** (до 50%), что вступает в противоречие с Nd изотопным составом и содержанием петрогенных компонентов базальтов. Кроме того, положение группы тяжелых лантаноидов, от Gd до Lu , степень Eu отрицательной аномалии не удовлетворяют требованиям данной системы. Таким образом, можно полагать, что, если незначительный процесс ассимиляции корового вещества и был проявлен при кристаллизации базальтов, то он скорее соответствовал процессу **FCA** (не более 10%). Этот вывод подтверждается наличием кислых туфов в разрезе вулканической толщи верховьев р. Кременьшет, а также низкомагнезиальных разностей базальтов.

Поскольку роль процесса ассимиляции была не значительной, то она не повлияла на изотопные и геохимические характеристики базальтов, и они могут быть приняты для обозначения параметров мантийного источника.

Данные характеристики, наряду с более высоким Cr , Ni , отличают описываемые базальты от пород нерсинского комплекса, для которых предполагается вклад в мантийный расплав как астеносферного, так и метасоматизированного мантийного литосферного компонентов.

Таким образом, базальты района реки Кременьшет образовались в результате плавления метасоматизированной литосферной мантии или с участием материала континентальной коры, что отличает их от долеритов нерсинского комплекса, связанных с астеносферным и литосферным мантийными источниками.

Работа проведена за счет средств госзадания ИГМ СО РАН (№ 122041400241-5) на базе Института геологии и минералогии СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Раннепротерозойские постколлизийные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 7. С. 1028–1043.
2. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Изох А.Э. Кислые вулканы елашской серии Бирюсинского Присянья: состав и генезис // Геология и геофизика, 2021. Т. 62. № 8. С. 1125–1139.
3. Туркина О.И., Изох А.Э., Ножкин А.Д. Метабазиты зеленокаменного пояса Булунского блока (юго-запад Сибирской платформы) как индикаторы состава и изотопных параметров архейской мантии // Петрология, 2021. Т. 29. № 4. С. 365–387.
4. Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A. et al. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia // Precambrian Research, 2006. V. 147. P. 260–278.

МЕЗОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПИКРИТ-ПИКРОБАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Козлов П.С.¹, Лиханов И.И.², Ножкин А.Д.², Ронкин Ю.Л.¹

¹ Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
likh@igm.nsc.ru

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации древнего суперконтинента Нуны (Reverdatto et al., 2019). Детальный обзор мезопротерозойских рифтогенных и внутриплитных магматических событий, установленных в структурах ряда крупных кратонов суперконтинента Нуны, приведен в работе (Likhanov et al., 2019). Тем не менее, проблемы оценки геохронологических рубежей в истории этого суперконтинента во многом остаются дискуссионными и далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли. Попытка восполнения этого пробела предпринята в настоящем докладе, где обсуждаются особенности происхождения, возрастной рубеж и стратиграфический уровень пикрит-пикробазальтового вулканизма Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса (РПВП) на юго-западе Сибирского кратона. Повышенный металлогенический интерес к древней рифтогенной структуре вызван локализацией в районе исследования Панимбинского золоторудного и Татарского Р-Та-Nb месторождений (Ножкин и др., 2011).

Нами изучены Панимбинский и Михайловский опорные участки, расположенные на севере РПВП Ишимбинско-Татарской шовной зоны (ИТШЗ). На Панимбинском участке интерес представляет панимбинская толща, сложенная метаморфизованными туффитами и туфами пикробазальтов и метаосадочными породами (Козлов, Лиханов, 2024). Толща метаспоров Михайловского участка имеет неоднородное строение, в её составе преобладают актинолитовые, хлорит-актинолитовые амфиболиты и двуполевошпатовые амфибол-диопсидовые метавулканиды. Перекрываются метавулканиды чёрными

глинозёмистыми слюдисто-графитистыми сланцами с кордиеритом и андалузитом. Метаморфические породы района исследований слагают юго-восточную периферию Тейского метаморфического комплекса (Лиханов и др., 2011).

Результаты термобарометрии показали видимые различия в пределах погрешностей методов (Likhanov et al., 2004) по P - T параметрам формирования толщ разного химического состава: 4.8–4.9 кбар / 527–549°C – метатUFFиты пикробазальтов; 5.0–5.8 кбар / 543–612°C – метабазиты; 3.5–4.6 кбар / 522–636°C – метапелиты.

Результаты изучения Rb-Sr и ^{147}Sm - ^{143}Nd ID-TIMS изотопной систематики выполнены для образцов пород в целом и выделенных из них минералов (диопсиды, амфибол, плагиоклазы), представляющих кординскую свиту и панимбинскую толщу ИТШЗ в северной части РПВП, соответственно.

ID-TIMS данные характеризующие изотопный состав Rb-Sr вулканида из основания нижней пачки метавулканогенно-осадочных пород кординской свиты (образец П-517-5) и выделенных из нее минералов двух диопсидов и плагиоклазов, на графике Николайсена удовлетворяет линии регрессии, наклон которой в указанных координатах определяет возраст метаморфической дифференциации регионально-метаморфизованных толщ 827 ± 17 млн лет и величину первичного отношения изотопов стронция 0.72051 ± 0.00089 . Параметры референсной линии на графике $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для плагиоклаза Pl_1 и амфибола Amp_1 , соответствуют возрасту 1363 ± 21 млн лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(1363) = -2.6$. Наконец, ^{147}Sm - ^{143}Nd модельный возраст, соответствующий точке пересечения линий эволюции изотопного состава неодама и деплетированного резервуара (DM) на графике T vs. $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$, имеет величину 2642 млн лет.

На графике в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ фигуративные точки породы в целом метаморфизованного туфа (образец П-514-1) и выделенного из нее амфибола, удовлетворяют линии согласования, параметры которой диагностируют среднерифейский возраст 1377 ± 40 млн лет, а также

наличие определенного вклада корового материала, что подтверждается величиной $\epsilon_{Nd}(1377) = -7.0$. Вычисленный, в рамках модельных представлений об эволюции деплетированной мантии, неодимовый возраст T_{DM} 2502 млн лет согласуется с рубежом неогарей-палеопротерозой.

Полученные значения возраста внутриплитного вулканизма и связанного с ним рифтогенного метаморфизма в ИТШЗ подтверждены Rb-Sr, ^{147}Sm - ^{144}Nd , U-Pb TIMS и SHRIMP-II (циркон) изотопией для границы бурзяния (R_1) и юрматиния на Южном Урале (R_2) (Ronkin et al., 2016). Установленный возраст рифтогенного пикрит-пикробазальтового вулканизма и метаморфизма коррелирует со временем формирования плагиогранитов немтихинского комплекса (Likhanov, 2022) на Енисейском кряже и с Машакским субглобальным плюмовым магматизмом на Урале (Puchkov et al., 2021), проявленными в геодинамической обстановке растяжения в период распада суперконтинента Нуна.

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Козлов П.С., Лиханов И.И. Геология докембрийских комплексов Северо-Енисейского кряжа. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2024. 328 с.
2. Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // ДАН, 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.
4. Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland), 2022. V. 12. №. 11. Article 402.
5. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research, 2019. V. 328. P. 128–145.
6. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V. et al. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology, 2004. V. 22. № 8. P. 743–762.
7. Puchkov V.N., Ernst R.E., Ivanov K.S. The importance and difficulties of identifying mantle plumes in orogenic belts: An example based on the fragmented large igneous province (LIP) record in the Ural fold belt // Precambrian Research, 2021. V. 361. P. 1–24.
8. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.
9. Ronkin Yu.L., Tichomirowa M., Maslov A.V. The Southern Urals Large Igneous Province with an age of approximately 1380 Ma: Precision U-Pb ID-TIMS constraints // Doklady Earth Sciences, 2016. V. 468. P. 587–592.

ЭКСПЛОЗИВНЫЕ КАРБОНАТИТОВЫЕ БРЕКЧИИ МАССИВА САЛЛАНЛАТВА (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН): ИНДИКАТОРЫ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНОЙ (Nb, РЗЭ) МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Козлов Е.Н., Фомина Е.Н., Сидоров М.Ю.

*Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты
kozlov_e.n@mail.ru*

Щелочно-ультраосновной карбонатитовый комплекс Салланлатва является одним из многих комплексов, формирующих обширную девонскую Кольскую щелочную провинцию (КЩП) на северо-западе России и территории сопредельных скандинавских стран. С карбонатитами Салланлатвы связаны месторождения Nb (пирохлор, луешит) и Ba (барит), а также (исходя из результатов разведочных работ) по меньшей мере 1 млн тонн оксидов РЗЭ (Афанасьев, 2011). По современным представлениям РЗЭ минерализация в карбонатитах обычно связана с самыми поздними дифференциатами (магнезиальными и/или железистыми) карбонатитовых расплавов и контролируется флюидами. С этой точки зрения сложно переоценить взрывные брекчии Салланлатвы, таящие в себе информацию о химической специфике наиболее поздних, в т. ч. рудоносных, флюидов.

В качестве обломочного материала в брекчиях представлены фрагменты сидеритовых карбонатитов, флогопитовых слюдитов (глиммеритов), а также идиоморфные кристаллы пирита и магнетита. Более ранних кальцитовых карбонатитов обнаружено не было, однако есть отголоски их присутствия. Так, в изученных сидеритовых карбонатитах вблизи брекчий установлено присутствие луешита NaNbO_3 , который для Салланлатвы является типоморфным минералом кальцитовых карбонатитов и встречается исключительно в последних. Такие сидеритовые карбонатиты с большой долей вероятности могут являться продуктом метасоматической переработки ранних кальцитовых карбонатитов. Сам факт присутствия луешита указывает на высокое Na/Ca отношение в карбонатитовом расплаве при существенном недостатке F. Еще одним свидетельством повышенной щелочности на ранних этапах формирования карбонатитов комплекса является захват магнетитом и пиритом взрывных брекчий Салланлатвы включений богатых щелочами минералов (брэдлеита $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)(\text{PO}_4)$, ферротихита $\text{Na}_6(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_2(\text{CO}_3)_4(\text{SO}_4)$, шорти-та $\text{Na}_2\text{Ca}_2(\text{CO}_3)_3$, эйтелита $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2$, ханнешита $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Ba}, \text{Sr}, \text{Ce}, \text{Ca})_3(\text{CO}_3)_5$, нефелина, калиевого

полевого шпата и флогопита). Присутствие среди включений нефелина и калиевого полевого шпата свидетельствует о том, что (1) переход карбонатитовой магмы к щелочному составу осуществлялся в высокотемпературных условиях и (2) происходил при участии кремнезема, поступавшего извне (из вмещающих силикатных пород и/или с флюидами).

Тот факт, что минералами-хозяевами рассмотренных включений стали магнетит и пирит, свидетельствует о росте роли Fe и S. Еще одним продуктом внедрения кальциокарбонатитовых магм являются обломки глиммеритов, ореолы которых в Салланлатве обнаружены именно вокруг кальцитовых карбонатитов на границе со вмещающими силикатными породами. Слюды в изученных брекчиях демонстрируют выраженную зональность, проявленную в необычном переходе от магнезиального флогопита к железистому анниту (для карбонатитов характерны слюды изоморфного ряда истонит-флогопит-тетриферрифлогопит), росте по направлению к краям содержания титана, а также увеличение доли трехвалентного железа, что свидетельствует о все более окисленных условиях в среде минералообразования, изменяющихся от буфера FMQ до буфера НМ. Исходя из структурного положения слюд можно заключить, что рассмотренные тренды изменения состава отражают преобразование (вероятней всего, метасоматического характера) при переходе от кальцитовых карбонатитов к сидеритовым. Отсутствие в слюдах бария говорит о низкой активности данного элемента на рассматриваемом этапе карбонатитогенеза.

Цемент брекчий представлен несколькими наложенными друг на друга минеральными ассоциациями. Наиболее ранним минералом цемента является железистый доломит, на границе с которым сидерит-1 обломков замещается каймами более магнезиального сидерита-2. Новообразованные ксеноморфные кристаллы, сходные по составу с сидеритом-2, рассеяны среди агрегатов доломита. Это говорит о привносе с флюидами Mg и Ca (возможно переотложенных) и переходе в раствор Fe. Частично это железо

фиксировалось в новообразованных карбонатах, при формировании которых железо конкурировало с кальцием за магний (атомные количества Mg в сосуществующих доломите и сидерите-2 очень близки). Концентрация Fe в растворе росла, т. к. доломит, кристаллизовавшийся вблизи полостей, к краям зерен сменяется анкеритом. Следом за карбонатами Fe, Ca и Mg сформировалась метасоматически замещающая их ассоциация апатита, хлорита, магнетита ($\pm$ ильменит и рутил). Хлорит, зачастую замещающий слюду, более магнезиален, чем слюда в краевой части лейст. Магнетит, вероятно, является продуктом фиксации Fe, высвободившегося на этом этапе при замещении биотита хлоритом и/или ранее (при разложении сидерита-1). Апатит представлен богатыми карбонатом гидроксил-(преимущественно) и фторапатитом, обогащенными Na, Sr, Ba, PЗЭ. В ильмените и рутиле установлено повышенное содержание Nb.

Таким образом, при формировании данной минеральной ассоциации в среде минералообразования уже появились Nb, Sr, Ba, PЗЭ. На следующем этапе флюидной переработки вдоль трещинных зон сформировалась ассоциация пироклор + стронцианит. Этот пироклор зонален, но не типично для карбонатитов. В ядре – пироклор-1, богатый примесными компонентами (Sr, Ba, PЗЭ, U, Ta, Si), но бедный Na, Ca, и F, что компенсируется присутствием вакантной позиции (оксикальциопироклор). В каймах – пироклор-2, богатый Na, Ca, F, без вакансий и с малым содержанием примесей (фторнатро- и фторкальциопироклор). Пироклоры, сходные по составу с пироклором-1, обычно интерпретируются как продукт поздней гидротермальной переработки (что соответствует положению дел), однако пироклор-2 сходен с типично магматическими пироклорами. Его присутствие указывает на то, что после пироклора-1 имело место появление безрудных флюидов, сходных с теми, которые циркулируют в карбонатитовой системе на ранних этапах становления. Это особенно интересно в свете того, что вслед за кристаллизацией

пироклора произошел еще один этап брекчирования, и новообразованная трещиноватость заполнилась рудной ассоциацией стронцианит + анкилит- (Ce) + барит, характерной и для других комплексов КЩП (Wall, Zaitsev, 2004). Источником вещества для данной ассоциации стал парамагматический флюид, привнесший с собой основной объем Ba, Sr и PЗЭ изученных брекчий. Наиболее поздним минералом цемента оказался кальцит, кристаллизацией которого завершилось формирование современного облика эксплозивных брекчий массива Салланлатва.

Таким образом, при формировании карбонатитов Салланлатвы обогащение среды минералообразования кальцием сменилось ростом щелочности и увеличением содержания (возможно за счет флюидного привноса) Mg, Fe и S (но не Ba, Sr и PЗЭ) на фоне перехода ко все более окисленным условиям. При этом формирование рудной ассоциации произошло за счет привноса Nb, Ba, Sr и PЗЭ парамагматическими флюидами. Обогащение рудными компонентами могло произойти как при формировании флюидов, впоследствии поступивших в зону брекчирования и вызвавших эксплозивный процесс, непосредственно в глубинных магматических камерах, так и при ремобилизации данных компонентов из ранее сформированных карбонатитов при миграции через них этих флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 25-27-00093).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб: Изд-во «Роза ветров», 2011. 224 с.
2. Wall F., Zaitsev A.N. (Eds.) Phoscorites and carbonatites from mantle to mine: the key example of the Kola alkaline province. London: Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, 2004. 498 p.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЕГМАТОИДНЫХ ГАББРОИДОВ И ДИОРИТОИДОВ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ОЗЁРНОЕ, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Кондрикова А.П.¹, Соболев И.Д.¹, Викентьев И.В.¹, Тюкова Е.Э.^{1,2}, Ковальчук Е.В.¹

¹ Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

² Научный геоинформационный центр РАН, г. Москва

На золото-палладиевом рудопроявлении Озерное (Ямало-Ненецкий АО, Войкарская зона Полярного Урала) нами впервые проведены детальные петрографические и геохимические исследования пегматоидных габбро и кварцевых диоритов, секущие жильные тела которых отмечались предшественниками (Прямоносов и др., 2001; Ремизов и др., 2014 и др.) среди позднеордовикских мафит-ультрамафитовых образований кэршорского комплекса (Ремизов и др., 2010).

Малосульфидное золото-палладиевое рудопроявление Озёрное локализовано в северо-восточной части Войкаро-Сынынского габбро-гипербазитового массива. Согласно данным (Шишкин и др., 2013), рудопроявление приурочено к позднеордовикским метаморфизованным клинопироксенитам и габброидам дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового кэршорского комплекса. В последние два десятилетия большинство исследователей (Кузнецов и др., 2007; Пыстин и др., 2010; Murzin et al., 2022) выделяют клинопироксениты, верлиты и оливиниты Озёрного рудопроявления в обособленный Дзелятышорский массив, считая габброиды кэршорского комплекса вмещающими породами, а саму Au-Pd минерализацию относят к Баронскому типу. Породы интенсивно метаморфизованы преимущественно в эпидот-амфиболитовой фации.

Пегматоидные габбро в пределах рудопроявления Озёрное встречаются в виде маломощных секущих тел в амфиболизированных клинопироксенитах и габброидах. Макроскопически породы имеют зелёно-розовый цвет и состоят из амфибола и измененного плагиоклаза в примерно равных соотношениях. Розовый оттенок цвета породы обусловлен замещением плагиоклаза тулитом, который является марганцевой разновидностью цоизита и относится к группе эпидота. Кварцевые диориты, имеющие схожий с тулитовыми габбро пегматоидный облик, встречаются на рудопроявлении в виде редких крупных обломков. В одном из таких обломков установлено, что кварцевые диориты секут порфиробластовые амфиболизированные метагабброиды и мелкокристаллические меланократовые амфиболиты.

Пегматоидные породы имеют неоднородную текстуру и порфировидную гипидиоморфнозернистую структуру. Порфировидные выделения (50–60 об. % в габбро, до 35 об. % – в кварцевых диоритах) представлены крупными (размером 3.5–12 мм) зернами роговой обманки, заключенными в средне-мелкозернистую (0.2–2.4 мм), в различной степени соссюритизированную плагиоклазовую (в габбро) и кварцполевошпатовую (в кварцевых диоритах) основную массу. Амфибол представлен идиоморфными кристаллами с интенсивным зеленоватым плеохроизмом, который по трещинам замещается железистым хлоритом, по массе – редкими сноповидными агрегатами амфиболов актинолит-тремолитового ряда. Основной плагиоклаз (лабрадор) встречается в виде полисинтетически sdвойникованных лейст ($K_{\text{удл.}}$ – 1–4) длиной 0.2–2.4 мм. Плагиоклаз частично замещается соссюритовым агрегатом, в состав которого и входит Mn-эпидот (тулит). Акцессорная минерализация представлена титанитом, цирконом и апатитом, в кварцевых диоритах в количестве до 3 об. % отмечается калиевый полевой шпат.

Состав петрогенных и примесных элементов в пегматоидных породах рудопроявления Озерное определялся рентгенофлуоресцентным методом (XRF) и масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Пегматоидные породы рудопроявления Озёрное имеют нормальную и пониженную щёлочность. Для тулитизированных габбро характерны следующие вариации петрогенных оксидов (в мас. %): SiO_2 46.66–46.86, Al_2O_3 17.17–21.14, TiO_2 0.27–0.47, $\text{FeO}_{(\text{общ})}$ 5.73–9.66, MnO 0.11–0.18, MgO 4.82–7.95, CaO 10.69–11.33, Na_2O 2.10–2.61, K_2O 0.92–1.01, P_2O_5 0.01–0.02; для кварцевых диоритов SiO_2 55.88, Al_2O_3 16.15, TiO_2 0.28, $\text{FeO}_{(\text{общ})}$ 5.99, MnO 0.13, MgO 3.11, CaO 8.23, Na_2O 3.24, K_2O 0.27, P_2O_5 0.08.

Суммарные содержания редкоземельных элементов в пегматоидных породах не высокие (ниже значений NMORB): в габбро – 16.9–20 г/т, в кварцевых диоритах – 24.8 г/т. Отличительной особенностью пегматоидных образований Озёрного рудопрояв-

ления по сравнению с вмещающими габброидами и пироксенитами кэршорского комплекса являются существенно более высокие содержания Sr (275–475 г/т в тулитутизированных габбро и 420 г/т в кварцевых диоритах) и более высокие La_N/Yb_N : 0.73–1.29 – в габбро и 1.26 – в кварцевых диоритах. Нормированные к составу примитивной мантии спектры распределения элементов-примесей для пегматоидных пород демонстрируют обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Pb, Sr) относительно высокочargedных (Nb, Ta, P, Ti, Zr, Hf) и редкоземельных элементов, отмечаются отрицательная Ta-Nb и положительные Pb и Sr аномалии, что типично для магматических пород надсубдукционных обстановок. Для вмещающих габброидов кэршорского комплекса отсутствует подобное обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокочargedных. Геохимические характеристики пегматоидных габбро и кварцевых диоритов наиболее схожи с таковыми для ранне-среднедевонских островодужных габброидов и диоритоидов собского плутонического комплекса (Соболев и др., 2018 и ссылки в этой работе), что может свидетельствовать о их генетическом родстве и формировании в островодужной геодинамической обстановке.

Таким образом, предварительные геохимические исследования показали, что пегматоидные тулитутизированные габброиды и диоритоиды Полярного Урала относятся не к альпинотипным офиолитовым образованиям полосчатого дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового кэршорского комплекса, а скорее к островодужным платиноносным ультрамафит-мафитовым образованиям Урала.

Работа выполнена при поддержке гранта Минобрнауки РФ (№ проекта 13.1902.24.44, № соглашения 075-15-2024-641).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов С.К., Онищенко С.А., Котельников В.Г. и др. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала // ДАН, 2007. Т. 414. № 1. С. 67–69.
2. Прямоносков А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 213 с.
3. Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Генералов В.И. и др. Новый тип оруденения на Полярном Урале // Известия КомиНЦ УрО РАН, 2010. №2. С. 48–53.
4. Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю., и др. Новые данные о возрасте габброидов кэршорского комплекса на Полярном Урале // ДАН, 2010. Т. 434. № 2. С. 238–242.
5. Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (второе издание, цифровое). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 256 с.
6. Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Девонский островодужный магматизм восточной зоны Полярного Урала // Геотектоника, 2018. № 5. С. 39–74.
7. Шишкин М.А., Малых О.Н. и др. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:200 000 листа Q-41-XI (второе издание). Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 216 с.
8. Murzin V., Palyanova G., Mayorova T. et al. The gold–palladium Ozernoe occurrence (Polar Urals, Russia): mineralogy, conditions of formation, sources of ore matter and fluid // Minerals, 2022. V. 12. P. 765.

ДИАТРЕМЫ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ В РАЙОНЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА МУРУНТАУ

Конопелько Д.Л., Саватенков В.М.

*Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург
d.konopelko@spbu.ru*

Были изучены алмазоносные щелочно-базальтоидные диатремы Карашохо, Эрембет и Тескудук в северной части пустыни Кызылкум, а также карбонатитовая трубка Чагатай в Северо-Нуратинском хребте (Golovko, Kaminsky, 2010; Dolgoplova et al., 2017). Для трубки Карашохо были получены три Rb-Sr изохроны биотит-порода с возрастaми 287 ± 3 млн лет, 288 ± 3 млн лет и 275 ± 2 млн лет, с начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (300 млн лет) 0.70720 ± 7 , 0.70749 ± 7 и 0.70692 ± 4 , соответственно. Для трубки Эрембет была получена одна Rb-Sr изохрона биотит-порода с возрастaм 290 ± 4 млн лет с начальным отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (300 млн лет) 0.70676 ± 3 . Rb-Sr изохрона биотит-порода для шонкинитового порфира из трубки Тескудук дала несколько более древний возраст 306 ± 3 млн лет и относительно низкое начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (300 млн лет) 0.70303 ± 3 . Возраст трубок совпадает с возрастaм основного этапа оруденения на месторождении золота Мурунтау (Morelli et al., 2007), а также с возрастaми постколлизийных гранитоидов этого региона (300–280 млн лет), а изотопный состав и алмазоносность щелочных базальтоидов указывает на их происхождение из литосферной мантии.

Полученные данные подтверждают недавно опубликованные результаты термохронологических исследований, показавших, что на постколлизийном этапе в конце карбона – начале перми территория Кызылкум подверглась длительному термальному

воздействию, которое было локализовано в определенных участках, где и происходило формирование наиболее крупных золоторудных месторождений (Glorie et al., 2019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dolgoplova A., Seltnann R., Konopelko D. et al. Geodynamic evolution of the western Tien Shan, Uzbekistan: insights from U-Pb SHRIMP geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope mapping of granitoids // *Gondwana Research*, 2017. V. 47. P. 76–109.
2. Glorie S., Jepson G., Konopelko D. et al. Thermochronological and geochemical footprints of post-orogenic fluid alteration recorded in apatite: implications for mineralisation in the Uzbek Tien Shan // *Gondwana Research*, 2019. V. 71. P. 1–15.
3. Golovko A.V., Kaminsky F.V. The shoshonite-absarokite-picrite Karashoho pipe, Uzbekistan: an unusual diamond deposit in an atypical tectonic environment // *Econ. Geol.*, 2010. V. 105. P. 825–840.
4. Morelli R., Creaser R.A., Seltnann R. et al. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re–Os–He isotopes in arsenopyrite // *Geology*, 2007. V. 35. № 9. P. 795–798.

МИНЕРАЛОГИЯ КСЕНОЛИТОВ ГРАНАТОВЫХ ВЕБСТЕРИТОВ ИЗ ТРУБКИ «ЭКЛОГИТОВАЯ» (ДУНКЕЛЬДЫКСКИЙ КОМПЛЕКС, ВОСТОЧНЫЙ ПАМИР)

Корсаков А.В.¹, Демин С.П.¹, Михайленко Д.С.¹, Дымшиц А.М.², Агашева Е.В.¹

¹ Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

² Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
korsakov@igm.nsc.ru

В мантийных разрезах дуниты, верлиты и вебстериты имеют подчиненное распространение по сравнению с лерцолитами и гарцбургитами, но встречаются в различных тектонических обстановках по всему миру. Находки этих пород известны в виде ксенолитов в кимберлитах и базальтах и представляют собой образцы древней архейской мантии (например, Aulbach et al., 2007; Beard et al., 2007; Kopylova et al., 1999; Lehtonen et al., 2004; Spengler, Alifirova, 2019), а также более молодой фанерозойской мантии (например, Chen et al., 1992; Cvetković et al., 2007; Downes et al., 2001; Rehfeldt et al., 2007). Они также встречаются в ультрамафитовых разрезах офиолитов (например, Dijkstra et al., 2003; Koga et al., 2001; Orberger et al., 1995) и в орогенных перидотитовых комплексах (Holm, Prægel, 2006; Pearson et al., 1991).

Дуниты, верлиты и вебстериты с относительно обогащенным железом составами (преимущественно $Fo < 90$) обычно интерпретируются как кумуляты, связанные с вмещающими магматическими комплексами (например, Chen et al., 1992; Downes, 2001; Gurney, Harte, 1980; Holm, Prægel, 2006). Напротив, породы с высоким магниевым числом ($Fo > 90$) чаще рассматриваются как образцы мантии, обедненные в результате частичного плавления (например, Gurney, Harte, 1980) с последующим обогащением за счет инфильтрации базальтовых (Beard et al., 2007; Koga et al., 2001) или карбонатитовых расплавов (Beard et al., 2007) либо связанные с процессами в надсубдукционных зонах (Cvetković et al., 2007; Orberger et al., 1995).

Петрогенезис дунитов, верлитов и вебстеритов обычно связывают с лерцолитами и гарцбургитами (Gurney, Harte, 1980; Pearson, 1999). Вебстеритовые включения в алмазах интерпретируются как продукты взаимодействия расплавов, производных от субдуцированной океанической коры, с окружающими перидотитами (Aulbach et al., 2002). Вебстеритовые ксенолиты из фергуситовой трубки взрыва «Эклогитовая» (Дункельдыкский комплекс, Восточный Памир) являются важными компонентами ксенолитовой ассоциации и не такими редкими

(Дмитриев, 1976; Лутков, 2003), как в кимберлитах. Однако до сих пор изучению этих пород не уделялось должного внимания.

В данной работе приводятся предварительные данные по минералогическому составу этих необычных пород. Сравнение с лучше изученными ксенолитами эклогитов и гранулитов из этой же трубки взрыва позволяет реконструировать условия формирования минеральной ассоциации гранатовых вебстеритов на Восточном Памире.

Гранатсодержащие ксенолиты вебстеритов являются крупнозернистыми породами, состоящими из граната, ортопироксена, клинопироксена и флогопита. В некоторых образцах наблюдается слабовыраженная полосчатость в распределении флогопита. Гранат по составу отвечает пироп-гроссуляр-альмандиновому ряду ($Alm_{34}Sps_1Py_{52}Grs_{12}$). Все кристаллы граната химически однородны в пределах погрешности измерений. Следует отметить, что гранаты вебстеритов среди всех исследованных разновидностей ксенолитов из трубки «Эклогитовая», характеризуются максимально высокими содержаниями пиропового компонента. Содержание титана и хрома в кристаллах граната не превосходит 0.2 мас. %. Клинопироксен относится к натровым авгитам и содержит до 2.5 мас. % Na_2O , содержание хрома в исследованных кристаллах также не превышает 0.2 мас. %. Ортопироксен представлен энстатитом с магниевым номером ($\#Mg$) варьирующим в узком диапазоне от 78 до 80. В ортопироксене содержание Al_2O_3 не превышает 1.6 мас. % и концентрация CaO не превосходит 0.5 мас. %. Кристаллы флогопита характеризуются повышенными содержаниями бария до 8 мас. %, при этом концентрация титана варьирует от 1.5 до 5 мас. % TiO_2 . Оценки температуры и давления свидетельствуют о формировании минеральной ассоциации Grt-Cpx-Orx при 2.6–3.0 ГПа и 880–1050 °C. В кристаллах граната были диагностированы включения щелочного амфибола с содержанием K_2O до 2.0 мас. %. Отсутствие амфибола среди породообразующих минералов указывает, что амфибол присутствовал в протолите

пород и является реликтовым минералом. Вероятнее всего, образование вебстеритов является результатом метаморфических реакций, протекающих при погружении протолита этих пород на мантийные глубины.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФ № 24-17-00164.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дмитриев Э.А. Кайнозойские калиевые щелочные породы Восточного Памира. Душанбе: Дониш, 1976. 167 с.
2. Лутков В.С. Петрохимическая эволюция и генезис калиевой пироксенит-эклогит-гранулитовой ассоциации: мантийные и коровые ксенолиты в неогеновых фергуситах южного Памира, Таджикистан // Геохимия, 2003. № 3. С. 254–265.
3. Aulbach S., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. et al. Origins of Xenolithic Eclogites and Pyroxenites from the Central Slave Craton, Canada // Journal of Petrology, 2007. V. 48. № 10. P. 1843–1873.
4. Beard A., Downes D.H., Masonet P.R.D. et al. Depletion and enrichment processes in the lithospheric mantle beneath the Kola Peninsula (Russia): Evidence from spinel ilmenite and wehrlite xenoliths // Lithos, 2007. V. 94. № 1. P. 1–24.
5. Chen C.-H., Presnall D.C., Stern R.J. Petrogenesis of Ultramafic Xenoliths from the 1800 Kaupulehu Flow, Hualalai Volcano, Hawaii // Journal of Petrology, 1992. V. 33. № 1. P. 163–202.
6. Cvetković V., Lazarov M., Downes H. et al. Modification of the subcontinental mantle beneath East Serbia: Evidence from orthopyroxene-rich xenoliths // Lithos, 2007. V. 94. № 1. P. 90–110.
7. Dijkstra A.H., Barth M.G., Drury M.R. et al. Diffuse porous melt flow and melt-rock reaction in the mantle lithosphere at a slow-spreading ridge: A structural petrology and LA-ICP-MS study of the Othris Peridotite Massif (Greece) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2003. V. 4. № 8.
8. Downes H. Formation and Modification of the Shallow Sub-continental Lithospheric Mantle: a Review of Geochemical Evidence from Ultramafic Xenolith Suites and Tectonically Emplaced Ultramafic Massifs of Western and Central Europe // Journal of Petrology, 2001. V. 42. № 1. P. 233–250.
9. Gurney J.J., Harte B. Chemical variations in upper mantle nodules from southern African kimberlites // Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 1980. V. 297. P. 273–293.
10. Holm P.M., Prægel N.-O. Cumulates from primitive rift-related East Greenland Paleogene magmas: Petrological and isotopic evidence from the ultramafic complexes at Kælvægletscher and near Kærven // Lithos, 2006. V. 92. № 1. P. 251–275.
11. Koga K.T., Kelemen P.B., Shimizu N. Petrogenesis of the crust-mantle transition zone and the origin of lower crustal wehrlite in the Oman ophiolite // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2001. V. 2. № 9.
12. Kopylova M.G., Russell J.K., Cookenboo H. Petrology of Peridotite and Pyroxenite Xenoliths from the Jericho Kimberlite: Implications for the Thermal State of the Mantle beneath the Slave Craton, Northern Canada // Journal of Petrology, 1999. V. 40. № 1. P. 79–104.
13. Lehtonen M.L., O'Brien H.E., Peltonen P. et al. Layered mantle at the Karelian Craton margin: P–T of mantle xenocrysts and xenoliths from the Kaavi–Kuopio kimberlites, Finland // Lithos, 2004. V. 77. № 1. P. 593–608.
14. Orberger B., Lorand J.P., Girardeau J. et al. Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, Northern Thailand // Lithos, 1995. V. 35. № 3. P. 153–182.
15. Pearson D. G. et al. Oxygen isotope evidence for the origin of pyroxenites in the Beni Bousera peridotite massif, North Morocco: derivation from subducted oceanic lithosphere // Earth and Planetary Science Letters, 1991. V. 102. № 3. P. 289–301.
16. Pearson D. G. The age of continental roots // Lithos, 1999. V. 48. № 1. P. 171–194.
17. Rehfeldt T., Obst K., Johansson L. Petrogenesis of ultramafic and mafic xenoliths from Mesozoic basanites in southern Sweden: constraints from mineral chemistry // Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 2007. V. 96. № 3. P. 433–450.
18. Spengler D., Alifirova T.A. Formation of Siberian cratonic mantle websterites from high-Mg magmas // Lithos, 2019. V. 326–327. P. 384–396.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ПИРОХЛОРА В КАРБОНАТИТАХ, ФОСКОРИТАХ И МЕТАСОМАТИТАХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОРНОЕ ОЗЕРО (РЕСПУБЛИКА САХА, ЯКУТИЯ)

Крук М.Н., Дорошкевич А.Г., Избродин И.А., Зубакова Е.А.

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

Минералы группы пироклора являются основной фазой Nb в большинстве ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексах мира. Несмотря на это, количество работ, посвященных образованию пироклора с привлечением минералогических и геохимических методов в последние годы весьма ограничено (Walter et al., 2018; Klemme, Berndt, 2020; Da Costa et al., 2021; Khan et al., 2021; Zaitsev et al., 2021; Palmieri et al., 2022; Sun et al., 2022; Williams-Jones, Vasyukova, 2023; Velasques-Ruiz et al., 2024). Понимание процессов происхождения пироклора может дать важную информацию о механизмах рудообразования в карбонатитовых системах. Перспективным для разведки и добычи полезных ископаемых, связанных с редкометальной минерализацией (в частности, пироклора), является месторождение Горное Озеро. Данный массив расположен в Южной Якутии, возле оз. Горное на территории Алданского щита. Основная часть массива сложена различными типами карбонатитов – от кальцитовых до анкеритовых, среди которых сохранились реликты измененных ультрабазитов, ийолит – уртитов, нефелиновых сиенитов. В толщах карбонатитов обнаружены породы, по минеральному составу отвечающие фоскоритам (породам, состоящим из магнетита, апатита, силикатных минералов, таких как оливин, пироксен, флогопит, и карбоната). Также на площади массива распространены породы, образованные в результате метасоматической переработки силикатных пород карбонатитовыми магмами. Данные породы сложены преимущественно оливином, флогопитом и кальцитом. Минералы группы пироклоров встречаются в кальцитовых и кальцит-доломитовых карбонатитах, фоскоритах, метасоматических породах, нефелиновых сиенитах.

В ходе петрологического и минералогического изучения, было выделено три генерации пироклоров. Первая генерация распространена в кальцитовых и в кальцит-доломитовых карбонатитах, а также могут встречаться в ядрах зерен 2 генерации пироклоров в фоскоритах и реже в нефелиновых сиенитах. Данный минерал образует зерна с текстурами рас-

творения или призматические зерна (часто приуроченных к зернам магнетита) без зональности, либо с осциллирующей зональностью. Химический состав данного минерала отвечает фторкальциопироклору с отношением Ca/Na (у. ф. е) примерно равному 1 в незональных зернах, в пироклорах с осциллирующей зональностью содержания Na, Ti и Ta изменчивы. Вторая генерация зерен отмечена в фоскоритах, минерал образует призматические или псевдогексагональные незональные кристаллы, часто с текстурами растворения. В периферийной части таких зерен встречаются включения апатита, в ядре могут находиться включения пироклора первой генерации или бадделейта. Данные пироклоры имеют повышенные содержания ряда элементов (Th, U, Ta, Ti) (от 0 до 0.5 у. ф. е.). Третья генерация пироклоров распространена в более поздних жилах доломитовых карбонатитов, которые, вероятно, имеют карботермальный генезис или в метасоматических породах. Данная генерация также образует призматические или псевдогексагональные зерна с колебательной зональностью, обусловленной различием в концентрациях легких редкоземельных элементов и тория (0.10–0.15 у. ф. е.).

Различия в структуре и химическом составе пироклора из различных типов пород месторождения Горное Озеро отражают сложную многоступенчатую эволюцию магматического и постмагматического процессов. Предполагается, что пироклоры первой генерации с осциллирующей зональностью были сформированы на ранних этапах магматической стадии становления комплекса на более низких глубинах, в то время как не зональные зерна были образованы уже при внедрении карбонатитовых даек. В последствии происходит дальнейшая кристаллизация зерен пироклора второй генерации (нередко на «затравку» пироклоров первой генерации), однако данный минерал испытывает процессы резорбции, что подтверждается текстурами растворения и наличием включений апатита. Образование пироклоров третьей генерации имеет наиболее спорное происхождение. На сегодняшний день наиболее перспек-

тивными механизмами генерации являются либо образование из карботермального флюида (Mitchell, Gittins, 2022; Williams-Jones, Vasyukova, 2023), либо данные пироклоры являются антекристами, образованными из первоначальных карбонатных расплавов с последующим изменением их химического состава из-за неравновесных условий с карботермальной жидкостью (Velasques-Ruiz et al., 2024).

Данные исследования были поддержаны грантом Российского научного фонда № 23-17-00098 (<https://rscf.ru/project/23-17-00098/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Da Costa R., Roseiro J., Figueiras J. et al. Pyrochlore from the Bailundo Carbonatite Complex (Angola): compositional variation and implications to mineral exploration // J. Afr. Earth Sci., 2021. V. 177. P. 104–154.
2. Khan A., Faisal S., Ullah Z. et al. Pyrochlore-group minerals from the Loc-Shilman Carbonatite Complex, NW Pakistan: implications for evolution of carbonatite system // Period. Di Mineral, 2021. V. 90. P. 277–287.
3. Klemme S., Berndt J. Trace element partitioning between pyrochlore, microlite, fersmite and silicate melts // Geochem. Trans., 2020. V. 21. №1.
4. Palmieri M., Brod J.A., Cordeiro P. et al. The Carbonatite-Related Morro do Padre Niobium Deposit, Catalão II Complex // Central Brazil. Econ. Geol., 2022. V. 117. № 7. P. 1497–1520.
5. Sun Z., Qin K., Mao Y. et al. Mineral Chemistry of Pyrochlore Supergroup Minerals from the Boziguoer Nb-Ta-Zr-Rb-REE Deposit, NW China: implications for Nb Enrichment by Alkaline Magma Differentiation // Minerals. 2022. V. 12. № 7:785.
6. Velasquez-Ruiz F., Reich M., Broom-Fendley S. et al. Origin of carbonatite-related niobium deposits: Insights from pyrochlore geochemistry // Geoch. et Cosm. Acta, 2024. V. 366. P. 1–6.
7. Walter B.F., Parsapoor A., Braunger S. et al. Pyrochlore as a monitor for magmatic and hydrothermal processes in carbonatites from the Kaiserstuhl volcanic complex (SW Germany) // Chem. Geol., 2018. V. 498. P. 1–16.
8. Williams-Jones A.E., Vasyukova O.V. Niobium, critical metal, and progeny of the mantle // Econ. Geol., 2023. V. 118 № 4. P. 837–855.
9. Zaitsev A.N., Spratt J., Shtukenberg A.G. et al. Oscillatory- and sector-zoned pyrochlore from carbonatites of the Kerimasi volcano, Gregory rift, Tanzania // Mineral. Mag., 2021. V. 85. P. 532–553.

РАННИЕ ЭТАПЫ ЭВОЛЮЦИИ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА НА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА (ИСАКОВСКИЙ ТЕРРЕЙН, СЕВЕРО-ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Крылов А.А., Лиханов И.И.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
krylov@igm.nsc.ru*

Докембрийские террейны (Исаковский и Предивинский), образованные преимущественно тектонизированными фрагментами офиолитов и островодужных комплексов, аккрецированы к окраине Сибирского кратона в венде (Лиханов и др., 2021). Это аккреционно-коллизийное событие привело к формированию протяженного Енисей-Саяно-Байкальского складчатого пояса (ЕСБП) и существенному наращиванию континентальной коры кратона. Предполагается, что аккреционно-коллизийные процессы в неопротерозойской истории этого региона генетически и пространственно связаны со становлением Палеоазиатского океана (ПАО) (Ярмолюк и др., 2006). Согласно современным представлениям ПАО образовался между Северо-Американским и Сибирским кратонами в результате распада суперконтинента Родиния в период от 1000–900 до 720 млн лет назад и существовал до конца палеозоя (Cawood et al., 2016). На Енисейском кряже процессы раскола континентальной коры с открытием океанического бассейна фиксируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитов и внутриплитных базитов с возрастными внедрениями 797–792 млн лет (Likhanov, Santosh, 2017).

Нами на основании анализа новых данных по геодинамической природе, возрастам формирования и магматическим источникам контрастных пород в составе тектонического меланжа Приенисейской сдвиговой зоны (ПСЗ) установлена хронологическая последовательность событий, фиксирующая ранние стадии развития ПАО – от формирования фрагментов океанической коры и их аккреции к Сибирскому кратону до постаккреционной стадии растяжения коры и начала каледонского орогенеза. Эти события зафиксированы окраинно-континентальными, офиолитовыми и островодужными ассоциациями пород разного возраста и разной тектонической природы в составе докембрийских террейнов (Лиханов и др., 2018).

Обнаружение реликтов глаукофана в высокобарических тектонитах Приенисейской сутурной зоны

Енисейского кряжа свидетельствует о проявлении на западе Сибирского кратона конвергентной границы «чилийского типа», контролируемой субдукцией океанической коры под континентальную окраину. Эти породы, локализованные в тектоническом шве на границе кратона с островодужно-океаническим Исаковским террейном, испытали два этапа метаморфизма. В Исаковском террейне наиболее древние структуры самого раннего этапа представлены фрагментами океанической коры и островных дуг (метабазит-ультрабазитовые, вулканоплутонические и офиолитовые ассоциации). Петрогеохимические характеристики мафических тектонитов свидетельствуют о том, что их протолитами являлись базальты типа N-MORB и E-MORB. Образование более примитивных по химическому составу N-MORB базальтов происходило на начальных этапах спрединга, когда плавлению подвергались верхние горизонты деплетированной мантии. Более высокотитанистые базальты образовались как продукты плавления обогащенного мантийного субстрата на более поздних этапах спрединга. U-Pb возраст цирконов 701.6 ± 8.4 млн лет из метаморфизованных аналогов нормальных базальтов отвечает времени начала формирования океанической коры в регионе.

В конце неопротерозоя (640–620 млн лет) эти базальты субдуцировали под активную окраину Сибирского континента с формированием минеральных ассоциаций глаукофансланцевого метаморфизма. На постсубдукционной стадии глаукофан-содержащие породы подвергались интенсивным синэкзугмационным деформациям в шовной зоне с возрастом около 600 млн лет, маркирующим время аккреции Исаковского блока к западной окраине Сибирского кратона (Likhanov et al., 2018). Завершающие события в ранней истории ПАО были связаны с образованием поздневендских рифтогенных миндалекаменных базальтов (572 ± 6.5 млн лет) и внедрением постколлизийных лейкогранитов Осинского массива (550–540 млн лет), прорывающих ранние фрагменты океанической коры Исаковского террейна (Лиханов и др., 2018).

Установленные позднепротерозойские рубежи эволюции Исаковского террейна хорошо согласуются с данными П. Кэвуда и др. (Cawood et al., 2016) по эволюции ПАО в южном сегменте ЕСБП, опирающихся на датировки детритовых цирконов пород складчатого обрамления юга Сибирского кратона. В глобальном масштабе эти этапы сопоставляются с заключительной фазой распада Родинии, фиксирующей отчленение Сибирского кратона от Лаврентии и раскрытие ПАО с последующими процессами субдукции, аккреции и динамометаморфизма (Лиханов и др., 2011; Likhanov, 2022; Likhanov et al., 2004; 2019).

Работа выполнена за счет средств гранта РНФ (проект № 21-77-20018-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника, 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.
2. Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // Геотектоника, 2021. Т. 55. № 1. С. 41–65.
3. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. и др. Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // ДАН, 2011. Т. 436. № 4. С. 509–514.
4. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П. и др. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднепротерозойских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2006. Т. 410. № 5. С. 657–663.
5. Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al. 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.
6. Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research, 2019. V. 328. P. 128–145.
7. Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos, 2018. V. 304–307. P. 468–488.
8. Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V. et al. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // Journal of Metamorphic Geology, 2004. V. 22. P. 743–762.
9. Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // Precambrian Research, 2017. V. 300. P. 315–331.
10. Likhanov I.I. Provenance, Age and Tectonic Settings of Rock Complexes (Transangarian Yenisei Ridge, East Siberia): Geochemical and Geochronological Evidence // Geosciences (Switzerland), 2022. V. 12. № 11. Article 402.
11. Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P. et al. The Nature and Models of Metamorphism. Cham: Springer, 2019. 330 p.

МЕЗОАРХЕЙСКИЙ (2.93–2.92 млрд лет) И НЕОАРХЕЙСКИЙ (2.72–2.68 млрд лет) ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА: U-Pb, Sm-Nd И Lu-Hf ИЗОТОПНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Кудряшов Н.М.¹, Мокрушин А.В.¹, Удорагина О.В.²

¹ Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты
n.kudryashov@ksc

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Кольский регион является одним из классических объектов развития габбро-анортозитового магматизма архейского возраста. Здесь установлены два главных этапа: мезоархейский (2.93–2.92 млрд лет), представленный Патчемварекским и Северным массивами, расположенными в пределах зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья и неоархейский (2.72–2.68 млрд лет), который проявлен, главным образом, в обрамлении Кейвского блока и представлен большой группой массивов, объединенных в единый Кейвский комплекс.

Породы наиболее раннего, мезоархейского этапа, имеют типичную кумулятивную структуру и состоят из практически идиоморфных кристаллов плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Иногда отмечается ритмичная расслоенность, образованная чередованием лейкократовых и мезомеланократовых разновидностей пород. Контакты массива с вмещающими породами тектонические. Патчемварекский массив прорывают многочисленные жилы сподуменовых пегматитов, крупнейшего в мире Колмозерского месторождения лития. В краевой части габбро-анортозитов Северного массива обнажаются тела метаперидотитов. Для циркона из габбро-анортозитов Патчемварекского и Северного массивов были получены U-Pb (ID TIMS) возрасты 2925 ± 6 млн лет и 2935 ± 8 млн лет, соответственно. Морфологические характеристики циркона и его внутреннее строение в обоих массивах свидетельствуют о кристаллизации циркона из расплава (Кудряшов, Мокрушин, 2011). Позднее был проанализирован циркон из метаперидотитов методом локального анализа U-Pb (SHRIMP). Из метаперидотитов было выделено два морфогенетических типа циркона: 1 тип – прозрачные дипирамидально-призматические зерна, в катодолюминесценции отмечается тонкая эвгедральная зональность, характеризующая рост циркона из магматического расплава; 2 тип – непрозрачные коричневые (метамиктные?), округлые зерна, в которых отсутствуют какие-либо внутренние структуры. Для циркона 1-го типа получен возраст

2930 ± 13 млн лет. Аналитические данные для циркона 2-го типа не дают однозначной оценки возраста, находясь по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ преимущественно в диапазоне 1.9–1.7 млрд лет. Таким образом, полученные оценки возраста циркона из габбро-анортозитов и связанных с ними метаперидотитов отражают возраст их магматической кристаллизации. Палеопротерозойский возраст циркона, вероятно, связан с более поздними процессами свекофеннского метаморфизма, широко проявлено в структурах Кольского региона.

Ключевыми объектами в изучении габбро-анортозитового магматизма Кейвской структуры стали Цагинский и Ачинский массивы. Наиболее крупный Цагинский массив на эрозионной поверхности имеет форму овала и характеризуется асимметричным строением. Центральная часть массива сложена гиганто- и крупнозернистыми лейкогаббро и габбро-лабрадоритами. В разрезах изученных скважин южной части массива, породы находятся в полосчатом переслаивании с титаномагнетитовыми габбро, пироксенитами, оливинитами и сплошными титаномагнетитовыми рудами. В краевой части габбро и габбронориты перемежаются с троктолитами, плагиоклазитами, оливинитами, клинопироксенитами, в том числе оруденелыми. Габбро-анортозиты Цагинского массива в северной его части секутся жильными телами субщелочных гранитов.

Габбро-анортозиты Ачинского массива обнажаются в виде узких линзовидных тел и сложены в различной степени измененными крупно- и среднезернистыми метагаббро-анортозитами. Первоначально они, вероятно, представляли собой единый массив, разобщенный впоследствии тектоническими процессами. Породы имеют порфировую структуру и состоят из близких к идиоморфным кристаллов плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены агрегатом вторичной роговой обманки по пироксенам. Состав плагиоклаза изменяется от битовнита до лабрадора. Акцессорные минералы: циркон, титанит, апатит, титаномагнетит. Первые определения возраста циркона из этих массивов

U-Pb (ID TIMS) методом указали на неоархейский возраст 2.68–2.66 млрд лет (Баянова, 2004). В связи со значительной дискордантностью U-Pb аналитических данных, выполненных ранее для циркона из Ачинского массива, нами дополнительно были проведены исследования циркона, с использованием локального метода U-Pb (SHRIMP). Акцессорный циркон, выделенный из габбро-анортозитов, представлен полупрозрачными, розоватого цвета, призматическими, преимущественно, обломками кристаллов с хорошо сохранившимися кристаллографическими формами. В отраженных электронах в зернах циркона отмечаются участки с первичной магматической зональностью. Эти морфологические характеристики и внутреннее строение циркона указывают на его магматическое происхождение без видимых следов более поздних преобразований, связанных с метаморфизмом пород. Возраст верхнего пересечения с конкордией для восьми проанализированных точек циркона составил 2674.7 ± 9.7 млн лет, который отвечает времени кристаллизации циркона из расплава при формировании габбро-анортозитов массива.

Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы для мезоархейских габбро-анортозитов Северного и Патчемварекского массивов:

$$\epsilon_{Nd} = +2.7, {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} (i) = 0.70204 \pm 8 \text{ и } \epsilon_{Nd} = +1.7, \\ {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} (i) = 0.70258 \pm 8, \text{ соответственно.}$$

Модельные значения $T (DM) = 3.14\text{--}3.08$ млрд лет. Для метаперидотитов массива Северный, значения ϵ_{Nd} находятся вблизи линии деплетированной мантии в диапазоне от +5 до +10. Для неоархейских габбро-анортозитов Цагинского и Ачинского массивов: $\epsilon_{Nd} = +0.26 \div 0.83$, ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} (i) = 0.70249 \pm 8$ и $\epsilon_{Nd} = +1.9 \div 3.4$, ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} (i) = 0.70272 \pm 8$ соответственно, модельные значения $T (DM) = 2.97\text{--}2.85$ млрд лет. Lu-Hf изотопные данные для циркона из архейских габбро-анортозитовых интрузий указывают на два разных источника: для мезоархейских $\epsilon_{Hf} (t) = -0.6 \div +1.6$, для неоархейских габбро-анортозитовых комплексов $\epsilon_{Hf} (t) = -4.5 \div +0.7$.

Полученные геохронологические и изотопные результаты для архейских габбро-анортозитовых массивов указывают как на разное время их становления, так и на разные обстановки их образования. Так, первоначальная магма мезоархейских (2.93–2.92 млрд лет) габбро-анортозитовых массивов относится к базальтам MORB типа, характерных для начальных стадий развития зеленокаменных поясов, а первоначальная магма для габбро-анортозитовых массивов неоархейского возраста (2.68–2.66 млрд лет), обрамляющих Кейвский террейн, относится к субщелочному типу и их формирование происходило во внутриплитной обстановке. Кроме этого, обращает на себя внимание, что большинство габбро-анортозитовых массивов располагаются в зонах глубинных разломов на границах крупных блоков Кольского региона. Такое положение может быть связано с плейт-тектоническими процессами, где анортозиты, в широком смысле, могут отмечать места закрытия древних океанов. Подобные сценарии сейчас широко освещаются в литературе при изучении архейских анортозитов Гренландии, Индийского и Канадского щита (напр. Polat et al., 2010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 176 с.
2. 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.
3. Polat et al. New age (ca. 2970 Ma), mantle source composition and geodynamic constraints on the Archean Fiskensæset anorthosite complex // Chemical Geology, 2010. V. 277. P. 1–20.

ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО Nd-Sr СОСТАВА В ПОРОДАХ МАССИВА МОНЧЕТУНДРА (СЕВЕРО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Баянова Т.Б., Серов П.А., Нерович Л.И., Елизаров Д.В.

*Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты
e.kunakkuzin@ksc.ru*

На протяжении более 100 лет Мончегорский рудный район привлекает внимание исследователей наличием Cu-Ni-Co-PGE минерализации в ультрамафит-мафитовых комплексах палеопротерозойского возраста. Формирование данных комплексов, наряду с аналогичными интрузиями Фенноскандинавского щита, связывают с действием долгоживущего мантийного плюма в интервале 2.52–2.39 млрд лет (Митрофанов и др., 2013; Sharkov et al., 1999; Bayanova et al., 2009 и др.). Не смотря на близость петролого-геохимических характеристик массивов Мончегорского рудного района, при более детальном анализе между ними порой наблюдаются различия в изотопном Nd-Sr составе. При этом нередко данные различия проявлены в рамках отдельно взятого массива, как это можно наблюдать на примере массива Мончетундра.

На основе анализа геохимических и изотопных Nd-Sr данных можно выделить следующие вариации в породах массива, что отражает как их происхождение из различных источников, так и влияние на них наложенных процессов:

Основной объем пород как нижней, так и верхней зон массива Мончетундра характеризуется схожими Nd-Sr изотопными параметрами ($\epsilon\text{Nd}(T)$ от -4.1 до $+2.9$ и $\text{ISr}(T)$ от 0.702 до 0.704), что подразумевает происхождение из близкого по составу мантийного источника, а основные причины вариаций заключаются в постмагматических процессах (заложение локальных разломов, поступление рудоносных флюидов);

Исследования дайковых комплексов (Нерович и др., 2014) привели к выделению среди них трех геохимических типов: а) титанистых ферродолеритов, родоначальные расплавы которых произошли из геохимически обогащенного глубинного плюмового источника; б) ферродолеритов, сформировавшихся из магм, возникших в деплетированном мантийном источнике (DM); в) низкотитанистых и низкожелезистых габбро-долеритов, родоначальные расплавы которых зародились в литосферной мантии, обедненной несовместимыми элементами после архейских процессов корообразования;

Дайкоподобные и пластовые тела меланократовых троктолитов, проявленные в массивных габброноритах верхней зоны массива, характеризуются примитивными составами, характерными для производных деплетированного мантийного источника ($\epsilon\text{Nd}(T)$ от $+1.5$ до $+3.0$ и $\text{ISr}(T)$ от 0.703 до 0.704);

Жилы дунитов, проявленные в пределах нижней зоны массива, отражают отличные от пород массива изотопные метки, рассчитанные на возраст 2.5 млрд лет ($\epsilon\text{Nd}(T)$ $+0.8$ и $\text{ISr}(T)$ от 0.690), и вероятно, их происхождение связано с более поздними событиями (около 2.0 млрд лет).

Исследования выполнены при поддержке гранта РНФ (№25-27-20005) и в рамках госзадания Геологического института КНЦ РАН (FMEZ-2024-0004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У. и др. Восточно-скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений, 2013. Т. 55. № 5. С.357–373.
2. Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Серов П.А. и др. Магматические источники даек и жил Мончетундровского массива (Балтийский щит): результаты изотопно-геохронологических и геохимических исследований // Геохимия, 2014. № 7. С. 605–625.
3. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Paleoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geological Society, London, Special Publication, 2009. V. 323. P. 165–198.
4. Sharkov E.V., Snyder G.A., Taylor L.A. et al. An Early proterozoic Large Igneous Province in the Eastern Baltic Shield: evidence from the mafic drusite complex, Belomorian mobile belt, Russia // International Geology Review, 1999. V. 41. P. 73–93.

СЕРПЕНТИНИЗИРОВАННЫЕ ГИПЕРБАЗИТЫ И МЕТАБАЗАЛТЫ ФУНДАМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ: СОСТАВ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Латышев А.В.^{1,2}, Панченко И.В.³, Куликов П.Ю.³, Смирнова М.Е.³, Хотылев А.О.¹, Аносова М.Б.²

¹ *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
anton.latyshev@gmail.com*

² *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва*

³ *ЗАО «МиМГО» им. В.А. Двуреченского, г. Москва*

Несмотря на длительное изучение Западно-Сибирской плиты, строение и эволюция его фундамента до сих пор остается предметом дискуссий (например, Елкин и др., 2007; Ivanov et al., 2013). В то же время расшифровка структуры и истории развития доюрского комплекса Западной Сибири крайне важна как для понимания тектонической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса, так и для поисково-разведочных работ на углеводороды, особенно если учесть коллекторский потенциал доюрского комплекса (Смирнова и др., 2024).

В фундаменте Западной Сибири известны многочисленные зоны серпентинизированных ультрабазитов, которые имеют ключевое значение для реконструкции строения доюрского комплекса, поскольку они приурочены к границам различных структурно-фациальных зон и могут представлять собой следы закрывшихся домезозойских бассейнов с океанической литосферой. В настоящей работе рассматриваются серпентинизированные ультрабазиты, вскрытые скважинами Большая Ольховская 77 (БО77) и Молодежная 4 (М4) в обрамлении Полуйского и Краснотинского сводов, на глубинах 2958–2999 м и 2686–2767 м, соответственно.

Метаультрабазиты исследованных скважин БО77 и М4 представлены в разной степени тектонизированными серпентинитами, а также тектоническими брекчиями с фрагментами порфировых и миндалекаменных метабазальтов, силицитов и массивных аподунитовых серпентинитов. Метабазальты содержат реликтовые бластопорфиры плагиоклаза в полностью измененной основной массе, состоящей из хлорита, актинолита, альбита, серицита, эпидота и карбонатов. В аподунитовых серпентинитах местами по форме кристаллов прослеживаются бластопорфиры оливина. По основной массе серпентинитов развиваются тальк, хлорит, а также прожилки хризотила и кальцита. Рудные минералы серпентинитов представлены хромшпинелидами, а также вторичным магнетитом. Присутствие блоков пород офиолитовой ассоциации

указывает, что рассматриваемые метаультрабазиты входят в состав зон серпентинитового меланжа по породам океанической литосферы.

Метабазальты характеризуются высокой магнезиальностью ($>10\%$ MgO) и, как правило, низкой титанистостью ($<1\%$ TiO₂). Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в метабазальтах скважины БО77 сходно с таковым для стандарта E-MORB (Sun, McDonough, 1989) и характеризуется преобладанием легких РЗЭ относительно средних и тяжелых. Также заслуживает внимания слабо выраженная отрицательная аномалия Ta-Nb и обогащение крупноионными элементами (Cs, Rb, Ba), что свидетельствует в пользу формирования базальтоидов в надсубдукционной обстановке.

Гипербазиты скважин БО77 и М4 демонстрируют обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых, что может быть следствием интенсивной серпентинизации (Niu et al., 2004). При этом для скважины М4 нормализованные содержания средних РЗЭ несколько ниже тяжелых, возможно, вследствие деплетирования гипербазитов при выплавке базальтовых расплавов. Характерными особенностями всех гипербазитов являются резкое обогащение свинцом и стронцием.

Составы первично магматических хромшпинелид из серпентинизированных гипербазитов могут быть использованы для генетической интерпретации и реконструкции обстановки формирования пород. В гипербазитах скважины М4 хромшпинелиды характеризуются умеренной хромистостью ($Cr\# = 0.47–0.69$) и магнезиальностью ($Mg\# = 0.52–0.68$). На диаграмме (Choi et al., 2008) фигуративные точки шпинелид попадают в поле, соответствующее надсубдукционным перидотитам.

Рассмотренные серпентинизированные гипербазиты, метабазальты и силициты слагают фрагменты зон меланжа, сформированные при закрытии бассейнов с океанической литосферой. Ассоциация пород указывает на их образование в подводных условиях, что вкпе с петрохимическими характеристиками

и данными о химическом составе хромшпинелид свидетельствует в пользу формирования данного офиолитового комплекса в задуговом бассейне. Серпентиниты скважины М4 пространственно близки к раннекаменноугольным вулканитам из близлежащих скважин, которые вовлечены в деформации и меланжированы. Это позволяет предположить, что закрытие бассейнов и складчатость произошли в конце раннего карбона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К. и др. Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика, 2007. Т. 48. № 6. С. 633–650.
2. Смирнова М.Е., Панченко И.В., Куликов П.Ю. и др. Строение, петротипы и коллекторские свойства измененных пермско-триасовых риодацитов в грабенах Фроловской мегавпадины Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые, 2024. № 2. С. 245–276.
3. Choi S.H., Shervail J.W., Mukasa S.B. Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range Ophiolite, California // Contrib Mineral Petrol, 2008. V. 156. P. 551–576.
4. Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N. et al. Tectonics of the Urals and Adjacent Part of the West-Siberian Platform Basement: Main Features of Geology and Development // Journal of Asian Earth Sciences, 2013. V. 72. P. 12–24.
5. Niu Y. Bulk-rock major and trace element composition abyssal peridotites: implication for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges // Journal of Petrology, 2004. V. 45. P. 2423–2458.
6. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. London Spec. Publ, 1989. V. 42. P. 313–345.

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ МАССИВОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ НА ПРИМЕРЕ М. ИКЧУКА И М. ДЮКАЛИ (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Левочский Б.Б.^{1,2}, Якич Т.Ю.³, Кирилов В.Е.²

¹ Хабаровский филиал АО «Полиметалл УК», г. Хабаровск
LevochskiiBB@polymetal.ru

² Институт тектоники и геофизики им. А.Ю. Косыгина,
ДВО РАН, г. Хабаровск

³ Томский политехнический университет, г. Томск

Икчукинский мафит-ультрамафитовый массив (~15 км²) протяжённостью ~18 км, при ширине от 100–150 м до 1800 м, и Дюкалинский мафит-ультрамафитовый (~30 км²) расположены в Комсомольском районе Хабаровского края. Формационная принадлежность, возраст и, как следствие, рудный потенциал массивов являются дискуссионными. Их геологическое и тектоническое положение, а также приуроченность к глубинным Гурскому разлому (м. Икчука) и Анюйско-Таунгинскому (м. Дюкали) усложняет интерпретацию их генезиса и возраста. Согласно данным разных авторов названные массивы представляют собой: (i) офиолитовую зону (Зимин, 1973); (ii) часть единой гипербазит-габбро-гранитной серии (Изох, 1967); (iii) массивы трещинного типа (Голозубов, 2006), фрагменты аккреционной призмы самаркинского террейна юрского возраста (Khanchuk et al., 2016; Zhao et al., 2017). Согласно геохимическим и изотопным данным Nd изучения эволюции становления орогенного пояса Сихотэ-Алиня первичная континентальная кора имела «гибридную» природу, состоящую из ювенильных основных компонентов, аккрецированных с океанической плиты, и переработанного осадочного материала, полученного в результате эрозии древних блоков (Khanchuk et al., 2016).

Актуальность исследования объясняется нерешенными вопросами генезиса и формационной принадлежности массивов, оценкой их рудоносности, изучением вопросов моделирования процессов аккреции и эволюции океанической коры.

В рамках проведения площадных поисковых работ, выполняемых Хабаровским филиалом АО «Полиметалл УК», были отобраны около 60 образцов из двух перечисленных выше массивов для проведения минералого-петрографических исследований с целью оценки их рудного потенциала на Cu-Ni-Pt минерализацию. В Томском Национальном исследовательском политехническом университете

(г. Томск) породы проанализированы при помощи сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 SBU с энергодисперсионным анализатором (ЭДС) OXFORD X-Max 50 с Si/Li кристаллическим детектором, при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 4–11.5 нА с предварительной калибровкой интенсивности зонда (11.4–11.5 нА) по кобальтовому стандарту, фокусное расстояние 15 мм. Серпентины определялись дополнительно с использованием рентгенодифракционного порошкового валового анализа (РДА) на рентгеновском дифрактометре Bruker D2 Phaser с CuK излучением (15 определений). Для изучения валового химического состава пород использовался РФА метод (20 определений). Методом РФА были определены содержания основных оксидов пород в порошкообразных образцах с помощью рентгенофлуоресцентного микроанализатора HORIBA XGT 7200.

Хромшпинелиды – ключевые минералы для формационной типизации ультрамафитов, так как их состав отражает условия формирования и эволюцию формирования массивов. По разбросу значений хромистости ($Cr\# = Cr/(Cr+Al)$) хромшпинелиды м. Икчука массива ~0.29–0.97 (ср. знач. ~0.63 (n=58)), что указывает на присутствие признаков значительного преобразования хромшпинелидов с переходом в железистые разности, в то время как хромшпинелиды м. Дюкали характеризуются более выдержанным составом и Cr# варьирует в пределах 0.40–0.80 (ср. знач. ~0.57 (n=76)). При этом для хромшпинелидов м. Дюкали характерно повышенное содержание TiO_2 ~0.97 мас. %, а также перманентная примесь V_2O_5 . Высокие Ti и V характерны для расслоенных интрузий, где хромиты кристаллизовались из обогащённых Ti-V расплавов. Также, стоит учитывать флюидный метасоматоз: Ti и V могли быть привнесены гидротермальными флюидами (например, при серпентинизации). В офиолитах и альпинотипных массивах TiO_2 в хромшпинелидах обычно <0.5%.

По хромистости Cr# хромшпинелидов исследуемые массивы также ближе к стратиформным комплексам.

Породы массивов сильно изменены, практически без сохранения свежего оливина, лишь в виде небольших единичных реликтов он сохранился в отдельных местах. При этом Fo ($Mg/(Mg+Fe)$) оливина варьирует в пределах $\sim 0.89-0.92$ для обоих массивов. По данным рентгеноструктурного анализа в м. Икчука серпентин представлен антигоритом, в то время как в м. Икчука, помимо антигорита отмечается лизардит-1Т и клинохризотил-2М. Содержание MgO в дунитах в пределах $\sim 42.0-43.0$ вес. %, FeOt $\sim 11.0-11.2$ вес. %, $Al_2O_3 \sim 0.5-3.3$ вес. %; CaO $\sim 0.3-2.0$ вес. %, $TiO_2 0.1-0.2$ вес. %.

Учитывая размеры массивов и большую степень преобразования м. Дюкали, а также присутствие платиноидов в коренных породах (Левочский и др., 2024) большей потенциальной рудоносностью на Cu-Ni-Pt оруденение, хотя и не в промышленных масштабах обладает м. Дюкали. Дальнейшие наши исследования будут направлены на изучение признаков кумулятивной природы и расслоенности, изотопных систем и эволюции расплавов для верификации модели, и оценки металлогении.

Исследования частично выполнены в рамках Государственного задания Наука № FSWW-2023-0010, тема «Комплексные исследования на базе природных геологических лабораторий».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
2. Зимин. С.С. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1973. 250 с.
3. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 382 с.
4. Левочский Б.Б., Якич Т.Ю., Левочская Д.В. Роль флюида в перераспределении и накоплении металлов платиновой группы и их сплавов на примере Дюкалинского мафит-ультрамафитового массива (Хабаровский край) // Металлогения древних и современных океанов. Рудогенез: материалы XXX молод. науч. школы. Миасс: ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, 2024. С. 191–195.
5. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journal of Asian Earth Sciences, 2016. V. 120. P. 117–138.
6. Zhao P., Jahn B., Xu B. Elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to Early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East): implications for the regional tectonic evolution // Journal of Asian Earth Sciences, 2017. V. 146. P. 383–401.

МЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ КРУПНОЙ ПРОВИНЦИИ ВЫСОКОШИРОТНОЙ АРКТИКИ: ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СОСТАВЕ, ГЕНЕЗИСЕ И ОБСТАНОВКЕ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Леднева Г. В., Сколотнев С. Г.

Геологический институт РАН, г. Москва
ledneva@ginras.ru

Крупная магматическая провинция высокоширотной Арктики (HALIP) включает ареалы меловых вулканитов и гипабиссальных пород, тектонически разобщенные при раскрытии впадин Северного Ледовитого океана. В Евразийском бассейне они известны на шельфе Баренцева моря, островах архипелагов Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) и Шпицберген, в Амеразийском бассейне – в пределах хребтов Альфа-Менделеева и Нордвинд, на островах архипелагов Де-Лонга и Арктической Канады и на севере Гренландии. Формирование провинции связано с несколькими эпизодами магматизма в интервале времени 80–130 млн лет. Несмотря на неравномерную плотность опробования пород разных ареалов, разнородность аналитических данных и разную степень вторичного изменения образцов, породы HALIP определенно обнаруживают геохимическое сходство с внутриплитными континентальными и океаническими толеитами, щелочными вулканитами и их интрузивными аналогами.

Толейты характерны для всех эпизодов магматизма и для всех ареалов. Среди них преобладают дифференцированные базальты, но известны и андезибазальты, андезиты и в подчиненном количестве кислые породы. Породы с близкими содержаниями SiO_2 (или с близкой магнезиальностью) обнаруживают широкие диапазоны вариаций содержаний щелочей (характерные для вулканитов низко-К толейтовой и субщелочной серий), TiO_2 и P_2O_5 , разную степень обогащения легкими и средними РЗЭ относительно тяжелых, а также геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb) метки коровой контаминации источников расплавов и части магм в ходе их кристаллизации (отрицательная аномалия Nb, положительная аномалия Pb, повышенные содержания Th и др.). Последнее, в частности, было подтверждено результатами моделирования совместной фракционной кристаллизации и ассимиляции по малым и редким элементам в базальтах Канадского архипелага (Bédard et al., 2021a). Кроме того, наши исследования составов минералов вкрапленников и основной массы андезибазальтов и андезитов поднятия Менделеева позволяют пред-

полагать смешение отдельных порций контаминированных магм разного состава и разной степени дифференцированности. Изотопный состав Sr и Nd вулканитов указывает по меньшей мере на два типа контаминанта, состав которых является предметом дискуссии. Тем не менее, большинство исследователей не связывает обогащение источников расплавов с процессами над зоной субдукции.

Толейты, неконтаминированные или незначительно контаминированные в ходе их кристаллизации, по геохимии близки к составам E-MORB–OIB (Ntafflos, Richter, 2003; Чернышова и др., 2005, наши данные по *OI-PI* трахибазальтам хр. Менделеева). Моделирование обратной фракционной кристаллизации и ассимиляции, выполненное для континентальных толейтов Канадского архипелага, также показывает близость геохимии расплавов, равновесных с *Fo89*, к составам E-MORB–OIB (Bédard et al., 2021a).

Предполагается, что первичные расплавы для толейтовых пород формировались при разных степенях частичного плавления на разных глубинах, в гранатовой и затем шпинелевой или только в шпинелевой фации мантийных перидотитов. По оценкам В. А. Симонова с соавторами (2019) первичные расплавы для раннемеловых (около 131 млн лет) базальтов архипелага Земли Франца-Иосифа генерировались на глубинах 50–100 и 110–140 км при 1350–1690 °C. Глубина отделения толейтовых расплавов, рассчитанная по величине $(\text{Sm}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ отношения и отвечающая мощности литосферы, для базальтов Канадского архипелага в среднем составляет 45–55 км и варьирует в интервале 27–72 км (Bédard et al., 2021a). Близкие оценки были получены нами для вулканитов хр. Менделеева.

Оценки условий кристаллизации толейтовых пород провинции HALIP весьма немногочисленны, но дают согласованные результаты. Они указывают на высокие температуры кристаллизации умеренно- и низкомагнезиальных магм (температура кристаллизации составляет 960–1215 °C для авгитов раннемеловых базальтов ЗФИ (Симонов и др., 2019) и 995–1150 °C для авгитов андезибазальтов и андезитов поднятия

Менделеева по нашим данным) при низких фугитивности кислорода и содержаниях воды.

Большинство исследователей связывает формирование толеитов HALIP с активностью нижнемантийного плюма или «вторичных» плюмов, берущих начало на границе верхней и нижней мантии. По палеомагнитным данным, возможным современным проявлением этого плюма является Исландская горячая точка (Lawver, Müller, 1994 и более поздние публикации). Вместе с тем, высказывалось предположение о связи магматизма поднятия Менделеева с деляминацией нижней коры (Артюшков и др., 2021), а для позднемелового времени была предложена модель верхнемантийной конвекции, обусловленной латеральным перемещением субдуцированной Тихоокеанской плиты вдоль подошвы верхней мантии (Лаверов и др., 2013 и более поздние публикации).

Щелочные породы локализованы преимущественно на островах Канадского архипелага и на севере Гренландии, хотя единичные обломки щелочных вулканитов известны среди продуктов эксплозивных извержений на поднятиях Альфа и Менделеева. Щелочные породы обнаруживают преимущественно позднемеловые возрасты (около 90 и 70–80 млн лет), единственное исключение – *Hbl-Pl* трахиандезит (лампрофир) поднятия Менделеева с предполагаемым раннемеловым возрастом. Вариации составов щелочных пород и их источников рассмотрены в обобщающей работе (Bédard et al., 2021b). Некоторые исследователи подвергают сомнению связь формирования позднемеловых щелочных вулканитов и одновозрастных им континентальных толеитов HALIP с активностью плюма (Dockman et al., 2018).

Работа выполнена в рамках государственного задания Геологического института РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В., Смирнов О.Е., Чехович П.А. Глубоко погруженная кора континентального типа. Центральная Арктика и Зеландия в Тихом океане // ДАН. Науки о Земле, 2021. Т. 501. № 2. С. 173–179.
2. Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника, 2013. № 1. С. 3–35.
3. Чернышова Е.А., Харин Г.С., Столбов Н.М. Базальтовый магматизм Арктических морей, связанный с деятельностью Исландского плюма в палеозое // Петрология, 2005. Т. 13. № 3. С. 319–336.
4. Bédard J.H., Saumur B.M., Tegner C. et al. Geochemical systematics of High Arctic Large Igneous province continental tholeiites from Canada—Evidence for progressive crustal contamination in the plumbing system // J. Petrol, 2021a. V. 62. № 9. P. 1–39.
5. Bédard J.H., Troll V.R., Deegan F.M. et al. High Arctic large igneous province alkaline rocks in Canada: Evidence for multiple mantle components // J. Petrol, 2021b. V. 62. № 9. P. 1–31.
6. Dockman D.M., Pearson D.G., Heaman L.M. et al. Timing and origin of magmatism in the Sverdrup Basin, Northern Canada—Implications for lithospheric evolution in the High Arctic Large Igneous Province (HALIP) // Tectonophysics, 2018. V. 742–743. P. 50–65.
7. Lawver L.A., Müller D. Iceland hotspot track // Geology, 1994. V. 22. P. 311–314.
8. Ntaflos T., Richter W. Geochemical constraints on the origin of the continental flood basalt magmatism of Franz Josef Land, Arctic Russia // Eur. J. Mineral, 2003. V. 15. P. 649–663.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПЛАТИНОИДНОЙ И ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИЗ ПОРОД И РОССЫПЕЙ ГУЛИНСКОГО МАССИВА МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Малич К.Н.¹, Баданина И.Ю.¹, Булатов В.А.¹, Войтин А.А.¹,
Липенков Г.В.², Озорнин Д.А.¹, Чебыкин Н.С.¹

¹ *Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
dunite@yandex.ru*

² *Всероссийский научно-исследовательский институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

Гулинский массив ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами расположен в пределах Маймеча-Котуйской провинции на севере Сибирской платформы и контролируется Таймыро-Байкальской и Енисей-Котуйской палеорифтогенными структурами (Егоров, 1991; Малич, 1999). В обнаженной части массив сложен, главным образом, комплексом ультраосновных пород, представленных дунитами, хромититами и магнетитовыми клинопироксенитами в составе гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса. Преобладают дуниты, которые образуют в плане серповидное тело протяженностью около 30 км и шириной 10–15 км, занимая площадь около 450 км². В юго-западной части массива дуниты перекрыты толщей ультраосновных вулканитов маймечинской свиты, а в центральной – прорваны штоками маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, занимающего около 35 км². С Гулинским массивом ассоциируют комплексные золото-иридиево-осмиевые россыпные месторождения (Малич, 1999; Сазонов и др., 2001). В отличие от платиноидной минерализации, генетически связанной с ультраосновными породами, вопрос о коренном источнике золота остается дискуссионным.

В настоящем сообщении приводятся результаты изучения химического состава минералов платиновой группы (МПП) и самородного золота из коренных пород (хромититов, клинопироксенитов и кальцит-доломитовых карбонатитов), которые сопоставляются с минеральными ассоциациями платиноидов и золота из четвертичных отложений рек Гулэ, Дунитовая и Ингарингда, расположенных в пределах Гулинского массива. Исследование является частью более масштабной задачи, направленной на выявление коренных источников и уточнения условий образования платиноидной и золотой минерализации Гулинского массива.

Среди МПП хромититов Гулинского массива доминируют минералы платиноидов Ir-группы, представленные иридийным осмием (Os, Ir) и ла-

урином (RuS₂). Для клинопироксенитов установлено наличие Pt-Cu твердых растворов, по химическому составу близких к томамазиту (Cu₃Pt). Подавляющее большинство МПП из благороднометалльных россыпей Гулинского массива представлено самородным осмием и Os-Ir сплавами, которые преобладают над Pt-Fe сплавами, Ru-Os сульфидами и другими МПП. В подчиненном количестве установлены полиминеральные ассоциации, состоящие из: 1) железистой платины (Pt, Fe) с включениями лаурита (RuS₂), Os-Ru-Ir сплавов, мончеита (PtTe₂), маланита (CuPt₂S₄) и 2) Pt-Fe и Pt-Cu твердых растворов переменного состава, включая крайние члены системы Pt-Fe-Cu, по составу близкие к изоферроплатине (Pt₃Fe) и ортокупроплатине (Pt₃Cu), которые сопровождаются лаурином (RuS₂), эрликманитом (OsS₂), маланитом (CuPt₂S₄), куперитом (PtS), мончеитом (PtTe₂), митрофановитом (Pt₃Te₄) и ирарситом (IrAsS). Кроме того, выявлена редкая минеральная ассоциация, состоящая из неназванного МПП (Pd_{1.51}Pt_{0.54}) (Fe_{0.82}Cu_{0.12}Ni_{0.01}), теллурупалладинита (Pd₉Te₄) и купроиридита (CuIr₂S₄).

Широкий спектр включений МПП (лаурит, эрликманит, рутениридосмин, изоферроплатина, мончеит и теллурупалладинит), сульфидов (пентландит, джерфишерит), а также оксидных (хромит, хроммагнетит) и силикатных включений (оливин, серпентин, диопсид, паргасит, биотит, Na- и K-содержащие силикатные стекла) характерен для минералов осмия из благороднометалльных россыпей Гулинского массива (Малич, 1999). Включения оливина, клинопироксена и хромшпинелида в Pt-Fe и Os-Ir минералах большинством исследователей рассматриваются в качестве прямого свидетельства их коренного источника, а парагенетическая связь с водосодержащими силикатами, содержащими K, Na и Ca, в качестве щелочного потенциала минералообразующей среды.

Детальное изучение золотой минерализации из кальцит-доломитовых карбонатитов Южного

карбонатитового штока Гулинского массива позволило выявить разнообразие их минеральных типов. По составу большинство изученных зерен золота (6 из 8) соответствуют Au-Ag сплавам (69.64–88.57 мас. % Au, 11.73–30.83 мас. % Ag и <0.18 мас. % Cu), пробность золота варьирует в диапазоне от 693 ± 14 до 888 ± 6 (2SD). Другие образцы представлены (1) природным сплавом системы Au-Ag-Cu с содержаниями Au, Ag и Cu (86.85 ± 0.84 , 7.93 ± 0.47 , 5.26 ± 0.36 мас. %, соответственно) и (2) полиминеральной ассоциацией, состоящей из Au-Ag-Cu сплава ($\text{Ag}_{0.51}\text{Au}_{0.47}\text{Cu}_{0.02}$) в сростании с тетраурикупридом (AuCu) и аурикупридом (Cu_3Au), являющихся продуктами распада твердого раствора. Для минералов золота характерны полифазные и монофазные включения сульфидов, которые представлены Со-содержащим пентландитом, троилитом, халькопиритом и галенитом.

Выявленные особенности химического состава минералов золота свидетельствуют об их сходстве с таковыми из россыпных отложений рр. Гулэ и Дунитовая, расположенных в непосредственной близости от Южного карбонатитового штока (Сазонов и др., 2001; Малич, Войтин, 2024). Установленный нами набор включений сульфидов в минералах золота из кальцит-доломитовых карбонатитов соответствует набору сульфидных минералов, выявленных в природных Au-Ag-Cu сплавах из россыпей Гулинского массива (Малич и др., 2013), а также в карбонатитах Гулинского массива (Сорохтина и др., 2019). Кроме того, при изучении минералов-включений (мончеит (PtTe_2), изомертиит ($\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$), диопсид, эгирин, цирконолит, минералы ряда апатит – монацит и др.) в самородном золоте из россыпей было установлено, что их составы близки к составам аналогичных минералов щелочных и карбонатитовых пород массива (Сазонов и др., 2001; Малич и др., 2013; Рябчиков и др., 2016; Сорохтина и др., 2019), свидетельствуя о значительной роли в золотом рудообразовании производных поздних фаз ийолит-карбонатитового магматизма.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-17-00116 (<https://rscf.ru/project/25-17-00116/>) при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках госзадания ИГГ УрО РАН (№ гос. регистрации 122022600107-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.
2. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
3. Малич К.Н., Войтин А.А. Морфология и состав самородного золота из россыпи реки Дунитовой (Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Записки Российского минералогического общества, 2024. Т. 153. № 6. С. 3–27.
4. Малич К.Н., Сорохтина Н.В., Баданина И.Ю. и др. О коренных источниках благороднометаллических россыпей Гулинского массива (Полярная Сибирь): новые минералогические данные // ДАН, 2013. Т. 451. № 1. С. 87–89.
5. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Сазонов А.М. и др. Условия формирования золоторудной минерализации в щелочно-ультраосновных магматических комплексах // ДАН, 2016. Т. 468. № 6. С. 680–683.
6. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И. и др. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд. ЦНТИ, 2001. 510 с.
7. Сорохтина Н.В., Когарко Л.Н., Зайцев В.А. и др. Сульфидные ассоциации карбонатитов и фоскоритов Гулинского массива (Полярная Сибирь) и их перспективность на благородные металлы // Геохимия, 2019. Т. 64. № 11. С. 1111–1132.

ЭТАПЫ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ДАННЫЕ U-Pb, Lu-Hf И O ИЗОТОПНЫХ СИСТЕМ В КСЕНОГЕННЫХ ЦИРКОНАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

Мальковец В.Г.^{1,2,3}, Белоусова Е.А.³, Третьякова И.Г.^{1,3}, Костровицкий С.И.⁴,
Гриффин В.Л.⁴, О'Рейлли С.И.⁴, Гибшер А.А.^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
vladimir.malkovets@igm.nsc.ru

² НГЦ ВГРЭ, АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Новосибирск, Россия

³ Центр передового опыта Австралийского исследовательского совета по флюидным системам
«Ядро -кора»/ГЕМОС, факультет наук о Земле и планетах,
Университет Маккуори, Сидней, 2109, Австралия

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Породные ассоциации литосферной мантии и коры являются своеобразным архивом, из которого, с использованием разнообразных геологических и изотопно-геохронологических методов, можно извлечь информацию о тектоно-магматической истории развития с раннего архея до настоящего времени. Реконструкция тектоно-магматической истории литосферы Сибирского кратона исключительно важна для понимания истории эволюции породных ассоциаций алмазоносного литосферного кила. Кимберлитовые магмы выносят на поверхность как ксенолиты, так и фрагменты дезинтегрированных пород, разного уровня глубинности – от границы литосфера/астеносфера до самых верхних уровней коры. В результате предшествующих геохронологических исследований было установлено, что литосфера Сибирского кратона стабилизировалась в раннем архее – 3.6–3.0 млрд лет назад (Pearson et al., 1995, 1999; Griffin et al., 2002).

Разнообразные ксенолиты и ксенокристы пород литосферной мантии позволяют реконструировать петрологические процессы начиная с 3.6 млрд лет и до момента внедрения кимберлитовых магм на поверхность. Особый интерес в кимберлитах представляют алмазы и алмазоносные ксенолиты, которые несут информацию о мантийных метасоматических процессах. Формирование алмазов в деплетированной литосферной мантии древних кратонов происходит под воздействием процессов мантийного метасоматического обогащения (Malkovets et al., 2007 и ссылки в данной работе). Материнскими породами перидотитовых алмазов в литосферной мантии Сибирского кратона являются мегакристаллические гарцбургит-дуниты с субкальциевым хромистым пиропом и/или высокохромистым хромитом (Pokhilenko et al., 1977; Соболев и др., 1984; Похиленко и др., 2014).

Многочисленными теоретическими и экспериментальными работами установлено, что алмаз под воздействием окисленных метасоматических агентов – расплавов или флюидов, подвергается процессам растворения, и, в конечном итоге, такие процессы могут привести к полному уничтожению алмазов в литосферной мантии. Общеизвестно, что основным источником окисленных метасоматических агентов в литосферной мантии древних кратонов являются глубинные плюмовые мафические магмы (Pokhilenko et al., 1999).

Таким образом, совершенно очевидно, что реконструкция тектоно-магматической истории литосферы под отдельными террейнами и кимберлитовыми полями исключительно важны, как для алмазопроисловых работ, так и для расшифровки глубинных метасоматических процессов в литосферной мантии древних кратонов. В соответствии с правилом Клиффорда, области с наибольшей степенью тектоно-магматической активизации являются наименее благоприятными для выявления высокоалмазоносных кимберлитов. Используя информацию о тектоно-магматической истории Сибирского кратона, мы можем проводить выделение отдельных террейнов и блоков в структуре кратона, наименее подвергнутых тектоно-магматической активизации, в пределах которых возможно обнаружение высокоалмазоносных кимберлитов.

В данной работе приводятся данные исследований U-Pb, Lu-Hf и O изотопных систем в ксеногенных цирконах из кимберлитов центральной части Якутской кимберлитовой провинции – Мирнинское, Верхнемунское, Накынское, Далдынское и Алаkit-Мархинское кимберлитовые поля. На основании изучения U-Pb и Lu-Hf изотопных систем в цирконах из концентрата тяжелой фракции нами были выделены два основных тектономагматических этапа

формирования земной коры Сибирского кратона: 2.75–2.3 и 2–1.75 млрд лет. Значения ϵ_{Hf} в цирконах этапа 2.8–2.3 млрд лет варьируют от –19 до +3 с существенным преобладанием цирконов с отрицательными значениями ϵ_{Hf} . Преобладание отрицательных значений свидетельствует о формировании цирконов из расплавов, образовавшихся при переплавлении древнего корового материала с минимальным участием ювенильного материала. Среди цирконов палеопротерозойского этапа (~1.9 млрд лет; ϵ_{Hf} от –23 до +8) отмечается более высокая доля цирконов с положительными значениями ϵ_{Hf} , что свидетельствует о возможном участии глубинных расплавов во время палеопротерозойской амальгамации отдельных террейнов в современную структуру Сибирского кратона. Изотопный состав кислорода $d^{18}\text{O}$ в изученных цирконах варьирует в широких пределах – от –2.9 до +10.2. Интересно отметить, что цирконы с возрастами ~2.5–2.7 млрд лет имеют преимущественно мантийные значения $d^{18}\text{O}$ ~5.6. С нашей точки зрения, это свидетельствует о кристаллизации таких цирконов из магм, имеющих глубинное, по всей вероятности плюмовое происхождение (Shatsky et al., 2016). Цирконы с возрастами ~2–1.75 млрд лет имеют более широкие вариации $d^{18}\text{O}$ от +5.6 до +10.2. Данный широкий диапазон вариаций значений $d^{18}\text{O}$ в цирконах данного этапа свидетельствует о более гетерогенном источнике магм – от глубинных плюмовых, до коровых, переработанных с участием гидротермальных флюидов.

Данная работа была выполнена в рамках государственного задания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Похиленко Л.Н., Мальковец В.Г., Кузьмин Д.В. и др. Новые данные по минералогии мегакристаллических пироповых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная, Сибирский кратон, Якутская алмазоносная провинция // Доклады РАН, 2014. Т. 454. № 5. С. 583–589.
2. Griffin W.L., Spetsius Z.V., Pearson N.J. et al. In-situ Re–Os analysis of sulfide inclusions in kimberlitic olivine: new constraints on depletion events in the Siberian Lithospheric mantle // *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 2002. V. 3. P. 1069.
3. Malkovets V.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. et al. Diamond, subcalcic garnet, and mantle metasomatism: kimberlite sampling patterns define the link // *Geology*, 2007. V. 35. P. 339–342.
4. Pearson D.G., Shirey S.B., Carlson R.W. et al. Re–Os, Sm–Nd, and Rb–Sr isotope evidence for thick Archaean lithospheric mantle beneath the Siberian craton modified by multistage metasomatism // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1995. V. 59. P. 959–977.
5. Pearson D.G., Shirey S.B., Bulanova G.P. et al. Re–Os isotope measurements of single sulfide inclusions in a Siberian diamond and its nitrogen aggregation systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1999. V. 63. P. 703–711.
6. Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. et al. Tectonothermal evolution of the continental crust beneath the Yakutian diamondiferous province (Siberian craton): U–Pb and Hf isotopic evidence on zircons from crustal xenoliths of kimberlite pipes // *Precambrian Research*, 2016. V. 282. P. 1–20.

СУЛЬФИДНЫЕ ЗАЛЕЖИ, СВЯЗАННЫЕ С ВНУТРИОКЕАНИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ И ОФИОЛИТАМИ: БЛИЗКИЕ ИЛИ ДАЛЕКИЕ РОДСТВЕННИКИ?

Мелекесцева И.Ю.

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс
melekestseva-irina@yandex.ru*

В работе охарактеризованы сходства и отличия некоторых сульфидных залежей Срединно-Атлантического хребта (САХ) и офиолитов зоны Главного Уральского разлома (ГУР). Многие сульфидные залежи САХ (например, поля Логачев, Рейнбоу, Ашадзе, Семенов, Ириновское и др.) связаны с выходами внутренних океанических комплексов (ВОК), которые выводят на морское дно мантийные породы (Fouquet et al., 2010). Их сложное геологическое строение, обусловленное, в том числе, более поздними излияниями базальтов на поверхность ВОК, приводит к тому, что сульфидные залежи могут отличаться друг от друга как в пределах одного ВОК, так и от залежей на других ВОК.

Например, руды полей Семенов-1, -3, -4 и, частично, -5, залегающих на базальтах ВОК 13°30' с.ш., имеют марказит-пиритовый состав с высоким содержанием барита (до 20 об. %) и опала (Мелекесцева и др., 2010), что отличает их от руд таких полей на ультрамафитах других ВОК САХ, как Логачев (14°45' с.ш.), Рейнбоу (36°14' с.ш.) и Ашадзе (12°38' с.ш.) (Fouquet et al., 2010). В то же время, Cu-Zn руды поля Семенов-2 с высоким содержанием Au (до 188 г/т) и Ag (до 1788 г/т), залегающие на базальтах ВОК 13°30' с.ш., сопоставимы с рудами полей на ультрамафитах других ВОК, но существенно отличаются от последних по элементам-примесям. Так, руды поля Семенов-2 содержат всего 150 г/т Co и 8 г/т Ni по сравнению с 5086 г/т Co и 490 г/т Ni в рудах Рейнбоу-1, 500 г/т Co и 92 г/т Ni – Логачев-1 или 2882 г/т Co и 973 г/т Ni – Ашадзе-1 (Fouquet et al., 2010). В то же время, высокие содержания Ba, Sr и SiO₂ в рудах полей Семенов-1, -3 и -4 типичны для руд полей Лаки Страйк и Менез Гвен, связанных базальтами типа E-MORB (Fouquet et al., 2010).

Колчеданные месторождения Южного Урала, залегающие в ультрамафитах (Ишкининское, Ивановское и Дергамышское) южного фланга ГУР, рассматриваются как аналоги современных сульфидных залежей на ультрамафитах (Зайков и др., 2009). Их геологическое строение определяется различным сочетанием тектонических пластин и блоков.

Ишкининское месторождение приурочено к кровле серпентинитовой пластины и перекрывается олисто-стромовой толщей. Дергамышское месторождение находится в верхней части разреза офиолитового комплекса под пластиной, сложенной верхнедевонскими кремнями. Для Ивановского месторождения характерна позиция на границе серпентинитового и базальтового блоков.

Руды месторождений зоны ГУР имеют сходные и отличительные черты между собой. Так, массивные и прожилково-вкрапленные руды установлены на всех объектах, тогда как обломочные, отражающие разрушение первичных руд на морском дне, установлены только на Дергамышском и Ишкининском месторождениях (Зайков и др., 2009). Присутствие труб курильщиков и фоссилизированной фауны на Дергамышском месторождении (Maslennikov et al., 2017) является прямым доказательством его образования на морском дне, а также указывает на его низкую степень последующего преобразования. Ивановское месторождение содержит только массивные и прожилково-вкрапленные руды, что свидетельствует об их образовании под поверхностью морского дна. На Дергамышском месторождении главными минералами являются пирит и халькопирит, тогда как руды Ишкининского и Ивановского месторождений содержат обильный пирротин. Руды Ишкининского и Ивановского месторождений имеют повышенные содержания Co и Ni, которые входят в состав сульфидов и оксидов, а также образуют собственные минералы. Наиболее низкие содержания Co (0.01–0.21%) и Ni (до 0.05%) и редкие минералы Co и Ni характерны для Дергамышского месторождения.

Геологическая позиция и минералого-геохимические особенности руд современных и древних залежей, так или иначе связанных с ультрамафитами, характеризуются рядом сходных и отличительных черт. Сходства включают: 1) сульфидные залежи, связанные со структурами ВОК САХ и офиолитов зоны ГУР, могут быть подразделены на два под-типа: подтип 1, связанный с базальтами ВОК (поля Семенов-1, -2, -3, -4, Ириновское; Дергамышское

месторождение) с обильными пиритом и марказитом, и подтип 2, связанный с ультрамафитами ВОК (поля Рейнбоу-1, Логачев, Ашадзе; Ишкининское и Ивановское месторождения) с обилием пирротина в рудах; 2) пониженные и повышенные содержания Co и Ni в сульфидных залежах подтипов 1 и 2, соответственно; 3) отсутствие барита в рудах месторождений зоны ГУР и в массивных рудах полей подтипа 2: Ашадзе-1, Рейнбоу-1, Логачев и в прожилково-вкрапленных рудах поля Семенов-5.

К отличиям можно отнести следующее:

1) современные сульфидные залежи, связанные с ВОК, образуются в срединно-океаническом хребте, а их базальты имеют характеристики N- и E-MORB (Fouquet et al., 2010), тогда как месторождения зоны ГУР образованы в надсубдукционной обстановке, их базальты имеют островодужные (в том числе бонинитовые) характеристики (Зайков и др., 2009);

2) высокие содержания Zn в рудах современных сульфидных полей, особенно в подтипе 2: 7–14% (Ашадзе), 22–25% (Логачев), 15% (Рейнбоу) (Fouquet et al., 2010) и низкие содержания Zn в рудах месторождений зоны ГУР (до 0.69% и 2% только на Дергамышском месторождении) (Зайков и др., 2009);

3) высокие содержания Ni (0.1–0.4%) в рудах южноуральских месторождений (Зайков и др., 2009) и низкие – в рудах современных сульфидных полей подтипа 2: 0.002–0.09% (Fouquet et al., 2010).

Таким образом, гидротермальные сульфидные поля ВОК САХ и древние колчеданные месторождения зоны ГУР, связанные с мантийными породами, имеют некоторые сходства, но не являются прямыми аналогами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайков В.В., Мелекесцева И.Ю., Артемьев Д.А. и др. Геология и колчеданное оруденение южного фланга Главного Уральского разлома. Миасс: Геотур, 2009. 376 с.
2. Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Иванов В.Н. и др. Руды нового гидротермального сульфидного узла Семенов (13°31' с.ш.), Срединно-Атлантический хребет // Литосфера, 2010. № 2. С. 47–61.
3. Fouquet Y., Cambon P., Etoubleau J. et al. Geodiversity of hydrothermal processes along the Mid-Atlantic Ridge and ultramafic-hosted mineralization: A new type of oceanic Cu-Zn-Co-Au volcanogenic massive sulfide deposits // Diversity of hydrothermal systems on slow spreading ocean ridges. AGU Geophysical Monograph, 2010. P. 321–368.
4. Maslennikov V.V., Maslennikova S.P., Large R. et al. Chimneys in Paleozoic massive sulfide mounds of the Urals VMS deposits: Mineral and trace element comparison with modern black, grey, white and clear smokers // Ore Geology Reviews, 2017. V. 85. P. 64–106.
5. Melekestseva I.Yu., Maslennikov V.V., Tret'yakov G.A. et al. Gold- and silver-rich massive sulfides from the Semenov-2 hydrothermal field, 13°31.13' N, Mid-Atlantic Ridge: A case of magmatic contribution? // Economic Geology, 2017. V. 112. P. 741–773.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ТИТАНОНОСНЫЕ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГА СИБИРИ

Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.

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

Массивы Лысанского комплекса залегают в пределах коллизионной зоны, расположенной на стыке докембрийского Дербинского блока Саяно-Енисейского аккреционного пояса и Сисимско-Казырской зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса. Ранее было установлено (Мехоношин и др., 2022), что возраст пород этого комплекса укладывается в диапазон 670–630 млн лет. В этот период времени вдоль края Сибирского кратона отмечалась максимальная внутриплитная активность, в результате которой были сформированы многочисленные неопротерозойские рудоносные (Nb, Ta, U и РЗЭ) щелочно-карбонатитовые комплексы (Yarmolyuk et al., 2005). Полученные в 2022 и 2023 годах данные о геохимии и минералогии пород Лысанского интрузивного комплекса, а также находка жил кальцит-сидеритовых карботермалитов (Kolotilina et al., 2024) позволили отнести их к образованиям щелочно-ультраосновных комплексов.

Неопротерозойские щелочно-ультраосновные комплексы с карбонатитами считаются важными индикаторами зоны разрыва Лавразии на Сибирский и Лаврентийский континенты (Yarmolyuk et al., 2005). Они прослеживаются по обе стороны этой границы. В массивах Восточно-Саянской щелочной провинции выделяется три петрографические серии пород (Конев, 1970; Savelyeva et al., 2022; Stifeeva et al., 2023): 1) ультрамафитовая – пироксениты; 2) щелочная – мельтейгиты, ийолиты, уртиты, нефелиновые сиениты; 3) карбонатитовая – кальцитовые, кальцит-доломитовые, анкеритовые карбонатиты.

Анализ закономерностей геологического строения и петрографического состава пород неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири показал, что массивы Лысанского комплекса наиболее близки к Жидойскому массиву Восточно-Саянской щелочной провинции (Kolotilina et al., 2024). Структурно-тектоническая позиция Жидойского массива определяется тем, что он располагается в зоне сочленения Сибирского кратона со складчатым обрамлением. В массиве можно выделить четыре фазы внедрения: пироксениты, ийолиты, сиениты и кальцитовые карбонатиты. Три последние разно-

видности пород образуют небольшие по мощности дайки, а преобладающим типом пород являются пироксениты.

В пироксенитах Жидойского массива и массивов Лысанского комплекса наблюдается явная отрицательная зависимость между содержанием TiO_2 и SiO_2 . При этом между MgO и TiO_2 , а также MgO и SiO_2 не прослеживается никакой взаимосвязи. Это свидетельствует о том, что в процессе кристаллизации пироксена SiO_2 практически полностью удаляется из остаточной жидкой фазы. По мере кристаллизации пироксенов остаточная жидкость обогащается титаном, окисным и закисным железом и фосфором за счёт кремния и магния. В процессе кристаллизации остаточной жидкости происходило фракционирование как кристаллических, так и жидких фаз. Первые кристаллы перовскита и часть апатита отделялись от конечной жидкой фракции, обогащенной только железом, титаном и частично фосфором.

Механизм отделения остаточной жидкости от кристаллических фаз мог быть разным. Чтобы объяснить этот процесс, ранее было выдвинуто множество гипотез (Конев, 1970). Например, считалось, что кристаллы могли разделяться под действием силы тяжести, а тяжёлая остаточная рудная жидкость — просачиваться вниз. Также было высказано предположение, что остаточная жидкость могла быть отжата под давлением с помощью механизма фильтр-прессинга. Независимо от того, как происходило разделение жидкой и твёрдой фаз, этот процесс, вероятно, происходил на большей глубине, чем уровень современной эрозии. На изученном уровне в интрузиве не удалось обнаружить каких-либо признаков заметного гравитационного разделения кристаллизовавшихся фаз. Сходные механизмы образования, по-видимому, были характерны и для пироксенитов из массивов Лысанского комплекса. Это подтверждается многофазностью Лысанских интрузий и Жидойского массива. Кристаллизация отдельных дифференциатов могла происходить на небольших глубинах в условиях быстрого охлаждения. Высокое содержание титана в титаномagnetите

из пироксенов обоих комплексов указывает на высокую температуру кристаллизации «пироксенитового» расплава, составляющую примерно 800–900 °С. Это также более характерно для небольших глубин.

Таким образом, в результате проведённых исследований установлено, что среди неопротерозойских щелочно-ультраосновных комплексов юга Сибири массивы Лысанского комплекса являются наиболее близкими к Жидойскому массиву Восточно-Саянской щелочной провинции по особенностям геологического строения и петрографическому составу пород. Формирование пироксенитов с различным содержанием рудного вещества происходило в результате дифференциации производного магматического расплава, сильно обогащенного титаном, железом, кальцием и фосфором на относительно небольших глубинах.

Исследования выполнены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в части проведения НИР по теме «Ультраосновные-основные комплексы Сибирского кратона и его складчатого обрамления: эволюция состава, геодинамические аспекты образования и рудный потенциал» (№ 0284-2021-0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Конев А. А. Жидойский щелочно-ультраосновной плутон. М.: Наука, 1970. 84 с.
2. Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б., Травин А.В. Лысанский щелочно-ультраосновной комплекс (Восточный Саян): возраст и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика, 2022. Т. 13. № 4: С.1–11.
3. Kolotilina T.B., Mekhonoshin A.S., Shcherbakov Y.D. Neoproterozoic Lysan Alkaline–Ultramafic Complex in the Eastern Sayan, Southern Siberia, Russia: Mineralogical Constraints of Carbonate Rocks and Albitite for Petrogenesis // Minerals, 2024. 14. № 3. P. 290.
4. Andreeva I.A., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V. et al. Compositions of magmas, formation conditions, and genesis of carbonate-bearing ijolites and carbonatites of the Belaya Zima alkaline carbonatite Complex, Eastern Sayan // Petrology, 2007. V. 15. P. 551–574.
5. Savelyeva V.B., Danilova Y.V., Letnikova E.A. et al. Age and melt sources of ultramafic dykes and rocks of the Bolshetagninskii alkaline carbonatite massif (Urik-Iya graben, SW Margin of the Siberian Craton) // Dokl. Earth Sci., 2022. V. 505. P. 452–458.
6. Stifeeva M.V., Salnikova E.B., Savelyeva V.B. et al. Timing of carbonatite ultramafic Complexes of the Eastern Sayan alkaline Province, Siberia: U-Pb (ID-TIMS) Geochronology of Ca-Fe Garnets // Minerals, 2023. V. 13. P. 1086.
7. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Nikiforov A.V. et al. Late Riphean rifting and breakup of Laurasia: Data on geochronological studies of ultramafic alkaline Complexes in the southern framing of the Siberian craton // Dokl. Earth Sci., 2005. V. 404. P. 1031–1036.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ МАССИВА ЭСКОЛА (П-ОВ СВЯТОЙ НОС, ОЗ. БАЙКАЛ): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, СВЯЗЬ СО СВЯТОНОСИТАМИ

Михеев Е.И.^{1,2}, Травин А.В.², Куликова А.В.³, Мехоношин А.С.⁴, Пырьев А.Н.²

¹ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

mikheev@igm.nsc.ru

³ Казанский федеральный университет, г. Казань

⁴ Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Западное Забайкалье является полигоном обширного распространения щелочного магматизма, в том числе щелочно-ультрамафит-мафитовых и карбонатитовых комплексов (Ярмолук и др., 2013; Врублевский, Дорошкевич, 2021). Одно из поздне-палеозойских проявлений таких комплексов, приуроченных к краевым частям Ангаро-Витимского батолита, представлено массивом Эскола на полуострове Святой Нос, восточный берег озера Байкал. В строении массива участвуют породы повышенной щелочности, включая андрадитовые сиениты (святоноситы), для которых актуальным вопросом является отличие метасоматического и магматического происхождения.

Массив Эскола прорывает раннепалеозойскую метаморфическую силикатно-карбонатную толщу и в то же время не имеет контактов с Святоносским массивом (Levitskiy et al., 2024), занимающим большую часть полуострова и сложенным породами чивыркуйского и баргузинского комплексов (Цыганков, 2014). Массив характеризуется вытянутой в плане формой (7.0×0.3 км) с северо-восточным простиранием, субсогласным гнейсовидности вмещающих пород. Породы массива содержат ксенолиты вмещающих пород, мраморы экзоконтакта скарнированы (Петрова и др., 1981). Возраст формирования массива отвечает интервалу 314±2 млн лет (Mikheev et al., 2025).

В строении массива участвуют две группы пород: 1) щелочно-ультраосновные метасоматиты (гранат-пироксеновые скарны по (Левицкий, Петрова, 1982); 2) сиениты и святоноситы. Весь спектр пород характеризуется качественно одинаковым минеральным составом, меняются лишь объемные соотношения минералов по мере увеличения кремнекислотности. Главные лейкократовые минералы представлены альбитом и калиевым полевым шпатом, а меланократовые – клинопироксеном (диопсид-геденбергит), роговой обманкой, гранатом

(гроссуляр-андрадит), минералами группы эпидота. Второстепенными и акцессорными минералами являются кальцит, апатит, титанит, магнетит, пирит, циркон, иногда – скаполит и целестин. В щелочно-ультраосновных разновидностях содержание кальцита достигает 15 об. %.

Геохимические характеристики пород обнаруживают сходство с таковыми для пород щелочно-карбонатитовых комплексов. Породы характеризуются широким интервалом содержаний кремнезема (40.5–58.1 мас. %), принадлежностью к умеренно-щелочному ряду с преобладанием натрия над калием. Щелочно-ультраосновные метасоматиты характеризуются максимально высокими концентрациями редкоземельных элементов (2600–3000 г/т), которые снижаются у сиенитов и святоноситов (420–600 г/т). Для всех пород массива отмечаются высокие содержания Y (41–272 г/т), Ba (2900–4900 г/т), Sr (4200–6000 г/т).

Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 11.4...11.9\text{‰}$) и углерода ($\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -4.6...-4.2\text{‰}$), измеренный для кальцита щелочно-ультраосновных метасоматитов, показывает обогащенный состав относительно мантийного источника и согласуется со значениями для первичных карбонатов из палеозойских щелочных пород и карбонатитов региона (Врублевский, Дорошкевич, 2021).

Спектры РЗЭ цирконов из святоносита характеризуются высокими положительными аномалиями по церию (Ce/Ce* 42–326) и слабыми отрицательными до положительных – по европию (Eu/Eu* 0.8–1.6), что является типичным для цирконов щелочных пород и карбонатитов. Об этом же говорят и соотношения различных малых элементов в цирконах (например, Y-Hf, La-Sm/La и др.) и величины Th/U >1.

Породы массива Эскола, содержащие критическую скарновую ассоциацию (диопсид+андрадит+кальцит), обладают признаками магматического происхождения, исходя из геохимических данных пород, изотопного

состава кальцита щелочно-ультраосновных метасоматитов, а также состава цирконов святоноситов. Геохимические особенности пород показывают сходство с таковыми для пород щелочно-карбонатитовых комплексов.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (проекты №№ 122041400044-2, 122041400171-5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Врублевский В.В., Дорошкевич А.Г. Изотопная систематика щелочных пород и карбонатитов в складчатых областях северной и западной Азии: обзор новейших данных // Геосферные исследования, 2021. № 4. С. 6–26.
2. Левицкий В.И., Петрова З.И. Эволюция вещества при формировании святоноситов (оз. Байкал) // Геохимия, 1982. № 10. С. 1525–1530.
3. Петрова З.И., Жидков А.Я., Левицкий В.И. и др. Святоноситы п-ова Святой Нос (Байкал) // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1981. № 3. С. 26–39.
4. Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.
5. Ярмолук В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Евразии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология, 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.
6. Levitskiy V.I., Kovach V.P., Kotov A.B. et al. Sm–Nd Age of Svyatonossites of the Svyatoi Nos Peninsula (Eastern Baikal Region) // Doklady Earth Sciences, 2024. V. 518. P. 1635–1639.
7. Mikheev E.I., Travin A.V., Mekhonoshin A.S. et al. Age of Formation of Svyatonosites of the Svyatoi Nos Peninsula, Lake Baikal (U/Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Data) // Doklady Earth Sciences, 2025. V. 521. № 6.

МАСШТАБНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ОРДОВИКСКИХ ГАББРОИДОВ В ВЕНДСКИХ ОФИОЛИТАХ КУРТУШИБИНСКОГО ХРЕБТА ЗАПАДНОГО САЯНА (ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)

Монгуш А.А.¹, Чернышов А.И.², Кадыр-оол Ч.О.¹, Ойдуп Ч.К.¹,
Леснов Ф.П.³, Дружкова Е.К.¹, Воробьева А.В.²

¹ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл
amongush@inbox.ru

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Повторное проявление мантийного магматизма в офиолитах на постоостроводужных этапах эволюции складчатых областей представляет собой одну из интересных, но слабоизученных проблем магматизма и геодинамики. Более поздние мантийные магматические тела габброидного состава трудно различать от офиолитовых габброидов из-за сложности датировки возраста габброидов. Природа интрузивных соотношений между членами офиолитовой ассоциации и прорывающими их более поздними габброидами (далее – поздние габброиды) является предметом дискуссий, но обычно такие факты интерпретируются как результат неодноактного процесса образования офиолитов, если не доказан более молодой возраст поздних габброидов.

Согласно современной практике интерпретации природы офиолитов, они чаще всего рассматриваются в качестве остатков надсубдукционной океанической коры и связанной с ней истощенной мантии, а слагающие их породы – реститогенные ультрамафиты, породы переходной зоны, габброиды, диабазы и базальты – как генетически связанную ассоциацию пород (Condie, Stern, 2023). Существует, однако, альтернативная концепция полигенности и полихронности мафит-ультрамафитовых ассоциаций в составе офиолитов, суть которой заключается в том, что ультрамафитовые реститы, слагая как крутопадающие, так и пологие протрузии, во всех случаях являются более древними по отношению к разномасштабным интрузивам габброидов, и что последние, в зависимости от глубины и других условий становления, инъецировали и трансформировали ультрамафитовые реститы в коровых условиях с образованием резко неоднородных серий гибридных пород, образующих полосчатые комплексы. Можно констатировать, что эта концепция имеет место быть в ряде массивов офиолитовой ассоциации (Пинус и др., 1979; Леснов, 1984; Велинский и др., 1999). Одним из таких примеров являются базит-ультрабазитовые массивы

Куртушибинского хребта, включающие в себя ультрамафиты, габброиды, диабазы и базальты.

В пределах преддуговой зоны Таннуольско-Хамсаринской палеоостроводужной системы нами установлена полихронная, гетерогенная природа ультрабазит-базитовой ассоциации, сложенной вендскими офиолитами (U-Pb возраст 569 ± 6 млн лет, Монгуш и др., 2025) и поздними габброидами (Ar/Ar возраст 487 ± 7 млн лет, $\epsilon_{Nd}(487)$ для образца габбро +8.7; это исследование). Офиолиты сформировались на начальной стадии развития Таннуольско-Хамсаринской палеоостровной дуги в пределах фронтальной подзоны преддуговой зоны в режиме нестабильной субдукции (Mongush, Olschewski, 2024). Поздние габброиды проявлены неравномерно, наибольшее развитие они получили в Верхнеожинском (площадь ~ 220 км²) и Кызыр-Бурлюкском (~ 150 км²) ультрабазит-базитовых массивах (Чернышов и др., 2020), и, предположительно, в меньшей мере – в Иджимском ультрабазит-базитовом массиве. Доля поздних габброидов в Верхнеожинском массиве примерно составляет 70%, в Кызыр-Бурлюкском $\sim 50\%$. Общая площадь поздних габброидов в Верхнеожинском и Кызыр-Бурлюкском ультрабазит-базитовых массивах составляет около 230 км². По отношению к вмещающим породам поздние габброиды характеризуются интрузивными и тектоническими контактами, в том числе широко проявлены приконтактовые узкие зоны полимиктового серпентинитового меланжа.

Раннеордовикский возраст поздних габброидов отвечает коллизионному этапу развития структур Западного Саяна и Тувы. Одновременно с этими габброидами предполагается образование, в пределах структур Куртушибинского хребта, туфогенно-осадочных отложений (Монгуш и др., в редакции).

Основные результаты. Раннеордовикские синколлизионные габброиды образованы в результате неоднократного частичного плавления деплетированного мантийного источника (или источников),

в котором отсутствует примесь субдукционного компонента. Поздние габброиды прорывают ультрамафиты преддуговых офиолитов. Преддуговые офиолиты представлены парагенетически тесно связанными «толеитовым» и «бонинитовым» геохимическими типами, образованными из мантийного источника N-MORB-типа с примесью субдукционного компонента. Предполагается, что на коллизионном этапе происходило частичное плавление подлитосферной мантии океанической плиты, которая на островодужном этапе погружалась под Таннуольско-Хамсаринскую палеоостровную дугу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Велинский В.В., Павлов А.Л., Бишаева Л.Г. Контактново-реакционное взаимодействие габбро с гипербазитом в офиолитовых разрезах с преобладанием в комплексе габбро // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов, 1999. С. 85–94.
2. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей // Известия АН СССР. Серия геологическая, 1984. № 2. С. 71–78.
3. Монгуш А.А., Гусев Н.И., Ойidup Ч.К. и др. Возраст и геодинамическая позиция офиолитов Куртушибинского хребта Западного Саяна // Доклады РАН. Науки о Земле, 2025. Т. 520. № 2. С. 5–12.
4. Монгуш А.А., Леснов Ф.П., Гусев Н.И. и др. Первые данные о составе и возрасте детритового циркона в синколлизонных отложениях Куртушибинского антиклинория Западного Саяна // Минералогия, в редакции.
5. Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Взаимоотношения членов офиолитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 1979. № 11. С. 10–20.
6. Чернышов А.И., Воробьева А.В., Юричев А.Н. Петрология Кызыр-Бурлюкского мафит-ультрамафитового массива (северо-восток Западного Саяна). Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов, 2020. Т. 331. № 8. С. 199–207.
7. Condie K.C., Stern R.J. Ophiolites: Identification and tectonic significance in space and time // Geoscience Frontiers, 2023. V. 14. №. 6.
8. Mongush A.A., Olschewski P. A new look at the geodynamic development of the Ediacaran–early Cambrian forearc basalts of the Tannuola-Khamsara Island Arc (Central Asia, Russia): Conclusions from geological, geochemical, and Nd-isotope data // Open Geosciences, 2024. V. 16.

ПРОБЛЕМА ИНДИКАТОРНОГО ЗНАЧЕНИЯ ОСМИЙ-РУТЕНИЕВОГО ТРЕНДА СОСТАВОВ ПРИРОДНЫХ ГЕКСАГОНАЛЬНЫХ Os-Ir-Ru СПЛАВОВ

Мурзин В.В., Малич К.Н., Кисин А.Ю.

Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург

Традиционно среди гексагональных Os-Ir-Ru сплавов выделяются Os-Ir и Ru тренды изменчивости составов. Первый из них характерен для МПГ зональных дунит-клинопироксенитовых, а второй для офиолитовых дунит-гарцбургитовых массивов и ассоциирующих с ними россыпей. Для ряда россыпей Среднего Урала, связанных с офиолитовыми массивами, были обнаружены необычные составы, отнесенные к ранее не выделявшемуся Os-Ru тренду (Мурзин и др., 2015). Коренными источниками МПГ в этих россыпях пред-

положительно являются мелкие тела ультрабазитов среди гранитогнейсов Мурзинского комплекса. В литературе составы Os-Ir-Ru сплавов, отвечающих Os-Ru тренду, отмечаются редко. Причины его появления, как правило, не обсуждаются или предполагается его связь с эпигенетическими преобразованиями зерен первичного состава.

В целом на Среднем Урале наметилась широтная зональность распространенности различных трендов составов Os-Ir-Ru сплавов (рис. 1). В западной

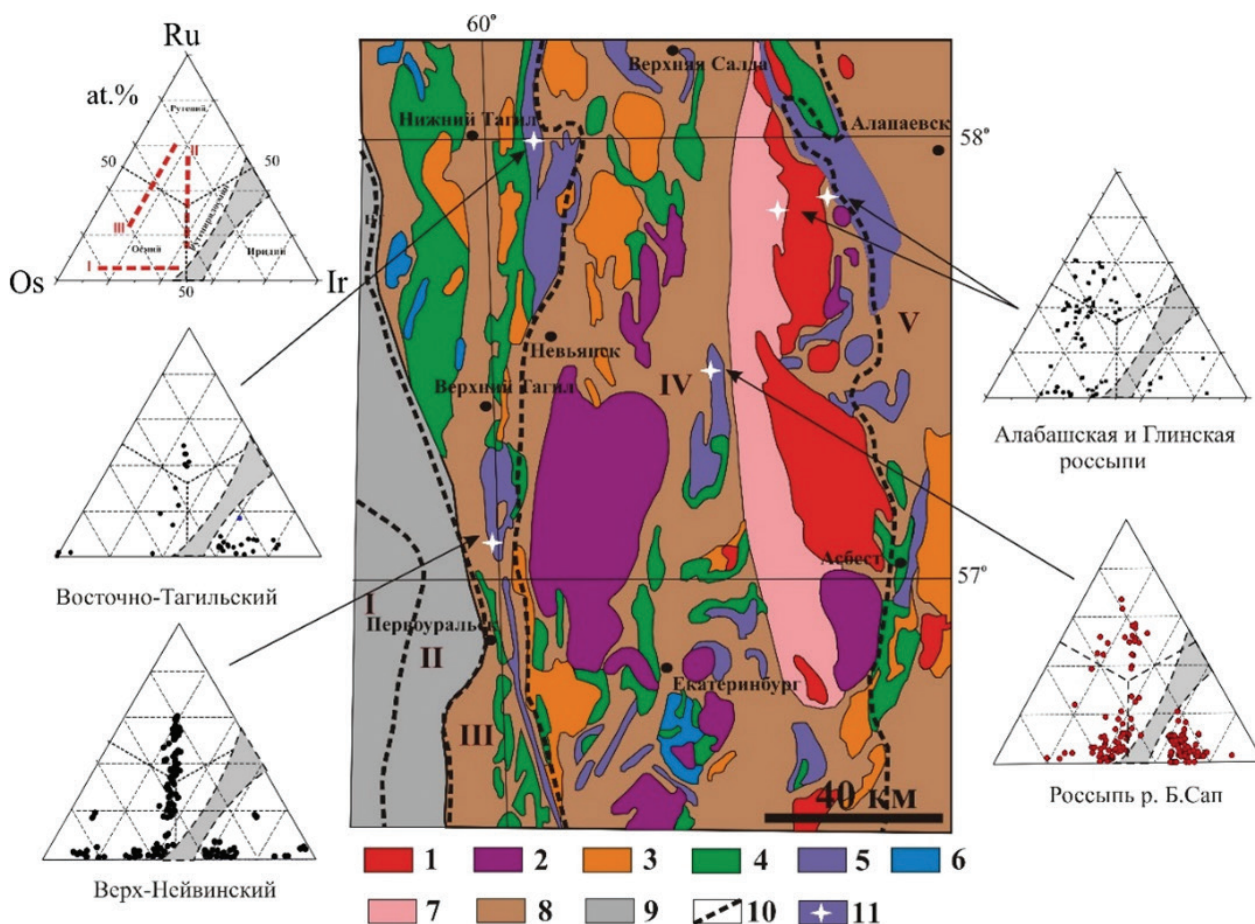


Рис. 1. Тектоническая схема Среднего Урала и положение на ней дунит-гарцбургитовых массивов (на основе тектонической карты Урала масштаба 1 : 1 000 000, 1983 г.).

1–6 – формации интрузивных образований: 1 – гранитная; 2 – гранодиоритовая; 3 – плагиогранитовая; 4 – габбровая; 5 – дунит-гарцбургитовая; 6 – дунит-клинопироксенитовая; 7 – породы амфиболитовой, амфиболито-гнейсовой, гнейсовой и мигматитовой ассоциаций; 8 – вулканогенно-осадочные породы островодужного сектора Урала; 9 – флишевые, флишеидные, молассовые, терригенно-карбонатные и карбонатные формации континентального сектора Урала; 10 – границы мегазон (I – Западно-Уральская, II – Центрально-Уральская, III – Тагило-Магнитогорская, IV – Восточно-Уральская, V – Зауральская); 11 – местонахождение образцов. На диаграммах Ru–Os–Ir показаны составы природных Os-Ir-Ru сплавов (ат. %) и их тренды (I – осмий-иридиевый, II – рутениевый, III – осмий-рутениевый)

Тагило-Магнитогорской мегазоне (Верх-Нейвинский, Восточно-Тагильский массивы) проявлены Os-Ir и Ru тренды, а в Восточно-Уральской мегазоне помимо этих трендов проявлен Os-Ru тренд. Зональность состава Os-Ir-Ru сплавов зафиксирована также в россыпях Корякско-Камчатского региона. Здесь выделяются четыре офиолитовых пояса, однако Os-Ru тренд отмечен только в одном из них – Северо-западном полуострове Валижген (Сидоров, 2009).

Одной из возможных причин появления осмий-рутениевого трендов химического состава Os-Ir-Ru сплавов могут быть высокотемпературные метаморфические преобразования первичных гексагональных Os-Ir-Ru твердых растворов. Температура этих преобразований (пластические деформации – частичное растворение – рекристаллизация) оценена в 750–900 °С (Жерновский, Мочалов, 1999). Этот диапазон температур отвечает также смене окислительных условий образования самородных МПГ на восстановительные (Кадик и др., 1993; Баданина и др., 2015).

Установлено (Кадик и др., 1993), что значения собственной летучести кислорода природных Os-Ir-Ru и Pt-Fe сплавов при высоких температурах (более 900 °С) находятся выше буферного равновесия железо – вюстит (IW), а при более низких температурах – ниже этого равновесия, т. е. высокотемпературные сплавы устойчивы в более окислительных условиях, нежели низкотемпературные. Как следствие, в (Кадик и др., 1993) высказано предположение об образовании Pt-Fe сплавов при более низких температурах, нежели не содержащих железо Os-Ir-Ru сплавов. Более того, на примере зерен Os-Ir-Ru сплавов из россыпи Верх-Нейвинского массива были установлены различия значений собственной летучести кислорода самородного рутения по сравнению с осмием и иридием (Баданина и др., 2015). Эти эксперименты показали, что значения fO_2 самородного рутения при температуре 800–1100 °С находятся между стандартными буферными равновесиями IW и вюстит – магнетит (WM). Более высокие значения собственной летучести кислорода характеризуют минералы осмия и иридия, которые находятся между буферными равновесиями WM и кварц – фаялит – железо (QFI).

Таким образом, мы полагаем, что наиболее вероятной причиной появления Os-Ru тренда химического состава гексагональных Os-Ir-Ru сплавов является перекристаллизация первичных высокотемпературных твердых растворов при их метаморфических преобразованиях в более низкотемпературных условиях и смене окислительного режима восстановительным. Метаморфические преобразования МПГ из Алабашской и Глинской ложковых россыпей, среди поля гранитогнейсов, могут быть связаны с метаморфизмом тел ультрабазитов при становлении Мурзинского метаморфического комплекса.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 122022600107-1).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баданина И.Ю., Жаркова Е.В., Кадик А.А. и др. Результаты экспериментального определения собственной летучести кислорода Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, Средний Урал (Россия) // Геохимия, 2015. Т. 53. № 7. С. 661–667.
2. Жерновский И.В., Мочалов А.Г. Генетическая кристаллография гексагональных твердых растворов осмия, рутения и иридия как показатель условий и образования // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 6. С. 546–561.
3. Кадик А.А., Жаркова Е.В., Рудашевский Н.С. Окислительно-восстановительные условия формирования минералов (Os, Ir, Ru, Pt) и (Pt, Fe) ультрамафических комплексов // Доклады РАН, 1993. Т. 331. № 3. С. 349–352.
4. Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Варламов Д.А. Минералы платиновой группы из россыпи Мурзинско-Адуйского гранитогнейсового комплекса и их возможные источники // Минералогия, 2015. №1. С. 34–48.
5. Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона. Автореф. дис. на соис. уч. ст. докт. геол.-мин. наук. Петропавловск-Камчатский, 2009. 36 с.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ ЗОНЫ ШОНГХИЕН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ВЬЕТНАМ)

Нго Тхи Хыонг¹, Светлицкая Т.В.²

¹ *Институт наук о Земле, Вьетнамской академии наук и технологий, г. Ханой, Вьетнам
ngoahuong@ies.vast.vn*

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

В северо-восточном Вьетнаме магматические породы триасового возраста широко распространены и представлены перидотитами, габброидами и базальтами, ассоциирующими с гранитоидами, дацитами и риолитами (Tran et al., 2008; Halpin et al., 2016; Svetlitskaya et al., 2022). При этом вулканы основного состава присутствуют только в зоне Шонгхиен. Выяснение петрогенезиса этих базальтовых магм имеет важное региональное значение, поскольку становление магматических комплексов происходило в раннем – среднем триасе, во время коллизии Южно-Китайского и Индокитайского блоков в северном Вьетнаме 240–250 млн лет назад (Wang et al., 2022). Однако, на сегодняшний день, довольно малочисленные и отрывистые петрологические и изотопные данные по основным вулканитам препятствует созданию комплексной петрогенетической модели базитового магматизма в регионе.

Изученные вулканы располагаются в центральной части зоны Шонгхиен и рассматриваются в составе вулканогенно – терригенной формации Шонгхиен раннетриасового возраста. Они представлены нормально-щелочными базальтами, с резко подчиненным количеством андезибазальтов. Породы массивные, реже слабо миндалекаменные, с афировой или порфировой структурой. Фенокристы (до 3 об. %; редко 5–7% до 15%) сложены клинопироксеном и/или плагиоклазом ± оливин, основная масса состоит из тех же минералов и вулканического стекла. Вулканы содержат 47.4–56.1 мас. % SiO_2 , 5.1–11.4 мас. % MgO , 9.5–14.5 мас. % Fe_2O_3 и 0.8–1.5 мас. % TiO_2 , магнетиальность (Mg-no) = 41–65. Они обогащены Ba, Rb, Th и U, деплетированы Ta, Nb и Ti, характеризуются широкими вариациями значений $(\text{La/Yb})_{\text{CN}}$ от 0.4 до 3.9 и Sr – Nd изотопного состава: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7053–0.7100$ и $\varepsilon\text{Nd}(t) = (+3.7) – (–7.5)$. На основании петролого-геохимических (47 образцов) и Sr – Nd изотопных (44 образца) характеристик, в зоне Шонгхиен выделяются три изотопно-геохимических типа базальтов: «обогащенные» (тип I), «деплетированные» (тип III) и переходные (тип II).

Обогащенные базальты (тип I) представлены умеренно – высокомагнезиальными породами (Mg-no = 41–65) с низким содержанием TiO_2 (1.0–1.8 мас. %). Они отличаются умеренным обогащением LREE (легкие REE) относительно HREE (тяжелые REE) $((\text{La/Yb})_{\text{CN}} > 2.0 (2.0–3.9))$, низким $\text{Dy/Dy}^* < 1 (0.7–0.9)$, высокими значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7069–0.7100$ и отрицательными значениями $\varepsilon\text{Nd}(t) = (–3.9) – (–7.5)$. Петролого- и изотопно-геохимические исследования показывают, что обогащенные базальты типа I сформировались из основных магм, которые были низко – умеренно эволюционированы в результате фракционной кристаллизации (плагиоклаз + клинопироксен ± оливин) и коровой контаминации. Отсутствие положительной корреляции между значениями SiO_2 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в породах предполагает, что стиль коровой контаминации отличался от АФК (ассимиляция + фракционная кристаллизация) и мог быть представлен селективной контаминацией (Watson, 1982). Родоначальные магмы базальтов типа I выплавлялись в малоглубинных (на уровне шпинелевой фации) условиях в результате умеренной степени частичного плавления (5–10%) геохимически и Nd-изотопно обогащенного мантийного источника, сопоставимого с модельным шпинелевым лерцолитом. Ковариации между FC3MS (0.35–1.12) и La/Yb предполагают участие в плавлении пироксенитового компонента (Yang, Zhou, 2013).

Деплетированные базальты (тип III) представлены высокомагнезиальными (Mg-no = 54–62) породами с низким содержанием TiO_2 (0.8–1.0 мас. %), которые отличаются обеднением LREE относительно HREE $((\text{La/Yb})_{\text{CN}} < 1.0 (0.4–0.8))$, высоким $\text{Dy/Dy}^* > 1 (1.1–1.3)$, наиболее низкими отношениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7053–0.7077$ и положительными значениями $\varepsilon\text{Nd}(t) = (+0.9)–(+3.7)$. Деплетированные базальты типа III сформировались из относительно слабо эволюционированных основных магм, которые испытали фракционную кристаллизацию (преимущественно, клинопироксен) и незначительную коровую контаминацию. Положительная корреляция между содержанием SiO_2 и значениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ в породах

согласуется с АФК-стилем коровой контаминации. Родоначальные магмы базальтов типа III выплавились в малоглубинных (на уровне шпинелевой фазии) условиях в результате низкой степени частичного плавления (<5%) геохимически и Nd-изотопно деплетированного перидотитового мантийного источника реститового происхождения. Ковариации между FC3MS (0.27–0.64) и La/Yb указывают на несущественную роль пироксенитового компонента.

Переходные базальты (тип II) объединяют умеренно-высокомагнезиальные ($Mg\text{-}no = 46\text{--}61$), низкотитанистые (0.9–1.5 мас. % TiO_2) породы, характеризующиеся геохимическими и Sr–Nd изотопными составами, промежуточными между обогащенными базальтами типа I и деплетированными базальтами типа III ($(La/Yb)_{CN} = 0.9\text{--}1.9$; $Dy/Dy^* = 0.8\text{--}1.0$; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7057\text{--}0.7069$ и $\epsilon Nd(t) = (+0.5)\text{--}(-4.1)$). Переходные базальты типа II образовались в результате смешения различных пропорций обогащенных магм типа I и деплетированных магм типа II в глубинных магматических камерах или магмагенерирующей области литосферной мантии.

Базальты разных изотопно-геохимических типов наблюдаются совместно в пределах одних и тех же локаций. Полевые геологические и лабораторные петрографические наблюдения позволяют предположить, что становление основных вулканитов происходило последовательно, от более ранних обогащенных через переходные к более поздним деплетированным (тип I → тип II → тип III). Таким образом, композиционное разнообразие триасовых базальтов зоны Шонгхиен (северо-восточный Вьетнам) обусловлено, главным образом, геохимической и Nd-изотопной гетерогенностью мантийного источника, а эволюция основных магм контролировалась процессами фракционной кристаллизации, коровой контаминации и смешения. Смена обогащенных вулканитов

деплетированными в геологической последовательности отражает прогрессивное геохимическое и изотопное обеднение мантийного источника региона со временем.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400237-8) и при финансовой поддержке РФФИ и ВАНТ в рамках научных проектов № 20-55-54001 и HNQT/SPDP/06.17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Halpin J.A., Tran H.T., Lai C.-K., et al. U–Pb zircon geochronology and geochemistry from NE Vietnam: A ‘tectonically disputed’ territory between the Indochina and South China blocks // *Gondwana Research*, 2016. V. 34. P. 254–273.
2. Svetlitskaya T.V., Ngo T.H., Nevolko P.A. et al. Zircon U–Pb ages of Permian–Triassic igneous rocks in the Song Hien structure, NE Vietnam: The Emeishan mantle plume or the Indosinian orogeny? // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2022. V. 224. Article 105033.
3. Tran T.H., Izokh A.E., Polyakov G.V. et al. Permo-Triassic magmatism and metallogeny of Northern Vietnam in relation to the Emeishan plume // *Russian Geology and Geophysics*, 2008. V. 49. № 7. P. 480–491.
4. Wang Y., Lin W., Faure M. et al. Correlation among the Ailaoshan–Song Ma–Song Chay orogenic belts and implications for the evolution of the eastern Paleo-Tethys Ocean // *Tectonophysics*, 2022. V. 843. Article 229618.
5. Watson E.B. Basalt contamination by continental crust: some experiments and models // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1982. V. 80. P. 73–87.
6. Yang Z.F., Zhou J.H. Can we identify source lithology of basalt? // *Scientific Reports*, 2013. V. 3. Article 1856.

НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЮГА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЮЖНОГО УРАЛА: СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОСТАВОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ

Носова А.А.¹, Дорошкевич А.Г.², Избродин И.А.², Изох А.Э.²

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
nosova@igem.ru*

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

Проведено сравнение неопротерозойских вулканитов Урала с разновозрастными комплексами юга Сибирской платформы. Сходными чертами близкого по возрасту магматизма на обоих кратонах является их толеитовый характер, и общее сходство с магматизмом, связанным с расколом континентов; это демонстрируется при сравнении с магматизмом, связанным с раскрытием Атлантики: Центральнo-Атлантической (CAMP, 158–250 млн лет) и Северо-Атлантической (NAIP, 32–65 млн лет) магматических провинций.

На юге Сибирского кратона позднерифейские (тонийские) магматические комплексы представлены силлами долеритов, залегающими в осадках карагасской серии в составе полихронного нерсинского комплекса, для которых получены возрасты 679 ± 3.5 – 746 ± 5.0 млн лет (Gladkochub et al., 2006). Эти долериты имеют деплетированную геохимическую специфику, они сильно обеднены HFSE, обогащены Th и характеризуются высоким La/Nb отношением. Подобную же геохимическую характеристику имеют потоки базальтов р. Кременьшет, которые изучались нами в Бирюсинском Присяянье. На основании геохимического сходства мы объединили наши и опубликованные данные для неопротерозойских долеритов и провели их сравнение с разновозрастными магматическими комплексами Южного Урала.

Магматизм Сибири имел деплетированные относительно малоглубинные мантийные источники типа DM, которые испытывали высокие степени плавления. Для него характерны обеднение HFSE и обогащение LILE и Th, что указывает на взаимодействие с континентальной корой или SCLM, обогащенной коровой (субдукционной) компонентой. Высокорадиогенные Sr и низкорадиогенные Nd изотопные характеристики согласуются с этим выводом. Базиты Сибирского кратона сходны с низко-TiO₂ базальтами, имеющими низкорадиогенные изотопные составы Nd (ϵ Nd от +1 до –4), преобладающими в составе CAMP, для которых предполагается происхождение за счет декомпрессии при относительном

движении плит или перегрева под мощной литосферой суперконтинента, но вряд ли за счет плюма (например, Marzoli et al., 2018).

Магматические комплексы позднерифейского (тонийского) возраста распространены на Западном склоне Южного Урала. Среди них выделяются три типа комплексов: толеитовые, субщелочные и габбро-гранитные. Породы толеитовых комплексов (миселинский, криволукский, аршинский, игонинский, акташский) характеризуются умеренной Mg# (35–58), сильным накоплением Fe, Ti, P, они имеют умеренные величины отношений La/Sm, Gd/Yb и величины Nb/La >1. Габбро габбро-гранитных комплексов также имеют толеитовую специфику, но характеризуются Nb/La <1. Породы щелочного авашлинского комплекса отличаются высокими содержаниями K₂O и TiO₂. В целом геохимическая характеристика комплексов соответствует континентальным толеитам. Изотопный состав Nd сильно варьирует: в толеитовых комплексах соответствует ϵ Nd(720) = 1.5–2.4, габбро Барангуловского массива ϵ Nd(720) = 7.0–7.1.

Магматизм Южного Урала имел более глубинные и обогащенные мантийные источники типа E-MORB и OIB, которые испытывали небольшие степени плавления. Для них характерно преобладание HFSE над LREE и высокие Nb/Th, Nb/La, что указывает на обогащенный мантийный источник, возможно с заметной долей пироксенитов, а также на несущественный вклад коровой контаминации. Базиты Южного Урала демонстрируют геохимическое сходство с базитами NAIP, для которых наиболее вероятно происхождение за счет плюма либо перегрева под мощной литосферой суперконтинента (Hole, Natland, 2019).

Несмотря на общее сходство петрогеохимических характеристик, базиты Присяянья и Южного Урала имеют существенные различия: 1) первые включают составы с более высокой Mg#; 2) они, при сопоставимых Mg#, содержат меньше TiO₂ и P₂O₅; 3) базиты Присяянья имеют более высокие Th/Yb, La/Nb и низкие Nb/Th, чем базиты Ю. Урала; 4) они также

характеризуются более высокими Zr/Nb, чем базиты Ю. Урала. В целом, базиты Присяня демонстрируют геохимическое сходство с породами CAMP, а базиты Южного Урала – с породами NAIP.

Позиция изученных магматических провинций Присяня и Южного Урала на реконструкции суперконтинента Родинии на ранний-средний неопротерозой (Dalziel, 1997) показывает их на «восточных» окраинах континентов Сибирь и Балтика, открытых к Мировому океану, и на значительном расстоянии друг от друга. Это соотносится с полученными результатами сравнительного анализа магматизма этих провинций, показавшего их вероятную связь с расколом суперконтинента, но в доменах с разными мантийными источниками и механизмами их плавления.

Исследования выполнены за счет средств проекта РНФ 23-17-00098 (<https://rscf.ru/project/23-17-00098/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dalziel I.W.D. Neoproterozoic – Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation // Geol. Soc. Amer. Bull., 1997. V. 109. P. 16–42.
2. Hole M.J., Natland J.H., Magmatism in the North Atlantic Igneous Province; mantle temperatures, rifting and geodynamics // Earth-Science Reviews, 2020. V. 206.
3. Marzoli A., Callegaro S., Dal Corso J. et al. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): A Review // L.H. Tanner (ed.), The Late Triassic World, Topics in Geobiology, 2017. V. 46. P. 91–125.
4. Gladkochub D.P., Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A. et al. Mafic Intrusions in Southwestern Siberia and Implications for a Neoproterozoic Connection with Laurentia // Precambrian Research, 2006. V. 147. № 3–4. P. 260–278.

ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫЕ-ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ БАЗАЛЬТОИДЫ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИСТОЧНИК ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ПОРОД

Озеров А.Ю., Черкашин Р.И.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский
ozerov@ozеров.ru*

Цель исследований: определение возможного механизма формирования ультрамафических пород в питающей системе Ключевского вулкана во время его эруптивной деятельности и в ходе эволюционных преобразований высокомагнезиальной-высокоглиноземистой серии базальтоидов.

Основные методы: 1 – изучение геологии и эруптивной деятельности Ключевского вулкана; 2 – исследование петрологии пород Ключевского вулкана; 3 – изучение сейсмического режима Ключевского вулкана в связи с происходящими извержениями; 4 – анализ Глубоких ДлинноПериодных землетрясений (ГДП-землетрясения) на глубинах 32–28 км; 5 – определение структурных неоднородностей в питающей системе вулкана; 6 – создание экспериментальных установок для моделирования геолого-петрологических процессов, вызывающих рои сейсмических событий (глубина 32–28 км), проведение экспериментов; 7 – синтез природных и экспериментальных результатов, определение природы формирования ОI-Срх сростков в базальтоидах вулкана и ГДП-землетрясений в его питающей системе.

Объект изучения: Ключевской вулкан, его извержения, петрологическая эволюция его пород, строение питающей системы, ГДП-землетрясения и динамические процессы, происходящие на 30-километровых глубинах в межэруптивный период.

Магматическая ассоциация пород Ключевского вулкана является непрерывной базальт-андезибазальтовой серией (от 12 до 4% MgO), которая относится к известково-щелочному типу. Все составы пород находятся в поле нормальной щелочности, средней калиевоности, средней железнистости и представляют собой полный набор базальтоидов, включающий высокомагнезиальные базальты, магнезиальные, глиноземистые и высокоглиноземистые андезибазальты. Во всех породах вулкана главными пороодообразующими минералами являются ОI, Срх, Pl, реже встречается Орх. Sp и Mgn присутствуют в виде включений, последний также распространен в виде микролитов в интерстициальной матрице.

Вулкан на 99% сложен высокоглиноземистыми андезибазальтами. Общий объем Ключевского вулкана составляет ~270 км³.

Сейсмичность магмоподводящей системы Ключевского вулкана характеризуется двумя уровнями, к которым приурочено подавляющее количество землетрясений.

Верхний уровень сейсмичности: интервал глубин $-5.0 \text{ км} < h < +4.8 \text{ км}$ (от уровня моря), ~40% от общего числа землетрясений, связанных с питающей системой вулкана. Для этого уровня характерны вулcano-тектонические и поверхностные длиннопериодные землетрясения, создаваемые активными магматическими процессами и процессами дегазации магмы – взрывные землетрясения, выбросы бомб и пеплообразование.

Нижний уровень сейсмичности: интервал глубин $-31 < h < -28 \text{ км}$, ~60% от общего числа землетрясений под вулканом. На этом уровне регистрируются сейсмические события только одного типа – ГДП-землетрясения. Они происходят под вулканом, в области, имеющей форму приплюснутой сферы высотой ~4 км и горизонтальным диаметром ~12 км. Эпицентральная (горизонтальная) площадь сферы составляет ~110 км², а ее объем ~350 км³. Центр сфероподобной области располагается под Ключевским вулканом. Землетрясения происходят группами или роями, в некоторые годы (2002, 2003 и 2004 гг.) фиксировалось до 5 000 событий в год. Обсуждаемые сейсмические события имеют связь с деятельностью вулкана – во время извержений ГДП-землетрясения исчезают, а при прекращении извержений они возобновляются. ГДП-землетрясения настолько схожи между собой, что сейсмологи используют для них термин «sister events» – похожие, как сестры. Важно отметить, что сфероподобная область в земных недрах не является магматическим очагом, так как по всему ее объему генерируется множество ГДП-землетрясений, что не позволяет говорить о том, что этот объем заполнен жидким магматическим расплавом.

Три гипотезы механизма генерации ГДП-землетрясений:

1. Вулкано-тектоническая. Генерация ГДП-землетрясений обусловлена движением магмы в упруго-пластичной среде, это вызывает резкое открытие мелких трещин, импульсы открытия фиксируются на поверхности в виде землетрясений (Горельчик, Сторчеус, 2001). Исследование волновых форм землетрясений и их распределение во времени позволило этим авторам в последующем отклонить выдвинутую ими гипотезу.

2. Спонтанной полимеризации. Импульсы давления в магме, заполняющей существующие трещины, возникают за счет спонтанной полимеризации в метастабильной магме. Этот процесс должен обеспечивать бурные выделения летучих, приводящие к значительным увеличениям объема, и к резким импульсам давления. (Горельчик, Сторчеус, 2001). Чтобы произвести землетрясение энергетического класса $K_s \approx 6$, согласно этой гипотезе, необходимо в течение 0.5–1.0 секунды на глубине ~30 км произвести спонтанную полимеризацию, сопровождаемую выделением газа в объеме магмы ~10 м³. Авторы гипотезы, осознавая ее слабые стороны (большие глубины, локализация в ограниченном объеме, межэруптивный интервал проявления), тем не менее, приводят ее и указывают на необходимость продолжения исследований.

3. Петрологическая. Опускание кристаллов ОI и Срх в сужающиеся вниз каналы во временные интервалы между извержениями приводит к формированию кристаллических пробок из плотно прижатых друг к другу темноцветных минералов. Выплавление и подъем магматического вещества происходит постоянно, это приводит к накоплению избыточного давления под кристаллическими пробками и их последующему резкому разрушению, вызывающему импульсы землетрясений (Озеров, 2019). Петрологическая гипотеза подразумевает, что часть каналов при разрушении кристаллических пробок прочищается и сквозь них продолжается движение

магматического расплава, а часть каналов остается запечатанными и, в этом случае, в них формируется ОI-Срх кумулятивная порода – верлит.

Экспериментальные исследования. Для верификации предложенного автором петрологического механизма генерации ГДП-землетрясений, в настоящее время в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН создаются лабораторные установки, позволяющие моделировать процессы закупоривания сужающихся каналов и их последующего раскрытия. Установки состоят из системы разветвляющихся и сужающихся вниз прозрачных трубок, устройства регулирования подачи жидкости, обратных клапанов, регистраторов вибросигнала и видеофиксации. В качестве модельной жидкости используются вода, водно-глицериновые, сахарные и солевые растворы. В качестве модельных кристаллов используются шарики и гранулы на основе гидрогеля и поливинилового спирта.

Заключение. Предложена новая гипотеза формирования ультрамафит-мафитовых пород в питающей системе Ключевского вулкана. Продолжение геологических, петрологических, сейсмологических и экспериментальных работ позволит установить степень соответствия между нашей гипотезой и реальными вулканическими процессами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горельчик В.И., Гарбузова В.Т., Сторчеус А.В. Глубинные вулканические процессы под Ключевским вулканом по сейсмологическим данным // Вулканология и сейсмология, 2004. № 6. С. 21–34.
2. Озеров А.Ю. Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.
3. Озеров А.Ю., Арискин А.А., Бармина Г.С. К проблеме генетических взаимоотношений высокоглиноземистых и высокомагнезиальных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // ДАН, 1996. Т. 350. № 1. С. 104–107.

Ni-Cu СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ «НИКЕЛЕВЫЙ РУЧЕЙ» ВОЛЧЬЕТУНДРОВСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ): УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ИЗОТОПЫ СЕРЫ

Орсоев Д.А.¹, Веливецкая Т.А.², Хромова Е.А.¹, Чашин В.В.³, Высоцкий С.В.²

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ
orsoev44@mail.ru

² Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

³ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Волчьетундровский массив длиной ~24 км и шириной от 500 м до 4 км составляет среднюю часть комплекса габбро-анортозитов Главного хребта, включающего массивы Чуна-Волчьих-Лосевых и Медвежьих тундр. Этот комплекс вытянут в субмеридиональном направлении на расстояние 75 км при ширине от 1 до 10 км, маркируя границу между Кольским блоком на востоке и Беломорским подвижным поясом на западе. Формирование Волчьетундровского массива происходило в период (U-Pb метод, циркон) 2463 – 2473 млн лет (Чашин и др., 2012).

Рудопроявление «Никелевый ручей» находится на западном берегу озера Верхнее Волчье в восточной части Волчьетундровского массива и приурочено к его эндоконтактовой зоне с гранат-биотит-кварц-гиперстеновыми гнейсами Кольского блока. Эта зона шириной 200–350 м сложена в различной степени измененными габброноритами и норитами, во многих случаях отвечающими по составу гиперстеновым диоритоподобным породам (Дубровский, Микляев, 1975). Они непосредственно контактируют с габброидами краевой зоны массива, образуя с ними постепенные переходы. Подобные образования в контактовых зонах вообще характерны для многих расслоенных базит-ультрабазитовых массивов (например, Садбери, Лукиндинский, Веселкинский, Кувалорогский, Дукукский и многие др.). На участке рудопроявления, кроме того, вдоль восточной части эндоконтактовой зоны отмечается довольно крупное тело габброноритов и норитов (Восточное норитовое тело), местами содержащих оливин и спорадическую бедную сульфидную вкрапленность.

Зона измененных габброидов подвержена наиболее интенсивной геохимической и тектонической переработке с проявлениями процессов милонитизации, катаклаза, эклогитизации, амфиболизации, биотитизации и окварцевания, которые, в частности, привели к образованию гранатсодержащих бластоми-

лонитов. К одной из таких зон приурочено основное Cu-Ni сульфидное оруденение. Рудовмещающее тело бластомилонитов имеет пластообразную форму, протягивается в субмеридиональном направлении примерно на 360 м, имеет крутое восточное падение 70–80°. Мощность тела в верхней части достигает 8 м и примерно на глубине 210 м оно выклинивается и превращается практически в безрудные бластомилониты.

Рудовмещающие бластомилониты сложены гранатом альмандин-пиропового состава, гиперстеном, плагиоклазом (андезином), кварцем, силлиманитом. Отмечаются в небольших количествах калиевый полевой шпат, биотит, Са-амфибол (магнезиогастингсит), хлорит, и сидерит. Спорадически встречаются хромистая шпинель, монацит. Обнаружен очень редкий фосфат Се – рабдофан ($\text{Ce}(\text{PO}_4)\text{H}_2\text{O}$). Руды представлены вкрапленными, вкрапленно-прожилковыми и брекчиевидными разновидностями. Последние состоят из обломков измененных габброидов и сульфидного цемента.

Главными рудными минералами являются никельсодержащий моноклинный пирротин (5–70%), пирит (от ед. зерен до 15%), пентландит (до 2–3%). Среди второстепенных и редких отмечается халькопирит (до 1%), сфалерит, кубанит, молибденит, ильменит, рутил, палладиевый мелонит. Структура аллотриоморфнозернистая. Все разновидности руд, по данным разведочных работ, характеризуются крайне низкими содержаниями Ni (0.51–0.79 мас. %) и Cu (0.04–0.16 мас. %), при вариации соотношения Ni к Cu от 8.4:1 до 16.9:1. При этом содержания Ni и Cu уменьшаются с глубиной и на флангах рудного тела. Сульфидная минерализация Восточного норитового тела характеризуется преобладанием халькопирита над пентландитом. Содержание халькопирита – 2–5%, пентландита – от единичных зерен до 1%, кубанита – до 3%, борнита – от единичных зерен до 0.5%,

пирротина – до 3%. Кроме того, отмечаются пирит, ковеллин, ильменит и магнетит. По условиям локализации, минеральному составу основным геохимическим параметрам и практической значимости оруденение в blastomylonites Никелевого ручья принадлежит к другому генетическому типу по сравнению с оруденением Восточного норитового тела и рудами Мончеплутона.

Как показали изотопные исследования, сульфиды из вмещающих рудное тело гиперстеновых диоритоподобных пород характеризуются очень низкими значениями величины $\delta^{34}\text{S}$ (–0.01 – –0.03‰), тогда как сульфиды из blastomylonites имеют более широкий интервал значений $\delta^{34}\text{S}$ от –0.93 до +0.88‰, что соответствует в обоих случаях мантийному диапазону значений $\delta^{34}\text{S}$ ($0 \pm 2\text{‰}$). Особую ценность представляет обнаружение изотопной аномалии серы $\Delta^{33}\text{S}$, значения которой изменяется в пределах от –0.10 до –0.20‰ в сульфидах из руд и от –0.10 до –0.17‰ в сульфидах диоритоподобных пород (рис.).

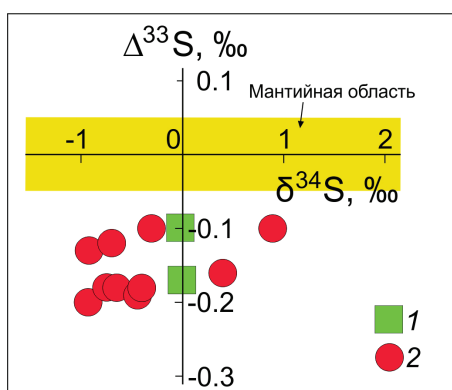


Рис. Мультиизотопные данные серы для сульфидов руд и пород рудопроявления «Никелевый ручей».

- 1 – диоритоподобные породы;
2 – руды в blastomylonites

Полученные результаты позволяют утверждать, что сера в рудах имела мантийный источник. Вместе с тем, помимо мантийной серы существенный вклад в формирование сульфидов вносила атмосферная изотопно-аномальная сера, которая могла накапливаться в архейское время в осадочных породах. В дальнейшем этот коровый материал в процессе геодинамических событий переместился в мантию, результатом плавления которой явилась родоначальная магма габбро-анортозитов Волчьегундровского массива. Подобный механизм распределения изотопов ^{34}S и ^{33}S был предложен для рудоносных магматических пород при формировании Мончеплутона (Веливецкая и др., 2024).

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН им. Н.Л. Добрецова по проекту АААА-А17-117011650013-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веливецкая Т.А., Игнатъев А.В., Высоцкий С.В. и др. Изотопная аномалия серы в магматической сульфидной минерализации Мончегорского плутона как свидетельство процессов субдукции в архее // Вестник ДВО РАН, 2024. № 5. С. 40–49.
2. Дубровский М.И., Микляев А.Н. Геология, вещественный состав и генезис «гиперстеновых диоритов» восточного предгорья Главного хребта // Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова и их металлогения. Апатиты: изд. Кольского филиала АН СССР, 1975. С. 91–107.
3. Чашин В.В., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р. и др. Волчьегундровский массив комплекса автономных анортозитов Главного хребта, Кольский полуостров: геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические исследования // Петрология, 2012. Т. 20. № 5. С. 514–540.

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ВЛАДИМИРО-АЛЕКСАНДРОВСКОГО ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА СИХОТЭ-АЛИНЯ

Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
elena_valper@yandex.ru*

В строении Сихотэ-Алиня участвуют аллохтоны измененных основных и ультраосновных пород палеозойских калиновского, сергеевского и авдокимовского (возраст неизвестен) комплексов. Присутствуют также сильно измененные гидротермальными и тектоническими процессами перидотитовые массивы (тектонические пластины) – Владимиро-Александровский (кембрий?) и другие, и выходы серпентинитового меланжа; выяснение принадлежности магматических пород этих геологических образований к тому или иному из перечисленных выше комплексов являлось целью данного исследования. Источником вещества магматических пород Владимиро-Александровского массива, сергеевского и калиновского комплексов являлся мантийный резервуар, по составу близкий к примитивной (BSE) мантии, а авдокимовского комплекса – к деплетированной (Казаченко, Перевозникова, 2023).

Владими́ро-Александровский массив сложен в основном измененными перидотитами, пироксенитами и габбро. Он рассечен зонами дробления с обломками

каолинизированных и серпентинизированных пород и тектонической глиной. Серпентинитовый меланж представлен талькитами, серпентинитами, амфиболитами, серпентинизированными и оталькованными пироксенитами и дунитами (Мазарович, 1984). Сергеевские габброиды амфиболитизированы и содержат зоны катаклаза, милонитизации и диафтореза. Диафторез оказал большое влияние на их минералогию, петрографию, изотопные (Nd, Sm, Pb, Sr) и геохимические (Sm/Nd, Y/Nb и Zr/Y) характеристики (Казаченко, Перевозникова, 2023).

Совместное использование методов геохимии и хемотратиграфии дает возможность объяснить закономерное изменение парных значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Sm/Nd, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Y/Nb, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Zr/Y, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в сергеевских метабазитах до значений в метаморфизованных хемогенных металлоносных осадках триасовой кремневой формации (рис. 1, 2) Сихотэ-Алиня участием морской воды в метаморфических процессах.

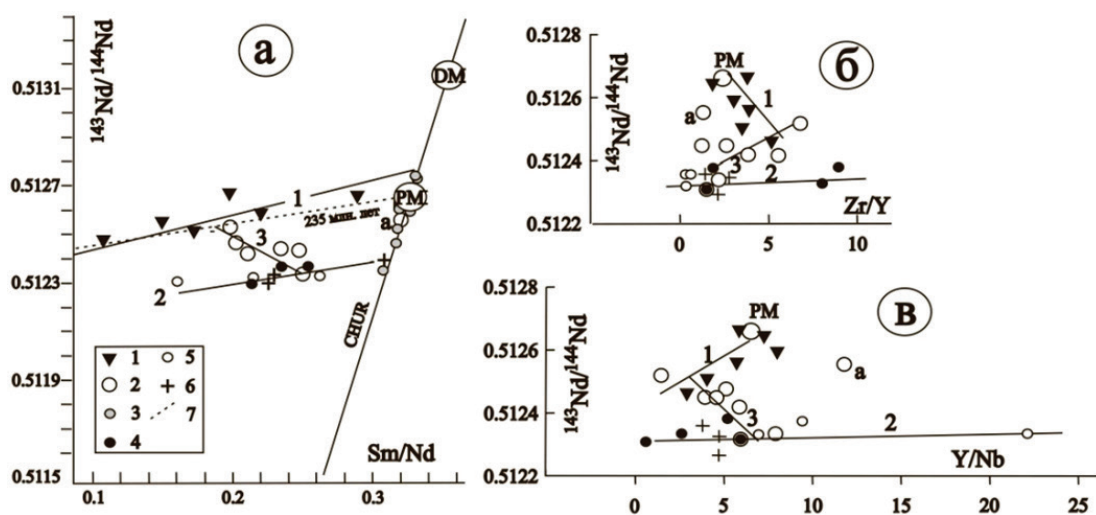


Рис. 1. Положение точек изученных пород на некоторых геохимических диаграммах.

1, 2 – сергеевский комплекс: метаультрабазиты Владимиро-Александровского массива (1), сергеевские метабазиты (2); 3 – хондриты; DM и PM – деплетированная и примитивная мантии, соответственно; 4–6 – триасовые метаморфизованные металлоносные осадки: силикатно-магнетитовые руды (4) и марганцевосиликатные породы (5) Таухинского террейна; марганцевосиликатные породы Самаркинского террейна (6); 7 – изохрона производных примитивной мантии для 235 млн лет – при построении использована точка PM и вычисленное начальное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Сплошные линии и цифры возле них – тренды состава пород и их номера. Тренд 2 на рис. 1а – изохрона морской воды триасового времени, запечатленная в составе металлоносных осадков триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня. Точка *a* на всех диаграммах соответствует одной и той же пробе.

Этот вывод, с учетом отношения изотопов Sr и геологических данных, позволяет связать изменение их изотопных и геохимических характеристик с известным событием – средне-позднеюрской аккрецией океанической коры к континенту. Следовательно, диафторез и милонизация сергеевских габброидов, серпентинизация и тектоническая переработка ультрабазитов Владимиро-Александровского массива и образование серпентинитового меланжа в основании габброидных пластин являются проявлениями одних и тех же сопровождавших аккрецию текто-

нических и гидротермальных процессов в породах разного химического состава.

Из-за диафтореза тренды сергеевских метабазитов на перечисленных выше геохимических диаграммах представляют собой линии смешения двух компонентов, одним из которых являлась морская вода юрского времени, изотопные и геохимические характеристики которой «запечатлены» в юрских биогенных кремнях и близких к ней по возрасту метаморфизованных хемогенных металлоносных осадках и яшмах триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня (см. рис. 1, 2). Другим компонентом, как следует из этих диаграмм (см. рис. 1), являлись породы, по изотопным и геохимическим свойствам аналогичные ультрабазитам Владимиро-Александровского массива. Ультраосновные породы серпентинитового меланжа по особенностям REE-спектров аналогичны породам Владимиро-Александровского массива. Таким образом, геологические данные, изотопные и геохимические характеристики однозначно указывают на принадлежность магматических пород Владимиро-Александровского массива и серпентинитового меланжа юга Сихотэ-Алиня к сергеевскому комплексу.

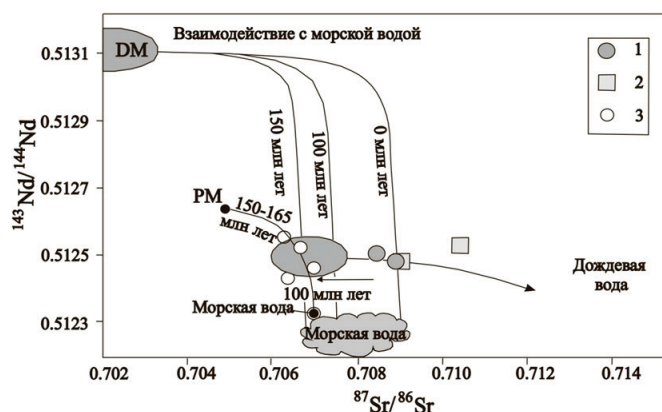


Рис. 2. Современное положение линии смешения примитивной мантии и морской воды 150–165 млн лет назад (по результатам изучения метабазитов сергеевского комплекса и метаморфизованных триасовых металлоносных осадков) в сравнении с положением линий смешения деплетированной мантии и морской воды сейчас, 100 и 150 млн лет назад (Краснова, 2014).

Серое поле – составы перидотитов разломной зоны Стелмейт, нормированных на возраст. 1, 2 – аполерцолитовые серпентиниты (1) и окварцованные аподуниты (2) хребта Стелмейт, 3 – метабазиты сергеевского комплекса. Точка морской воды вынесена по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в метаморфизованных триасовых металлоносных осадках и по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для периода 150–165 млн лет назад, определенному по стронциевой кривой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В. Изотопная (Sm-Nd) и геохимическая (Nb/Y-Zr/Y) систематика базит-гипербазитовых комплексов Сихотэ-Алиня // Геохимия, 2023. Т. 68. № 4. С. 341–366.
2. Краснова Е.А. Магматическая и метаморфическая эволюция мантийного субстрата литосферы северо-западной части Тихого океана. Автореф. дис. на соис. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Москва, 2014. 26 с.
3. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1984. 104 с.

ЗОНАЛЬНОСТЬ В ОЛИВИНЕ ОЛИВИНИТОВ ЛЕСНОЙ ВАРАКИ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Плечов П.Ю.¹, Манушина С.А.², Дёмкин М.Г.², Щербаков В.Д.², Козлов Е.Н.³

¹ Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, г. Москва
pplechov@gmail.com

² Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва

³ Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты

Массив Лесная Варакка относится к Хабозерской группе щелочно-ультраосновных интрузивов и сформировался 381±9 млн лет назад (Арзамасцев, Ву, 2014). Среди сложнозональных массивов этой группы он имеет наиболее глубокий эрозионный срез и почти полностью сложен кумулятивными оливинитами, представляющими собой донные части магматического очага ультраосновных-щелочных массивов.

Оливиниты представлены крупно- и гигантозернистыми разностями, имеющими характерную адкумулятивную структуру. Они сложены более чем на 95% идиоморфными кристаллами форстерита ($\text{Fo}_{85.7-93.2}$). Второстепенными минералами являются перовскит, магнетит, флогопит, апатит, рихтерит, доломит и диопсид.

Центральные части зерен оливина содержат многочисленные симплектитовые сростки диопсида и магнетита (рис. 2), а краевые части зерен свободны от таких сростков.

В зернах оливина проявлена зональность по содержанию кальция. Центральные части зерен содержат ~0.5 мас. % CaO, тогда как в краевых частях зерен его содержание резко убывает до 0.03–0.06 мас. % CaO (рис. 1). Содержания NiO варьируют в пределах 0.11–0.25 мас. %, а MnO – 0.23–0.35 мас. % и не зависят от положения анализа в зерне.

Магнезиальность оливина в участках без магнетит-диопсидовых сростков выдержана в узком диапазоне значений ($\text{Fo}_{86.5-88.2}$). Наиболее магнезиальный оливин (до $\text{Fo}_{93.2}$) наблюдается в непосредственной близости с магнетит-диопсидовыми сростками. Мы предполагаем, что магнезиальность оливина повышалась в процессе формирования сростков за счет перераспределения железа в формирующийся магнетит.

В сростках (рис. 2а) клинопироксен представлен практически чистым диопсидом ($\text{Mg\# } 94-96$), а магнетит содержит менее 1.2 мас. % TiO_2

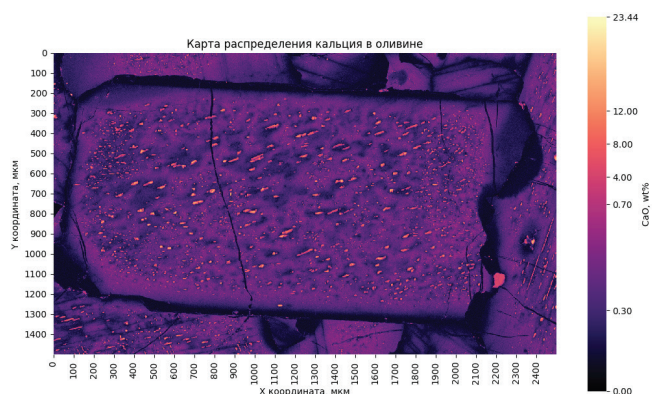


Рис. 1. Карта распределения кальция в зернах оливина адкумулятов массива Лесная Варакка

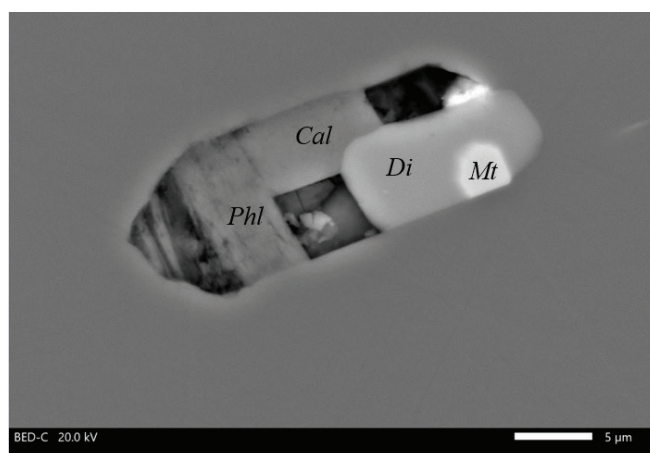


Рис. 2. Включения в зернах оливина оливинитов Лесной Варакки.
Слева – магнетит-диопсидовые сростки, справа – включение карбонатитового расплава

и 0.3 мас. % Cr_2O_3 (в отличие от крупных зерен магнетита в этой же породе – более 6 мас. % TiO_2 и 10 мас. % Cr_2O_3). В оливине отдельных образцов сохранились реликты расплавных включений карбонатитового расплава, в которых зафиксированы с помощью раман-спектроскопии пирссонит, синхизит-(Ce), стронцианит, флогопит, апатит и др. На рис. 2b показано включение, в котором возможно проходила реакция карбонатитового расплава из включения с оливином-хозяином с образованием магнетита и клинопироксена. Однако, масс-балансовые расчеты показали, что для образования наблюдаемого количества симплектитовых сростков (1.7% об.) достаточно содержания 0.4 мас. % CaO в исходном оливине и не требуется привноса кальция из карбонатитового расплава.

Формирование зерен оливина в оливинитах массива Лесная Варака могло происходить в несколько этапов. На первом этапе из ультраосновной щелочной магмы в присутствии карбонатитового расплава кристаллизовался оливин с относительно высоким содержанием кальция. В этих зернах по всему объему

сформировались симплектитовые магнетит-диопсидовые сростки за счет реакции с карбонатитовым расплавом или за счет реакций окисления оливина. Температура формирования сростков оценена в $1004 \pm 60^\circ\text{C}$ по оливин-клинопироксеновому геотермометру (Loucks, 1996). По-видимому, симплектитовые сростки формировались еще на магматическом этапе формирования интрузива. Зерна оливина оседали на дно магматической камеры и формировали кумулятивный горизонт, после чего дорастала кайма оливина с низким содержанием кальция и формировалась интеркумулусная ассоциация минералов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арзамасцев А.А., Ву Ф.-Я. U-Pb геохронология и изотопная (Sr, Nd) систематика минералов щелочно-ультраосновных массивов Кольской провинции // *Петрология*, 2014, Т. 22, № 5. С. 496–515.
2. Loucks, R. R. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996. V. 125. № 2. P. 140–150.

ВЫСОКОВАНАДИЕВЫЕ ОКСИДЫ В ИЗРАНДИТАХ АЛЕКСАНДРОВСКОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ – ПРОДУКТ РАСПАДА ТВЕРДОГО РАСТВОРА ПРИ СУБСОЛИДУСНОМ ОХЛАЖДЕНИИ ПОРОД

Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.

*Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
pribavkin@igg.uran.ru*

В данном сообщении представлены данные о составе высокованадиевых оксидных минералов, впервые обнаруженных в израндитах александровского полиметаморфического комплекса протерозойского возраста на Южном Урале. Израндиты – это меланократовые породы порфировидной структуры с обильными идиоморфными кристаллами зонального клинопироксена в основной массе, состоящей из клинопироксена, оливина, амфибола, плагиоклаза и оксидных минералов, залегающие на склонах горы Карандаш. Они были описаны Л. Н. Овчинниковым и В. А. Дунаевым под собственным названием в 1968 г., указавшими на близость их состава анкармитам (Овчинников, Дунаев, 1968; Пыстин, 1978).

В дальнейшем было показано их сходство с тилаитами Платиноносного пояса Урала, которые, по нашему мнению, являются интрузивными аналогами анкармитов (Пушкарев, Готтман, 2011). Магнезиальность ($Mg\#$) клинопироксена в израндитах варьирует от 0.82 до 0.72, а содержания Al_2O_3 – от 3 до 8 мас. %. В оливине $Mg\#$ меняется от 0.73 до 0.53. Плагиоклаз соответствует лабрадору An_{50-60} , а первичный амфибол – керсутиту. Оксиды в количестве <2% представлены ильменитом и минералами группы шпинели. Они образуют полиминеральные включения в оливине и клинопироксене, ксеноморфные зерна и агрегаты в межзерновом пространстве (Прибавкин и др., 2024). Взаимоотношения оксидных фаз и их состав свидетельствуют, что они являются продуктами распада высокотемпературных твердых растворов шпинелидов на этапе субсолидусного остывания пород при температуре выше или около 600 °C.

Известно, что ванадий является сопутствующим элементом в магматогенных титаномагнетитовых рудах, связанных с расслоенными мафит-ультрамафитовыми интрузиями и зональными массивами Урало-Аляскинского типа. Он рассеян в титаномагнетите, где его концентрации могут достигать 5.8 мас. % V_2O_5 , но обычно около 1%. В концентрациях, не превышающих 2.5 мас. % V_2O_5 , он также может входить в состав ильменита и гематита

(Борисенко, 1973; Фоминых, 1987; Фоминых и др., 1967). Собственные фазы ванадия в магматогенных Fe-Ti-V рудах не встречаются, за редким исключением, которым является кульсонит – минерал группы шпинели с теоретической формулой FeV_2O_4 и содержанием V_2O_5 до 68 мас. %. Этот минерал установлен в титаномагнетитовых рудах габбро Бихар в Индии, где образует ламели в магнетите с 8.8% V_2O_5 (Radke, 1962). Опубликованные ранее данные по составу оксидных минералов израндитов (Кориневский, Котляров, 2009; Прибавкин и др., 2024; Савельев и др., 2022) показали, что они содержат до 2.7 мас. % V_2O_5 . Детальное изучение Fe-Ti-Al-Cr оксидов выявило наличие магнетита, содержащего до 19% V_2O_5 .

Присутствие в израндитах александровского комплекса высокованадиевого магнетита в составе оксидных полиминеральных сростков позволило изучить распределение ванадия между фазами в процессе распада высокотемпературного шпинелида. Для этого измерены концентрации ванадия в продуктах распада и методом площадного сканирования восстановлены первичные составы магматогенных шпинелидов. Установлено изменение состава шпинелида в процессе кристаллизации израндитового расплава от пикотита до богатого алюминием титаномагнетита, снижение в них концентраций Cr_2O_3 (от 25 до 0.3%), MgO (от 4.6 до 0.7), повышение $FeO_{общ.}$ (от 45 до 80%), TiO_2 (от 2 до 25%). Выявлена высокая первичная концентрация V_2O_5 (0.7–4.0%), возрастающая в процессе фракционной кристаллизации и превышающая, за редким исключением, таковую для шпинелидов магматогенных ультрабазит-базитовых комплексов и связанных с ними Fe-Ti-V руд (Борисенко, 1973; Фоминых, 1987; Фоминых и др., 1967; Штейнберг и др., 1965). Высокие концентрации ванадия в шпинелидах израндитов, по-видимому, обусловлены обогащением этим элементом первичных расплавов. Содержание ванадия в породах составляет 300–600 г/т, что в два раза превышает кларк ванадия для основных пород.

В процессе распада твердого раствора высоко-температурного шпинелида установлено увеличение

концентраций ванадия в магнетите и обеднение им герцинита и ильменита. Содержание ванадия в таком магнетите достигает уникальных значений в 19 мас. % V_2O_3 , а его концентрация в герцините и ильмените не превышает 2.5 и 1 мас. %, соответственно. Мы предполагаем, что дополнительным фактором обогащения магнетита ванадием могли быть обменные реакции между шпинелидом и силикатами с образованием корон железистого оливина вокруг агрегатов оксидных минералов. В таких агрегатах резко доминируют герцинит и ильменит, а магнетит сильно обогащен ванадием.

Можно заключить, что богатые ванадием магнетиты в израндитах являются результатом субсолидусных преобразований магматогенных высокотемпературных ванадийсодержащих шпинелидов, а также обменных реакций между оксидами и силикатами на позднемагматической и постмагматической стадиях формирования пород ультрабазит-базитовых комплексов.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-17-00224 (<https://rscf.ru/project/23-17-00224>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко Л.Ф. Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М.: Недра, 1973. 192 с.
2. Кориневский В.Г., Котляров В.А. Минералогия плагиоклаз–оливинового клинопироксенита (израндита) Урала // Литосфера, 2009. № 4. С. 27–40.
3. Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. О древнейшей глубинной породе Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 200–209.
4. Прибавкин С.В., Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. и др. Минералы подгруппы шпинели в израндитах Александровского комплекса, Южный Урал // Литосфера, 2024. Т. 24. № 6. С. 1084–1102.
5. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Оливиновые клинопироксениты и израндиты (тылаиты) александровского и уфалейского метаморфических комплексов – фрагменты древней платиноносной ассоциации? // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 215–219.
6. Пыстин А.М. Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–32.
7. Савельев Д.Е., Масагутов Р.Х., Сирота С.Н. Минералогические особенности и субсолидусные структуры израндитов александровского комплекса // Геологический вестник, 2022. № 2. С. 30–47.
8. Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В. Петрология и рудогенез Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 179 с.
9. Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С. и др. Пироксениты Качканара. Свердловск: УФАН СССР, 1967. 84 с.
10. Штейнберг Д.С., Фоминых В.Г., Еремина М.В. и др. Состав титаномагнетитов в базитах и ультрабазитах Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1965. 99 с.
11. Radke A.S. Coulsonite, FeV_2O_4 , a spinel-type mineral from Lovelock, Nevada // Am. mineralogist, 1962. № 4. P. 1284–1291.

РАСПЛАВЫ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЛАМПРОФИРОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАЙМЫРА: ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И ПОТЕНЦИАЛ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ

Прокопьев И.Р.^{1,2}, Дорошкевич А.Г.^{1,2}, Горюнова В.О.^{1,2}, Старикова А.Е.^{1,2}, Проскурнин В.Ф.³

¹ Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
prokorev_ilya@mail.ru

² Институт геологии и минералогии им. ак. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

³ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург

Исследования магматических щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов несут в себе значительный научный вклад в понимание процессов мантийного метасоматоза, механизмов зарождения специфичных щелочных силикатно-карбонатных расплавов, определении особенностей состава родоначальных магм и механизмов обогащения рудными элементами. Расшифровка этих процессов, в свою очередь, ведет к решению обратной задачи, направленной на установление петрологических факторов рудоносности щелочных комплексов. Примерами редкоземельно-редкометалльных щелочно-ультраосновных карбонатитовых объектов являются пермо-триасовый чадобецкий комплекс на юге Сибирского кратона, а также неопротерозойский массив Арбарастах на Алданском щите.

В пределах Центрально-Таймырского региона геологами-съемщиками выделяется позднеэриасовый мооровский щелочно-ультраосновной (альнётитовый) комплекс, представленный дайками ультраосновных лампрофиров, установленных в низовьях р. Горбита, правого притока р. Верхняя Таймыра (Проскурнин и др., 2016). Нами изучен образец ультраосновных лампрофиров (обр. BN-13-6), характеризующийся массивной пятнистой текстурой и среднезернистой лампрофировой и пойкилитовой структурой (рис. 1а). Главные породообразующие минералы представлены порфиrowыми вкрапленниками флогопита (30–50 % объема породы), удлиненно-призматическим диопсидом (10–15 %) и практически полностью измененным оливином (10 %). Ко второстепенным и аксессуарным минералам (10–15 %) относятся удлиненный фторопатит, гранат, магнетит, титанит, перовскит и минералы группы шпинели (рис. 1а). Основная масса представлена тонкозернистой смесью хлорита, карбоната, Са-Na-амфибола, минералов группы цеолитов и серпентина, в которой встречаются округлые зерна и обособления кальцита (рис. 1б).

В перовските установлены первичные расплавные включения, локализованные группами по несколько

индивидов в центральных участках минерала-хозяина. Состав дочерних фаз включений представлен флогопитом, фторопатитом, Ti-магнетитом, щелочным Са-Na пироксеном (диопсид), а также сульфатами и карбонатами Са и/или Na (рис. 1в). Состав включений коррелирует с данными по ультраосновным лампрофирам (айлликитам) чадобецкого комплекса и массива Арбарастах (Prokopyev et al., 2020; Doroshkevich et al., 2022). Микрокомпонентный состав ультраосновного лампрофира Таймыра отличается повышенными содержаниями (г/т): Ba – 1319, Sr – 1777, Nb – 147, La – 107, Ce – 219, Nd – 90 и Zr – 320. На рис. 1г показано, что конфигурация мультиэлементного спектра исследуемого ультраосновного лампрофира коррелирует с данными по составу айлликитов чадобецкого комплекса и массива Арбарастах (с небольшими относительными вариациями содержания элементов). В целом, спектр ультраосновного лампрофира Таймыра имеет схожий Ba-Sr тренд, небольшой максимум по Nb (относительно соседних элементов), аналогичные конфигурации распределения La, Ce и Nd (обогащение по LREE), и Zr/Hf отношение, сравнимые с графиками айлликитов чадобецкого комплекса и массива Арбарастах. Согласно минеральному составу, ультраосновной лампрофир Таймыра содержит ~ 10 об. % вкрапленников (макро- и ксенокристов) оливина, что по формуле Powell (1984) позволяет получить расчетный состав расплава лампрофиров Таймыра, который ложится в область состава расплавных включений в минералах айлликитов чадобецкого комплекса (рис. 1г).

Известно, что эволюция расплавов ультраосновных лампрофиров (айлликитов), при участии процессов несмесимости и кристаллизационной дифференциации, приводит к образованию щелочно-карбонатных материнских расплавов для рудоносных редкоземельно-редкометалльных карбонатитов, сформировавших Чуктуконское месторождение чадобецкого комплекса (Prokopyev et al., 2020). Аналогичная модель эволюции айлликитовых

расплавов с формированием рудоносных REE-Zr-Nb карбонатитов и Fe-P-Zr-Nb фоскоритов предполагается для пород массива Арбарастах на Алданском щите (Doroshkevich et al., 2022). Таким образом, мы не исключаем подобной схемы эволюции щелочно-ультраосновных расплавов для Таймырских объектов, которая могла бы привести к формированию рудоносных (редкометалльных) карбонатитов, что определяет перспективу поиска потенциально рудных редкоземельно-редкометалльных карбонатитовых объектов в пределах проявления даек ультраосновных лампрофиров в Центрально-Таймырском регионе.

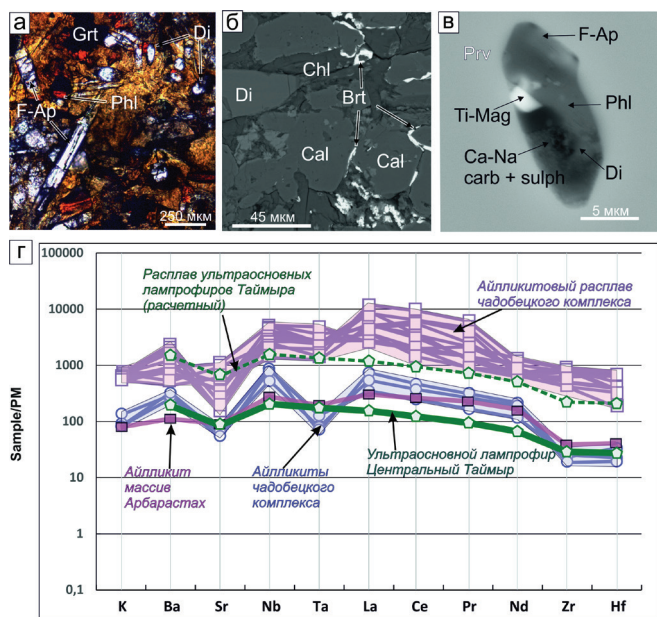


Рис. 1. Фотография шлифа ультраосновного лампрофира с Центрального Таймыра (а); карбонатные обособления в лампрофире (б). Диаграмма с мультиэлементными спектрами пород и расплавов ультраосновных лампрофиров Центрального Таймыра, чадобецкого комплекса и массива Арбарастах (нормированные к РМ по Sun, McDonough (1989))

Работа выполнена в рамках проекта РНФ № 22-17-00078-II (<https://rscf.ru/project/22-17-00078/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Проскурнин В.Ф., Шнейдер Г.В., Гавриш А.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-46 – Тарей. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 490 с.
2. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Kruk M.N., et al. Age and Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres of the Arbarastakh Alkaline-Carbonatite Complex, Aldan-Stanovoy Shield, South of Siberian Craton (Russia): Evidence for Ultramafic Lamprophyre-Carbonatite Link // J. of Petrology, 2022. V. 63. № 9.
3. Powell J.L. Least absolute deviations estimation for the censored regression model // Journal of Econometrics, 1984. V. 25. № 3. P. 303–325.
4. Prokopyev I.R., Starikova A.E., Doroshkevich A.G. et al. Petrogenesis of Ultramafic Lamprophyres from the Terina Complex (Chadobets Upland, Russia): Mineralogy and Melt Inclusion Composition // Minerals, 2020. V. 10. № 5. P. 419.
5. Sun S.S. McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society, London, 1989. V. 42. P. 313–345.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И СОДЕРЖАНИЯ СИДЕРОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ РАННЕЙ ЗЕМЛИ

Пухтель И.С.

*Департамент Геологии, Государственный Университет Штата Мэриленд,
Колледж Парк, Мэриленд 20742, США*

В данной работе я представляю ^{187}Re - ^{187}Os , ^{190}Pt - ^{186}Os и ^{182}Hf - ^{182}W изотопные данные и содержания сидерофильных элементов (СЭ) в коматиит-базальтовых комплексах ранней (3.5–2.0 млрд лет назад) Земли. Имеющиеся данные по Re-Os изотопии в общем свидетельствуют о гомогенном Os изотопном составе ранней мантии. В то же время есть яркие исключения, которые также отражены в Pt-Os и Hf-W изотопии и содержаниях СЭ в этих породах, свидетельствующие о существовании глобальных неоднородностей химического состава мантии с самых первых дней истории нашей планеты.

В целом гомогенный первичный изотопный состав Os свидетельствует, что бюджет сидерофильных элементов земной мантии контролировался преимущественно составом материала поздней аккреции. С другой стороны, обнаруженные неоднородности являются результатом нескольких процессов или же их комбинацией. Эти процессы включают сосуществование разнообразных изолированных силикатных резервуаров с фракционированными содержаниями СЭ, возникших на стадии кристаллизации раннего магматического океана, при взаимодействии в системе ядро-мантия, а также представляющих собой остатки мантий и ядер дифференцированных планетезималей.

Поведение Re, Pt и Os в мантии контролируется их сильным родством с металлическим или сульфидным расплавами. При мантийном плавлении Os совместим с рститом плавления, тогда как Re и Pt являются умеренно несовместимыми. Первичные отношения $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ и $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в породах отражают интегрированную по времени эволюцию Pt/Os и Re/Os отношений в мантийных источниках этих пород. Большинство пород обладают величинами $g^{187}\text{Os}$ варьирующими в хондритовом диапазоне, свидетельствуя об эволюции их источников с примерно хондритовыми интегрированными по времени Re/Os отношениями. Исключениями являются коматииты Шапенбурга и Костомукши, которые обладают существенно более высокими величинами $g^{187}\text{Os}$, предполагающими, что их источники эволюцио-

нировали с супер-хондритовыми значениями Re/Os отношений. Имеющиеся относительно ограниченные данные по ^{190}Pt - ^{186}Os изотопии свидетельствуют, что из семи мафит-ультрамафитовых комплексов проанализированных на ^{190}Pt - ^{186}Os и ^{187}Re - ^{187}Os изотопные систематики, только три имеют первичные величины $m^{186}\text{Os}$ попадающие в диапазон хондритовых значений. Мантийные источники четырех других комплексов эволюционировали либо с супер-, либо с суб-хондритовыми значениями Pt/Os отношений, а обе изотопные системы Os отражают конгруэнтное поведение только в одном из семи комплексов. Процессы, которые могли бы объяснить высокие значения величин $g^{187}\text{Os}$ и неконгруэнтное поведение двух изотопных систем осмия в мантийных источниках основных-ультраосновных пород включают процессы кристаллизации раннего магматического океана, позднюю аккрецию неоднородного материала и взаимодействие между ядром и мантией Земли.

Кроме использования Re-Os изотопной системы в качестве трассера эволюции химического состава мантии, в связи с контрастным поведением материнского и дочернего элементов при дифференциации основных-ультраосновных пород, эта система также представляет собой ценный геохронологический инструмент. Поскольку Re обычно концентрируется в остаточном расплаве, тогда как Os преимущественно входит в ранние ликвидусные фазы, такие как Os-Ir сплавы и хромит, образцы, отобранные по разрезу тел дифференцированных основных-ультраосновных пород, как правило, обладают большим диапазоном вариаций Re/Os отношений. Это свойство делает Re-Os изотопную систему идеальным геохронометром для прямого определения возраста формирования таких пород. Благодаря этому свойству, целый ряд точных Re-Os изохрон были получены для архейских и протерозойских коматиитов и базальтов.

Короткоживущая ($t_{1/2} = 8.9$ млн лет) ^{182}Hf - ^{182}W изотопная система включает в себя литофильный редкий элемент Hf, который при первичной дифференциации

планеты вошел исключительно в силикатную составляющую Земли, и умеренно сидерофильный элемент W, который концентрировался, в основном, в земном ядре. В связи с коротким периодом полураспада, эта изотопная система регистрирует исключительно процессы, которые происходили в течение первых 50 млн лет существования Солнечной Системы.

Изотопный состав ^{182}W архейских и протерозойских коматиит-базальтовых систем обычно выражается в величинах $m^{182}\text{W}$ (отклонение в ppm $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ отношения в образце от стандарта). Установлена отрицательная корреляция между величинами $m^{182}\text{W}$ и содержаниями СЭ в источниках большинства коматиит-базальтовых комплексов, что указывает на обратную связь между количеством аккрецированного материала и величиной ^{182}W мантии Земли. Источники тех коматиит-базальтовых комплексов, которые резко отклоняются от этой обратной зависимости, испытали влияние некоторых дополнительных ранних процессов, таких как дифференциация раннего магматического океана, аккреция фракционированного металла ядра дифференцированных планетезималей и взаимодействие между ядром и мантией Земли.

Содержания СЭ в мантийных источниках архейских и протерозойских коматиит-базальтовых комплексов варьируют в пределах от ~30% до ~120% в сравнении с таковыми в валовой силикатной Земле (BC3) и выявляют тенденцию к увеличению концентраций с уменьшением возраста пород, указывая

на постепенную гомогенизацию позднеаккрецированного материала в мантии и время полной гомогенизации около 2.5 ± 0.2 млрд лет назад. Эта оценка предполагает среднее время жизни аккрецированных планетезималей в мантии 1.9 ± 0.2 млрд лет, что, таким образом, является средним временем перемешивания мантии в отношении сидерофильных элементов в первые 2.5 млрд лет земной истории. Интересно, что этот период в истории совпадает с полным исчезновением положительных ^{182}W аномалий в мантии. Это может быть обусловлено процессами усиленного массо- и теплопереноса, связанных с запуском механизмов современной тектоники плит в определенный момент в архее.

В своем докладе я также затрону проблему Os-Nd изотопного парадокса, имеющего важное значение для понимания эволюции химического состава мантии Земли. Суть его заключается в том, что Sm-Nd изотопные данные для основных-ультраосновных комплексов указывают на очень раннее обеднение мантии в отношении сильно несовместимых литофильных элементов в результате плавления и удаления полученных расплавов из мантии. Поскольку рений является несовместимым элементом, это наблюдение находится в очевидном противоречии с хондритовым изотопным составом Os в подавляющем большинстве коматиит-базальтовых комплексов. Я предложу возможные пути решения этого парадокса.

АНКАРАМИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ УРАЛА**Пушкарев Е.В.***Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
pushkarev.1958@mail.ru*

Переход от тектоники «покрышки» (LID-тектоника) к тектонике литосферных плит и континентально-океанической стадии геодинамического развития Земли, завершившийся на рубеже 2 млрд. лет назад, привел к нарастанию конвективных процессов в мантии и, как следствие, к увеличению объемов и разнообразия магматических пород, связанных с плавлением метасоматизированного мантийного вещества (Шарков, Богатилов, 2010; Кузьмин и др., 2018; Магматизм..., 2010). Это справедливо и по отношению к мафит-ультрамафитовому магматизму высокоизвестковистого типа: анкарамитовым вулканическим сериям и их плутоническим производным – дунит-клинопироксенит-габбровым (тылаитовым) комплексам Урало-Аляскинского типа (КУАТ).

Анкарамиты – это особый тип основных и ультраосновных примитивных мантийных расплавов, состав которых контролируется оливин-клинопироксеновой котектикой с резким доминированием в составе клинопироксена над оливином (Пушкарев и др., 2018; Della-Pasqua, Varne, 1997), по крайней мере, до давления 20 кбар (Presnall et al., 1978). Существенная доля клинопироксена и отсутствие плагиоклаза определяет высоко-Са характер расплавов с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, в то время как примитивная пиrolитовая мантия и выплавленные из нее магмы имеют хондритовое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.8–0.9$ (Bodinier, Godard, 2014; Medard et al., 2004). Петрологические расчеты и эксперименты показывают, что основные и ультраосновные высоко-Са расплавы могут быть получены только при плавлении верлита или карбонатизированного перидотита (Medard et al., 2006). Следовательно, анкарамитовый магматизм является прямым указанием на присутствие метасоматизированного субстрата верлитового состава в области мантийной магмагенерации. В зависимости от условий дифференциации и особенностей флюидного режима, дериваты анкарамитов могут эволюционировать в сторону андезитов и более кислых пород либо кристаллизовать большое количество амфибола, приближаясь по минеральному составу к горнбленидам.

Докембрийский этап. На Урале наиболее древние высоко-Са мафит-ультрамафитовые комплексы с анкара-

митовыми петрогеохимическими метками установлены в палеоконтинентальном секторе к западу от Главного уральского разлома (ГУР) в Александровском и Уфалейском докембрийских блоках, представляющих собой выступы цоколя Восточно-Европейской платформы (Пучков, 2000). Породы представлены верлитами, оливиновыми клинопироксенитами и израндитами, образующими тектонические (?) блоки размером от первых метров до 4 км, залегающие среди докембрийских амфиболитов и гнейсов разной литологии (Овчинников, Дунаев, 1968; Пыстин, 1978). Возраст израндитов александровского комплекса по цирконовой геохронологии протерозойский – 2022 млн лет, но предполагается архейский возраст субстрата (Краснобаев и др., 2011). $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола из израндитов также соответствует протерозою, около 2 млрд лет. Протерозойский возраст 1651–1444 млн лет получен для цирконов из пироксенитов уфалейского комплекса (Краснобаев и др., 2013). Интегральный $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст по амфиболу составляет 1440 ± 13 млн лет, а возраст плато около 800 ± 9 млн лет, что отражает, по-видимому, заключительные этапы метаморфических преобразований.

По структуре, минеральному составу и особенностям геохимии израндиты и клинопироксениты александровского и уфалейского комплексов соответствуют породам анкарамитовой серии. Они обладают порфировидными структурами, обусловленными наличием обильных вкрапленников зонального клинопироксена (до 60–70 %) с подчиненным количеством оливина и до 10–20 % криптового амфибола и плагиоклаза в основной массе. Все породы характеризуются высоким отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 2–6$, которое рассматривается как один из главных критериев отнесения их к анкарамитовой группе (Пушкарев и др., 2018; Della-Pasqua, Varne, 1997). На диаграмме $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}^*$ составы пород располагаются вдоль линии оливин-клинопироксеновой котектики, которая контролирует вариации химического состава по этому тренду. Породы характеризуются слабофракционированным негативным распределением РЗЭ ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 1.5–2.5$), повышенным содержанием

стронция и отношением $Al/Sr=100-200$, что типично для пород КУАТ. Отличием является отсутствие среди докембрийских пород высокомагнезиальных дунитов и более высокие содержания в них титана, что находит отражение в высокотитанистом составе хромшпинелида. По составу докембрийские верлиты, клинопироксениты и израндиты Западного склона Урала напоминают высококальциевые ферропикриты Печенгско-Варзугского пояса Кольского полуострова (Смолькин, 1992) и содержат сходную с ними сульфидную минерализацию (Прибавкин и др., 2025). Они также хорошо сопоставимы с палеозойскими породами Платиноносного пояса Урала. Формирование высоко-Са основных и ультраосновных магматитов в раннем докембрии является прямым указанием на существование в перикратонной мантии восточной окраины Волго-Уралии метасоматизированного субстрата, плавление которого происходит в условиях рифтогенного растяжения под воздействием мантийного диапира или плюма.

Палеозойский этап. В раннем и среднем палеозое на Урале фиксируется резкое нарастание объемов и разнообразия проявлений высоко-Са мафит-ультрамафитового магматизма. Очевидно, что это связано с формированием и эволюцией палеоуральского океана, активным функционированием зон субдукции и островных дуг, присутствием микроконтинентальных блоков или террейнов и взаимодействием всех этих геологических образований между собой. Наибольшие объемы эффузивных и субвулканических анкарамитов и, связанных с ними пород, зафиксированы в зоне тектонического меланжа ГУР (Присакмаро-Вознесенская зона) и в примыкающей к нему с востока Магнитогорской вулканогенно-островодужной зоне девонского возраста. Так, в Присакмаро-Вознесенской зоне среди блока базальтов СОХ-типа, относящихся к среднеордовикской поляковской свите описано тело эруптивных брекчий, интерпретируемых как жерловая фация вулканического аппарата (некк) (Фролова, Островская, 1969). Цемент эруптивных брекчий представлен щелочными, предположительно эпилейцитовыми, базальтами, а многочисленные округлые включения в них (ксенолиты?) характеризуются обильными вкрапленниками зонального клинопироксена, количество которого может достигать 25–30 % и более. Эти породы содержат от 12 до 16 мас. % MgO и CaO и менее 10 мас. % Al_2O_3 . TiO_2 варьирует от 1.7 до 3 мас. %. В породах отсутствуют негативные аномалии ниобия и циркония, типичные для островодужных эффузивов. Распределение РЗЭ фракционированное ($La_N/Yb_N > 10$). Отношение Y/Nb колеблется на уровне 0.3–0.5, что типично для базальтов, связанных

с плюмовыми обстановками. Вероятно, что породы представляют собой редкий для Урала пример анкарамитов горячих точек Гавайского типа.

Островодужные анкарамиты широко распространены в вулканогенных комплексах ирендыкской свиты D_{1-2} . Они встречаются в лавовой, дайковой, но преимущественно в туфовой фациях. Типичные их проявления установлены в Карсаклытауском и Гадельшинском стратовулканах и в вулканогенном комплексе горы Круглая на северном выклинивании Магнитогорской зоны. Наиболее примитивные анкарамиты были обнаружены нами в серпентинитовом меланже Присакмаро-Вознесенской зоны в долине между хребтами Ирендык и Аратау к северо-западу от деревни Абзакова Учалинского района Башкортостана. Здесь анкарамиты образуют дайки и фрагменты лавовых потоков, тесно ассоциированных с эффузивными и субвулканическими телами трахиандезитов. Породы характеризуются порфировой структурой с обильными (до 15–30 %) вкрапленниками высокомагнезиального хромдиопсида и хромита с включениями форстерита и минералов платиновой группы (Kamenetsky et al., 2015). Основная масса криптокристаллической структуры состоит преимущественно из клинопироксена с небольшим количеством амфибола и вторичных минералов. Суммарное количество модалного клинопироксена в породах достигает 60–70 %. Содержания SiO_2 находятся в интервале 43–48 мас. %, MgO и CaO , соответственно 15–19 и 14–21 %. Сумма щелочей и содержания двуокиси титана не превышают 0.2–0.3 мас. %. Величина $CaO/Al_2O_3 = 2.4-3.2$. Примитивный характер пород определяется близостью валового состава анкарамитов к составу их основной массы, которая хоть и несколько богаче глиноземом и имеет более низкое $CaO/Al_2O_3 = 1.4$, но все еще соответствует анкарамитам. Анкарамиты характеризуются более дифференцированным спектром РЗЭ ($La_N/Yb_N = 2-4$) по сравнению с классическими анкарамитами островной дуги Вануату ($La_N/Yb_N < 1.4$) (Barsdell, Berry, 1990), что может быть связано с большей глубиной генерации анкарамитовых расплавов на Урале в равновесии с гранатом. Островодужная природа анкарамитов подтверждается наличием негативных аномалий Nb, Zr, Ti и отношением $Y/Nb = 8-11$.

Анкарамиты ирендыкской свиты по сравнению с примитивными анкарамитами, описанными выше, характеризуются более эволюционированным составом. При практически одинаковом составе минералов вкрапленников (хромдиопсид, хромшпинелид), состав основной массы обогащен глиноземом и уже соответствует базальтам или андезитам. Таким образом, валовой состав пород регулируется количественным

соотношением между вкрапленниками и основной массой. По химическому составу и геохимическим особенностям анкармиты ирендыкской свиты близки к авачитам Камчатки (Портнягин и др., 2005), для которых предполагается активное участие в формировании других эффузивов Авачинского вулкана. Главным отличием уральских пород от камчатских является отсутствие порфировых вкрапленников оливина, хотя псевдоморфозы вторичных минералов, напоминающие по габитусу оливин в породах присутствуют. Форстерит был обнаружен только в виде твердофазных включений в микрофенокристах хромшпинелида.

Участие анкармитовых расплавов в формировании петрогеохимического облика базальтов и андезитобазальтов ирендыкской свиты Магнитогорской островодужной зоны подтверждается постоянным присутствием в них редких или более обильных вкрапленников магнезиального хромдиопсида и хромшпинелида анкармитового типа, явно неравновесных по отношению к этим эффузивам. Это может свидетельствовать о проявлении процессов взаимодействия между примитивными анкармитовыми расплавами и более эволюционированными базальтами или андезитами на уровне промежуточных магматических камер. Примером такого взаимодействия служит вулканогенный комплекс горы Круглая в окрестностях Миасса, где анкармиты содержат клинопироксен, образующий две контрастные по составу группы: одна – высокомагнезиальный хромдиопсид (собственно анкармитовый), а вторая – более железистый авгит базальтового типа. В базальтах, андезитах и даже в дацитах горы Круглая встречаются редкие вкрапленники хромдиопсида анкармитового типа, явно неравновесных по отношению к валовому составу эффузивов. Пример взаимодействия эффузивных анкармитов и трахиандезитов на уровне кристаллизации пород был описан нами ранее (Готтман, Пушкин, 2017).

Анкармиты установлены и в других девонских островодужных формациях Урала. Например, в раннедевонской медведевской островодужной свите Арамилско-Сухтелинской зоны в окрестностях Екатеринбурга они образуют дайки в эффузивах основного состава. Породы претерпели метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации, что привело к частичному замещению вкрапленников хромдиопсида низкотемпературным амфиболом, изменению состава микрофенокристов хромшпинелидов и к развитию вторичных минералов по основной массе. Однако порфировая структура пород хорошо сохранилась, что позволяет оценить количество вкрапленников клинопироксена до 25–30%, а отношение в породах $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1.4$. Содержания MgO и CaO

находятся на уровне 12–14 мас.%, а глинозема менее 10 мас.%. Характер распределения РЗЭ аналогичен другим уральским островодужным анкармитам ($\text{La}_N/\text{Yb}_N = 2\text{--}4$). Отмечены анкармиты и в девонской вулканогенной толще Тагильской островодужной зоны в окрестностях пос. Левиха, но пока это единственная достоверная находка в этом секторе Урала, несмотря на опубликованное ранее сообщение об обнаружении эффузивных аналогов тылаитов (Каретин, 1975). Полученные данные свидетельствуют, что в вулканогенных палеозойских формациях Урала, формирование которых связано с зарождением и эволюцией океана и, связанных с ним островодужных систем, высоко-Са расплавы анкармитового типа оставили многочисленные следы и свидетельства своего присутствия. Примитивные и типичные островодужные анкармиты в лавовой, дайковой и туфовой фациях отмечены на всем почти 500 км протяжении ирендыкской вулканогенной свиты в Магнитогорской островодужной зоне и есть первые свидетельства их присутствия в Тагильской островодужной зоне. Этот факт свидетельствует об активных процессах метасоматического преобразования палеостроводужной и палеоокеанической мантии Урала в палеозое, существовании в ней участков, соответствующих верлиту (клинопироксенитовая мантия), плавление которой и провоцировало образование больших объемов высокоизвестковистых магм, а возможно и повлияло на значительный рудный потенциал островодужных вулканогенных формаций.

Палеозойские плутонические мафит-ультрамафитовые комплексы Урала производные расплавов анкармитового типа. Способность анкармитов фракционировать безплагиоклазовую оливин-клинопироксеновую котектику, в которой клинопироксен в количественном отношении существенно преобладает над оливином, делает их весьма вероятным претендентом на роль первичного расплава для дунит – клинопироксенит – тылаитовых ($\pm$ габбро) комплексов Урало-Аляскинского типа. Отметим, что доля высоко-Са клинопироксенитов и тылаитов в крупнейшем в мире 900 км Платиноносном поясе Урала (ППУ) суммарно составляет не менее 40%, в то время как доля дунитов не превышает 5–6%. Примерно, половину объема ППУ формируют габбровые массивы, которые не имеют прямой генетической связи с магнезиальными породами дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии и, по всей вероятности, формировались из родоначального расплава иного состава (Krause et al., 2007). Это заключение согласуется с данными о различном возрасте пород из ультраосновных и габбровых массивов пояса. Следовательно,

анкарамиты являются главным претендентом на роль первичного расплава. Дополнительным важным аргументом для такого заключения является установленная ликвидусная кристаллизация высокохромистого хромшпинелида и железо-платиновых сплавов в уральских анкарамитах (Пушкарев и др., 2018; Kamenetsky et al., 2015), что может обеспечивать известную платиновую специализацию дунитов КУАТ.

По химическому составу интрузивным аналогом анкарамитов в массивах ППУ можно считать тылаиты, обычно тесно переслаивающиеся с клинопироксенитами и дунитами в полосчатых сериях (Пушкарев, 2018). Таким же строением обладает и восточно-хабарнинский стратифицированный дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбровый комплекс на Южном Урале (Петрология..., 1991), в котором аналогами анкарамитов и тылаитов ППУ служат плагиоклазовые вебстериты. Тылаиты обладают порфировидной структурой с более крупными и идиоморфными кристаллами клинопироксена со структурами распада, подчеркивающими существовавшую когда-то зональность. Однако, выведение пород на верхние горизонты земной коры в твердопластичном состоянии и их перекристаллизация приводит к формированию относительно равновесных парагенезисов и к исчезновению раннего высокомагнезиального оливина и диопсида. Иногда тылаиты образуют жильные тела в клинопироксенитах, тогда в них лучше сохраняются признаки первичной неравновесности, отмечается зональный клинопироксен, фиксируется длинный вариационный тренд кристаллизации оксидных минералов (Пушкарев, 2000; Пушкарев, Готтман, 2017).

Прямым и полным интрузивным аналогом примитивных эффузивных анкарамитов следует считать полнокристаллические амфибол-оливиновые клинопироксениты молостовского комплекса в Хабарнинском мафит-ультрамафитовом аллохтоне на Южном Урале (Ферштатер, Пушкарев, 1987; Петрология..., 1991). Возраст пород раннедевонский, что синхронизирует их с ранне-среднедевонскими анкарамитами Магнитогорской зоны. Содержания MgO и CaO в клинопироксенитах соответствует 13–18 мас. %, а Al_2O_3 = 6–8 мас. %. CaO/Al_2O_3 = 2–4, а средняя $Mg\#$ = 0.7. Породы обладают порфировидной структурой. Вкрапленники представлены зональным клинопироксеном ($Mg\#$ = 0.93–0.78) и оливином ($Mg\#$ = 0.9–0.75). В клинопироксенитах зафиксирован полный тренд кристаллизации оксидных минералов от высокохромистого хромита до титаномагнетита (Пушкарев, Хиллер, 2017), который характерен для серии пород дунит-клинопироксенит-

тылаит в КУАТ. Отметим, что кристаллизационные тренды клинопироксена и оливина в молостовских клинопироксенитах также совпадают с трендами кристаллизации минералов в анкарамитах. Ранняя кристаллизация оливина с хромшпинелидом из расплава молостовских клинопироксенитов приводит к образованию кумулятивных дунитов, включения которых установлены в кальциевых ультрамафитах.

Приведенные данные свидетельствуют, что уже в раннем докембрии на восточной окраине Волго-Урала мантийные субстраты испытывали метасоматическую трансформацию с образованием областей верлитового состава, плавление которых в рифтогенных условиях под воздействием всплывающих мантийных диапиров или плюма приводило к образованию высоко-Са магматитов основного и ультраосновного состава. В палеозое, в связи с заложением Уральского палеоокеана, началом функционирования островодужных систем и усилением конвективных процессов, произошло резкое нарастание объемов верлитовой мантии, послужившей источником анкарамитов Гавайского-типа в океанических областях, но в многократно большей степени – в островных дугах. Анкарамитовый магматизм послужил триггером к формированию крупнейшего в мире Платиноносного пояса Урала с его промышленно-значимыми ванадий-титаномагнетитовыми месторождениями в клинопироксенитах и горнблендитах и уникальными платиновыми россыпями.

«Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00224, <https://rscf.ru/project/23-17-00224/>»

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве М.: Наука, 2010. 604 с.
2. Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Структурно-вещественные доказательства взаимодействия анкарамитового и трахиандезитового расплава в Магнитогорской вулканогенной зоне на Южном Урале. Ежегодник-2016, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 164. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 110–115.
3. Каретин Ю.С. Об ультрамагнезиальных эффузивных аналогах тылаитов Тагильского прогиба // Доклады АН СССР, 1975. Т. 220. № 1. С. 201–204.
4. Краснобаев А.А. и др. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопков (Уфалейский

- комплекс, Южный Урал) // Доклады АН, 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
5. Краснобаев А.А. и др. Цирконология израндитов (Южный Урал) // Доклады АН, 2011. Т. 439. № 3. С. 394–398.
6. Кузьмин М.И. и др. Магматизм и металлогения ранних этапов развития Земли как отражение ее геологической эволюции // Геология и геофизика, 2018. Т. 59. № 12. С. 1924–1940.
7. Овчинников Л.Н., Дунаев В.А. О древнейшей глубинной породе Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 200–209.
8. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Балыкин П.А. и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
9. Портнягин М.В. и др. Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка). I. Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология, 2005. Т. 13. № 2. С. 115–138.
10. Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Бирюзова А.П. Состав и условия образования сульфидных глобул в пироксенитах Шигирских сопок, Средний Урал // Геология рудных месторождений, 2025. Т. 67. № 2. С. 202–224.
11. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
12. Пушкарев Е.В. Тылаиты в массивах Платиноносного пояса Урала как интрузивные аналоги анкармитов // Ежегодник-2017, Труды ИГГ УрО РАН, Вып. 165. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. С. 162–171.
13. Пушкарев Е.В., Готтман И.А. Состав вкрапленников клинопироксена и включений хромшпинелида и титаномагнетита как индикаторы анкармитовой природы порфировидных тылаитов Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива на Среднем Урале // Вестник Уральского отделения РМО, 2017. № 14. С. 107–118.
14. Пушкарев Е. В. и др. Анкармиты – новый тип магнезиальных, высоко-кальциевых примитивных расплавов в Магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Доклады АН, 2018. Т. 479. № 4. С. 433–437.
15. Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. От хромита до титаномагнетита – полный цикл кристаллизации оксидных минералов в интрузивных анкармитах молотовского комплекса на Южном Урале // Вестник Уральского отделения РМО, 2017. № 14. С. 119–130.
16. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2010. 279 с.
17. Пыстин А.М. Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–32.
18. Смолькин В.Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
19. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Известия АН СССР, Сер. Геологическая. 1987. № 3. С. 13–23.
20. Фролова Т.И., Островская Е.В. О находке щелочных вулканогенных пород на Восточном склоне Южного Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УФА АН СССР, 1969. Т. 2, С. 254–257.
21. Шарков Е. В., Богатиков О. А. Эволюция тектономагматических процессов в истории Земли и Луны // Геотектоника, 2010. № 2. С. 3–22.
22. Barsdell M., Berry, R. F. Origin and evolution of primitive island-arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu // Journal of Petrology, 1990. V. 31. P. 747–777.
23. Bodinier J. L., Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. Treatise on Geochemistry. 2nd Edition. Elsevier Ltd, 2014. V. 3. P. 103–167.
24. Della-Pasqua F. N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: a melt-inclusion approach // The Canadian Mineralogist, 1997. V. 35. P. 291–312.
25. Kamenetsky V.S. et al. Crystallization of platinum-group minerals from silicate melts: Evidence from Cr-spinel-hosted inclusions in volcanic rocks // Geology, 2015. V. 43. № 10. P. 903–906.
26. Krause J., Brugmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and Rock Forming Minerals monitoring the Evolution of Zoned Mafic-Ultramafic Complexes in the Central Ural Mountains // Lithos, 2007. V. 95. P. 19–42.
27. Medard E., Schmidt M. W., Schiano P. Liquidus surfaces of ultra-calcic primitive melts: formation conditions and sources // Contrib. Mineral. Petrol., 2004. V. 148, P. 201–215.
28. Medard E. et al. Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: an experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // Journal of Petrology, 2006. V. 47. № 3. P. 481–504.
29. Presnall C.D. et al. Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // Contrib. Mineral. Petrol., 1978. V. 66. № 2. P. 203–220.

КОНТРАСТНЫЕ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ В ЭПГ-АНОРТОЗИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА, КАК КЛЮЧ К ПОНИМАНИЮ ФОРМИРОВАНИЯ МАЛОСУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Пшеницын И.В.¹, Арискин А.А.^{1,2}, Соболев С.Н.¹, Николаев Г.С.¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

При изучении анортозита из главного ЭПГ-рифа Йоко-Довыренского массива методом компьютерной томографии (КТ) была обнаружена сульфидная глобула (около 5 мм) в тесной пространственной ассоциации с ортопироксеном примерно такого же размера. Находка сульфидной глобулы такого размера в данных породах была сделана впервые, как по нашим данным, так и по результатам предыдущих исследований Довырена. При ее дальнейшем детальном изучении было установлено, что, несмотря на ассоциацию МПГ с сульфидами, наибольшая их концентрация проявлена не в самой глобуле, а в небольшом домене тонких рассеянных сульфидов, который находится в нескольких мм от нее. При оценке среднего сульфида было обнаружено систематическое различие между глобулой и обогащенным МПГ доменом: последний богаче медью и немного обеднен никелем (10 и 14% Cu, и 7 и 5% Ni в глобуле и домене, соответственно). При этом редкие, относительно небольшие МПГ в глобуле – это, преимущественно, мончеит, в то время как крайне богатая ассоциация МПГ в 4-мм домене рассеянных сульфидов, состоит, главным образом, из тетраферроплатины (PtFe), с подчиненным потаритом (PdHg), изоферроплатиной (Pt₃Fe), и звягинцевитом (Pd₃Pb), а пентландит содержит до 1.6 мас. % Pd. Масс-балансовые расчеты показали, что средний сульфид, составляющий это гнездо, в 120 раз богаче ЭПГ, чем сульфидная глобула (Pshenitsyn et al. 2025).

При этом в образцах из того же такситового анортозитового шпирита методом химического картирования были, помимо рассеянной и субсидеронитовой

сульфидной вкрапленности (а также редких небольших глобул) в плагиоклазовой матрице, обнаружено два локальных типа (по их среднему составу и МПГ) сульфидной минерализации, которая представлена тонкой вкрапленностью в крупных пойкилитовых ойкиокристаллах Срх и Орх (Соболев и др., 2025). При этом составы сульфидов из Срх доменов в большей степени обогащены Ni, в то время как Орх разности более богаты Cu. Особо стоит отметить высокий тенор (концентрацию благородных металлов в сульфиде) в некоторых из этих образцов.

Нахождение поблизости таких комплементарных минералогических «аномалий» может свидетельствовать об их первичной генетической связи, и перераспределении в пространстве ЭПГ за счет кристаллизационной дифференциации сульфида и вторичного перераспределения МПГ флюидами.

Исследование выполнено в рамках гранта РНФ № 23-77-01036.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соболев С.Н., Пшеницын И.В., Арискин А.А. и др. Малосульфидная минерализация с высоким тенором Pd-Pt-Rh в анортозитах Йоко-Довыренского массива // ДАН, геохимическая серия, 2025 (в печати)
2. Pshenitsyn I.V., Ariskin A.A., Korost D.V. et al. Sulfide globule and a localized domain ultra-enriched in PGMs in the Main Reef anorthosite from the Yoko-Dovyren massif // Minerals, 2025. V. 15. №. 2.

КОМПЛЕКС ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ДАЕК – НЕДОСТАЮЩЕЕ ЗВЕНО АРХЫЗСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ (ПЕРЕДОВОЙ ХРЕБЕТ, СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Разумовский А.А., Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б.

*Геологический институт РАН, г. Москва
anatoly.razumovskiy@mail.ru*

В центральном сегменте Северного Кавказа офиолитовая ассоциация Передового хребта слагает пакет покровов в составе Марухского аллохтона, который участвует в ансамбле шарьяжей сложной складчато-глыбовой структуры выступа фундамента южной части эпигерцинской Скифской плиты. Было установлено, что офиолитовая ассоциация в Марухском аллохтоне залегает в опрокинутом положении и представлена сверху вниз породами: (а) кяфарского дунит-гарцбургитового комплекса, слагающего самостоятельные пластины в структуре аллохтона, (б) архызского габбро-габбродiorитового комплекса, (в) вулканитами карабекской свиты и вулканогенно-осадочными породами тебердинской свиты (Белов, Омельченко, 1976; Хаин, 1984; Семенуха и др., 2021 и др.).

Известно, что циркон из жилы кварцевых диоритов, секущих разнотекстурное габбро, имеет возраст 413 ± 6 млн лет, что соответствует раннедевонскому времени формирования спрединговых комплексов Архызского офиолита (Разумовский и др., 2023). В турнейское (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2004), либо визейское (Хаин, 1984) время покровы с фрагментами офиолитового разреза были надвинуты на средне-позднедевонские островодужные толщи и вместе с ними стратиграфически перекрыты среднекаменноугольно-пермской молассой. Последующие киммерийские и альпийские тектонические события сформировали современную складчато-глыбовую структуру зоны Передового хребта (Хаин, 1984 и др.).

Предшествующими исследователями было установлено, что для Архызского офиолита характерна в значительной степени редуцированная нижняя – ультрабазитовая часть расслоенного комплекса и то, что «в разрезе также нет дайкового комплекса в его классическом выражении» (Хаин, 1984). Последнее утверждение может быть, в том числе, связано с тем, что скрины средне-крупнозернистого габбро, по-видимому, нашими предшественниками были интерпретированы наоборот, как более поздние инъекции, в результате чего мелко-среднезернистые

долериты комплекса параллельных даек (КПД) ошибочно были описаны как более древние, относительно разнотекстурных габброидов, образования (Хильтов, 1959; Белов, Омельченко, 1976 и др.). При составлении геологических карт и схем КПД, по всей видимости, в зависимости от количества скринов и степени метаморфизма, был включен либо в состав архызского габбро-габбродiorитового комплекса, либо объединен с полями развития вулканитов карабекской свиты и, вне зависимости от масштаба исследований, никем не выделяется как самостоятельное подразделение (Хаин, 1984; Доля и др., 2008; Семенуха и др., 2021 и др.). При современных геохимических изысканиях ниже- и верхнекоровые габброиды также рассматриваются в составе единого комплекса (Газеев, Гурбанов, 2020).

Нашими исследованиями в разрезе коровой части архызской офиолитовой ассоциации могут быть выделены: расслоенный комплекс, характеризующийся полосчатым чередованием габбро, с подчиненным количеством оливинного габбро и верлитов-клинопироксенитов; комплекс изотропного и разнотекстурного (varitextured) габбро с большим количеством секущих долеритовых и диоритовых даек и жил; КПД со скринами габброидов; комплекс преимущественно основных вулканитов и туфов карабекской свиты, для потоков верхней толщи которой характерна подушечная отдельность.

В изученных обнажениях КПД мощности полудаек в пакетах обычно не превышают 1.8–2 м, видимые мощности отдельных тел достигают 4.5–5 м. Породы КПД представлены преимущественно афировыми долеритами, центральные части крупных тел раскристаллизованы до мелкозернистого габбро, переходы к афанитовым зонам закалки постепенные. Скрины в КПД представлены породами расслоенного комплекса и изотропного-разнотекстурного габбро. Последние резко преобладают, их мощность, в большинстве случаев, не превышает 0.5 м, для скринов расслоенного габбро отмечены мощности до 4 м. В строении КПД принимают участие тела кварцевых диоритов и плагиогранитов, отмечены единичные

зоны магматических брекчий с плагиогранитным матриксом.

Кривая нормированных на хондрит содержаний РЗЭ для расслоенных габброидов имеет положительный наклон относительно, комплиментарных друг другу, пород зоны изотропного-разнотекстурного габбро – КПД – базальтов карабекской свиты, и первые характеризуются пониженными, относительно верхнекоровых комплексов, содержаниями РЗЭ и, соответственно, обогащением тяжелыми лантаноидами относительно легких.

По результатам изучения 10 пилотных проб, отобранных из вулканитов карабекской свиты и долеритов КПД, составы пород соответствуют, по своим характеристикам, базальтам толеитовой серии с $TiO_2 = 0.8–1.0\%$; $Al_2O_3 = 13–15\%$; $CaO/Al_2O_3 = 0.3–0.8$; $Na_2O/K_2O = 6–1120$; $F = FeO^*/(FeO^* + 1,37MgO) = 0.4–0.7$; $Lan/Ybn = 0.5–1.5$. На диаграмме Th-Zr/117-Nb/16 точки составов находятся в поле островодужных пород. Анализ диаграммы Nb/Yb-Th/Yb показывает, что базальты карабекской свиты и долериты КПД соответствуют породам островных дуг, образованных за счет эволюции расплава, имеющего состав N-MORB, с приобретением субдукционной компоненты. При рассмотрении Th-Nb системы, обнаруживается, что на диаграмме точки составов базальтов карабекской свиты располагаются вдоль границы IAT и N-MORB, а КПД в поле IAT. Вместе, те и другие точки располагаются в поле BABB. Гранитоиды ассоциации металюминиевые, I-типа. Анализ состава гранитоидов с применением диаграмм (Y+Nb)-Rb, (Yb+Ta)-Rb, Yb-Ta показывает островодужный генезис гранитов. Резюмируя, можно предположить, что формирование описанных комплексов происходило в спрединговой зоне задугового бассейна.

В полевых исследованиях принимала участие Дубенецкая К.Г., которой авторы выражают свою искреннюю благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант № 25-17-00301.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов А.А., Омельченко В.Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа // Геотектоника, 1976. № 2. С. 44–56.
2. Газеев В.М., Гурбанов А.Г. Раннепалеозойские габброиды архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ): геодинамическая типизация и минерагения // Геология и геофизика Юга России, 2020. Т. 10. № 3. С. 6–22.
3. Гамкредидзе И.П., Шенгелия Д.М. Доальпийская геодинамика Кавказа, гранитообразование и региональный метаморфизм // Труды ГИН АН Грузии, Нов. Сер. Вып. 119. 2004. С. 23–34.
4. Доля А.Н., Ящинин С.Б., Добrorодный В.Н. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Прогнозно-поисковые работы на рудное золото на Маруха – Лабинской площади (Карачаево-Черкесская Республика)», проведенных в 2006–2008 гг. ОАО «Кавказгеология», г. Черкесск. 2008. 183 с.
5. Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Рязанцев А.В., и др. U-Pb изотопный возраст кварцевых диоритов Архызской офиолитовой ассоциации (Передовой хребет, Северный Кавказ) // Материалы LIV Тектонического совещания, Том. 2. М.: ГЕОС. 2023. С. 141–144.
6. Семенуха И.Н., Черных В.И., Соколов В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-37-VI, (XII) (Карачаевск). Объяснительная записка. Редактор А.Н. Письменный. М.: МФ ВСЕГЕИ. 2021. 226 с.
7. Хаин Е.В. Офиолиты и герцинская покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. Труды ГИН АН СССР, вып. 382. М.: Наука. 1984. 96 с.
8. Хильтов Ю.Н. Геология и петрология Архызского интрузивного комплекса (Северный Кавказ) М.-Л.: изд. АН СССР. 1959. 148 с.

РАССРЕДОТОЧЕННАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ИЛИ СИНСДВИГОВАЯ МНОГОФАЗНАЯ ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ Cu-Ni-PGE-РУДОНОСНОГО ХУДОЛАЗОВСКОГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ПРИМЕР СИНКОЛЛИЗИОННОГО УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО МАГМАТИЗМА

Рахимов И.Р.

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Худолазовский дифференцированный комплекс (ХДК) локализован в центральной части Южного Урала и является единственным представителем расслоенных комплексов с Cu-Ni-PGE оруденением фанерозойского возраста на Урале. Его геология характеризуется множеством мелких интрузий разнообразного состава (от шрисгеймитов до пегматоидных габбро и диоритов), рассредоточенных на большой площади ($>500 \text{ км}^2$), и которые соответствуют отдельным горизонтам крупных расслоенных массивов. U-Pb возраст ХДК определялся ID TIMS методом по циркону и бадделеиту (в габбро массивов Северный Бускун и Восточный Карасаз) диапазоном 329–325 млн лет (Салихов и др., 2012) и ЛА-ИСП-МС методом по циркону (в диорите массива Восточный Бускун) 336.4 ± 1.6 млн лет (неопубликованные данные автора). Большинство интрузий ХДК выявлено и изучено внутри Худолазовской мульды.

Согласно (Brown et al., 2006; Пучков, 2010), в позднем девоне на Южном Урале произошло закрытие зоны субдукции под Магнитогорской островной дугой, завершившееся частичным надвиганием Магнитогорского террейна на окраину палеоконтинента Лавруссия по зоне Главного Уральского разлома (ГУР). В результате возник аккреционно-коллизионный ороген складчато-надвиговой структуры, элементы которой лучше всего проявлены в западной части террейна. По данным С.Е. Знаменского (Знаменский, Знаменская, 2009), Худолазовская мульда является частью Худолазовского мегадуплекса растяжения, развивавшегося в тектоническом режиме транспрессии. Формирование мегадуплекса связывается с коллизией Казахстана и Лавруссии в течение среднего карбона–ранней перми. Синколлизийный характер магматизма ХДК обусловил линейную морфологию интрузий, поскольку в условиях общего сжатия давление магмы не могло создать пространство, достаточное для образования крупных тел изометричной формы. Дополнительной причиной высокой мобильности магмы ХДК могла быть её водонасыщенность.

Наличие интрузий разного состава на современной эрозионной поверхности можно объяснить дифференциацией расплава в промежуточных камерах. Однако геологическое положение и состав субмеридионального пояса шрисгеймитовых штоков не объяснить только синсдвиговым внедрением и внутрикамерным фракционированием. Они имеют изометричную форму и не сопровождаются силами и дайками. Шрисгеймиты представляют собой скопление зёрен оливина (кумулус) с клинопироксеном или роговой обманкой в промежутках (интеркумулус) и небольшим количеством плагиоклаза, т. е. по всем признакам они соответствуют кумулятивному горизонту расслоенного мафитового тела. Также штоки не являются реликтами расслоенных *in situ* интрузий, оставшимися после эрозии. В противном случае зоны приконтактных изменений вмещающих пород были бы значительно шире, чем это видно сейчас. Кроме того, сами тела не были бы морфологически однотипными и столь однородными, должна была бы проявиться хоть какая-то зональность (например, по увеличению количества и размеров зёрен оливина). Таким образом, природа штоков может быть связана с тектоническими движениями (взбросо-сдвиговыми дислокациями). Они могут быть выдавленными в верхние горизонты коры в виде небольших порций кристаллической каши из кумулузного горизонта глубинной камеры.

Анализ данных позволил разработать схематическую модель формирования худолазовского комплекса, в основе которой лежит представление о глубинном магматическом резервуаре, подпитывавшем промежуточные камеры, в которых происходила дополнительная дифференциация и коровая контаминация. На начальном этапе сформировалась глубинная магматическая камера на границе контрастных по реологическим свойствам блоков земной коры, и в этой камере происходила дифференциация. Свидетельством в пользу такого размещения глубинной камеры служат ксенолиты амфиболовых габбро и кварцевых песчаников в габброидах силлов – магмоподводящих каналов. Амфиболовые габбро могли

быть частью офиолитов, деформированных по зоне ГУР, а кварцевые песчаники известны только в докембрийских породах континентального блока (они широко обнажены в пределах Башкирского мегантиклинория) и в метаморфических комплексах Уралтау.

Следующий этап отражает внедрение слабофракционированного расплава в верхние горизонты коры по разломам (с формированием даек и хонолитов) и межслоевым поверхностям (с формированием силлов), а также образование сети промежуточных камер дифференциации, частичное плавление амфиболитов и габбро офиолитовой ассоциации зоны ГУР с возникновением плагиогранитовых интрузий. В глубинной камере и в промежуточных камерах происходит формирование кумулусных горизонтов, одновременно с этим отсаживается сульфидная жидкость, образуя вкрапленное сульфидное оруденение кумулатов.

Последующий этап демонстрирует активное участие коровой воды, которая могла обусловить цезиевую аномалию метасоматизированных оливиновых пород, обширное развитие такситовых и пегматоидных габбро. Одновременное надвигание Магнитогорского террейна по меланжу офиолитов на окраину Лавруссии вызвало волочение и воздымание отдельных жёстких блоков офиолитов, что могло надавить на край глубинной камеры, тем самым выдавив на более верхние уровни коры порции кумулятивного горизонта в виде штоков шприсгеймитов. Шприсгеймиты всегда содержат то или иное количество сульфидов, но иногда сульфиды встречаются не только в границах шприсгеймитового штока, но и в экзоконтакте.

Таким образом, наблюдаемое на современной эрозионной поверхности Худолазовской мульды разнообразие морфологий и составов интрузий ХДК

является результатом совместной работы мантийного расплава и сдвиговой тектоники. Рассредоточенная расслоенность ХДК обусловлена сложным сочетанием различных сопряжённых процессов: эффектом проседания всего разреза Худолазовской мульды вследствие формирования в её подошве крупного магматического резервуара; внедрением мафитовых магм по зонам синсдвиговых разломов с возникновением промежуточных дифференцированных камер; частичным плавлением амфиболитов и амфиболизированных габбро офиолитов зоны ГУР с возникновением интрузий плагиогранитов; блоковыми взбросо-сдвиговыми подвижками.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-77-10049 (<https://rscf.ru/project/22-77-10049/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле позднепалеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера, 2009. № 4. С. 83–92.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
3. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера, 2012. № 6. С. 66–72.
4. Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al. Arc–continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews, 2006. V. 79. №. 3–4. P. 261–287.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ МОНЧЕГОРСКОГО РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО РАССЛОЕННОГО КОМПЛЕКСА: К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ ДУНИТОВОГО БЛОКА

Рундквист Т.В., Грошев Н.Ю., Припачкин П.В.

*Геологический институт КНЦ РАН, г. Анапты
t.rundkvist@ksc.ru*

Мончегорский палеопротерозойский расслоенный комплекс (МК) является уникальным объектом как с фундаментальной, так и с прикладной точек зрения. В первом случае, МК привлекает интерес исследователей в качестве своеобразной «природной лаборатории», следы эволюции которой видны во взаимоотношениях различных интрузивных фаз и продуктах поздней и постмагматических процессов, обеспечивших формирование комплексной Cu-Ni-ЭПГ-Cr-Fe-Ti-V минерализации. Очень важно, что именно различные процессы (внутрикамерная дифференциация и кристаллизация расплава, дополнительные рудоносные фазы, позднее жильное образование) стали причиной образования в МК различных генетических типов руд вышеперечисленных металлов – контактового, жильного, стратиформного, рифового. Прикладное значение изучения МК связано с экономическим потенциалом его рудной минерализации. В различные годы здесь были открыты месторождения богатых жильных медно-никелевых руд массивов НКТ и Сопча (отработанные к 1970-м годам), рифовых (месторождение Вуручайвенч) и контактовых (рудопроявление Южносопчинское) платинометаллических руд и стратиформных хромовых руд в пределах Дунитового блока (месторождение Сопчеозерское).

Что касается хромитовой минерализации МК, то, помимо безусловного промышленного значения, ее изучение является крайне важным с петрологической точки зрения, поскольку хромшпинелиды считаются достаточно чувствительными индикаторами условий протекания магматических процессов. В этом плане имеет значение исследование не только рудных, но и акцессорных хромшпинелидов расслоенных массивов.

В целом хромитовая минерализация в различных породах МК отмечалась с 1940–50-х годов, однако на начальных стадиях приоритет в исследованиях принадлежал всё же медно-никелевым рудам. В те годы различные характери-

стики хромшпинелидов приводились в работах Э.Н. Елисеева, Е.К. Козлова и некоторых других исследователей МК, однако первые детальные исследования хромитовой минерализации стали появляться уже после 1970-х годов. В первую очередь они связаны с именами В.В. Дистлера, В.С. Докучаевой и Л.И. Полежаевой. В период 1980–2000-х годов количество работ по данной тематике возросло, что в немалой степени было связано с открытием в 1994 году Сопчеозерского хромитового месторождения. Среди исследователей хромшпинелидов МК того периода следует назвать А.Н. Дедюхину, В.В. Шолохневу, Г.Ф. Бакаева, В.Ф. Смолькина, Д.А. Орсова, Э.Г. Конникова, А.В. Мокрушина, А.Ю. Баркова, С.Ю. Чистякову, Р.М. Латыпова. Наконец, в последние годы, помимо названных авторов, хромитовую минерализацию МК достаточно детально изучали В.В. Чащин, Е.Э. Савченко, Т.В. Рундквист, П.В. Припачкин, Н.Ю. Грошев, А.М. Сущенко, М.В. Сидельников, А.В. Базай и Я.А. Рыбникова (Мирошникова).

За период после 2000-х годов по различным типам хромитовой минерализации (рудные хромиты, акцессорные и жильные хромшпинелиды) как производственными (КГМК, ОАО ЦКЭ), так и научными организациями был накоплен достаточно обширный фактический материал, включая результаты исследований авторов. В настоящее время на стадии завершения подготовки находится обобщающая работа, в которой авторы попытались изложить накопленный материал, особо останавливаясь на тех данных по морфологии и составу хромшпинелидов МК, которые помогают пролить свет на некоторые дискуссионные вопросы формирования комплекса.

Одним из таких дискуссионных вопросов является происхождение Дунитового блока – крупного тела хромитоносных ультраосновных пород, вмещающего Сопчеозерское хромитовое месторождение и ограниченного тектоническими нарушениями. Дунитовый блок «стратиграфически» залегает на границе зоны

переслаивания перидотитов и пироксенитов и пироксенитовой зоны, выделяясь как изолированное тело с высокими концентрациями хромита мощностью около 300 м. Его положение в обобщенном разрезе и состав ставят вопрос о связи с циклической кристаллизацией магмы или механизмами магматического транспорта.

Согласно модели (Smol'kin, Mokrushin, 2022), Дунитовый блок сформировался в результате инъекции примитивной магмы, кристаллизовавшейся в виде одной из циклических единиц МК. Хромитовое оруденение в рамках этой модели интерпретируется как кумулат, образованный на ранних стадиях фракционирования. Однако может быть рассмотрена альтернативная точка зрения, которая заключается в том, что Дунитовый блок представляет собой гигантский автолит, образованный из родоначальной магмы плутона, соответствовавшей по составу коматииту или пикробазальту.

В пользу альтернативной точки зрения можно привести следующие аргументы:

1) положение блока на границе указанных выше зон уникально для южной части массива Ниттис-Кумужья-Травяная (НКТ), а аналогичные породы в виде слоев не встречаются ни в северной части массива НКТ, ни в массиве Сопча;

2) изучение обнажений показывает, что хромитоносные породы вблизи границы между пироксенитовой зоной и зоной переслаивания, которые встречаются в глыбах на горе Кумужья, являются автолитами, а не обогащенными хромитом слоями;

3) в пироксенитовой зоне массива Сопча, на его восточном фланге, присутствует крупный автолит дунитов, в котором хромит имеет состав близкий к хромиру из Дунитового блока;

4) кроме этого, аналогичный автолит дунитов установлен на южном склоне горы Ниттис.

Согласно этой гипотезе, инициальной стадией формирования МК можно считать внедрение в земную кору порции коматиитовой магмы, образовавшей сравнительно небольшое интрузивное дунитовое тело, содержащее пласт хромитового оруденения.

Коматиитовая магма по мере взаимодействия с веществом коры и контаминации приобретает черты бонинитоподобного расплава, который начинает заполнять новую камеру немного выше в коре, образуя кумулаты перидотитовой зоны и зоны переслаивания перидотитов и пироксенитов. Возможно, что переслаивание перидотитов и пироксенитов является результатом пульсационного поступления более высокотемпературной пикритовой магмы и более вязкой пироксенитовой магматической каши. Когда пульсация прекращается и продолжается процесс заполнения камеры вязкой пироксенитовой магматической кашей (об этом говорит линейная текстура пироксенитов НКТ), под давлением последней в нижележащем уровне коры происходит отрыв дунитового тела и его перемещение в постепенно растущую камеру Мончеплутона. Положение Дунитового блока, как и других обломков хромитоносных пород, на границе между зоной переслаивания и пироксенитовой зоной или выше по разрезу подтверждают такую последовательность событий.

Таким образом, расположенные преимущественно в нижней части пироксенитовой зоны хромитоносные породы Мончеплутона, включая многочисленные мелкие округлые обломки дунитов и перидотитов на горе Кумужья, автолиты дунитов на склонах гор Сопча и Ниттис, а также гигантское тело дунитов, вмещающее Сопчеозерское месторождение, можно рассматривать как автолиты, отделенные от раннего дунитового тела на глубине вязкой пироксенитовой магматической каши.

Работа поддержана темой НИР FMEZ-2024-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Smol'kin V.F., Mokrushin A.V. Paleoproterozoic layered intrusions of the Monchegorsk ore district: geochemistry and U–Pb, Sm–Nd, Re–Os isotope analysis // Minerals, 2022. V. 12. №. 11. P. 1432.

МАГМАТИЗМ МАЛКА-МУШТИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

Рыбин И. В.

ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону
rybin@ssc-ras.ru

В территориальном плане площадь работ находится в Кабардино-Балкарской Республике в Зольском районе в 20 км на юго-запад от с. Хабаз (рис. 1).

На Малка-Муштинском участке получили развитие магматические образования палеозойского возраста, которые отнесены к герцинским формациям геосинклинального и орогенного этапов (Рыбин, 2019). Геосинклинальный этап представлен гипербазитовой и спилито-кератофировой формациями.

Гипербазиты слагают в восточной части изученной площади Малкинский серпентинитовый массив, который сложен в основном серпентинизированными гарцбургитами и в подчиненном количестве – лерцолитами и дунитами. Гипербазиты этого массива контактируют с породами кремнисто-вулканогенно-терригенной формации и тяготеют к зоне тектонического срыва этих пород с меланократового фундамента. Как магматические образования, гипербазиты сформировались в протерозое, возможно, в нижнем палеозое. Затем в нижнем карбоне в виде протрузий они внедрились в палеозойские отложения.

К спилито-кератофировой формации отнесен Хасаутский интрузивно-эффузивный комплекс,

представленный пластовыми телами габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров. Есть предположение, что последние являются продуктом наложения процессов кремний-калиевого метасоматоза на габбро-диабазы. Следует отметить, что все тела габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров укладываются в полосу, ориентированную в субширотном направлении и, возможно, трассируют зону регионального разлома.

Габбро-диабазы образуют согласные тела мощностью до 150 м и протяженностью несколько сотен метров. Встречаются только в поле развития пород шиджатмазской и малкинской свит в обоих бортах р. Хасаут и в бассейне р. Салахны-бауляры. Макроскопически это темно-зеленые, мелкозернистые массивные породы. Под микроскопом порода имеет порфировую структуру и интенсивно измененную мелкозернистую основную массу с реликтами офитовой структуры. Порфировые вкрапленники единичны, представлены призматическими зернами альбита размером до 1.0 мм. В основной массе с гранобластовым строением наблюдаются реликты разноориентированных призматических зерен альбита, идиоморфные очертания которых затусованы

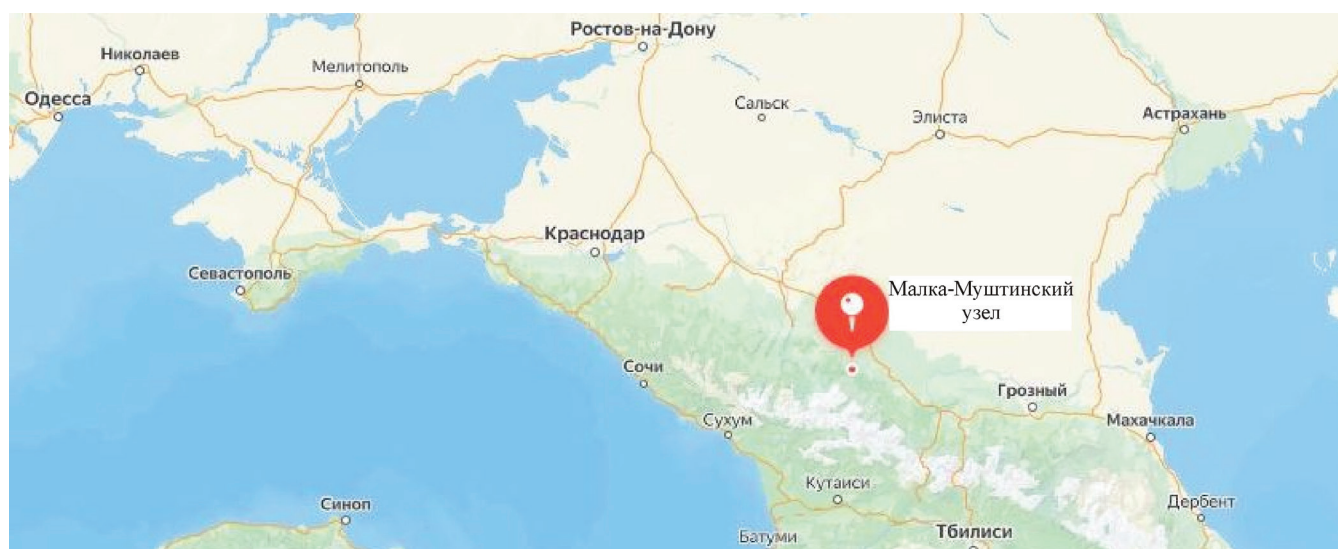


Рис. 1. Обзорная карта района работ

метасоматически развивающимся актинолитом, эпидот-цоизитом и вторичным хлоритом. Отмечаются идиоморфные сечения бледно-зеленой первичной роговой обманки.

Плагиигранит-порфиры встречаются только среди отложений малкинской свиты и приурочены к той же полосе, что и габбро-диабазы. Образуют два пластовых согласных тела, располагающихся вблизи устья р. Шиджатмаз и в левом борту р. Доккуны-бауляры. Порода состоит из кварца (30%), плагиоклаза (50%), мусковита (5%), калиевого полевого шпата (~1%), рудного минерала, апатита. Альбит и кварц претерпели процесс катаклаза. Порода имеет брекчиевидную структуру, определенную присутствием разноразмерных с острыми углами фрагментами, которые скреплены мелкоразмолотыми зернистыми кварцевыми и полевошпатовыми по составу агрегатами, в свою очередь, насыщенные железистыми гидроокислами в сочетании с минералами каолиновыми по составу, тонкими и чешуйчатыми по форме. Данные области перемалывания содержат также мусковит в виде мелких пластин и альбит в форме зерен. Наложенные процессы выражены также в виде формирования единичных мелких жил калиевого полевого шпата, пронизывающих агрегаты плагиоклаза и пелитизации последних (Шишкалов, 2011).

Лампрофиры представлены как секущими, так и согласными дайками мощностью до 3 м и протяженностью до 50 м. Наибольшее количество даек лампрофиров располагается в поле развития пород малкинской свиты. Порода состоит из удлиненно-пластинчатых зерен зеленого биотита (до 30%), развивающегося в основном вне зависимости от реликтового строения породы. При этом большая часть пластинок биотита расположена субпараллельно, чем создают сланцеватую текстуру. Это обстоятельство позволяет предположить наложенный характер биотита. Реликтовая гипидиоморфная структура породы обуславливается наличием призматических зерен альбита с вростками калиевого полевого шпата. Отмечаются кварц, апатит, карбонат. Об относительном возрасте лампрофиров можно судить по факту пересечения ими плагиигранит-порфиров у устья р. Шиджатмаз.

Гранитовая формация, являющаяся продуктом орогенного этапа, представлена на участке интрузией гранитоидов малкинского комплекса. Образование

их связано с Северным комплексом обрамления герцинской эвгеосинклинали, погружение которого привело к плавлению значительных объемов сиалических пород и возникновению указанного выше интрузива. Возраст его точно не установлен и поэтому, учитывая возможность образования в ранне- или позднеорогенное время, принимается как PZ_{2-3} .

Гранитоиды этого комплекса располагаются в южной части изученной площади и представляют собой средне- и крупнозернистые массивные породы, для которых характерна розовая окраска полевых шпатов. В пределах массива выделяются гранодиориты и граниты разные по составу (биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые). Граниты лейкократовые по составу и среднезернистые по текстуре выполняют северную эндоконтактовую область массива. Данные породы отличаются превосходством калиевого полевого шпата по отношению к плагиоклазу и характерно практически нулевое присутствие минералов темного цвета. В этой же зоне отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород. Контактное воздействие интрузии на вмещающие породы выразилось в биотитизации амфиболитов, эпидиабазов, в фельдшпатизации отложений бечасынской свиты, в широком развитии кварц-серицитовых метасоматитов, приуроченных, как правило, к зонам интенсивного расланцевания. Вдоль этих же зон отмечаются участки проявления диафтореза, представленные хлоритизированными, актинолитизированными и эпидотизированными породами.

Публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН на 2025 г., № гос.рег. 125011700416-4.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рыбин И.В. Закономерности размещения полезных ископаемых на территории Муштинской рудной зоны (Кабардино-Балкарская республика). 9-я Рос. молод. научн.-практ. школа с межд. уч. Москва: ИГЕМ РАН, 2019. С. 329–331.
2. Шишкалов И.Ю. Геологическое строение и золотоносность Хасаутского рудного поля: автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. н.: 25.00.11, Ростов-на-Дону, 2011. 25 с.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКИЕ И РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЕ ГРАНАТОВЫЕ АМФИБОЛИТЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ, ИХ СВЯЗЬ С МАНТИЙНЫМ ДИАПИРИЗМОМ

Рязанцев А.В.¹, Левкова Б.Д.¹, Котов А.Б.², Сальникова Е.Б.², Травин А.В.³

¹ Геологический институт РАН, г. Москва

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

³ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

В структуре Сакмарского аллохтона распространены высокоградные гранатовые метаморфические породы с парагенезисами гранулитов и гранатовых амфиболитов. Они располагаются в подошве Кемпирсайского и Хабарнинского офиолитовых аллохтонов (Пушкарев и др., 2009, Рязанцев и др., 2021), или слагают не связанные с офиолитами блоки. В Кракинских офиолитовых аллохтонах распространены высокобарические гранатовые и корундовые породы, не связанные со структурной подошвой аллохтонов.

Позднекембрийские комплексы. В подошве Мамытского сегмента Кемпирсайского офиолитового аллохтона на Южном Урале распространены метагабброидные гранатовые амфиболиты (мамытский, куагачский, кокпектинский комплексы) с реликтами парагенезисов высокобарических ($P = 1216$ кбар и $T = 700\text{--}790$ °C) гранулитов. Гранатовые амфиболиты представлены высокожелезистыми разностями с ассоциациями граната и реликтами пироксена, и высокоглиноземистыми породами с ассоциациями граната, пироксена, корунда и сапфирина (Рязанцев и др., 2021). Подстилающие аллохтон метаморфические породы вендского и ниже-среднепалеозойского разрезов преобразованы в условиях амфиболитовой фации. Pb/U возраст (SIMS) метаморфических цирконов из гранатовых амфиболитов мамытского комплекса на востоке Мамытского сегмента 392 ± 4 млн лет. В поле распространения мамытского комплекса присутствуют тектонические линзы, сложенные меланократовыми амфиболитами куагачского комплекса, состав которых близок к N-MORB. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола из этих амфиболитов на западе Мамытского сегмента 488 ± 9 млн лет.

Гранатовые амфиболиты сходного состава на западе Сакмарского аллохтона, в р-не дер. Псянчино (псянчинский комплекс), в структуре серпентинитового меланжа слагают тектоническую пластину (200×700 м). Состав амфиболитов соответствует железистым (сумма Fe до 22 %) толеитовым базальтам нормальной щелочности. Пиковые значения метаморфизма $T = 500\text{--}600$ °C, $P = 7\text{--}9$ кбар. Pb/U возраст

(SIMS) метаморфических цирконов ($\text{Th}/\text{U} = 0.01\text{--}0.07$) из гранатовых амфиболитов 490 ± 3 млн лет.

Ранне-среднедевонские комплексы. Как отмечалось выше, возраст метаморфизма мамытского комплекса по цирконам 392 ± 4 млн лет. На севере Мамытского сегмента $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола из мамытских амфиболитов 407 ± 9 млн лет.

На западе Сакмарских аллохтонов метаморфические породы образуют обширный (2000×500 м) выход западнее Медногорска, где слагают ядро синформы, и тектонически подстилаются E_1 и O_{2-3} вулканитами. Идельбаевский комплекс представлен фенгит-кордиерит-гранатовыми с биотитом, роговой обманкой гнейсами и сланцами, гранатовыми и фенгитовыми амфиболитами. Протолитом гнейсов являлись, вероятно, докембрийские песчаники. Состав гранатовых амфиболитов соответствует умеренно-титанистым субщелочным базальтам, а фенгитовых амфиболитов – монцогаббро. Для фенгит-амфиболовых пород характерны высокие, до 3 вес. % содержания MnO, что типично для E_1 магматических пород района. Пиковые значения метаморфизма комплекса $T = 840\text{--}880$ °C, $P = 10$ кбар.

Для рутила из парасланцев U/Pb методом (TIMS) получен возраст 394 ± 2 млн лет. K-Ar возраст фенгита из этих же пород 404 ± 9 млн лет, а из фенгит-амфиболовых ортопоруд 384 ± 8 млн лет.

В Кракинских аллохтонах гранатовые и корундовые породы располагаются в структуре полосчатого комплекса, в котором чередуются дуниты, метаверлиты, метавебстериты, метагаббро. Полосчатый комплекс контактирует с дунитовым комплексом, который, в свою очередь, имеет контакты с лерцолитовым, или гарцбургитовым комплексами. Мощность уровня с гранатовыми породами 25–50 м (Готтман и др., 2014).

В структуре массива Южный Крака, в районе с. Яумбаево, в гранатовых пироксенитах гранат во внутренних частях порфировластов представлен пироп-альмандином ($\text{Prp}_{43-41}\text{Alm}_{34-36}$). В распространенных там же корундсодержащих метавулканических породах основу составляет гранобластовый агрегат паргасита

и высокоглиноземистого (7–13 вес. % Al_2O_3) клинопироксена ($\text{Enst}_{41-29}\text{Fs}_{12}\text{Woll}_{53-59}$).

Для гранатовых пород Узянского Крака отмечается регрессивная последовательность преобразований. Параметры образования сложных по минеральному составу келифитовых кайм вокруг гранатов: $P=8\text{--}13$ кбар, $T=630\text{--}720$ °C (Готтман и др., 2014).

Из гранатовых амфиболитов в районе руч. Саргая (Южный Крака) выделены зерна циркона, имеющие неровные сглаженные корродированные поверхности и низкоурановые оболочки. В ядрах сохранились участки с осцилляторными структурами с $\text{Th}/\text{U} = 0.7\text{--}2.4$, для которых получено значение U/Pb (SIMS) возраста 405 ± 2 млн лет. В районе Яумбаево структурно близко с гранатовыми амфиболитами и корундовыми метавебстеритами распространены амфиболиты, в которых содержания $\text{Sr} = 1048\text{--}2164$ г/т. Они сложены диопсидом, паргаситом, Sr-содержащим цоизитом, алланитом. Отмечается гроссуляр. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст паргасита 413 ± 9 млн лет. На западе массива Средний Крака на руч. Черный ключ $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола из габбро-амфиболитов 411 ± 2 млн лет, а на руч. Сибай $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола из горнблендитов 412 ± 9 млн лет.

На руч. Сибай габбро-амфиболиты и горнблендиты прорываются штоком амфиболовых габбро, диоритов и гранодиоритов. Из диоритов выделены короткопризматические кристаллы магматического циркона, U/Pb (SIMS) возраст которого 402 ± 1 млн л. Аналогичные породы распространены в корневой для Кракинских аллохтонов зоне Главного уральского разлома (ГУР), около с. Вознесенка. По нашим данным $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст амфибола в габбро-диоритах 400 ± 9 млн лет, а в Нуралинском массиве зоны ГУР U/Pb возраст аналогичных пород по циркону 399 ± 2 млн лет (Ферштатер и др., 2000).

Можно предположить, что метаморфизм рассмотренных комплексов, как позднекембрийского, так и девонского возраста, связан с мантийным диапиризмом и сопровождавшим его внедрением интрузий Платиноносного пояса Урала и их аналогов (Пушкарев и др., 2009; Пушкарев и др., 2019; Пушкарев и др., 2010; Рязанцев и др., 2015). На поздних стадиях этого процесса в девоне (около 400 млн лет) внедрялись гранитоиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. и др. Структура и минеральный состав келифиовых кайм в гранатовых породах массива Узянский Крака (Южный Урал) // Ежегодник-2013, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 161. 2014. С. 246–252.
2. Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В. и др. Возраст горнблендитов и экзоконтактовых метаморфических пород Первоуральского титаномагнетитового месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Ежегодник-2018, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 166. 2019. С. 158–164.
3. Пушкарев Е.В., Рязанцев А., Третьяков А. и др. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования. Литосфера, 2010. № . С. 101–133.
4. Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М. и др. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабаровинского мафит-ультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: мат-лы 3-ей межд. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2009. С. 125–132.
5. Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Голионко Б.Г. и др. Гранатовые габбро-амфиболиты в «метаморфической подошве» офиолитовых аллохтонов на Южном Урале, особенности структуры, возраст, условия образования // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты: мат-лы XLVII тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. С. 120–126.
6. Рязанцев А.В., Скобленко А.В., Голионко Б.Г. и др. Среднедевонский возраст метаморфизма гранатовых амфиболитов в подошве Кемпирсайского офиолитового аллохтона (Южный Урал): результаты U-Th-Pb (SIMS)-датирования // Доклады РАН. Науки о Земле, 2021. Т. 501. № 2. С. 132–138.
7. Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В. и др. U-Pb -возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // ДАН, 2000. Т. 371. № 1. С. 96–100.

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ СУЩЕСТВЕННО ЛЕРЦОЛИТОВОГО СОСТАВА (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А., Шабутдинов Т.Д.

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Введение

Структурный фактор в генезисе значительной части горных пород и руд глубинного происхождения играет важное, а порой определяющее значение, поэтому изучение его проявлений, запечатленных в структурах минеральных агрегатов, не менее важно, чем геохимические исследования. Ранее микроструктура исследовалась оптическим методом с использованием универсального Федоровского столика. Применение данного метода для изучения внутреннего строения ультрамафитов ксенолитов и офиолитовых комплексов в 1960–2000-е годы позволило установить повсеместное распространение признаков пластического течения, а сами породы получили название «мантийных тектонитов» (Carter, AveLallement, 1970 и др.). Наиболее значительный вклад в микроструктурное изучение ультрамафитов внесли французские исследователи (Mercier, Nicolas, 1975; Poirier, 1985), в отечественной литературе в этом направлении работали А. И. Гончаренко, А. И. Чернышов, С. А. Щербаков, Е. И. Денисова, В. Р. Шмелев (Гончаренко, 1986; Чернышов, 2001; Шмелев, 1991 и др.). Однако оптический метод давал лишь ограниченный диапазон данных (используются главным образом статистические круговые диаграммы – «прямые полюсные фигуры»), причем качество полученных данных сильно зависело от квалификации исполнителя. Среди ограничений в использовании метода также следует отметить трудоемкость, малую производительность и слабую разрешающую способность оптического микроскопа.

Таким образом, до появления автоматизированного и объективного метода дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD – electron back-scattered diffraction) микроструктурные методы являлись весьма трудоемкими и оставались уделом высококлассных петрографов, владевших навыками работы на универсальном федоровском столике. Но несколько десятилетий назад ситуация начала меняться с появлением и активным развитием коммерческих приборов, основанных на регистрации линий Кикучи ме-

тодом дифракции отраженных (обратно-рассеянных) электронов на кристаллической решетке различных материалов. За короткий промежуток времени метод EBSD прочно вошел в арсенал материаловедения и все более часто стал применяться при изучении геологических материалов.

Результаты

Нами было предпринято сравнительное исследование методом EBSD микроструктурных особенностей перидотитов двух массивов – Крака (Южный Урал) и Сыум-Кеу (Полярный Урал). Выбор именно этих двух массивов обусловлен тем, что оба они сложены преимущественно лерцолитами. В то же время, массивы лерцолитового типа на Южном Урале (Крака, Нурали, Миндяк) характеризуются сходным стилем метаморфизма (он ограничен петьчатой серпентинизацией), а массивы Полярного Урала претерпели более интенсивные изменения. Таким образом, перед исследованием была поставлена цель найти структурные свидетельства различий в эволюции ультрамафитов рассматриваемых массивов.

Одной из важных задач исследования было определение условий пластической деформации перидотитов. С этой целью определялись активные системы трансляционного скольжения в оливине. Наиболее часто это делается на основе статистических круговых диаграмм по всей выборке зерен, где показана плотность выхода главных направлений кристаллической решетки ромбической сингонии. Второй – более локальный способ – по отдельным порфирокластам с определением оси поворота и плоскости скольжения. Было установлено, что для оливина из ультрамафитов массива Северный Крака характерны высокотемпературные петроструктурные узоры, обусловленные трансляционным скольжением по системам (010) [100], (001) [100] и {0kl} [100]. При этом «множественное скольжение» наиболее интенсивно развито в дунитах. В микроструктуре оливина из ультрамафитов Сыум-Кеу запечатлены два этапа пластического течения: ранний (верхнемантийный) и поздний (нижнекоровый), первый

отвечает более высокотемпературному течению по системе $\{0kl\}$ [100], второй более низкотемпературный по системе $\{110\}$ [001].

Данные о типах микроструктур оливина, дополненные определением равновесных температур и давлений, позволяют сравнить условия, при которых происходили субсолидусные процессы в ультрамафитах и оценить сохранность мантийных меток в породах. В работе сопоставлены изученные нами перидотиты Северного Крака и Сыум-Кеу и получены довольно резкие различия, свидетельствующие о сохранности в оливине из кракинских образцов текстур мантийного этапа (несмотря на серпентинизацию), тогда как оливин из более свежих образцов Сыум-Кеу испытал рекристаллизацию (отжиг) при метаморфизме в условиях низов коры.

Обсуждение

Проведенное сопоставление ультрамафитов двух существенно лерцолитовых массивов показало, что в породах массива Северный Крак сохранены микроструктуры, сформированные на этапе его мантийной эволюции, а преобразования корового этапа были ограничены лишь низкотемпературными процессами замещения оливина и ортопироксена петельчатым серпентином ($T = 90\text{--}150\text{ }^{\circ}\text{C}$). Это подтверждается тем фактом, что все выявленные типы петроструктурных узоров относятся к высокотемпературным. При этом, интересно, что в лерцолитах отмечаются более простые узоры, а в дуните выявлено множественное скольжение. Следует также отметить, что идентифицированные типы петроструктурных узоров (текстур) соответствуют таковым, полученным экспериментально в условиях низкого и умеренного содержания водного флюида (Karato, 2008; Jung, 2017).

Напротив, породы массива Сыум-Кеу претерпели более глубокую структурную трансформацию при высоких температурах нижнекорового уровня ($T=300\text{--}600\text{ }^{\circ}\text{C}$), что привело не только к образованию парагенезисов с участием амфиболов и антигорита, но также к частичному отжигу мантийных деформационных структур и проявления нового этапа деформаций в режиме дислокационной ползучести при меньшей температуре. Об этом свидетельствуют типы выявленных петроструктурных узоров, где наряду с «реликтовыми» высокотемпературными начинают развиваться относительно низкотемпературные, что также подтверждается более низкими температурами минеральных равновесий (Shabutdinov et al., 2024), чем в ультрамафитах Северного Крака. Кроме того, следует заметить, что выявленные в ультрамафитах Сыум-Кеу текстуры деформации соответствуют

таковым, полученным экспериментально в условиях повышенных концентраций водного флюида, а такой режим скорее может встретиться в низах коры, чем в верхней мантии.

Выводы

Проведенные микроструктурные исследования в комплексе с оценкой температур и давлений с использованием двупироксеновой геотермобарометрии указывают на значительные различия в истории становления ультрамафитов двух рассмотренных массивов. Более высокие температуры и давления, а также специфические петроструктурные узоры, указывают на образование ультрамафитов Крака на границе шпинелевой и плагиоклазовой фации верхней мантии. Напротив, более низкие параметры, вероятно, соответствующие становлению в условиях нижней коры, свойственны ультрамафитам Сыум-Кеу. Сделанные нами выводы в целом подтверждают выдвинутые предшественниками (Савельева, 1987; Пучков, 2000) представления о более длительной эволюции мантийных ультрамафитов массива Сыум-Кеу по сравнению с Кракинскими и не противоречат их надсубдукционной природе.

Исследования выполнены в рамках госбюджетной темы ИГ УФИЦ РАН №FMRS-2025-0014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов / А.И. Гончаренко // Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
2. Даниленко В.Н. Применение EBSD анализа в физическом материаловедении (обзор) // Заводская лаборатория. Диагностика материалов, 2012. Т. 78. № 2. С. 28–46.
3. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
4. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.
5. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 215 с.
6. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сыум-Кеу (Полярный Урал): структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1991. 78 с.
7. Carter N.L., Ave'Lallement H.G. High-T flow dunite and peridotite // Geol. Soc. Amer. Bull., 1970. V. 81. P. 2181–2202.

8. Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review // *Geosciences Journal*, 2017. V. 21. P. 985–1011.
9. Karato S. Deformation of Earth Materials. An Introduction to the Rheology of Solid Earth // Cambridge University Press, 2008. 463 p.
10. 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. P. 454–487.
11. Poirier J.-P. Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals // London, Cambridge University Press, 1985. 287 p.
12. Shabutdinov, T.D., Saveliev, D.E., Gataullin, R.A. et al. Mineralogical Features of Ultramafic and Mafic Rocks of Syum-Keu Ophiolite (Polar Urals, Russia): Implications for Petrology and Paleogeodynamics // *Minerals*, 2024. V. 14.

СИНМЕТАМОРФИЧЕСКИЙ Al-МЕТАСОМАТОЗ РЕСТИТОВЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОЛЬХОНСКОГО ТЕРРЕЙНА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Скляров Е.В.^{1,3}, Лавренчук А.В.^{2,3}, Пушкарев Е.В.⁴

¹ *Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
skl@crust.irk.ru*

² *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

³ *Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

⁴ *Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург*

Ольхонский композитный террейн представляет собой коллаж тектонических пластин, сформированный в процессе фронтальной и косой коллизии структур Палеоазиатского океана с Сибирским кратоном в раннем палеозое (Федоровский, 2010). Степень метаморфизма пород террейна варьирует от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации, причем в центральной части террейна степень метаморфизма нарастает в направлении к контакту с Сибирским кратоном (Скляров, 2020). В пределах террейна известно более двадцати тел реститовых ультрабазитов линзообразной или округлой формы (Sklyarov, 2020; Мехоношин, 2013), которые сгруппированы в три цепочки ССВ простирания. Размеры большинства тел в большинстве случаев не превышают первых десятков метров. Только два массива Тог и Харикта достигают в размере 500 м. Контакты ультрабазитов с вмещающими породами резкие, без признаков метасоматического взаимодействия и структурного или минерального преобразования. В восточной цепочке ультрабазиты представлены тальк-тремолит-хлоритовыми породами, в центральной – дунитами и гарцбургитами, а в западной – дунитами, гарцбургитами, энстатитами и глиноземистыми ультрабазитами, обогащенными плеонастом. Среди последних обнаружены высокоглиноземистые включения с корундом и сапфирином. С телами ультрабазитов нередко ассоциируют амфибол-клинопироксен-анортитовые породы, иногда с гранатом, которые по минералогическому и химическому составу отличаются от амфиболитов метаморфической толщи.

Реститовые ультрабазиты сложены форстеритом, энстатитом и хромшпинелидом с постоянным присутствием небольших количеств клинохлора, иногда – тремолита. Серпентинизация отсутствует. Глиноземистые ультрабазиты отличаются от реститовых присутствием значительных количеств плеонаста, реже пикотита, в ассоциации с магнезиальным ильменитом и цирконом.

Выявленные два типа ультрабазитов заметно различаются по химическому составу. По сравнению

с реститами глиноземистые ультрабазиты содержат более низкие концентрации магния (27–36 вес. % MgO) и кремнезема (30–43 вес. % SiO₂), а также хрома, но характеризуются высокими содержаниями Al₂O₃ и TiO₂ (рис. 1). Содержания CaO обычно не превышают 1 вес. %. Пироксен-анортитовые породы, ассоциирующие с ультрабазитами, сложены фассаитом (до 12 вес. % Al₂O₃) и чистым анортитом, иногда с гранатомgrossуляр-альмандинового состава. По составу минералов эти породы резко отличаются от других амфиболитов Ольхонского террейна. Пироксен-анортитовые породы характеризуются очень высокими содержаниями CaO (до 23 вес. %) и глинозема (до 24 вес. % Al₂O₃) и относительно низкими магния (рис. 1).

Глиноземистые ультрабазиты, характеризующиеся высокими содержаниями магния и глинозема при низких концентрациях кальция, не известны в мантийных комплексах, поэтому мы предполагаем, что они являются результатом синметаморфического Al-метасоматоза реститовых ультрабазитов. Высокоглиноземистые породы встречаются в мантийных породах (массивы Ронда и Бени-Бушера (Morishita, 2001)), но их связывают с процессами высокобарического метаморфизма (P = 18–23 кбар) и метасоматоза габброидов. В пределах Ольхонского террейна проявления высокобарического метаморфизма не известны.

Мы предполагаем, что высокомагнезиальные глиноземистые породы сформировались в процессе высокотемпературного метасоматоза реститовых ультрабазитов на уровне амфиболитовой и гранулитовой фации метаморфизма в результате привноса в них Al в качестве главного компонента и Ti, V, Sc, Zr в качестве дополнительных элементов. Остается неясным вопрос с источником метасоматических флюидов. Поздние жилы гранитов, широко распространенные в пределах Ольхонского террейна, не оказывают существенного влияния на вмещающие породы. Можно предполагать, что источником участвующих в метасоматических процессах элементов

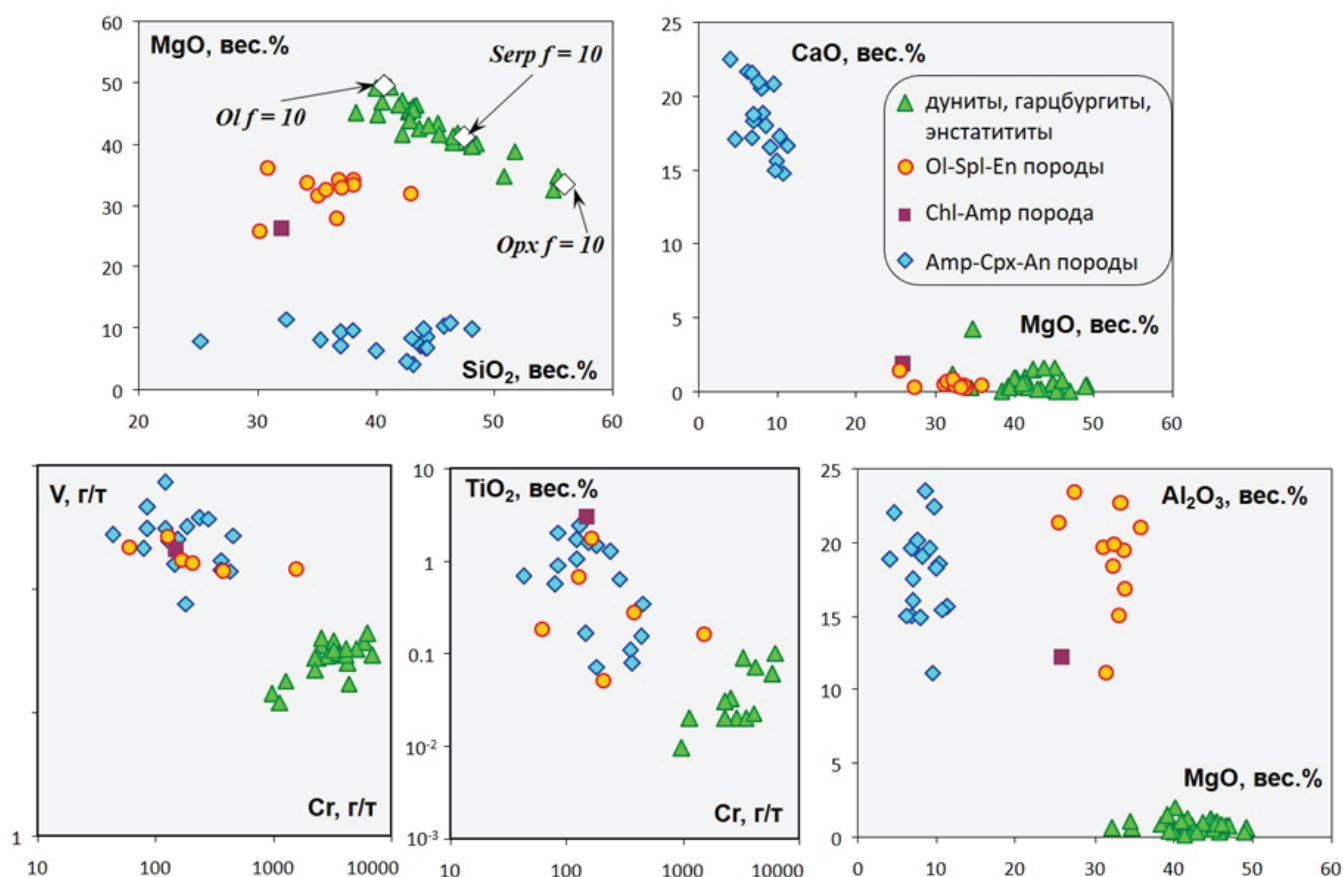


Рис. 1. Вариационные диаграммы для реститовых ультрабазитов, шпинелевых ультрабазитов и ассоциирующих Amp-Crx-An пород

являются вмещающие гнейсовые толщи. В этой связи стоит отметить, что пространственная ассоциация высокоглиноземистых пород, ультраосновных пород, в том числе ортопироксенитов, в гнейсовых толщах не является уникальной и встречается, в том числе, на Урале (Колесник, 1976).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колесник Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.
2. Мехоношин А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. и др. Реститовые гипербазиты в коллизионной системе ранних каледонид Западного Прибайкалья // Геология и геофизика, 2013. Т. 54. № 10. С. 1562–1582.
3. Склярков Е.В., Лавренчук А.В., Федоровский В.С. и др. Региональный, контактовый метаморфизм и автometаморфизм Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Петрология, 2020. Т. 28. № 1. С. 55–71.
4. Федоровский В.С., Склярков Е.В. Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика, 2010. № 4. С. 331–418.
5. Morishita T., Arai S., Gervilla F. High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages // Lithos, 2001. V. 57. P. 143–161.
6. Sklyarov E.V., Lavrenchuk A.V., Fedorovsky V.S. et al. Dismembered Ophiolite of the Olkhon Composite Terrane (Baikal, Russia): Petrology and Emplacement // Minerals, 2020. V. 10. P. 305.

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ГАББРОИДЫ Pt-Au-Pd ВАСИЛИНОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (Войкарская зона Полярного Урала)

Соболев И.Д.¹, Кондрикова А.П.¹, Якушик М.А.¹, Беляцкий Б.В.², Викентьев И.В.¹

¹ *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва
sobolev_id@mail.ru*

² *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург*

Для нового благороднометалльного (Pt-Au-Pd) малосульфидного рудопроявления Васи́линовское на участке Амфиболитовый, расположенного в 3 км к СВ от пос. Харп (Ямало-Ненецкий автономный округ), проведены детальные геологические, петрогеохимические и изотопно-геохронологические (Sm-Nd) исследования рудовмещающих в различной степени метаморфизованных габброидов, которые принято относить к позднеордовикскому дунит-верлит-клинопироксенит-габбровому кэршорскому комплексу (Шишкин и др., 2007; Прямоносков и др., 2001). По одним представлениям этот комплекс объединяет мафит-ультрамафитовые породы переходной зоны между верхней мантией и океанической корой офиолитовой ассоциации Полярного Урала (Савельев, Савельева, 1977; Строение ..., 1990; Куренков и др., 2002; Ремизов, 2004).

Согласно другой точке зрения, в составе кэршорского комплекса ошибочно объединены два генетических типа габброидов – офиолитовые (низкостронциевые, обедненные РЗЭ, $La_N/Yb_N < 0.1–0.4$) и постофиолитовые – островодужные (высокостронциевые, обогащенные РЗЭ, $La_N/Yb_N > 1$) (Шмелев, Мон, 2013).

На рудопроявлении в карьере строительного камня «Амфиболитовый» преобладают в различной степени амфиболитизированные габброиды, имеющие реликтовую габбровую структуру в сочетании с наложенной лепидогранонематобластовой. На некоторых участках встречаются габброиды, имеющие полосчатую текстуру за счет чередования темно-зеленовато-серых меланократовых и светло-серых лейкократовых разностей. Степень вторичных преобразований в этих участках нарастает вплоть до полной перекристаллизации и образования бластомилонитов (амфиболитов) с нематогранобластовой мелкокристаллической структурой. Местами в карьере присутствуют практически неизмененные темно-коричневато-серые породы, представленные слабо амфиболитизированными

габброноритами. Характер перехода габброноритов в амфиболитизированные габброиды в одних случаях макроскопически достаточно резкий и четкий, с волнистым или извилистым контактом, в других случаях амфиболитизация имеет вид пятен с ясными границами, часто приуроченными к системам пересекающихся трещин. При этом под микроскопом видно, что в зоне перехода шириной от первых мм до 1–3 см габбронориты испытали актинолитизацию, соссуритизацию и оталькование.

В других случаях вторичные изменения в габброноритах нарастают более постепенно: на участках шириной 0.5–1 м габбронориты плавно переходят в амфиболитизированные (актинолитизированные) породы с неяснополосчатой текстурой. Габбронориты характеризуются порфировидной мелко-среднезернистой габбровой структурой, массивной или слабо директивной текстурой. Породы сложены основным плагиоклазом двух генераций (вкрапленники и мелкозернистая основная масса) (25–60 об. %), клино- и ортопироксеном (40–70 об. %), роговой обманкой (около 3 об. %) и ильменит-магнетитовыми агрегатами (около 2 об. %). Роговая обманка обрастает зерна орто- и клинопироксена и ильменит-магнетитовые агрегаты. Наиболее распространенным аксессуарным минералом является апатит (менее 1 об. %), который встречается в виде включений в пироксенах и в плагиоклазе, а также образует срастания с более поздними ильменит-магнетитовыми агрегатами и присутствует в зернах амфибола. Вторичная сульфидная минерализация чаще всего представлена тонко-мелковкрапленным халькопиритом, пиритом, ±борнитом, развитыми по ильмениту и магнетиту.

По петрохимической классификации рудовмещающие породы проявления Васи́линовское на участке Амфиболитовый относятся к габброидам нормальной и пониженной щелочности. Для них характерны значительные вариации содержаний петрогенных оксидов (в мас. %): SiO₂ (41.63–55.49),

TiO₂ (0.41–0.92), Al₂O₃ (12.47–21.72), FeO_(total) (8.86–16.00), MnO (0.15–0.29), MgO (4.96–9.38), CaO (9.58–14.75), Na₂O (0.66–3.18), K₂O (0.07–0.61), P₂O₅ (0.01–0.35). Для слабо измененных габброноритов и для интенсивно амфиболизированных габброидов отмечается близкий характер распределения элементов-примесей. Характерными особенностями габброидов являются высокие содержания Sr – 231–496 г/т и невысокие суммарные содержания РЗЭ (10–35 г/т). Хондрит-нормированное распределение РЗЭ характеризуется слабым обогащением или, в отдельных случаях, незначительным обеднением легкими лантаноидами относительно тяжелых – La_N/Yb_N (0.5–2) и слабо проявленной положительной, реже отрицательной незначительной Eu-аномалией (0.8–1.7). На мультиэлементной диаграмме, демонстрирующей распределение в габброидах элементов-примесей относительно состава примитивной мантии, отмечается слабое обогащение некоторыми крупноионными литофильными элементами (Cs, Ba, Pb, Sr) относительно высокозарядных (Nb, P, Zr, Hf, в некоторых случаях Ta) и проявлены хорошо выраженные положительные аномалии по Pb и Sr и отрицательные – по Nb, Zr-Hf и Th.

Габброиды участка Амфиболитовый по геохимическим особенностям больше похожи на ранне-среднедевонские островодужные габброиды и диоритоиды собского комплекса Полярного Урала (Соболев и др., 2018; Шмелев, Мон, 2013) и на позднесилурийско-раннедевонские габброиды тагилыктылского комплекса Приполярного Урала, относящиеся к Платиноносному поясу (Шмелев, 2005), чем на типичные офиолитовые габброиды кэршорского комплекса более южных районов Полярного Урала (Ремизов и др., 2015), для которых характерен дефицит легких лантаноидов относительно тяжелых – La_N/Yb_N (0.2–1.1), а также более низкие суммарные содержания РЗЭ (0.2–4.6 г/т), Sr (19–228 г/т) и Ti (0.02–0.7 мас. %).

Для габброноритов рудопроявления впервые проведены Sm-Nd изотопно-геохронологические исследования. По 6 точкам (порода в целом, а также монофракции ортопироксена, клинопироксена, плагиоклаза, апатита и ильменит-магнетитовые сростки) получена изохрона с возрастом 377±14 млн лет ((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₀ = 0.512652±0.000018; СКВО = 2.8). Несмотря на относительно хорошую линейность полученной корреляции, аналитические данные позволяют построить две независимые 3-точечные изохроны по первично-магматическим и измененным/поздним минеральным парагенезисам (?) с близким, но различным в пределах погрешно-

сти возрастом и первичным изотопным составом: одну – по породе и минералам раннего парагенезиса (орто- и клинопироксену), соответствующую 408±21 млн лет ((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₀ = 0.512604±0.000032; СКВО = 0.058); вторую изохрону с возрастом 366±13 млн лет ((¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₀ = 0.512662±0.000013; СКВО = 0.0016) – по минералам более позднего парагенезиса (?) (ильменит-магнетитовым сросткам, апатиту) и плагиоклазу подвергнутому частичной перекристаллизации, что проявлено в изменении его химического состава. Мы предполагаем, что раннедевонская изохрона (408 млн лет) соответствует времени формирования габброноритов, вероятно, представляющих наиболее раннюю фазу собского комплекса (Шмелев, Мон, 2013; Соболев и др., 2018), а позднедевонская изохрона (366 млн лет) позволяет наметить время метаморфических преобразований, которые могли быть связаны с началом аккреции палеозойской островной дуги к Восточно-Европейскому палеоконтиненту (Кузнецов, Романюк, 2014).

Работа выполнена при поддержке гранта Минобрнауки РФ (№ проекта 13.1902.24.44, № соглашения 075-15-2024-641).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюлл. МОИП. Отдел Геол., 2014. № 5. С. 56–70.
2. Куренков С.Л., Диденко А.Н., Симонов В.Л. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
3. Прямоносцев А.П., Степанов А.Е., Григорьев В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (издание второе). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. СПб.: ВСЕГЕИ. 2001.
4. Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.
5. Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-41-XXI, XXII (Евыргорт). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. Изд. 2-е. 228 с.
6. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал) // Геотектоника, 1977. № 6. С. 46–60.

7. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 229 с.
8. Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
9. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера, 2005. № 2. С. 41–59.
10. Шмелев В.Р., Мон Ф.-Ц. Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Доклады РАН, 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215.

ДВА ПЕРЕКРЕСТНЫХ ТРЕНДА ЛОКАЛЬНОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ СУЛЬФИДОВ В ЭПГ-АНОРТОЗИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Соболев С.Н.¹, Пшеницын И.В.¹, Рязанцев К.М.¹, Арискин А.А.^{1,2}, Николаев Г.С.¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Представлены результаты изучения двух сульфидоносных анортозитовых шлиров из Йоко-Довыренского массива, которые содержат малосульфидную ЭПГ минерализацию (Кислов, 1998; Орсов, 2019). Данные анортозиты характеризуются локально неоднородным такситовым строением, включающим участки почти мономинеральных плагиоклазовых кумулатов, перемежающиеся с областями, обогащенными крупным (1 см) оливином, ойокристами орто- (до 10 см) и клинопироксена (до 15 см). Сульфидные минералы, если содержатся в макроскопических количествах, представлены субсидеронитовой вкрапленностью в интеркумулятивном пространстве плагиоклаза, а так же могут располагаться в пределах ойокристов Орх и Срх. Учитывая такую локально разняющуюся структурную позицию сульфидного

вещества в силикатной матрице, для характеристики его возможного локально неоднородного строения было выполнено химическое картирование на ЭДС на СЭМ в шлифах из разных участков. По картам с использованием средних составов сульфидных минералов (Ро, Рn, Сср, Cub) были рассчитаны составы 100% сульфида, предполагая ранее его однородность в пределах каждого домена на магматическом этапе (1200–1000 °С).

Результаты картирования (рис. 1) демонстрируют, что составы близко расположенных доменов, соединяются параллельными коннодами двух направлений. Одно из них преобладает, и предположительно относится к разделению сульфидной системы на Mss (повышенный Ni, пониженная Cu) и комплементарный сульфидный расплав (наоборот).

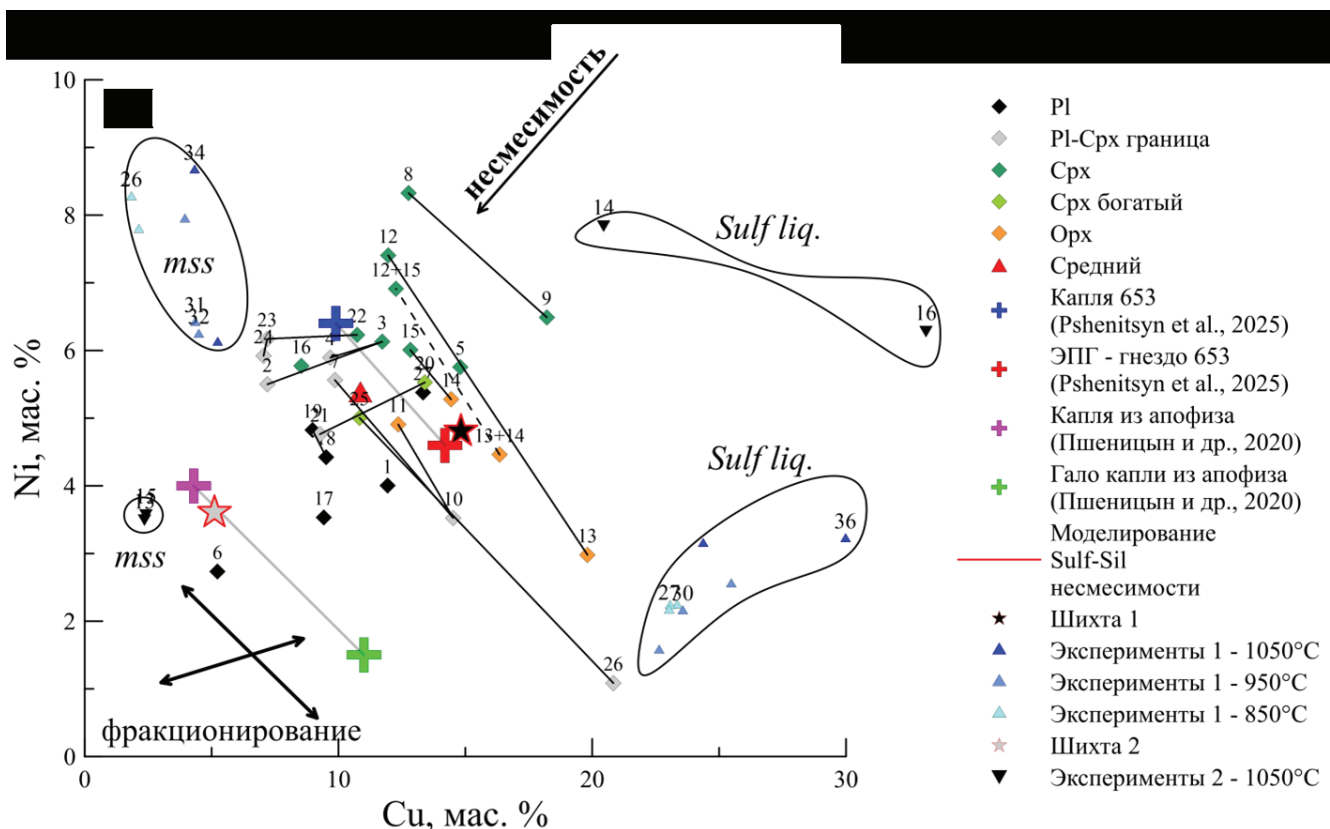


Рис. 1. Составы 100% сульфида, полученные в результате картирования сульфидных обособлений в анортозитах и продуктов экспериментов по плавлению сульфидов

Это предположение подтверждается экспериментами по плавлению в запаянных кварцевых ампулах, проведенными нами для сульфидной шихты, отвечающей по составу сульфиду более близкому к комплементарному расплаву. Надо отметить, что только единичные картированные участки по составу почти дотягивают до экспериментального сульфидного расплава, в то время как большинство карт отвечает всегда смеси Mss-расплав, но с разной долей этих компонентов. Так как наиболее высокотемпературные эксперименты проведены при $T = 1050^\circ\text{C}$, можно констатировать, что при данной температуре не только сульфидная, но и силикатная часть протоанортозитовых кристаллических каш еще была не полностью закристаллизована, что дало возможность локального разделения сульфидов на этапе последовательного выхода на котектику клино- и ортопироксена. Промежуток между последними, учитывая возможное влияние воды, согласно термодинамическому моделированию в Melts может составлять до 80°C . Полное затвердевание силикатной части породы и запираание сульфидной системы от возможного дальнейшего фракционирования (без учета флюидного переноса) могло достигаться при $T \sim 1000\text{--}980^\circ\text{C}$.

Появление второго направления конноид в принципе может быть артефактом, а может быть связано с наличием более примитивного (меньше Ni и Cu) сульфидного расплава, более близкого к характерному для начальной магмы интрузива (Пшеницын и др.,

2020). Нельзя исключать влияние прогрессирующей в процессе кристаллизации и откатывающейся при поступлении водного флюида сульфидно-силикатной несмесимости, направление которой смоделировано в Комагмат 5 и обозначено на рис. 1 стрелкой.

Исследование выполнено в рамках гранта РНФ №23-77-01036

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра, 1998. 265 с.
2. Орсоев Д.А. Анортозиты малосульфидного платиноносного горизонта (Риф I) в верхнерифейском Йоко-Довыренском массиве (Северное Прибайкалье): новые данные по составу, ЭПГ-Cu-Ni минерализации, флюидному режиму и условиям образования // Геология рудных месторождений, 2019. Т. 61. №4. С. 15–43.
3. Пшеницын И.В., Аriskин А.А., Николаев Г.С. и др. Морфология, минералогия и состав сульфидных капель в пикродолеритах из придонных апофиз Йоко-Довыренского расслоенного интрузива // Петрология, 2020. Т. 28. № 3. С. 280–297
4. Pshenitsyn I.V., Ariskin A.A., Korost D.V. et al. Sulfide globule and a localized domain ultra-enriched in PGMs in the Main Reef anorthosite from the Yoko-Dovyren massif // Minerals, 2025. V. 15. №. 2.

СУЛЬФИДНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ И Pd-Pt-Au-Ag-Rh МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НОРИЛЬСКИХ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Спиридонов Э.М.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
ernstspiridon@gmail.com*

Норильские плутогенные Ag-Au-Rh-Pt-Co-Ni-Cu-Pd месторождения расположены в СЗ углу Сибирской платформы, в зоне краевых дислокаций (Годлевский, 1968; Степанов, Туровцев, 1988). Горные породы и руды сформированы в два этапа. Первый, главный – магматический синтрапповый с возрастом $251 \pm 1 - 2$ Ma, с пневматолитовым продолжением; второй – метаморфический, посттрапповый $232 - 122$ Ma (Naldrett, 2004; Спиридонов, 2010, 2022; Spiridonov et al., 2016). На втором этапе в тектонизированных участках горные породы и руды были преобразованы с резким усложнением минерального состава.

Магматогенные образования. Часть сульфидных расплавов, сформировавших залежи сплошных руд, – продукты сульфуризации интрузивных пород и роговиков при воздействии сернистых газов, возникших при сульфатредукции осадочных ангидритов под действием метана и иных газов, выделенных при превращении углей в графит в ореолах контактового метаморфизма рудоносных интрузивов (Спиридонов, 2010). Вкрапленные, сплошные, инъекционные и импреняционные руды слагают продукты кристаллизации сульфидных расплавов: ранних – Fe-Ni, более поздних – Fe-Cu-Ni, наиболее поздних и легкоплавких – Pb-Fe-Cu-Ni. Процессы дифференциации сульфидных расплавов фиксированы различием состава их капель в магнетите. Кристаллы – моносльфидные твёрдые растворы – гексагональные Mss1, Mss2 и кубические Iss1, Iss2, Iss3, Iss4, Iss5, Iss6, PbSss, которые вначале включали всю массу благородных металлов. Индивидуальные сульфиды возникли при субсолидусных превращениях: за счёт Mss – троилит, пентландит и пирротин, местами обогащённый Rh, Ru, Ir и Os; за счёт Iss – кубанит, халькопирит, талнахит, моихукит, путоранит и пентландит; за счёт эвтектических сростаний Iss3-5+PbSss – руды, богатые галенитом с уникальными концентрациями Pd, Pt, Ag, Au, Te, Bi, Se (Годлевский, 1959; Генкин и др., 1981; Naldrett, 2004; Спиридонов и др., 2015).

Пневматолитовые образования. Сульфидные расплавы были богаты флюидами. Около каждого

тела от миниотливок до гигантских тел магматических сульфидов развиты ореолы флюидного воздействия, масштаб которых коррелирован с их размером. Минералы Pd-Pt-Au-Ag, которые возникли при флюидной переработке сульфидных твёрдых растворов, это – пневматолитовые интерметаллиды Pt-Fe, станниды, висмутиды, стибниды, плюмбиды, куприды, теллуриды и арсениды Pd-Pt, минералы Au-Ag, Au-Ag-Cu, Ag-Au-Pt-Pd-Cu, гессит и алтаит (Генкин и др. 1981; Евстигнеева, Генкин, 1990; Спиридонов, 2010, 2022; Спиридонов и др., 2015).

Мною доказано отсутствие в норильских рудах магматогенных минералов Pd-Pt-Au-Ag-Rh. Изотопный состав Pb интерметаллидов Pd руд Талнаха находится в поле состава Pb талнахских руд и отличен от руд Норильска (Спиридонов, 2022), – свидетельство различных верхнемантийных очагов этих рудных узлов. Минералы Pd-Pt-Au-Ag слагают метасомы и метакристаллы, которые пересекли и заместили минералы гр. пирротина и халькопирита, пентландит, структуры распада галенит – алтаит. Температура образования минералов Pd-Pt-Au-Ag < 410 °C, ниже температуры распада PbSss (Коваленкер и др., 1978). Ареалы минералов Pd-Pt-Au-Ag шире контуров сульфидных залежей и соответствуют ореолам флюидного воздействия около них. С минералами Pd, Pt, Au нередко сростались хлорсодержащие сульфиды K и Tl – джерфишерит и талфенисит; их псевдоморфозы по халькопириту богаты Cu, по пентландиту – Ni. Это – доказательство флюидно-метасоматического, пневматолитового генезиса джерфишерита и талфенисита и парагенных минералов Pd, Pt, Au (Спиридонов, 2022).

Пневматолитовые минералы благородных металлов возникли после некоторой тектонизации сульфидных руд. Заметная часть паоловита, соболевскита, геверсита, нигглиита, мончеита, золота... – продукты субсолидусных превращений ранних интерметаллидов Pd и Pt. Сульфидные руды, богатые минералам гр. халькопирита, нередко богаты сперрилитом, его состав обычно близок к $PtAs_2$. В участках руд с обилием геверсита $PtSb_2$ – метакристаллы позд-

него сперрилита содержат до 11 мас. % Sb. Руды пирротинового состава включают сростки сперрилита и холингвортита $RhAsS$, состав сперрилита в них – $(Pt_{0.98}Rh_{0.02})_1(As_{1.97}Se_{0.03})_2$, состав холингвортита – $(Rh_{0.71}Pt_{0.12}Ru_{0.11}Ir_{0.05})_{0.99}As_{1.01}S_{0.99}Se_{0.01}$. Сперрилит в пирротиновых рудах – продукт реакции флюидов, обогащённых As и Pt, с пирротинном. Очевидно, что эти же флюиды извлекли Rh, Ru и Ir из твёрдого раствора пирротина при образовании холингвортита.

Метаморфогенные образования. В рудах, захваченных метаморфизмом цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций развиты высокоцит PdS , брэггит $PdPt_3S_4$ и куперит PtS , палладоарсенид, хараелахит, серебро, аргентопентландит... (Spiridonov et al., 2016), Rh пентландит, Rh пирит. Среди них впервые установлены метаморфогенно-гидротермальные звягинцевит, Pd пентландит, палладоталлит, айтенобогартит. По строению интрузивов, типам руд, ассоциациям и эволюции минералов платиновых металлов **Норильск** – антипод Бушвелда, **антиБушвелд**.

Работа выполнена по госбюджетной теме № 121061600049-4 (ЦИТИС) «Минералогическое изучение месторождений Арктической зоны России с целью их комплексного освоения» с использованием оборудования, приобретённого по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Генкин А.Д., Дистлер В.В., Филимонова А.А. и др. Сульфидные руды Норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 286 с.
- Годлевский М.Н. Магматические месторождения. В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7–83.
- Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д. Платинометальная минерализация норильских медно-никелевых руд: природные и экспериментальные данные. В кн.: Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: 1990. С. 98–106.
- Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Павлов Е.Г. О распаде природного твёрдого раствора в системе $PbS - PbTe$. В кн.: Упорядоченность и распад твердых растворов в минералах. М.: Наука. 1979. С. 185–190.
- Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. С. 1356–1378.
- Спиридонов Э.М. Норильские рудоносные интрузивы и сульфидные руды. К 120-летию М.Н. Годлевского // Отечественная геология. 2022. № 6. С. 95–116.
- Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Серова А.А. и др. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 447–476.
- Степанов В.К., Туровцев Д.М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ, 1988. Вып. 223. С. 86–94.
- Naldrett A.J. Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and exploration. Berlin – Heidelberg – N. Y. Springer: 2004. 727 p.
- Spiridonov E.M., Serova A.A., Kulikova I.M. Metamorphic-hydrothermal Ag-Pd-Pt mineralization in the Noril'sk sulfide ore deposit, Siberia // Canad. Mineral, 2016. V. 54. P. 429–452.

СУЛЬФИДНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ И Pd-Pt-Au-Ag-Rh-Ru-Os-Ir МИНЕРАЛИЗАЦИЯ БАЙКАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО ПЛАГИОПЕРИДОТИТ-ТРОКТОЛИТ-АНОРТОЗИТ-ГАББРОНОРИТОВОГО ПЛУТОНА В БАЙКАЛИДАХ СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Спиридонов Э.М.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
ernstspiridon@gmail.com*

Йоко-Довыренский плутон в придонной части включает Байкальское месторождение сульфидных Cu-Ni руд с Rh-Pt-Pd минерализацией (частью размещенное и в экзоконтакте), по всему разрезу, в основном у границ нижней толщи плагиоперидотитов с троктолитами и троктолитов (+ анортозиты) с верхними габброноритами развиты гнезда магматических сульфидов с минералами Pd-Pt-Au-Ag (Гурулёв, 1965; Качаровская, 1986; Кислов, 1998; Орсоев, 2008; Арискин и др., 2013). Горные породы и руды сформированы в 2 этапа. Первый, главный – магматический с возрастом 728 ± 5 Ма, с пневматолитовым продолжением; второй – метаморфический 673 ± 15 Ма (Арискин и др., 2013; Спиридонов и др., 2018). На втором этапе в тектонизированных участках горные породы и руды были преобразованы с резким усложнением минерального состава.

Магматические образования. Акцессорные Ru-Ir осмий, Pt-Ir осмий и лаурит, капселированные в кумулятивном алюмохромите в оливине, – раннемагматические (Спиридонов и др., 2018). Вверх по разрезу лаурит обогащается Os. Наличие самородного осмия и отсутствие капель сульфидов в кумулятивных оливине и алюмохромите свидетельствует, что исходная пикробазальтовая магма была недосыщена S. В то же время, пирротин, троилит, пентландит, халькопирит, кубанит, талнахит руд плутона и месторождения – продукты субсолидных превращений высокотемпературных сульфидных твёрдых растворов Mss_1 , Mss_2 , Iss_1 , Iss_2 , Iss_3 , Iss_4 , Iss_5 , которые кристаллизовались из Fe-Ni-S и Fe-Cu-Ni-S расплавов (Спиридонов и др., 2019а, б).

Когда и как возникли сульфидные расплавы?

Л. Н. Качаровская и Д. А. Орсоев установили зависимость состава руд от состава вмещающих пород: среди богатых оливином магматитов в рудах много пентландита, среди безоливиновых – мало. Поэтому гипотезу о перколяции сульфидного расплава сквозь весь объём интрузива для создания придонного Байкальского месторождения нужно оставить. Чем больше сульфидов в рудах, тем в них ниже содер-

жание благородных металлов на 100% сульфидную массу. Итак, для образования существенного количества сульфидных расплавов необходим привнос серы из внешних источников. Интрузив залегает в толще с мощными горизонтами пиритовых углеродистых сланцев. На реальность участия S, As и Ge из контактово-метаморфизованных пиритовых сланцев в рудах Байкальского месторождения указывает наличие в них сперрилита $PtAs_2$ (Качаровская, 1986 и др.) и холингвортита $RhAsS$ (Спиридонов, 2025) (при их отсутствии в рудах внутренних частей плутона) и наличие в рудах палладогерманита (Спиридонов и др., 2019б). Итак, вероятный основной источник серы для магматогенных сульфидных руд Байкальского месторождения и гнездовых руд внутри Йоко-Довыренского интрузива ясен. Установлено, что основной процесс образования сульфидных расплавов – сульфуризация, при этом, была замещена почти вся масса титаномагнетита и оливина, часть пироксенов, хромшпинелида и плагиоклаза; возникли новообразованные Cr-ильменит, Zn-Mn-Ti-кулсонит – хроммагнетит с 14–17 мас. % V_2O_5 . Мною доказано отсутствие в байкальских рудах магматогенных минералов Pd-Pt-Au.

Пневматолитовые образования. Возникшие сульфидные расплавы как губка впитали K, Cl, Pb, благородные металлы, Te, Bi, Sn из магматитов Йоко-Довырена. Около каждого тела магматических сульфидов от микроскопического до крупных гнезд и жил развиты ореолы флюидного воздействия, сложенные богатыми хлором флогопитом и амфиболами (Кислов, 1998). Метакристаллы и микропрожилки минералов Pd-Pt-Au-Ag и алтаит возникли после некоторой тектонизации и развиты среди сульфидов, на контактах сульфидов и силикатной матрицы пород и среди последней. Они возникли при флюидном привносе Pd, Pt, Au, Ag, Te, Bi, Sn, As, Cd, Hg, Ge; Fe, Cu, Pb – заимствованы из сульфидов (Спиридонов и др., 2019б). Показательны вариации состава множества мелких метакристаллов мончеита $Pd(Te, Bi)_2$, которые развиты вдоль трещины в халькопирите; на протяже-

нии 0.3 мм в них содержание Vt меняется в 5 раз, Pb – в 15 раз, Hg = в 20 раз, такое возможно только у флюидно-метасоматических = пневматолитовых образований (Спиридонов и др., 2019а). Байкальские руды пирротинового состава включают сростания сперрилита и секториального холингвортита; состав сперрилита в них – $(\text{Pt}_{0.98}\text{Rh}_{0.02})_1(\text{As}_{1.94}\text{Sb}_{0.06})_2$, холингвортит в октаэдрических секторах обогащён Pt , его состав – $(\text{Rh}_{0.84}\text{Pt}_{0.05}\text{Ir}_{0.02}\text{Co}_{0.04}\text{Ni}_{0.04}\text{Fe}_{0.02})_{1.01}\text{As}_1\text{S}_{0.99}$; в тетраэдрических – обогащён Co , его состав – $(\text{Rh}_{0.83}\text{Ir}_{0.01}\text{Co}_{0.08}\text{Ni}_{0.04}\text{Fe}_{0.02})_{0.98}\text{As}_{0.98}\text{S}_{1.02}\text{Se}_{0.02}$ (Спиридонов, 2025). Сперрилит в пирротиновых рудах – продукт реакции флюидов, обогащённых As и Pt , с пирротинном. Очевидно, что эти же флюиды извлекли Rh и Ir из твёрдого раствора пирротина при образовании холингвортита.

Метаморфогенные образования. Плутон, месторождение и породы рамы тектонизированы, поставлены «на голову», захвачены низкоградным метаморфизмом, процессы которого на 55 Ма моложе плутона (Арискин и др., 2013). В рудах, захваченных метаморфизмом цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций, развиты Ni -пирит, халькозин, миллерит, маухерит, макинавит, Co -, Cu -, Ag -пентландит, Rh -кобальтин, серебро, Cd -сфалерит, Pd платина, платина, Hg-Pb -теларггалит, туламинит (феррокупроплатина), Ru -осарсит, Rh-Pd-Pt -ирарсит, Ir -платарсит, Se -платарсит, висмут, Se -галенит, клаусталит, потарит PdHg ; в них впервые установлен нильсенит PdCu_3 метаморфогенно-гидротермального генезиса (Спиридонов, 2020).

Работа выполнена по плану НИР кафедры минералогии, с использованием оборудования, приобретённого по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г. и др. Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия, 2013. № 11. С. 955–1052.
2. Гурулёв С.А. Геология и условия формирования Йоко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.
3. Качаровская Л.Н. Сульфидные медно-никелевые руды Йоко-Довыренского расслоенного плутона (состав и условия образования): Дисс. канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 1986. 180 с.
4. Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1998. 264 с.
5. Орсов Д.А. Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбровый массив и его платиноносность. В кн.: Благороднометальная минерализация в расслоенных ультрабазит – базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель. 2008. 194 с.
6. Спиридонов Э.М. Метаморфогенно-гидротермальный нильсенит PdCu_3 сульфидоносных анортозитов Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Доклады РАН, 2020. Т. 494. № 1. С. 49–52.
7. Спиридонов Э.М. Сростания холингвортита и сперрилита в сульфидных Cu-Ni рудах Байкальского и Норильского месторождений // Вестник МГУ. Геология, 2025. № 3. С. 9–15.
8. Спиридонов Э.М., Арискин А.А., Кислов Е.В. и др. Лаурит и иридий осмий в плагиоклазовых лерцолитах низов гипербазит-базитового Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений, 2018. Т. 60. № 3. С. 1–10.
9. Спиридонов Э.М., Орсов Д.А., Арискин А.А. и др. Hg - и Cd -содержащие минералы Pd , Pt , Au , Ag сульфидоносных базитов и гипербазитов Йоко-Довыренского интрузива в байкалидах Северного Прибайкалья // Геохимия, 2019а. Т. 64. № 1. С. 43–58.
10. Спиридонов Э.М., Орсов Д.А., Арискин А.А. и др. Ge -содержащие минералы палладия – палладогерманид Pd_2Ge , Ge -паоловит $\text{Pd}_2(\text{Sn}, \text{Ge})$, звягинцевит сульфидоносных анортозитов Йоко-Довыренского интрузива, Прибайкалье // Геохимия, 2019б. Т. 64. № 5. С. 554–558.

**ЗОЛОТАЯ ГОРА (КАРАБАШСКОЕ) – ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ
ПЛУТОНОГЕННОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ГИПАБИССАЛЬНОЙ ФАЦИИ,
РАЗМЕЩЁННОЕ В ЛИСТВЕНИТИЗИРОВАННЫХ В РАЗЛИЧНОЙ
СТЕПЕНИ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ АПОПИКРИТОВЫХ
РОДИНГИТАХ И ОКРУЖАЮЩИХ СЕРПЕНТИНИТАХ**

Спиридонов Э.М.

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
ernstspiridon@gmail.com*

Месторождение Золотая Гора (Карабашское) имеет к альпинотипным гипербазитам такое же отношение (Спиридонов и др., 1995; Спиридонов, Плетнёв, 2002), как красичные золото-карбонат-кварцевые жилы в лиственитах Берёзовского месторождения к вмещающим апогипербазитовым серпентинитам (Бородаевский, Бородаевская, 1947; Ершова, Левитан, 1978; Бородаевский и др., 1984). Для тех и других офиолиты – просто рудовмещающая среда. Р.О. Берзон на примере Золотой Горы выделил золото-родингитовую формацию (Берзон, 1982; Бородаевский, Берзон, 1984). Это понятие активно использует В.В. Мурзин (Мурзин и др., 2005; Murzin et al., 2016).

Мною доказано, что такой формации нет, т.к. руды Золотой Горы размещены в лиственитизированных родингитах и серпентинитах с хлорит-карбонатными, кварц-карбонатными и кварцевыми прожилками с минералами золота, один из прожилков кварца заключал самородок медистого золота 100 г – это продукты послегранодиоритовой гидротермальной деятельности; параметры их образования (Т, Р, давление, состав флюидов, изотопный состав О и С) типичны для гипабиссальных плутоногенных месторождений Au (Спиридонов, 1995; Спиридонов, Плетнёв, 2002а, б, в).

Золотая Гора – особое Au месторождение с ярко проявленной зональностью рудоотложения по составу вмещающей среды. Оно уникально по геологическому строению: его штокверковые рудные зоны контролируют дайкообразные тела родингитов среди серпентинитов; в родингиты превращены щелочные пикриты даек девонского возраста, секущих дуниты и гарцбургиты ордовика, которые далее превращены в серпентиниты; догранодиоритовые образования: ранние лизардитовые серпентиниты и тёмноокрашенные родингиты, богатые везувианом и богатым Ti grossуляр-андрадитом, они изофациальны зеленокаменным колчеданосным вулканитам девона Соймоновской долины (Ракчеев, 1977), метаморфи-

зованным в условиях от пумпеллиит-актинолитовой фации до фации зелёных сланцев – Т 390–420 °С, Р ~4–5 кбар (Спиридонов, Плетнёв, 2002а); поздние антигоритовые серпентиниты и светлоокрашенные родингиты с вкрапленностью меди, богатые магнетитом, титанитом и кальцитом – Т 380 °С по изотопному составу кислорода в парагенезе антигорит ($\delta^{18}\text{O}$ SMOW = –8.5‰) – магнетит ($\delta^{18}\text{O}$ SMOW = +1.8‰) (аналитик В. И. Устинов, ГЕОХИ); они пересечены прожилками хризотила и железистого пумпеллиита, наиболее поздними прожилками с низкотемпературным <250 °С парагенезом пентландит+миллерит; все эти образования контактово метаморфизованы около мелких интрузивов тоналит-гранодиоритовой формации C_{1-2} , преимущественно в западной части Карабашского гипербазитового массива; более поздние послегранодиоритовые гидротермально-метасоматические образования C_{1-2} представляют гумбеиты высокотемпературной кальцит-доломит-флогопитовой фации с цирконом, монацитом, эшинитом, торианитом..., развитые на юге Золотой Горы (Спиридонов, 2015), возраст торианита 306–320, средний 317 млн лет (Вотяков и др., 2011); пропилиты и тальк-карбонатные метасоматиты пропилитовой формации, развитыми на юго-западе Золотой Горы (Спиридонов и др., 2002в); лиственитизированные породы с Au минерализацией C_{1-2} . Оно уникально по минеральному составу: главные рудные минералы магнетит и халькозин; орселит, маухерит, никелин, брейтгауптит и златогорит; минералы группы медистого золота и амальгамы Au-Ag вместо пирита и халькопирита; арсенопирита, блёклых руд и герсдорфита; серебросодержащего золота обычных гидротермальных месторождений золота (Спиридонов и др., 1995; Спиридонов, Плетнёв, 2002а).

Листвениты – продукты послегранитоидного углекислого (сероводородно-хлороводородно-углекислого) метасоматоза пород гипербазитового состава

(Бородаевский, Бородаевская, 1947; Коржинский, 1953; Зарайский, 1989; Спиридонов, 1995).

Работа выполнена по программе НИР кафедры минералогии МГУ с использованием оборудования, приобретённого по программе развития МГУ им. М.В. Ломоносова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзон Р.О. Золоторудные метасоматические формации офиолитовых поясов. В кн. Метасоматизм и рудообразование. Л.: Недра, 1982. С. 9–10.
2. Берзон Р.О., Бородаевский Н.И. Месторождение Золотая Гора. В кн. Золоторудные месторождения СССР. М.: Недра, 1984. Т. 1. С. 187–195.
3. Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б. Берёзовское рудное поле. М.: Металлургиздат, 1947. 264 с.
4. Бородаевский Н.И., Ершова Н.А., Егорова Н.А. и др. Берёзовское месторождение. В кн.: Золоторудные месторождения СССР. М.: Недра, 1984. Т. 1. С. 7–53.
5. Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. 336 с.
6. Ершова Н.А., Левитан Г.М. О связи золотого оруденения с гранитоидами на примере Шарташского массива (Средний Урал) // Тр. ЦНИГРИ, 1978. Вып. 136. С. 76–92.
7. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических горных пород. М.: Наука, 1989. 342 с.
8. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 1953. С. 334–456.
9. Мурзин В.В., Варламов Д.А., Попов В.А. и др. Минералого-геохимические особенности золото-редкометалльно-редкоземельной минерализации хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Южный Урал) // Урал. минерал. сб. № 13. Миасс: Институт минералогии УРО РАН, 2005. С. 123–145.
10. Ракчеев А.Д. Геология и структура Карабашских колчеданных месторождений на Урале // Бюлл. МОИП. Отд. Геол, 1977. Т. 52. Вып. 4. С. 20–37.
11. Спиридонов Э.М. Инверсионная плутогенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геология рудных м-ний, 1995. Т. 37. № 3. С. 179–207.
12. Спиридонов Э.М. Гумбеитовая формация Урала. В кн.: Минералогия во всём пространстве сего слова. СПб.: РМО, 2015. С. 141–143.
13. Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Научный Мир, 2002а. 220 с.
14. Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А. Метасоматиты березит-лиственитовой формации Золотой Горы (гора Карабаш) // Уральский геол. журнал, 2002б. № 3. С. 37–47.
15. Спиридонов Э.М., Плетнёв П.А. Метасоматиты пропилитовой формации Золотой Горы (гора Карабаш) // Уральский геол. журнал, 2002в. № 3. С. 49–58.
16. Спиридонов Э.М., Спиридонов Ф.М., Кабалов Ю.К. и др. Златогорит CuNiSb_2 – новый минерал лиственитизированных родингитов месторождения Золотая Гора (Средний Урал) // Вестн. МГУ. Сер. геол., 1995. № 5. С. 57–64.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РУДОКОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ КАРБОНАТИТОВЫХ РАСПЛАВОВ СО ВМЕЩАЮЩИМИ ГРАНИТАМИ В КОРОВЫХ УСЛОВИЯХ

Старикова А.Е., Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г.

*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
starikova@igm.nsc.ru*

Щелочные и щелочно-карбонатитовые комплексы служат основным источником редкоземельных и некоторых редкометаллических элементов (таких как Nb, Zr, Ta). Крупнейшие месторождения связаны с щелочными кремне-недосыщенными магматическими породами и карбонатитами, например, Нечалачо (Канада), Ловозеро и Хибинская группа (Россия), Боян-Обо (Китай) и многие другие. Комплексы щелочных гранитов А типа также нередко содержат промышленные концентрации рудных компонентов. Катугинское (Ta-Nb-Y-Zr-REE-криолит) месторождение (Забайкальский край) относится к крупнейшим, а по содержанию Y – к уникальнейшим; месторождениям мира (Архангельская и др., 1993).

Наши предыдущие исследования позволили обосновать 2-х стадийную модель формирования Катугинского месторождения: 2.07–2.05 млрд лет – кристаллизация щелочных высокофтористых аноргенных гранитов катугинского комплекса, с которой связано образование HFSE минерализации; 1.91–1.90 млрд лет – прогрев гранитов катугинского комплекса под воздействием гранитоидного магматизма, сопровождавшего финальный процесс сборки юго-восточной части Сибирского кратона и воздействие солевых расплавов на граниты, что в свою очередь привело к перераспределению REE+Y и Nb минерализации. Источником солевых расплавов могли служить вмещающие породы – в этом случае их можно отнести к коровым карбонатитам – либо глубинные расплавы, что позволяет предположить дополнительный привнос рудных компонентов.

Для выявления особенностей перераспределения рудных компонентов в ходе воздействия карбонатитовых расплавов на граниты нами была проведена серия экспериментов с различной временной выдержкой с использованием гидротермального автоклава с быстрой закалкой (ИГМ СО РАН) при 700 °C и 200 МПа. Пропорции мольного содержания элементов в солевой смеси были взяты согласно исходному составу расплава, рассчитанному для карбонатитов Олдоиньо Ленгаи (Танзания) (Weidendorfer et al., 2017): Na/Ca/C/F/H ~ 1/3/2.6/0.5/0.8. В некоторые солевые

смеси были добавлены рудные компоненты (Nb₂O₅, Ce₂O₃, Y₂O₃) в молярных пропорциях Nb/Ce/Y ~ 1/1/2 согласно составу рудных обособлений Катугинского месторождения. В качестве вмещающих гранитов для экспериментов были использованы как безрудные, так и рудные граниты. В качестве последних выступали различные типы гранитов катугинского комплекса. Полученные в экспериментах образцы были исследованы с использованием методов оптической и электронной сканирующей микроскопии, а также КР-спектроскопии. В изученных образцах вокруг фрагментов гранитов наблюдаются продукты контактово-метасоматических реакций, чаще всего представленные Na-Ca F-содержащими силикатами и волластонитом. Также в образцах было обнаружено стекло с высоким содержанием SiO₂ (более 65 мас. %) и щелочей (Na₂O+K₂O более 9 мас. %). В экспериментах с безрудным гранитом Nb концентрировался преимущественно в новообразованных Ti фазах – рутиле и щелочном титаносиликате, в то время как Ce и Y диагностировались в Na-Ca F-содержащих силикатах из зоны контакта с гранитом и в стекле.

Контактово-метасоматические процессы в экспериментах происходили с отделением углекислотного либо водно-углекислотного флюида, законсервированного в виде включений в залеченных трещинах в кварце. Изучение образцов методом КР спектроскопии показало интенсивные полосы в области 1500–2900 см⁻¹ в спектрах включений и стекла. В этом диапазоне не проявляются колебания известных функциональных групп неорганических соединений, и появление линий, вероятно, связано с люминесценцией редкоземельных элементов (Lenz et al., 2015). Присутствие этих полос в спектрах углекислотных включений в кварце может быть обусловлено тем, что редкоземельные элементы частично концентрировались и переносились углекислотным флюидом при его отделении. Это хорошо согласуется с данными, полученными при изучении новообразованных цирконов Катугинского комплекса: цирконы содержат большое количество включений с высокоплотной CO₂ и редкоземельными фазами (Starikova et al., 2024).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-17-00078-II (<https://rscf.ru/project/22-17-00078/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельская В.В., Казанский В.И., Прохоров К.В. и др. Геологическое строение, зональность и условия образования Катугинского Ta-Nb-Zr-месторождения (Чаро-Удоканский район, Восточная Сибирь) // Геология рудн. месторождений, 1993. Т. 35. № 2. С. 115–131.
2. Lenz C., Nasdala L., Talla D. et al. Laser-induced REE³⁺ photoluminescence of selected accessory minerals – An «advantageous artefact» in Raman spectroscopy // Chem. Geol., 2015. V. 415. P. 1–16.
3. Starikova A.E., Doroshkevich A.G., Sklyarov E.V. et al. Magmatism and metasomatism in the formation of the Katugin Nb-Ta-REE-Zr-cryolite deposit, eastern Siberia, Russia: Evidence from zircon data // Lithos, 2024. V. 472–473.
4. Weidendorfer D., Schmidt M.W., Mattsson H.B. A common origin of carbonatite magmas // Geology, 2017. V. 45. № 6. P. 507–510.

О К-Ar ВОЗРАСТЕ ДРЕВНЕЙШИХ ПОРОД ЗОНЫ ЗЮРАТКУЛЬСКОГО РАЗЛОМА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ (К-Ar геохронология)

Степанов А.И.

*Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
step@igg.uran.ru*

На Южном Урале в пределах зоны Зюраткульского разлома располагается два уникальных комплекса древнейших мафит-ультрамафитовых пород: оливин-плаггиоклазовые клинопироксениты и оливиновые габбронориты. В принципе, это единое образование, сложенное, по-видимому, аналогично нижней зоне Цагинского массива габбро-лабродоритовой формации Кольского региона: вверху перидотиты и пироксениты, ниже – габбро и габбронориты (Пожиленко и др., 2008). Клинопироксениты приурочены к северной части разлома (г. Карандаш) среди метаморфитов Александровского комплекса в виде тектонического клина $25 \times (1.5 \div 2.5)$ км (Пыстин, 1994), габбронориты – к южной, в виде тектонически перемещенных блоков вдоль западного края ее (Гревцов и др., 1974).

При датировании комплекса плаггиоклаз-оливиновых клинопироксенитов по одной его разновидности – израндиту, не имеющему аналога на Урале и обладающему исключительной сохранностью всех минералов, К-Ar методом был получен высокий возраст 4.20 ± 0.15 млрд лет (Овчинников и др., 1968). Израндит имеет ряд особенностей, таких как нетипичный состав пироксена, высокая железистость оливина, основность плаггиоклаза выше 51% (до 80%), кумулятивная структура – все это сближает ее с породами расслоенных основных магматических пород древних щитов и срединных массивов (Кориневский и др., 2009).

Физические и химические характеристики, позволяющие также относить израндит к мантийным образованиям. Детальное изучение окружения выхода израндита показало его резко тектонические контакты и привело к мнению о блоке породы, перемещенном из мантии в очень раннее время (Овчинников и др., 1968) при наличии тонкой земной коры на Ю. Урале (Огаринов, 1974). Кроме того, зерна акцессорных Ti-Fe рудных минералов ряда **магнетит** (Fe_3O_4) – **ульвошпинель** (Fe_2TiO_4) часто имеют структуру не распавшегося твердого раствора (ТР), сохранившуюся только в израндите, что указывает на ранний подъем пород в зону с температурой

ниже 850°C (усредненная от $840\text{--}860^\circ\text{C}$, «пороговая температура» пироксена), обеспечивающей накопление радиогенного ^{40}Ar в породе и дающей возможность достоверно датировать изучаемый минерал. Реальность этого значения может подтверждаться тем, что ко времени 4.4 млрд лет на Земле уже была образована панглобальная мафическая протокора (Блюман, 2015). Поэтому значение 4.20 ± 0.15 млрд лет с высокой вероятностью можно считать *достоверным* возрастом израндита.

Возраст плаггиоклаз-оливиновых клинопироксенитов со значением 3.3 ± 0.1 млрд лет, возможно, является реперным в обозначении интенсивных тектонических процессов (вероятней всего – подъема), выведших уже весь комплекс в зону температур ниже 850°C (Овчинников и др., 1981). Структура ТР за период (4.2–3.3 млрд лет) распалась, и к моменту этапа подъема и формирования шовной структуры (3.2–3.3 млрд лет, возможно 3.5 млрд лет, U-Pb метод) остались реликты распавшегося ТР и развита сегрегация ильменита.

Возраст оливиновых габброноритов определялся на основе изучения геолого-геохронологического разреза по кварцшлагу длиной 86 м между двумя рудными телами на горизонте 166 м шахты Центральная Кусинского месторождения. При изучении разреза (по шлифам, через 40 см) выявились особенности: в непосредственном контакте с рудными телами расположены *амфиболиты*; к середине межрудных интервалов они сменяются *габбро-амфиболитами*, *амфиболовыми габбро* и *габброноритами*, при этом породы вначале подверглись тектонике, затем метаморфизованы.

Датирование пород габброноритового комплекса проведено по минералам:

– *Пироксен*, моноклинный и ромбический (безусловно, неизменен) из габбронорита;

– *Плаггиоклаз*: а) первичный плаггиоклаз, №№ 50–70 (изредка до № 80), бурый только в габброноритах; б) плаггиоклаз, полностью перекристаллизован до №№ 30–40, светлый; в) плаггиоклаз полностью перекристаллизован и сосюритизирован;

– *Амфибол*: из амфиболитов, полевошпатовых и бесполевошпатовых, как конечный продукт преобразования первичных пироксенов габброидов.

Полученные значения возраста распадаются на группы:

Неискаженные значения. В эту группу входят значения оливиновых габброноритов, полученные по сосуществующим неизменным минералам – пироксену и плагиоклазу (с основностью выше № 55–60), для них характерны совпадающие цифры возраста 3.20–3.28 млрд лет. Эти значения отражают, скорее всего, время остывания породы при температуре ниже 850 °С. В рудных зернах имеются следы более ранних первичных преобразований: отсутствие структуры ТР рудных Ti-Fe минералов и редкость структур его распада. К этой же группе относятся значения по неизменной метаморфической жедрит-антофиллит-куммингтонитовой роговой обманке и около рудному амфиболу. Это *достоверные* значения.

Завышенные (искаженные) значения получены только по измененным (до 40%–30%) плагиоклазам из амфиболовых разностей габброидов за счет захвата ⁴⁰Ar извне при их перекристаллизации. В датировании непригодны.

Заниженные значения, по отношению к первичным связаны с формированием рудных зон и степень занижения зависит от близости к ним. Реальность значений возраста, отмечающих времени проявления метаморфических процессов, основана на отсутствии следов наложенных поздних процессов, отсутствии реликтов первичных минералов. Эти значения по амфиболам отражают время формирования рудных тел, приняты *достоверными*. Оценка и анализ *достоверных* значений возраста приводит к выводу об этапном развитии кусинского габброноритового комплекса, где четко выделяются этапы активности процессов:

– **3300 (3280) – 3200** млн лет – время выхода первичных пород при остывании в зону с температурой ниже 850 °С при подъеме блоков в период ранних тектонических движений;

– **2700 (2800) – 2600** млн лет – образование жедрит-куммингтонит-антофиллитовой роговой обманки, процесс ранней амфиболизации габброноритов;

– **1800 – (1720) – 1650** млн лет – формирование дорудных анортозитов;

– **(1300±30)** млн лет: 1320 (1318) – 1290 (1270) млн лет – амфиболы вблизи рудных зон. Это рудный процесс, окончание формирования руд и завершение метаморфической эволюции непосредственно Кусинского блока габброноритов.

Изучение геологического материала для К-Аг метода позволило:

а) предположить первичный возраст израндит-клинопироксенитового (4.20±0.15 млрд лет) и габброноритового (более 3.3±0.1 млрд лет) комплексов;

б) показать динамику основных процессов их метаморфизма;

в) отметить необходимость детального изучения условий их формирования как наиболее древних, возможно, доархейских (постаккреционных?) магматических кристаллических пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блюман Б.А. Эволюция событий в истории развития Земли от 4.5 до 0.9 миллиардов лет. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015. 312 с.
2. Гревцов Г.А., Фоминых В.Г. О геологическом положении и возрасте кусинских габброидов на Южном Урале. Ежегодник-1973. ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. 55 с.
3. Кориневский В.И., Котляров В.А. Минералогия плагиоклаз-оливинового клинопироксенита (израндита) Урала. Литосфера, № 4. 2009 С. 27–41.
4. Огарин И.С. Глубинное строение Урала. АН СССР. М.: Наука, 1974. 68 с.
5. Овчинников Л.Н., Дунаев С.А. О древнейшей горной породе Урала. М.: Наука. 1968. С.200–209.
6. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Вороновский С.Н. О причинах искажения калий-аргоновых дат // Проблемы геохронологии и изотопной геологии. Т.3. М.: Наука, 1981. С. 3–31.
7. Пожиленко В.И., Радченко М.К. Петрографические и петрохимические особенности пород габбро-лабрадоритовой формации Кольского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 2008. 194 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ И МИНЕРАЛЬНАЯ ФОРМА ИХ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ В ПОРОДАХ ИНТРУЗИВОВ ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОЙ ФОРМАЦИИ НА УРАЛЕ

Степанов С.Ю.¹, Чайка И.Ф.², Паламарчук Р.С.¹

¹ Южно-Уральский федеральный научный центр Минералогии и геоэкологии УрО РАН, г. Миасс
stepanov-1@yandex.ru

² Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, г. Черноголовка

Интрузивные породы дунит-клинопироксенит-габбровой формации на Урале являются предметом систематических и активных исследований на протяжении уже более чем 150 лет. Учитывая столь значительную историю исследования, парадоксальным является контрастно различный уровень изученности ультрамафической и мафической частей формационного ряда на предмет рудоносности в отношении благородных металлов. Еще одной особенностью является то, что в этих интрузивных телах до настоящего времени, не установлены промышленные месторождения собственно элементов платиновой группы, даже несмотря на проведение геологоразведочных работ на протяжении ста лет. При этом степень изученности характера распределения и их минеральной формы нахождения в пироксенитах и габбро остается низкой. Такие данные о платиноидах в клинопироксенитах появились совсем недавно (Stepanov et al., 2023), ранее были опубликованы лишь сведения о ЭПГ в клинопироксенитах Баронского рудопоявления (Аникина, Алексеев, 2010).

В отличие от ультрамафической части разреза, в мафитах, представленных преимущественно различными разновидностями габброидов, известно Волковское месторождение меди с высокими содержаниями золота и палладия (Мурзин и др., 2021 и др.).

До 2015 года в пределах Российской Федерации Волковское месторождение являлось единственным рудным меднопалладиевым объектом в габбро дунит-клинопироксенит-габбровой формации. Открытие минерализованных зон в габбро Серебрянского Камня, а затем в габбро Кумбинского массива позволило впервые в пределах Платиноносного пояса Урала (Mikhailov et al., 2023) получить представительные данные о характере распределения благородных металлов в габброидах из различных по петрографическому составу интрузивов. Таким образом, в результате систематических минералого-геохимических исследований у авторов впервые появилась возможность оценить характер изменения

концентрирования благородных металлов в ряду от дунитов до габбро Уральского платиноносного пояса с характеристикой минеральной формы нахождения этих элементов.

Основным фактическим материалом для исследований стали штуфные, задирковые, бороздовые и керновые пробы, отобранные из большинства известных на настоящий момент интрузивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации, залегающих в структуре Платиноносного пояса Урала. С целью определения содержания благородных металлов в пробах были проведены анализы на все платиноиды и золото методом пробирной плавки в аттестованных лабораториях (Институт Гипроникель, ЗАО «РАЦ МИА»). Изучение минералов платиновой группы проводилось в аншлифах с использованием сканирующих электронных микроскопов, оснащённых энергодисперсионными и волновыми детекторами для рентгеноспектрального микроанализа (ИГГ УрО РАН и РЦ «Геомодель» СПбГУ). С целью получения представительной характеристики минеральных ассоциаций элементов платиновой группы помимо аншлифов были исследованы рудные концентраты.

Наиболее значимым выводом, полученным в результате проведённых исследований, стало контрастное различие характера распределения ЭПГ в дунитах и остальных породах, объединённых в формацию. Установлено, что дуниты обогащены платиной, иридием и осмием, и рутением, при подчинённом количестве родия, палладия. Элементы платиновой группы в дунитах в основном находятся в виде интерметаллидов, реже концентрируются в форме сульфидов и иных сульфосолей. Практически повсеместно платиноидная минерализация связана с хромититовыми сегрегациями. Эти наблюдения подтверждают выводы, полученные ранее (Иванов, 1997 и др.). В верлитах и клинопироксенитах, относящихся к ультрамафической части разреза зональных интрузивов ППУ, в отличие от дунитов элементы Rh, Ru, Ir и Os содержатся в незначительных количествах,

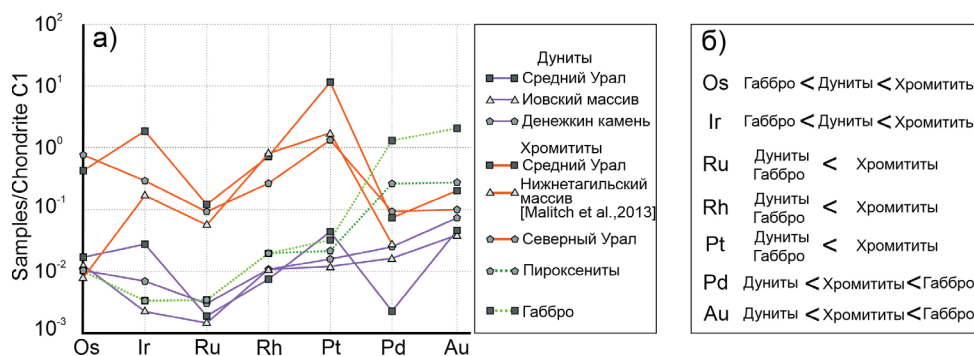


Рис. 1. Распределение ЭПГ и Au в различных породах Уральского Платиноносного Пояса

платина распространена ограничено, а из общего спектра ЭПГ преобладает палладий. При этом среди минералов платиноидов в отличие от дунитов начинают преобладать сульфиды и теллуриды с подчинённой ролью сульфосолей. Для верлитов и клинопироксенитов установлена прямая корреляция содержания ЭПГ и концентрацией сульфидов меди (халькопирит и борнит). Полностью аналогичная специфика характерна и для габбро, в которых элементы платиновой группы в большинстве случаев концентрируются в зонах, обогащённых халькопиритом и борнитом. Как в клинопироксенитах, так и габбро помимо ЭПГ встречается золото, которое обычно формирует агрегаты самородного золота в сростании с сульфидами.

Полученные результаты впервые позволили на статистически значимом уровне охарактеризовать закономерности распределения элементов платиновой группы в главных разновидностях пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала. Природа столь контрастного различия платиноидной минерализации в дунитах по сравнению с клинопироксенитами и габбро, обладающими схожими минералого-геохимическими особенностями распределения ЭПГ, во многом дискуссионная. В то же время характер фракционирования благородных металлов может быть объяснён общей эволюцией единого расплава. На ранних этапах эволюции этого расплава происходила кристаллизация тугоплавких платиноидов в виде интерметаллидов с низкой активностью серы в минералообразующей среде. При снижении температуры и достижении оливин-клинопироксеновой и клинопироксен-магнетитовой котектик, благодаря частичному снижению $f(\text{O}_2)$ и содержания Fe в расплаве, возникли условия для выделения сульфидного расплава. Предполагается, что в условиях обеднённости расплава Ni за счёт раннего фракционирования оливина и в присутствии

магнетита, создались условия для формирования высокомедистых сульфидов. Таким образом, в клинопироксенитах и затем в габбро практически все элементы платиновой группы, главным образом – Pd, который на раннем этапе являлся несовместимым элементом и накапливался в силикатном расплаве, были концентрированы в сульфидную жидкость с последующим формированием халькопирит-борнитовой минерализации, обогащённой теллуридами, сульфидами и сульфосолями ЭПГ. Совместно с палладием в халькопирит-борнитовых сегрегациях происходило накопление золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера, 2010. Т. 5. С. 75–100.
2. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во: Урал. ун-та, 1997. 488 с.
3. Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В. и др. Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал) // Литосфера, 2021. Т. 21. № 5. С. 653–659.
4. Mikhailov V.V., Stepanov S.Yu., Petrov S.V. et al. Precious-metal mineralization in gabbroids of the Kumba intrusive, Uralian Platinum Belt (North Urals) // Geology of ore deposits, 2023. V. 65. № 52. С. 232–243.
5. Stepanov S.Yu., Chayka I.F., Palamarchuk R.S. et al. Pd-Ag-Au minerals in clinopyroxenites of the Kachkanar Ural-Alaskan-type complex (Middle Urals, Russia) // Minerals, 2023. V. 13. № 12. P. 1528.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ МАГМАТИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОКСИД-АПАТИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВ ХОРАСЮРСКОГО ПЛУТОНА, ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ

Терентьев Р.А.

*Воронежский государственный университет, г. Воронеж
terentiev@geol.vsu.ru*

Внутреннее строение и состав наиболее крупных и обнаженных массивов Платиноносного пояса неоднократно и достаточно детально изучались, однако природа и геодинамическая позиция мафит-ультрамафитовых комплексов до сих пор остаются спорными (Ефимов, 2010). Ультрамафит-мафитовая интрузия участка Усыншор (отнесенная предшественниками к качканарскому комплексу (Шмелев, 2005; Ронкин и др., 2012), размещенная среди главной массы габброидов плутона Хорасюр, представляет собой дугообразное тело (или серию тел), которое падает на 60–85° на восток, юго-восток и простирается с юго-востока на север по простиранию примерно на 11 км или на 24 км, учитывая её южное дугообразное окончание. Рудоносное ультрамафит-мафитовое тело согласно с директивностью/полосчатостью окружающих габброидов. В интрузии Усыншор присутствуют как модалная расслоенность по силикатным минералам, так и расслоенность по апатиту и оксидам. Многометровые (первого порядка) слои обычно имеют четко выраженное основание и состоят из нижней части, богатой клинопироксеном, оливином, оксидами и апатитом, которая постепенно переходит вверх в более богатое плагиоклазом габбро (рис. 1).

Породы внутри ритмов первого порядка, как правило, расслоены в сантиметровом масштабе. Отдельные слои имеют мощность около 3–50 см и ориентированы параллельно границам тела. Сантиметровая расслоенность контрастно проявлена в выветрелых глыбах (курумах), однако, визуально слабо заметна в горных выработках, где установлена по шлифам и химическому составу пород. Образцы мафитового и ультрамафитового состава в данном исследовании были отобраны из полотна канав по профилю, участок Усыншор (рис. 1). Образцы представлены, нехарактерными для основного объема плутона, плагиоклинопироксенитами, мела- до лейкогаббро-габброноритами, обогащенными апатитом и оксидами. Основными минералами пироксенитов являются клинопироксен, ортопироксен, плагиоклаз со значительными количествами оксидов и апатита.

Габброиды состоят из плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, оксидов и апатита, амфибола, замещающего пироксены, и небольшого количества симплектитов нефелин-калишпатового (?) состава, зеленой шпинели.

Магматический источник

Как рудные, так и безрудные ультрамафит-мафиты в этом исследовании обеднены Nb и Ta. Хотя отрицательные аномалии Nb и Ta могут быть вызваны контаминацией континентальной корой, все образцы имеют очевидные отрицательные аномалии Zr – Hf на диаграмме нормализованных микроэлементов примитивной мантии (рис. 2), что исключает возможность коровой контаминации. Отношения Th/U, Nb/U, Th/Ta, Zr/Nb, Yb/Ta, Nb/Y, Nb/Ta, Th/Yb, Nb/Th, Nb/La, Nb/Yb, (Ta/La)_{PM}, (Hf/Sm)_{PM} использо-

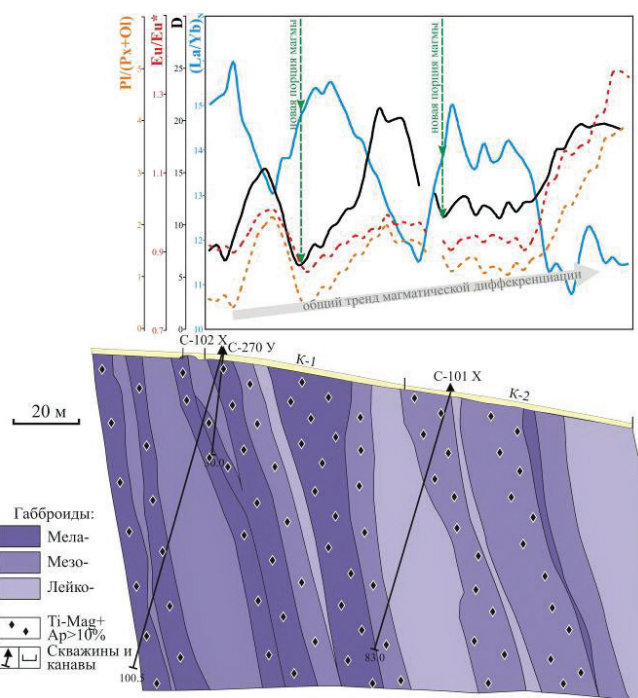


Рис. 1. Геологический и геохимический разрез через рудопроявление Усыншор. На графиках показаны скользящие средние значения в породах: отношение нормативных минералов – плагиоклаза к сумме пироксенов и оливина $Pl/(Px+Ol)$, аномалии европия, индекс дифференциации – D и нормированное к примитивной мантии отношение La/Yb

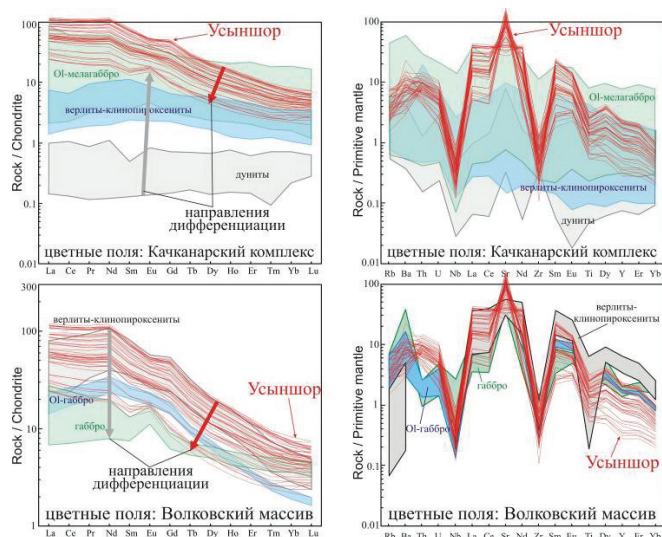


Рис. 2. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах Усиншорской интрузии по сравнению с Качканарским и Волковским массивами

вались для идентификации мантийного источника. Например, отношения Th/U в породах Усиншорской интрузии варьируются от 4.8 до 7.7 со средним значением 5.9, что выше отношений 3.5–3.8 для ОИВ, и чем отношения 4.5–4.9 для обогащенной мантии (EMI). Не обнаружено геохимических доказательств наличия компонента ОИВ в области магматического источника изученных пород. Отношения несовместимых элементов в породах Усиншора также сильно отличаются и от примитивного, и от деплетированного источников. Таким образом, интрузия Усиншор, по-видимому, произошла из сильно обогащенного литосферного расплава. Интенсивность обогащения и состав метасоматических преобразователей литосферной мантии остаются неясными, тем не менее, следует признать обогащение литосферного источника Ca, Ti и P.

Внедрение и дифференциация

Интрузия Усиншор по минеральному составу и химии не похожа на окружающие габброиды (Шмелев, 2005), не содержащие обильный апатит и оксиды, или другие интрузии в районах Южного и Среднего Урала (Попов, Беляцкий, 2006; Ферштатер и др., 1999; Krause et al., 2007), за исключением Волковского массива (Аникина, Алексеев, 2010), что указывает на ее относительно полную завершенность и самостоятельность. Петрографические и геохимические данные предполагают, что дифференциация оксид-апатитового ультрамафит-мафитового тела может быть объяснена *in situ* кристаллизацией при температурах $1195 \pm 75^\circ\text{C}$ и давлении 8 ± 2 кбар, согласно породного геотермобарометра (Weber, Blundy, 2024). Обогащенные оксидами и апатитом

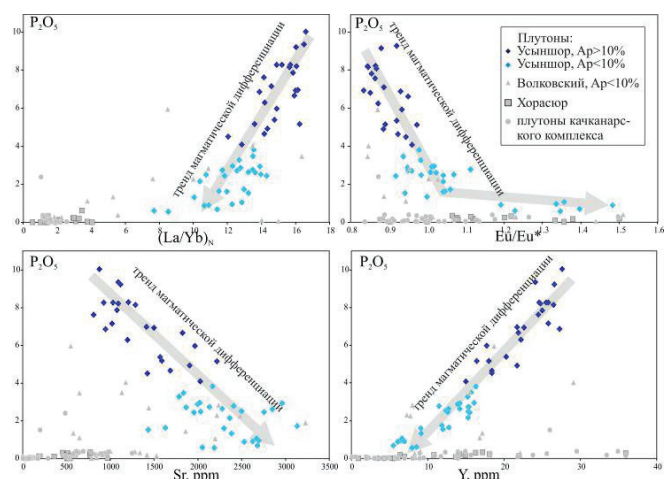


Рис. 3. Бинарные диаграммы вариаций элементов в породах Усиншорской интрузии

меланократовые породы представляют собой смеси кумулусных фаз и захваченных жидкостей, тогда как лейкогабброиды представляют собой производные жидкости. Полосчатая природа и ритмичная слоистость Усиншорского тела похожи на многие другие расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии. Процесс фракционной дифференциации подтверждается закономерными изменениями как главных, так и рассеянных элементов в зависимости от выбранного параметра дифференциации (SiO_2 , MgO или индекс дифференциации). С увеличением кремнезема и лейкократовости пород уменьшается содержание MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Co, Ni, Y, REE, увеличивается – Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Sr, Ba, Ga, Zr, Hf. Апатит контролирует баланс PЗЭ, Ca и Sr в оксид-апатитовых породах (Tollari et al., 2008).

Поэтому рассеянные элементы также показывают вариацию в зависимости от стратиграфического положения образцов внутри интрузии (рис. 2). Например, сумма REE, концентрации каждого редкоземельного элемента, отношение $(\text{La}/\text{Yb})_N$ в породах уменьшаются, а отношение Eu/Eu^* и концентрации Sr растут параллельно с уменьшением апатита и увеличением роли плагиоклаза (рис. 3). Следует обратить внимание, что содержания Sr падают с уменьшением роли апатита и увеличиваются по мере дифференциации. Так как концентратором Sr может служить не только апатит, но и плагиоклаз, то такие тренды Sr можно объяснить как фракционированием апатита (уменьшение стронция по мере дифференциации магм от мела- к лейкократовым типам пород), так и накоплением плагиоклаза или действием обоих факторов.

Происхождение оксид-апатитовых ультра-мафит-мафитов

Примеры оксид-апатитовой минерализации обнаружены в разных частях мира в связи с анортозитовыми и ультрамафит-мафитовыми расслоенными интрузиями. Наиболее распространенные петрогенетические модели образования оксид-апатитовых пород включают фракционную кристаллизацию и несмешивающиеся магмы.

Породы интрузии Усыншор показывают ритмичную модалную расслоенность переменного масштаба, которая объясняется последовательным внедрением порций магмы (см. рис. 1). Магма эволюционирует от порции к порции, оксид-апатитовые рудоносные породы встречаются в виде слоев и линз внутри тела и концентрируются в нижних частях интрузии. Породы интрузии Усыншор становятся более развитыми по химии вверх и следуют тенденции дифференциации с обогащением Si, обеднением P, Fe, Ti и V. Снижение суммы REE, а также легких REE относительно тяжелых REE, как и в Волковском массиве, происходит по мере дифференциации, что связано с извлечением фосфора из расплава на ранних стадиях. Рассмотренные признаки дифференциации свидетельствуют, что оксид-апатитовые ультрамафит-мафиты интрузии Усыншор образовались из самостоятельных базальтовых или пикритовых магм, богатых P–Fe–Ti–V путем последовательных внедрений порций магмы и её фракционной дифференциации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аникина Е.В., Алексеев А.В. Минералогическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера, 2010. № 5. С. 75–100.
2. Ефимов А.А. Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера, 2010. № 5. С. 134–153.
3. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // ДАН, 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
4. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Лепихина О.П. Возрастная и генетическая идентификация пород Хорасюрского массива: Sm-Nd ID-TIMS и U-Pb SHRiMP-ii ограничения // Вестник института геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, 2012. №2. С. 6–10.
5. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В. и др. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия, 1999. № 4. С. 352–370.
6. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера, 2005. № 2. С. 41–59.
7. Krause J., Brügmann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic–ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // Lithos, 2007. V. 95. P. 19–42.
8. Tollari N., Barnes S.J., Cox R.A. et al. Trace element concentrations in apatites from the Sept-Îles Intrusive Suite, Canada – implications for the genesis of nelsonites // Chem. Geol., 2008. V. 252. P. 180–190.
9. Weber G., Blundy J. A machine learning-based thermobarometer for magmatic liquids. J. Petrol., 2024. V. 65. № 4.

НОВЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РУДОНОСНОСТИ УДЖИНСКОЙ ПРОВИНЦИИ УЩК

Толстов А.В.

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

Уджинская провинция ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (УЩК) представлена двумя крупными массивами Томтор, Богдо и редкоземельной зоной Чимара (Толстов, 2006; Похиленко, 2023). Наиболее изученным является массив Томтор, с которым связано уникальное Nb-REE оруденение. Соседний с ним массив Богдо находится в стадии изучения и по его геологии и минерагении в последние годы появляются новые результаты (Жмодик, 2024). Однако перспективы всей Уджинской провинции отнюдь не ограничиваются этими двумя объектами.

При интерпретации карты аномальных геофизических полей к северу от массивов Томтор и Богдо

на продолжении структуры Уджинского палеорифта отчетливо выделяются аномалии, обусловленные, по нашему мнению, аналогичными массивами УЩК. Эти аномалии расположены в бассейне р. Уэле (на северо-западе) и на северо-востоке площади, в районе реки Буолкалах (рис. 1).

Два прогнозируемых массива в бассейне р. Буолкалах, отчетливо выделяемые в аномальном геофизическом поле (рис. 1), являются антиподами Томтору и Богдо, аналогичны им по размерам и интенсивности геофизических полей. Соответственно этому, прогнозируемая рудоносность их может оказаться на уровне этих объектов, то есть такой же уникальной. Отдельно расположенный прогнозируемый массив Уэле по размерам существенно (в несколько раз) превышает уникальный Томторский массив, а по интенсивности геофизических полей сходен с Гулинским гипербазитовым массивом, расположенным к западу в Маймечэ-Котуйской провинции УЩК.

По характеру и особенностям аномальных геофизических полей (рис. 1) можно судить о преобладании в составе Уэлинского прогнозируемого массива пород ультраосновной составляющей УЩК, что, в свою очередь, позволяет сделать прогноз о перспективах объекта не только на ниобий и редкие элементы, но и на железо, марганец и апатит (аналогично Ковдору и Ессею), а также, по аналогии с Гулинским массивом, на платиновое оруденение. Выполненные в последние годы исследования массивов Уджинской провинции позволили обозначить, помимо Nb-REE составляющей, реальные перспективы этих объектов на титан, ванадий и марганец, ресурсы которых огромны (Толстов, 2024; Лапин, 2024).

Таким образом, в пределах Уджинской провинции ультраосновных щелочных пород и карбонатитов, известной своим уникальным ниобий-редкоземельным оруденением в корях выветривания карбонатитов, прогнозируются новые погребенные массивы УЩК (Уэле, Буолкалах и др., рис. 2), минерагению которых могут определять, помимо ниобия и редких элементов, железо, фосфор, марганец, а также благороднометалльное оруденение (золото, платиноиды).

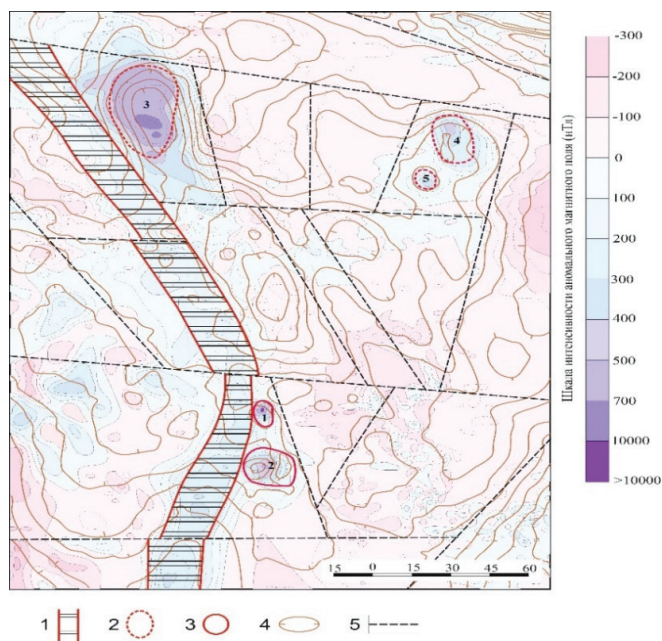


Рис. 1. Карта аномальных геофизических полей с элементами интерпретации:

1 – Оленекская шовная зона; 2 – Аномалии, предположительно связанные с щелочно-ультраосновными массивами (3 – Уэле, 4 – Буолкалах-1, 5 – Буолкалах-2); 3 – Контуры выходов массивов УЩК (1 – Томтор, 2 – Богдо); 4 – Изолинии поля силы тяжести (бергштрихи в сторону понижения поля; изолинии проведены через 4 мГл); 5 – Предполагаемые тектонические нарушения в кристаллическом фундаменте.

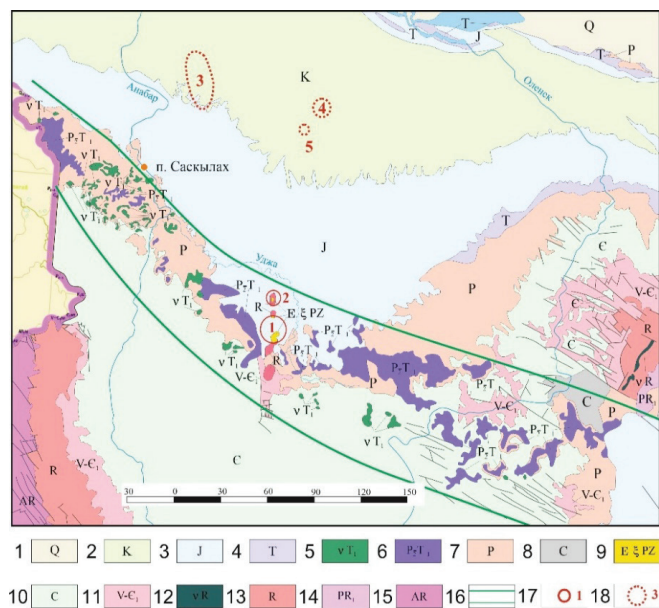


Рис. 2. Прогнозная схема с-в части Сибири на УЩК.

1 – четвертичная система; 2 – Мел; 3 – Юра; 4 – Триас; 5–6 Нижний триас – верхняя пермь (базальты, туфы); 7 – Пермь; 8 – Карбон; 9 – Палеозой (УЩК); 10 – Кембрий; 11 – Венд-нижний кембрий; 12 – Рифей (базиты); 13 – Рифей (осадки); 14 – Протерозой; 15 – Архей; 16 – Молодо-Попигайский пояс; 17–18: Массивы УЩК: 17 – установленные (1 – Томтор, 2 – Богдо); 18 – прогнозируемые (3 – Уэле, 4 – Буолкалах-1, 5 – Буолкалах-2).

Судя по прогнозируемому размаху оруденения продуктивность новых массивов следует ожидать весьма внушительной, что, в свою очередь, существенно повышает перспективы региона, особенно в свете готовящейся отработки Томторского месторождения (Лапин, 2024; Матвеев, 2025).

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГАБМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жмодик С.М., Лазарева Е.В., Айриянц Е.В. и др. Золото и серебро в высококалийевых нефелиновых сиенитах Томторского комплекса (на примере массива Богдо, Арктическая Сибирь) // Геосферные исследования, 2024. № 3. С. 101–112.
2. Лапин А.В., Толстов А.В., Набелкин О.А. и др. Уникальная поликомпонентная рудная формация кор выветривания карбонатитов: новые перспективы - Fe, Mn, Ti, V // Геология и геофизика, 2024. Т. 65. № 8. С. 1080–1092.
3. Матвеев А.И., Толстов А.В., Петров И.М. Схема создания редкометалльного кластера в республике Саха (Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики, 2025. Т. 30. № 1. С. 7–27.
4. Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Толстов А.В. и др. Перспективы развития и проблемы освоения сырьевой базы дефицитных стратегических видов твердых полезных ископаемых Сибири // Геология рудных месторождений, 2023. Т. 65. № 5. С. 476–492.
5. Толстов А.В. Главные рудные формации Севера Сибирской платформы. М.: Изд-во ИМГРЭ, 2006. 2012 с.
6. Толстов А.В., Лапин А.В. Новые перспективы Томторского рудного поля на месторождения титана, ванадия и марганца // Вестник Госкомгеологии, 2024. № 1(20). С. 17–31.

СИСТЕМАТИКА ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ДАЙКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УРИКСКО-ИЙСКОГО ГРАБЕНА (ПРИСАЯНЬЕ)

Туркина О.М.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
turkina@igm.nsc.ru*

На южном фланге Сибирского кратона и в докембрийских блоках его складчатого обрамления широко проявлен протерозойский внутриконтинентальный базитовый магматизм. Многочисленные дайковые рои и рудоносные мафит/ультрамафитовые интрузии, образованные во временном интервале 720–750 млн лет, относились к нерсинскому комплексу и объединялись в Саяно-Байкальский дайковый пояс (Гладкочуб и др., 2007; Ernst et al., 2016). В Присаянской части этого региона, включающей структуры палеопротерозойского Урикско-Ийского грабена и неопротерозойского Присаянского прогиба в последнее пятилетие прецизионное датирование U-Pb методом циркона и бадделита выявило три этапа магматизма. К первому относятся дайки долеритов в терригенных отложениях Урикско-Ийского грабена с возрастом 1.91 млрд лет (Донская и др., 2018). Ко второму на рубеже 1.64–1.61 млрд лет – относятся силлы/дайки долеритов в (Ernst et al., 2016; Gladkochub et al., 2021; Избродин и др., 2024), а к третьему позднепротерозойскому (~720 млн лет) – долеритовые дайки, локализованные среди осадочных отложений Присаянского прогиба (Romanov et al., 2021).

Опубликованная информация о составе долеритов из различных локаций свидетельствует о значительных вариациях, обусловленных как разновозрастностью, так и различным происхождением. Автором исследованы дайки долеритов, развитые в Урикско-Ийском грабене (УИГ) (бассейн р. Зима), и с привлечением опубликованной информации по датированным разновозрастным долеритам южного фланга Сибирского кратона, проведена их вещественная систематика с целью выявления их геохимических аналогов и обоснования вероятных этапов формирования.

В разрезе по р. Зима установлены многочисленные дайки/силлы долеритов, преимущественно северо-западного простирания, прорывающие преимущественно метапесчаники и сланцы ингашинской свиты нижнего протерозоя. Долериты характеризуются SiO_2 45–50% и широким диапазоном Mg# (64–38) и по составу отвечают толеитовым базальтам с со-

держанием TiO_2 от 0.76 до 3%. При сходстве состава по главным элементам редкоэлементные характеристики позволяют выделить среди них три типа.

Первый тип долеритов составляет относительно мощное субпластовое тело в северо-восточном борту УИГ. Эти долериты имеют пониженную магнезиальность ($\text{Mg\#} = 56\text{--}38$) и умеренное содержание TiO_2 (1.1–2.2%) и P_2O_5 (0.14–0.24%). Породы обогащены как легкими, так и тяжелыми РЗЭ и $(\text{La/Yb})_n$ (2.2–4.5), их мультиэлементные спектры демонстрируют только отрицательные аномалии Nb при относительно слабом обогащении Th и LILE.

Второй тип долеритов доминирует на всем протяжении изученного разреза. Его отличает повышенная магнезиальность ($\text{Mg\#} = 64\text{--}43$) и обеднение TiO_2 (0.76–1.6%) и P_2O_5 (0.06–0.13%). Эти долериты выделяются наиболее низкими концентрациями всех несовместимых элементов. Редкоземельные спектры второго типа долеритов изменяются от практически «плоских» на уровне 10 хондритовых до слабо обогащенных легкими РЗЭ: $(\text{La/Sm})_n$ от 1.1 до 1.5. Мультиэлементные спектры слабо фракционированные с отчетливым Nb минимумом и, как правило, с максимумом по Sr.

Третий тип представлен несколькими телами в осевой части грабена. Наиболее характерные их черты это пониженная магнезиальность ($\text{Mg\#} = 60\text{--}34$) и обогащение TiO_2 (1.4–3.0%) и P_2O_5 (0.12–0.35%), Zr и Nb. Редкоземельные спектры этого типа долеритов имеют наиболее фракционированные спектры РЗЭ $(\text{La/Yb})_n$ (3.5–4.4) и выделяются повышенным $(\text{Gd/Yb})_n$ (1.5–1.7). Характерной чертой долеритов третьего типа является отсутствие или слабая Nb аномалия на мультиэлементных спектрах.

Сопоставление по характерным геохимическим параметрам трех выделенных типов долеритов с долеритами датированных комплексов, развитых на южном фланге Сибирского кратона в возрастном диапазоне от 1.91 до 0.72 млрд лет, позволило выявить их геохимические аналоги. Породы первого типа по умеренно повышенному содержанию TiO_2 , неогерентных, в том числе высокочarged элементов,

деплетированию Nb на мультиэлементных спектров обнаруживают сходство с палеопротерозойскими (1.91 млрд лет) долеритами, выделенными в ангаульский комплекс (Донская и др., 2018), отличаясь от долеритов с возрастом 1.6 млрд лет, распространенных в Присаянском прогибе (Gladkochub et al., 2021; Избродин и др., 2024), более низкими $(\text{Nb/Y})_{\text{pm}}$ (1.1–2.2 против 2.3–3.5) и $(\text{Sm/Yb})_{\text{n}}$ (1.3–1.8 против 2.3–2.7) при сходном близком TiO_2 . От долеритов нерсинского комплекса с возрастом 0.72 млрд лет, развитым в Байкальском выступе (Донская и др., 2023), они резко отличаются повышенным содержанием TiO_2 , Zr и Nb. К «нерсинским» долеритам, обедненным TiO_2 и некогерентными, в том числе высокозарядными элементами, наиболее близки доминирующие долериты второго типа. Особый интерес представляют породы третьего типа, которые выделяются прежде всего фракционированным распределением РЗЭ, повышенным содержанием TiO_2 и отсутствием деплетирования Nb на мультиэлементных спектрах. Такие черты присущи только мезопротерозойским (1.35 млрд лет) долеритам района Листвянки и Байкальского выступа (Donskaya et al., 2018). Вместе с тем третий тип долеритов в УИГ в меньшей степени обогащен TiO_2 , Zr, Nb и более сопоставим с долеритами района Листвянки и недавно обнаруженными автором их аналогами в Иркутном и Онотском блоках Шарыжалгайского выступа.

Таким образом, в северной части Урикско-Ийского грабена развиты дайки/силлы долеритов трех типов, которые по индикаторным геохимическим параметрам близки к долеритам с возрастом 1.91, 1.35 и 0.72 млрд лет, развитым на южном фланге Сибирского кратона. Для долеритов палео- и неопротерозоя доминирующим источником служила субконтинентальная литосферная мантия, а мезопротерозоя – материал мантийного плюма.

Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН (122041400044-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Древнейшие (~1.9 млрд лет) метадолериты южной части Сибирского кратона: возраст, петрогенезис, тектоническая позиция // Геология и геофизика, 2018. Т. 59. № 12. С. 1941–1957.
2. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Геохимические критерии разделения протерозойских долеритов даек центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона // Геохимия, 2023. Т. 68. № 5. С. 488–507.
3. Избродин И.А., Дорошкевич А.Г., Котов А.Б. и др. Возраст и петрогенезис долеритов р. Мара (Присаянский краевой выступ фундамента южной части Сибирского кратона // Геодинамика и тектонофизика, 2024, Т. 15. № 5. С. 1–14.
4. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Ernst R.E. et al. Geochemistry and petrogenesis of Mesoproterozoic dykes of the Irkutsk Promontory, southern part of the Siberian craton // Minerals, 2018. V. 8. № 12. P. 545.
5. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A. et al. Evidence of the Latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) mafic magmatism the southern Siberian: extensional environments in Nuna supercontinent // Precambrian Research, 2021. V. 354. P. 106049.
6. Romanov M., Sovetov J.K., Vernikovskiy V.A. et al. Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis // Int. Geol. Rev., 2021. V. 63. P. 1790044.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПИКРИТОВ РУДНЫХ ПОЛЕЙ (ЧЕТЛАССКИЙ КАМЕНЬ, СРЕДНИЙ ТИМАН)

Удортина О.В., Шмакова А.М., Шуйский А.С.

*Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар
taykey@yandex.ru*

На Среднем Тимане в пределах Четласского Камня известны редкометалльно-редкоземельные проявления (Косьюское, Нижне-Мезенское, Новобобровское, Октябрьское), объединенные в Косьюский рудный узел. В пределах рудных полей вскрыты дайки ультраосновного состава. Породы, слагающие дайки северо-восточного простирания часто изменены постмагматическими процессами, насыщены ксенолитами вмещающих пород четласской серии и наблюдаются в виде рыхлых масс с сохраненными более крепкими участками. Как правило, дайковые тела вскрыты скважинами, реже канавами.

На основании петрогеохимических характеристик ультраосновные породы отнесены к щелочным пикритам, характеризующимся первичным минеральным парагенезисом замещенного оливина, ассоциирующего с клинопироксеном (диопсид, авгит) и хромшпинелидами (субальюмоферрихромитом или пикотитом с каймами магнетита) развитием амфибола (чермакит, магнезиальная роговая обманка, паргасит), карбоната (кальцита) и обязательным присутствием поздней слюды флогопита и магнезиального биотита (являющейся типоморфной для них) развивающейся при эволюции и охлаждении (кристаллизации) расплава. Отмечается фенитизация дайковых пород, выражающаяся в развитии пироксена (эгирина), амфибола (магнезигастингсита), альбит-микроклиновых агрегатов, появлением мусковита (ферроалюмоселадонит), карбоната (кальцита), широкой группы хлоритов (пикнохлорит, пеннит, диабанит, талькхлорит) и рудных минералов Nb (колумбит), и REE (монацит, ксенотим, F-REE-карбонаты).

Химический состав пород (мас. %) характеризуется низким содержанием кремнезема (35–40) и высоким содержанием оксида магния (13–21) и преобладанием оксида калия (1.2–3.4), при фенитизации пород содержание кремнезема возрастает (46–50), содержание оксида магния уменьшаются (0.5–6) содержания оксида калия увеличивается (до 8). Точки составов щелочных пикритов располагаются в поле на границе полей щелочных пикритов и мелили-

толитов, а также в поле монцогаббро. Также точки составов занимают частично поле неалмазоносных и убогоалмазоносных кимберлитов и пикритов (кимпикритов) и большая часть поле пикритов, ассоциирующих с щелочно-ультраосновными комплексами (альпикритов).

Спектры распределения РЗЭ недифференцированные при слабом преобладании легких РЗЭ над тяжелыми без каких-либо аномалий. Породы отличаются высоким содержанием V, Cr, Ni, характерных для ультраосновных пород, при проявлении процессов фенитизации в породах увеличивается содержание Th, REE, Y, Pb, что выражается в появлении рудных минералов (монацита, ксенотима, фосфатов и сульфидов Pb). Для пород типично незначительное преобладание крупноионных элементов над высокозарядными при положительных аномалиях по рудным элементам.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ исследованиями (по флогопиту) подтверждено, что щелочные пикриты щелочно-ультраосновного четласского комплекса, связанного с карбонатитами, были сформированы 598.1±6.2 млн лет назад. На Среднем Тимане на это время реконструируется проявление импульса глубинного (плюмового) магматизма.

Хромшпинелиды в щелочных пикритах Среднего Тимана являются первичными магматическими минералами. По данным микрозондовых исследований *хромшпинелиды из щелочных пикритов Косьюского рудного поля* представлены 1) субальюмоферрихромитом с каймой магнетита, 2) пикотитом с каймой магнетита, 3) хромпикотитом в оторочке титаномagnetита (рис. 1). *Хромшпинелиды из щелочных пикритов Новобобровского рудного поля* в центральной части сложены хромпикотитом, а в краевых зонах феррихромитом (рис. 1). В каймах увеличивается содержание оксида цинка до 4.2 мас. %. *Хромшпинелиды из щелочных пикритов Нижне-Мезенского рудного поля* в центральных частях представлены хромпикотитом, в краевых зонах феррихромитом и хроммагнетитом (рис. 1).

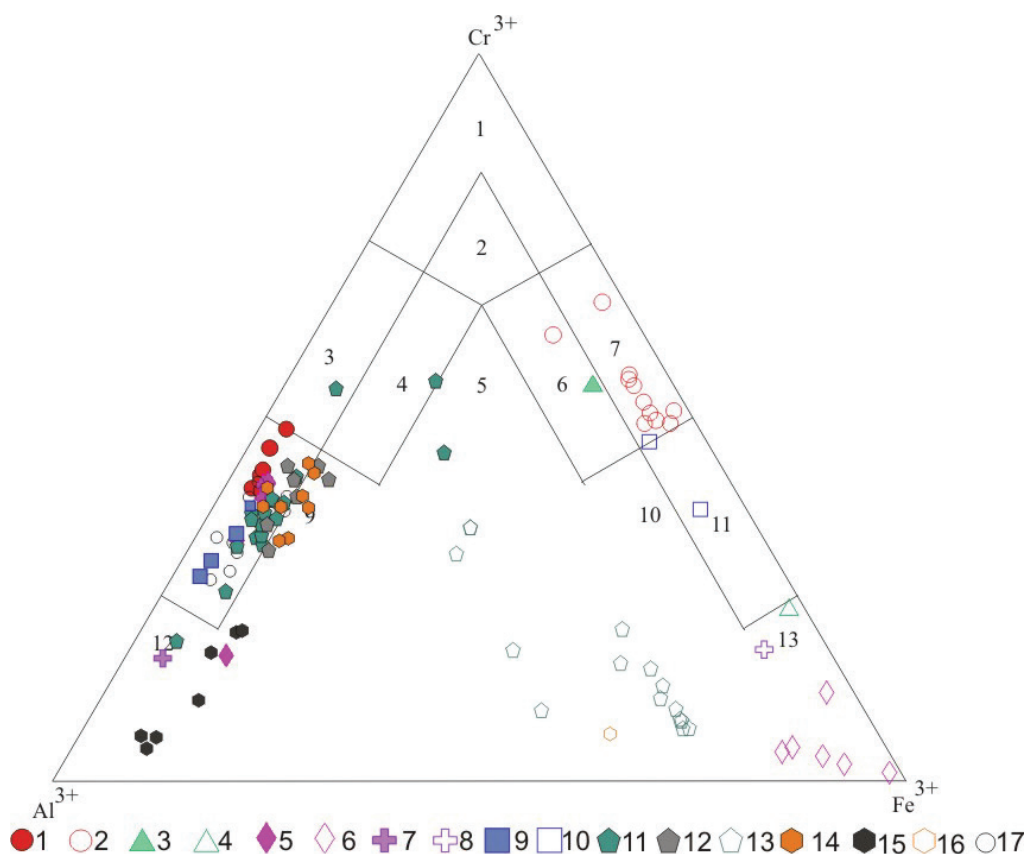


Рис. 1. Классификационная диаграмма для хромшпинелидов ($\text{Al}^{3+}\text{--Cr}^{3+}\text{--Fe}^{3+}$).

Условные обозначения (Удуратина и др., 2023 и ссылки в этой работе): Ново-Бобровское рудное поле (А-14): 1 – центр, 2 – край; Косьюское рудное поле: (А1/15) 3 – центр, 4 – край, (КОЗ/15) 5 – центр, 6 – край, (А/15) 7 – центр, 8 – край; Нижнемезенское (КМЗ): 9 – центр, 10 – край; Голубева и др., 2019: 11 – обломочный хромшпинелид, 12 – реакционная кайма обломков, 13 – магнетитовая кайма на обломках хромшпинелида, 14 – кристаллы хромшпинелидов из пироксенитового ксенолита, 15 – реакционная зона кристаллов хромшпинелида из пироксенитовых ксенолитов, 16 – магнетитовая кайма кристаллов хромшпинелида из пироксенитовых ксенолитов; Макеев и др., 2008: 17 – обломочный хромшпинелид

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И. Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.
3. Удуратина О.В., Шмакова А.М., Травин А.В. и др. Ультраосновные породы рудных полей Среднего Тимана: петрогеохимическая характеристика и геохронологические данные // Известия Коми НЦ УрО РАН, 2023. № 2 (60). С. 26–41.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ АПТЕЧНОГОРСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ УРАЛ): ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Урбанович С.Е.^{1,2}

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва
sveta.urbanovich.04@mail.ru

² Геологический институт РАН, г. Москва

Материал для работы собран летом 2024 года на Среднем Урале в северной части Бардымского аллохтона в стратотипическом разрезе аптечногорской свиты. В разрезе преобладают вишневые, реже зеленые алевролиты и аргиллиты, которые круто падают на северо-восток. Верхняя часть разреза сложена породами подушечных миндалекаменных базальтов. Подошва толщи базальтов местами тектонизирована и смещена по разрыву. Размер подушек колеблется от 0.2 до 1 м. Обычно они имеют форму, близкую к сферической; пространство между ними заполнено гиалокластитами. Около 15% разреза составляют интрузивные тела габброидов. Раннедевонский возраст свиты обоснован находкой конодонта *Icriodus ex. gr. wosghmidtii* Ziegler в известняках межподушечного пространства (Пучков, Иванов, 1982). Видимая мощность свиты составляет 150–170 м.

Целью настоящего исследования является восстановление палеогеографических и геодинамических условий формирования базальтов аптечногорской свиты. Для этого были проведены петрографические, геохимические, петро- и палеомагнитные исследования. Шлифы изучались с помощью микроскопа Olympus BX53P, приобретенного по программе развития МГУ, а петромагнитные и палеомагнитные исследования проводились в Палеомагнитной лаборатории ГИН РАН.

Изучение шлифов базальтов из разных частей разреза показало слабую изменчивость пород. Структура порфировая, текстура миндалекаменная, иногда неясно флюидальная. В составе резко преобладают плагиоклазы размером до 1.7 мм, образующие скелетные, удлинённые, в ряде случаев футляровидные кристаллы. Реже встречаются оливин и пироксены, практически полностью замещённые карбонатом и хлоритами. Основная масса также интенсивно замещена вторичными минералами. Миндалины в шлифах диаметром до 0.3 мм, неправильной формы или округлые, нередко концентрически зональные, образуют хорошо видимые цепочки. Миндалины заполнены кальцитом либо хлоритом (клинохлор).

По содержанию кремнезема и суммы щелочей большая часть пород отвечает трахибазальтам. Содержания TiO_2 колеблются от 0.2 до 4.5%, при этом большая часть фигуративных точек отвечает высокотитанистым ($>2\%$). Содержание K_2O меняется от 0 до 1% и для большинства базальтов отвечает высококалиевой серии.

Для большей части проб характерно преобладание лёгких редкоземельных элементов (РЗЭ) над тяжёлыми, при этом общий наклон соответствует стандарту для базальтов океанических островов (ОИВ). Обеднение тяжёлыми РЗЭ говорит о присутствии граната в источнике магм и, следовательно, глубинности источника. Отчётливый минимум по Eu свидетельствует о фракционировании плагиоклаза. На мультиэлементной спайдерграмме выделяются минимумы по Sr, Pb и Eu. По степени обогащения и общему тренду породы близки к стандарту ОИВ, несмотря на относительное обеднение крупноионными элементами (Cs, Rb).

Совокупность геохимических признаков: повышенная щелочность и титанистость, слабая дифференциация, близость спектров элементов-примесей к стандарту ОИВ, обеднение тяжёлыми РЗЭ – указывает на происхождение базальтоидов аптечногорской свиты из глубинного обогащенного мантийного источника и их формирования во внутриплитной океанической обстановке.

Измерения анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) показали, что базальты имеют нормальную магнитную текстуру (N-тип), при которой минимальная ось эллипсоида АМВ K3 примерно перпендикулярна подошве толщи базальтов, а две другие оси лежат в плоскости залегания. При этом эллипсоиды АМВ имеют как вытянутую, так и сплюснутую форму. Вкупе с низкой степенью анизотропии ($P < 1.03$) это свидетельствует об отсутствии значимых тектонических деформаций и новообразования магнитных минералов, которые повлияли бы на магнитную текстуру базальтов, и косвенно указывает на возможность сохранения первичной остаточной намагниченности.

В ходе палеомагнитных исследований была выполнена ступенчатая температурная чистка четырех сайтов, представляющих базальты, и одного сайта габбро. Компонентный анализ показал, что во всех образцах базальтов присутствует одна характеристическая компонента ЕОН, которая размагничивается к 550–610 °С и близка по направлению во всех сайтах. Полюс, рассчитанный для среднего направления данной компоненты, значительно отличается от палеозойского сегмента траектории кажущейся миграции полюсов (ТКМП) Восточно-Европейской платформы, в частности, от девонского интервала (Torsvik et al., 2012).

Характеристическая компонента намагниченности в габброидах резко отличается от таковой в базальтах и в географической системе координат близка к известным направлениям позднепалеозойского синколлизийного перемагничивания, широко проявленного на Урале. Таким образом, габброиды были перемагничены в позднем палеозое на стадии коллизии после завершения основной фазы деформаций. Что касается базальтов, то отсутствие следов

позднепалеозойского перемагничивания указывает на возможность сохранения первичной компоненты ЕОН. В этом случае отличие среднего полюса, рассчитанного по базальтам, от палеозойских полюсов Восточно-Европейской платформы указывает на формирование аптечногорской свиты на значительном удалении от данного континентального блока. При этом данные, полученные по ограниченному количеству сайтов из единичного разреза, следует расценивать исключительно как предварительный результат.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района. Ежегодник ИГГ-1981. УНЦ АН СССР, Свердловск. 1982. С. 5–8.
2. Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., et al., Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // *Earth-Science Reviews*, 2012. № 114. P. 325–368.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Федерягина Е.Н.¹, Воронцов А.А.², Сасим С.А.¹

¹ Иркутский государственный университет, г. Иркутск
katerinka19.85@mail.ru

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

В пределах Западного Забайкалья были изучены вулканические породы основного-среднего состава повышенной щелочности, развитые в пределах Удинской, Еравнинской, Зазинской рифтогенных впадин в возрастном диапазоне 174–113 млн лет, а на территории Восточного Забайкалья вулканисты основного и среднего состава повышенной щелочности, развитые в Нерчинской и Александрово-Заводской впадины с возрастом 162–131 млн лет.

Отмечается сходство в нормированных спектрах распределения редких элементов вулканистов Нерчинской и Александрово-Заводской (нижняя толща) впадин, обогащенных литофильными элементами (особенно Rb, Th, U) с проявленными минимумами Nb, Ti, P и максимумами по Pb, что в целом

согласуется со средним составом коры активных континентальных окраин. Вулканисты Удинской, Зазинской и Еравнинской впадин обладают несколько отличными спектрами распределения редких элементов – нет явно выраженного максимума Pb, отмечаются небольшие отрицательные аномалии Th и U, а также положительные аномалии по Ba и Sr (особенно для вулканистов Удинской впадины). В общих чертах, характер распределения микроэлементов в вулканистах впадин Западного Забайкалья имеет сходство с OIB, отличаясь более высокими содержаниями наиболее некогерентных элементов.

На рис. 1а вулканисты впадин Восточного Забайкалья имеют высокие Th/Yb значения и вариации величин Nb/Yb, что определяет их положение

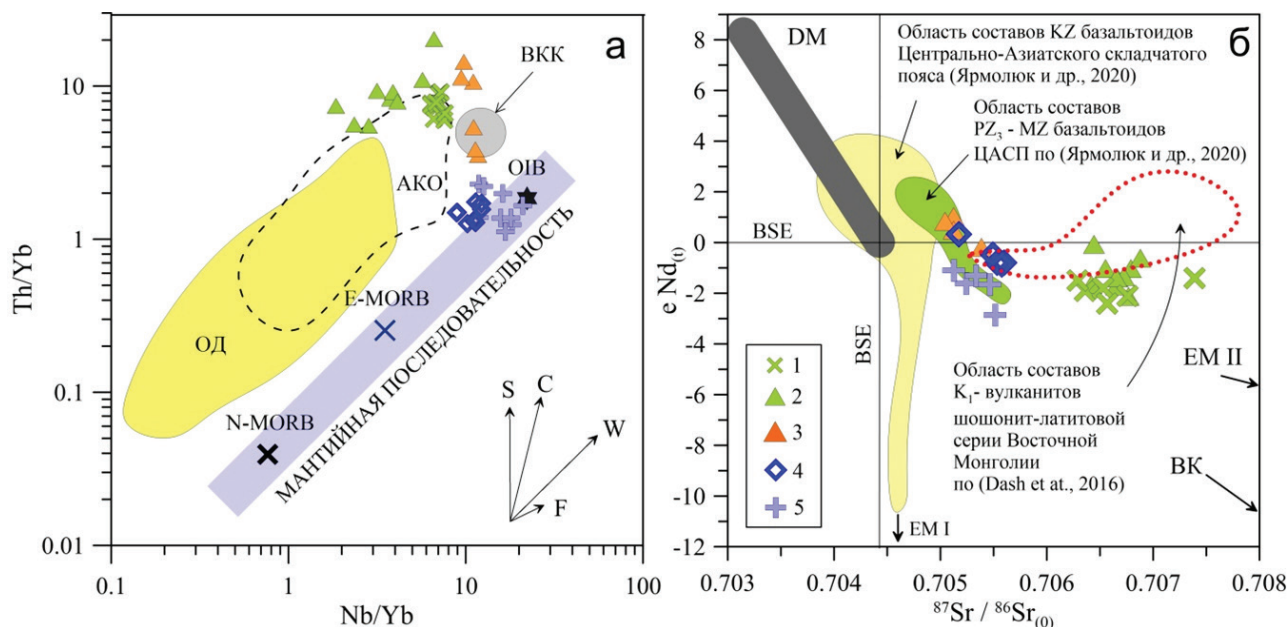


Рис. 1. Дискриминантные диаграммы Th/Yb – Nb/Yb и $\epsilon_{Nd(t)} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr(t)$ для $J_{2-3}-K_1$ вулканистов для рифтогенных впадин Западного и Восточного Забайкалья.

Условные обозначения: 1 – вулканисты Нерчинской впадины; 2–3 – вулканисты Александрово-Заводской впадины (2 – нижняя пачка кайласской свиты, 3 – верхняя пачка кайласской свиты); 4 – вулканисты Удинской впадины, 5 – вулканисты Еравнинской и Зазинской впадины. На рис. а векторами отмечено возможное влияние процессов: S – обогащение субдукционным компонентом, C – коровой контаминации, W – обогащения внутриплитным (плюмовым) компонентом, F – фракционной кристаллизации. Точки средних составов N-MORB, E-MORB, OIB приведены по (Sun, McDonough, 1989); валовый состав верхней континентальной коры (BKK) по (Rudnick, Gao, 2003); поля составов островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин (АКО) приведены по (Wilson, 1989)

близкое к составам активных континентальных окраин.

Вулканисты, проявленные во впадинах Западного Забайкалья, отличаются компактным расположением составов в координатах Th/Yb – Nb/Yb и близки по составу к ОИВ. Обращает на себя внимание промежуточный характер составов вулканитов верхней вулканогенной толщи Александрово-Заводской впадины между вулканитами ОИВ и АКО, а также участие корового материала в их составе, что подтверждается наличием в них ксеногенного корового материала, представленного ксеноморфными зернами кварца и резорбированными кристаллами полевых шпатов в основной массе вулканитов.

Вулканисты впадин Восточного Забайкалья по своим изотопным характеристикам ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ от 0.70641 до 0.70675, $\epsilon\text{Nd}(t)$ от –0.1 до –2.1) перекрываются с областью составов раннемеловых вулканитов шошонит-латитовой серии Восточной Монголии (рис. 1б), а также имеют широкие вариации Ba/Nb, что типично для магматитов субдукционной природы. Вулканисты впадин ЗЗРО, а также вулканисты верхней вулканогенной тощи Александрово-Заводской впадины имеют более низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (0.70391–0.70546) при значениях $\epsilon\text{Nd}(t)$ от –2.9 до +3.6, при незначительных вариациях Ba/Nb и полностью локализованы в области составов раннемеловых вулканитов трахибазальтовой серии рифтогенных впадин Восточного Забайкалья и Центрально-Азиатского складчатого пояса в целом.

Таким образом, можно отметить, что вулканисты впадин Западного Забайкалья формировались при участии расплавов, отвечающих смешению компонентов в виде деплетированной мантии и обогащенной мантии двух типов (EMI и EMII), а также расплавов коровой природы, что выражено в совокупности петрографических, геохимических и изотопных данных.

В пределах Александрово-Заводской Восточного Забайкалья отмечаются две вулканические толщи, имеющих разную природу источников вещества –

нижняя толща имеет изотопно-геохимические маркеры субдукционного компонента, образованного при смешении магм, унаследовавших характеристики DM и EMII и вместе с вулканитами Нерчинской впадины, вероятно, имеет отношение к процессам, определивших развитие Большехинганской вулканической области. Верхняя вулканогенная толща Александрово-Заводской впадины по совокупности изотопно-геохимических данных имеет гибридную природу и наиболее близка по характеристикам к вулканитам впадин Западного Забайкалья, а также раннемелового этапа трахибазальтового магматизма Восточного Забайкалья.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации на проведение НИР ИГХ СО РАН по теме № 0284-2021-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ярмолук В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Позднемезозойская Восточно-Монгольская вулканическая область: строение, магматические ассоциации, источники магматизма // Петрология, 2020. Т. 28. № 6. С. 563–590.
2. Dash B. Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // Gondwana Research, 2015. V. 27. P. 281–299.
3. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry, 2003. V. 3: The Crust. P. 1–64.
4. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ, 1989. V. 42. P. 313–346.
5. Wilson M. Igneous petrogenesis London: Unwin Hyman, 1989. 446 p.

КРИТЕРИИ И ВОПРОСЫ СУБДУКЦИИ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА КОРОВЫХ ЭКЛОГИТОВ

Федькин В.В.¹, Щипанский А.А.²

¹ *Институт экспериментальной минералогии РАН, г.Черноголовка
vfedkin@iem.ac.ru*

² *Геологический институт РАН, г. Москва*

На примере Максютковского эклогит-глаукофан-сланцевого комплекса (МК) на Южном Урале проведена апробация новых геодинамических идей возникновения и развития субдукции коровых эклогитов. Новейшая концепция «Правило инициации субдукции» (Whattam, Stern, 2011) рассматривается в свете новых прецизионных данных о химическом составе высокобарных пород комплекса (Fedkin et al., 2021) совместно с геодинамической классификацией океанических базальтов (Pearce, 2008). Главный вопрос – являются ли выявленные закономерности общими для эклогит-глаукофансланцевых комплексов или они носят случайный характер, отражающий специфику конкретного региона?

«Правило инициации субдукции» (ИС) рассматривает процессы зарождения субдукции в преддуговых бассейнах во взаимосвязи с образованием офиолитовых комплексов, и формированием в них диагностической магматической хемотратиграфической последовательности. Исследования показали, что основные критерии и признаки инициации субдукции отчетливо проявлены в Максютовском комплексе. Однако интерпретация новаторских идей ИС на конкретном геологическом объекте в сопоставлении с устоявшимися традиционными представлениями о формировании подобных структур вызывает ряд спорных вопросов, что осложняет восприятие установленных правил в качестве универсальной модели. Предполагается, что эти особенности не влияют на общие закономерности, но требуют дальнейшего изучения и уточнения. Это – вопросы времени и длительности формирования МК, субдукционной полярности его развития, особенностей эволюции метаморфизма на стадии субдукции и эксгумации комплекса, источника и происхождения алмаза в качестве UHP индекс минерала.

Геохимические характеристики высокобарных пород МК показывают, что для формирования HP-UHP пород террейна требуется, по крайней мере, трехкомпонентный источник протолита: обогащенной мантии OIB, деплетированной мантии N-MORB и E-MORB тип, а также некого вклада субдукцион-

ного компонента и, возможно, участия мантийного источника. Широкое разнообразие источников протолита подтверждается соотношением деплетированных и обогащенных составов (в пропорции 1 : 2) в изученных породах комплекса (Shchipansky et al., 2012).

Большая часть высокобарных пород МК оказалась обогащенной ниобием, что является показателем субдукции океанической коры. На этой основе возникает идея пересмотра полярности субдукции МК с восточной на западную (Ryazantsev, Tolmacheva, 2016). Главным событием геодинамической эволюции комплекса в этом случае становится поддвигание палеоазиатской океанической коры под континент, а не субдукция окраины Восточно-Европейского кратона под Магнитогорскую островную дугу, как это считалось ранее (Пучков, 2010; Brown et al., 2006).

В связи с этим обостряется вопрос происхождения Уральского океанического бассейна. Длительность его существования определяет роль и степень участия субдукционной (континентальной) компоненты в породах МК. Согласно модельным расчетам по редким элементам в породах комплекса (Pearce, 2008) доля субдукционного вклада в эклогитах МК составляет 1–4%. Это может быть связано с надсубдукционными изменениями океанической литосферы при формировании раннедевонского P-MORB хребта на Южном Урале в ордовикское время (Ryazantsev et al., 2008). Меняется время ИС комплекса и увеличивается длительность его существования с раннего палеозоя по девон (Dobretsov et al., 1996).

Наличие в нижней единице комплекса древних (~533 Ma) ультрамафитовых (Ol-En) и эклогитовых (Jd-Gros) пород, структурно и генетически связанных между собой, а также высокие параметры их образования: $T > 700^{\circ}\text{C}$ и $P > 3.5\text{--}4.0$ ГПа (Вализер и др., 2011), предполагает участие в формировании комплекса тектонических мантийно-коровых включений, образовавшихся в процессе мантийно-плюмового взаимодействия. В МК нет адакитов – продуктов начального плавления слэба, а по соотношению микроэлементов $\text{TiO}_2/\text{Yb} - \text{Nb}/\text{Yb}$ в породах комплек-

са параметры магмогенерации в источниках разного типа (OIB, MORB) не превышают $P \sim 3.2 - 3.5$ ГПа. При снижении давления до 2.0 ГПа степень частичного плавления OIB источника при взаимодействии с N- и E-MORB составами увеличивается от 5% до 20% (Щипанский, Федькин, 2018). Поэтому единичные находки алмаза не могут считаться показателем субдукции до области его стабильности при $P \sim 2.7 - 3.2$ ГПа, $T = 600 - 700^\circ\text{C}$ (Dobretsov et al., 1996). Его источником, скорее всего, являются глубинные мантийно-коровые включения, а не субдукционные процессы. **Максимальный УНР уровень метаморфизма (субдукционного погружения) метабазитовых пород МК пока достоверно не установлен.**

Выявленные особенности и возникшие вопросы формирования МК не затрагивают существа проблемы ИС, поскольку основные ее критерии четко проявлены в МК и могут быть использованы в качестве общей модели инициации субдукции комплексов коровых эклогитов. Некоторые из них требуют дальнейшего изучения и уточнения. Это вопросы времени и длительности формирования МК, субдукционной полярности его развития, особенностей проградно-ретроградного метаморфизма. **По-прежнему остается вопрос источника и происхождения алмаза – тектонического мантийно-плюмового или субдукционного в результате проградного метаморфизма.**

Работа выполнена в рамках Госзадания ИЭМ РАН FMUF-2022-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. Ультравысокобарическая ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2011. Т. 441. № 4. С 1–4.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Предуралья (актуальные проблемы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении) // Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2010. 280 с.
3. Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов Максютковского комплекса (Южный Урал) // Геология и Геофизика, 2020. Т. 61. С. 666–684.
4. Щипанский А.А., Федькин В.В. Химические индикаторы происхождения и развития коровых эклогитов // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: мат-лы 19-й Межд. конф. М.: ФГБУ «Наука», 2018. С. 364–367.
5. Brown D., Alvarez-Marron J., Spadea P. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals // Earth-Science Reviews, 2006. V. 79. P. 261–287.
6. Dobretsov, N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G. et al. Tectonic Setting and Petrology of Ultrahigh-Pressure Metamorphic Rocks in the Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia // Intern. Geol. Review, 1996. V. 38. № 2. P. 136–160.
7. Fedkin V.V., Burlick T.D., Leech M.L., et al. Petrotectonic origin of mafic eclogites from the Maksyutov subduction complex, south Ural Mountains, Russia // Geological Society of America Special Paper, 2021. V. 552. P. 177–195.
8. 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.
9. Ryazantsev A.V., Dubinina S.V., Kuznetsov N.B. et al. Ordovician lithotectonic complexes in allochthons of the Southern Urals // Geotectonics, 2008. V. 5. P. 368–395.
10. Ryazantsev A.V., Tolmacheva T.Yu. Ordovician volcanic and plutonic complex of the Sakmara allochthons in the Southern Urals // Geotectonics, 2016. V. 50. № 6. P. 23–51.
11. Whattam S.A., Stern R.J. The subduction initiation rule: a key for linking ophiolite, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation // Contrib. Mineral. Petrol., 2011. V. 162. № 5. P. 1031–1045.

ВАРИАЦИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА С, О И S РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ КАРБОНАТИТОВ МАССИВА ВУОРИЯРВИ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Фомина Е.Н.¹, Козлов Е.Н.¹, Реутский В.Н.²

¹ Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты
fomina_e.n@mail.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Карбонатиты – основной источник стратегически важных для современной промышленности редкоземельных элементов (РЗЭ; La-Lu + Y). Согласно современным представлениям, соединения серы играют существенную роль в формировании редкоземельных карбонатитов, участвуя в переносе РЗЭ. Изучение состава стабильных изотопов таких элементов, как С, О и S, дает возможность получить информацию о механизмах образования и преобразования пород. Важно отметить, что для карбонатитов характерно формирование редкоземельной минерализации (РЗМ) в несколько этапов. На примере карбонатитов массива Вуориярви, являющегося одним из комплексов девонской Кольской щелочной провинции (КЩП), ранее нами была продемонстрирована последовательная смена РЗМ: от бурбанкита $(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce})_3(\text{CO}_3)_3$, сформировавшегося на позднем магматическом этапе, к замещающему его при участии парамагматических флюидов анкилиту $(\text{Ce}, \text{La})\text{Sr}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$, который позднее, под воздействием постмагматических флюидов, преобразуется в (гидроксил)бастнезит $(\text{Ce}, \text{La})(\text{CO}_3)(\text{F}, \text{OH})$ и/или монацит $(\text{Ce}, \text{La})(\text{PO}_4)$ (Fomina, Kozlov, 2021). Данная схема распространена не только в других комплексах КЩП, но и во многих комплексах мира.

Настоящая работа направлена на расшифровку тонкостей процесса преобразования бурбанкитовой ассоциации анкилитовой, имеющей для карбонатитов КЩП наибольший практический интерес. В фокусе внимания также оказались карбонатиты Вуориярви, некогда ставшие полигоном для изучения формирования апобурбанкитовых псевдоморфоз (Zaitsev et al., 2002). В ходе нашего исследования было изучено три типа карбонатитов: (I тип) с бурбанкитом (рис. а); (II тип) с псевдоморфным замещением бурбанкита анкилитом *in situ* (рис. б); (III тип) с переотложенным анкилитом (рис. в). В породах I типа сульфидная минерализация представлена пирротинном, II типа – пирротинном и замещающим его пиритом, а III типа –

пиритом (вставки на рис. а, б и в соответственно). Таким образом, эволюция сульфидной и редкоземельной минерализаций тесно взаимосвязана.

Изотопные характеристики С и О ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$) для ранних карбонатов Ca-Mg-Fe Cb-1 (кальцита и доломита, в т. ч. железистого) из карбонатитов, вмещающих жилы с РЗЭ минерализацией (поле А на рис. з), близки к мантийным значениям (рис. з, поле PIC на вставке). Точки бурбанкита *Bbn* сформировали диагональный тренд (рис. з, линия 1 на вставке), обычно интерпретируемый как линия высокотемпературных изменений и/или рэлеевского истощения флюида. Точки анкилита *Anc* сместились вниз, а сосуществующих поздних карбонатов Ca-Mg-Fe Cb-2 – вверх относительно этого тренда (рис. з, соответственно линии 2 и 3 на вставке). При этом в сосуществующих минералах во всех случаях $\delta^{13}\text{C}_{\text{Cb-2}} > \delta^{13}\text{C}_{\text{Bbn}} > \delta^{13}\text{C}_{\text{Anc}}$. Вероятнее всего, изотопный состав бурбанкита (изначально мантийный) был переуравновешен флюидом, а анкилит и поздние карбонаты Ca-Mg-Fe являются продуктами этого флюида, и их изотопные метки отражают результат термодинамического уравнивания в системе, «флюид-кристаллизующиеся минералы». На изотопный состав О, скорее всего, повлияло поступление кислорода из внешних источников (например, в составе флюидов из вмещающих силикатных пород), в связи с чем его вариации не столь закономерны. Это согласуется с изменением изотопных характеристик серы: между $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ и $\delta^{34}\text{S}_{\text{PDB}}$ в сосуществующих сульфидах (Po, Py) и Cb-2 наблюдается отчетливая связь (рис. д), в то время как для кислорода такой связи не фиксируется (рис. е). При этом вполне уверенно можно говорить о том, что в ходе метасоматической переработки сера сульфидов становилась все более изотопно легкой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 25-27-00093).

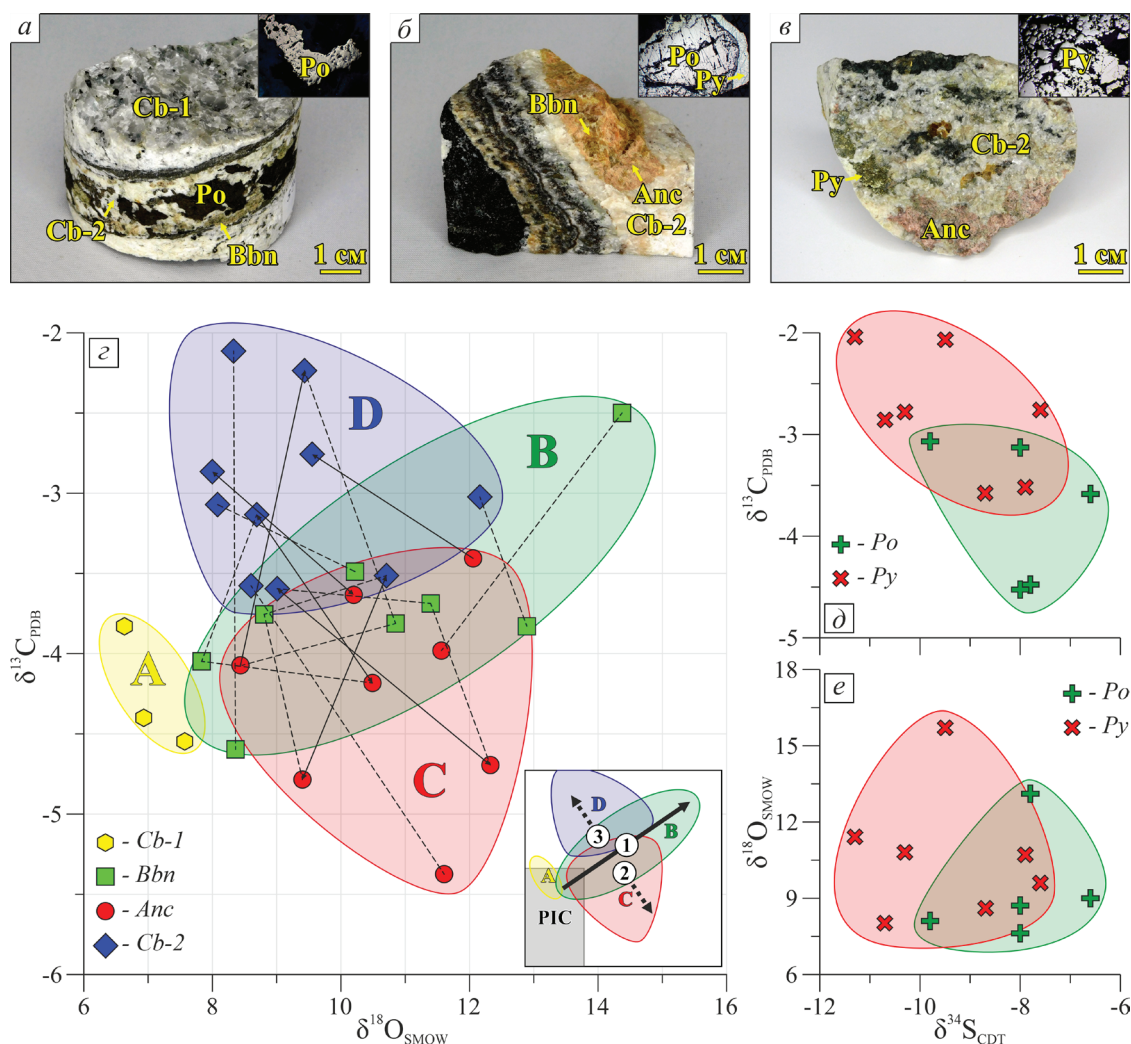


Рис. Внешний вид и (на вставках, ширина поля 2.2 мм) сульфидная минерализация изученных редкоземельных карбонатитов: (а) с бурбанкитом; (б) с псевдоморфным замещением бурбанкита анкилитом *in situ*; (в) с переотложенным анкилитом.

Сопоставление изотопных характеристик: (з) значений $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ для сосуществующих карбонатов (бурбанкита *Bbn*, анкилита *Anc*, а также карбонатов Ca-Mg-Fe как предшествующих РЗЭ минерализации *Cb-1*, так и сопутствующих ей *Cb-2*), а также значений $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ сульфидов (пирротина *Po*, ассоциирующего с бурбанкитом, и пирита *Py*, ассоциирующего с анкилитом) с величинами (д) $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ и (е) $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ у карбонатов *Cb-2*. Пояснения в тексте

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Zaitsev A.N., Demény A., Sindern S. et al. Burbankite group minerals and their alteration in rare earth carbonate rocks—source of elements and fluids (evidence from C–O and Sr–Nd isotopic data) // *Lithos*, 2002. V. 62. № 1–2. P. 15–33.

ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МАГМАТИТОВ, ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ, РОЛЬ ИСТОЧНИКОВ

Холоднов В.В.¹, Коровко А.В.¹, Шардакова Г.Ю.¹, Косарев А.М.², Шагалов Е.С.¹

¹ *Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
shardakovagalina@mail.ru*

² *Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа*

Платиноносный пояс Урала (ППУ) имеет сложное строение, представляет собой уникальную долгоживущую (570–385 млн лет) тектоно-магматическую систему, развивавшуюся в условиях чередования во времени дивергентных и конвергентных геодинамических режимов и разных мантийных источников. Палеофундамент ППУ гетерогенен по составу и природе. Он представлен пакетами тектонических пластин (Петров, 2017) метаморфизованного (570 млн лет, венд) белогорского комплекса (БК), блоки офиолитов (581 млн лет, также венд) кривинского и более молодого (кембрий-ордовик?) салатимского комплексов.

Анализ петрогеохимических данных позволяет предполагать, что рифт, в котором началось образование ППУ, заложен на крупном блоке офиолитов и высоко метаморфизованной вендской океанической коре (БК). Явные маркеры островодужной природы не фиксируются. По ряду показателей: CaO 13–6 мас. %, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 1.0–0.35, Al_2O_3 12–16 мас. %, $\text{Y}/\text{Nb}=20\text{--}50$ БК идентичен БСОХ, дайкам и скринам Уральского палеоокеана (Семенов, 2000). Метабазиты БК содержат $\text{Ba} < 100$ г/т, Sr 100–200 г/т; $\text{Ba}/\text{Sr}=0.10\text{--}0.30$, что указывает на океаническую природу. Изотопные параметры пород БК (Петров, 2017): $\epsilon\text{Nd} +5.6 \dots +8.4$, $T(\text{DM}_2)=794\text{--}574$ млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.705423$.

Возможный сценарий геодинамических событий следующий. Вендский протяженный блок офиолитов и океанической коры был аккретирован к формирующемуся на восточной окраине континента Балтики орогену Тиманид. Близ одновременно (570 млн лет) в контурах этого блока в результате сдвига-раздвиговых движений трансформного типа (скольжение плит) заложилась крупная рифтовая структура, пересекающая его вдоль простирания. Этот раздвиг мог инициироваться и раскрытием slab-window (Петров, 2019), с внедрением глубинных мантийных диапиров в литосферную мантию. В головной части диапиров генерировались расплавы разного состава (от гипербазитов до габброидов), различающиеся по уровню деплетированности протолитов и степени мантийного

углекислотного метасоматоза (Попов, 2005; Холоднов и др., 2010), в ходе которого протолиты обогащались Sr , Ca , Al , Nb . В этой рифтовой структуре и сформировался уникальный по размерам Платиноносный пояс, тянущийся более чем на 900 км от Полярного до Южного Урала.

В венде и раннем кембрии (570–500 млн лет) как представители ППУ развивались дунит-верлит-клинопироксенитовые (ДВК) серии и тылаит-габбровые массивы конжаковского комплекса. Габброиды конжаковского комплекса отличаются от БСОХ и габбро офиолитов более низким Y/Nb -индексом (30–10, среднее 15) за счет роста количества Nb . При этом идет нарастание содержания Sr до 1000 г/т и более, при малом количестве Ba и низком $\text{Ba}/\text{Sr}=0.05\text{--}0.10$. Для кумулятивных ДВК серий ППУ характерны максимальные величины $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (от 2 до 6) при стабильно высоком в тылаит-габбровых сериях среднем содержании $\text{CaO}=15$ вес. % и резком росте Al_2O_3 : от 5 до 22% в тылаитах и габброидах и до 32% в анортозитах.

Формирование ППУ продолжилось (500–460 млн лет) в связи с новым ($\text{Cm-O}_{1,2}$) импульсом рифтогенеза на активной окраине континента (АКО) Балтики. В это время произошел отрыв от края континента ряда RF-V-Cm сиалических блоков, которые прослежены вместе с офиолитами салатимского комплекса в зоне Главного Уральского разлома. В этот период к востоку от ППУ происходило раскрытие Уральского океана. В нём в O_3 заложилась зона субдукции, и в силуре начала формироваться Западно-Тагильская островная дуга. После существенного перерыва, возобновилось развитие ППУ, образовался PZ тагило-кытлымский комплекс (габбронориты+габбро), в породах которого, при общем с габбро докембрийского конжаковского комплекса $\text{Y}/\text{Nb}=30\text{--}10$, синхронно растут содержания Nb (от 1 до 4 г/т) и Y (от 10 до 50 г/т), Al и Sr . Это может свидетельствовать об общей с конжаковским комплексом длительной эволюции магмы в промежуточных очагах. Примером процесса может служить Хорасюрский массив на Приполярном Урале (Шмелев, 2005).

Каледонский этап (430–385 млн лет) в истории ППУ сопряжен с аккрецией к восточной окраине ППУ Западно-Тагильской островной дуги (ЗТОД), с последующим формированием на фундаменте ППУ и ЗТОД орогена каледонид с завершенным циклом развития. На раннем аккреционно-коллизийном этапе происходили отрыв слэба, раскрытие мантийного окна под фронтальной, а затем и восточной тыловой зонами ЗТОД, внедрение в него астеносферного вещества, близкого E-MORB-типу (Kholodnov et al, 2021). Сиениты и гранитоиды, природа которых связана с производными мантийного окна (тагило-кушвинский и ауэрбаховский комплексы), резко обогащены Cl (в апатитах до 2.5–3.0%), что служит одним из благоприятных факторов связи с этими комплексами крупного Cu-Fe -скарнового оруденения (Холоднов и др., 2010). Одновременно в восточной краевой зоне массивов ППУ происходит анатексис амфиболового габбро черноисточинского комплекса, образование специфической лейкодиорит-анортозит- (плагиогранит) – гранитной (ЛАП) серии с возрастом 425–413 млн лет. Важно, что для базитов и гранитоидов ППУ интервала 430–385 млн лет характерен особый тренд геохимической эволюции: от амфиболового габбро черноисточинского комплекса (430–425 млн лет) к породам ЛАП-серии (425–413 млн лет) существенно снижается отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$: от 1.0 до 0.6–0.3 – в лейкодиоритах и анортозитах, 0.3–0.1 – в плагиогранитах и K-Na гранитах. Y/Nb падает от 10–5 до 5–3 (анортозиты) и до 1.0 (граниты). Тренд эволюции орогенного магматизма завершают гранитоидные дайки (393–385 млн лет) с $\text{Y/Nb}=0.65\text{--}0.55$, (Степанов и др., 2021). Такие значения Y/Nb на Урале имеют син- и постколлизийные граниты и лейкограниты с Ba/Sr -отношением 5 и выше (ахуново-карагайский, варламовский, джабыкский, ольховский, мурзинский массивы).

На основе анализа литературных и новых петро-геохимических данных для разно-возрастных комплексов ППУ (570–430 млн лет, а затем каледонид – 430–385 млн лет), мы апробировали и предлагаем комплекс дискриминантных диаграмм: бинарных ($\text{CaO-Al}_2\text{O}_3$, Y-Nb , Ba-Sr , Y-Sr , $\text{Nb-Al}_2\text{O}_3$ и др.) и тройных (Ba-Sr-CaO , Th-Nb-Y , La-Nb-Y), которые имеют

прикладную направленность и могут применяться для оперативной типизации и оценки палеогеодинамических режимов как известных, так и вновь изучаемых массивов ППУ. Заметим, что для многих массивов ППУ (около 15) до сих пор не проведен корректный анализ геохимических параметров, и современные аналитические данные имеются лишь для небольшой части (5–6 объектов). Поэтому «пакет» указанных геохимических диаграмм будет полезен при картировании и последующем изучении (доизучении) массивов ППУ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Петров Г.А. Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2017. 181 с.
2. Попов В.С. Дунит-верлит-клинопироксенитовая магматическая ассоциация: возможные источники и механизм подъема и дифференциации расплавов // ЗРМО, 2005. № 6. С. 1–19.
3. Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 367 с.
4. Степанов С.Ю., Кутырев А.В., Лепехина Е.Н. и др. Возраст образования дайкового комплекса в дунитовом «ядре» Каменушенского клинопироксенит-дунитового массива // Геохимия, 2021. Т. 66. № 6. С. 499–517.
5. Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Геохимия апатита в интрузивных породах Урала, характеризующихся различной рудной специализацией // Ежегодник-2009. Тр. ИГГ УрО РАН, 2010. Вып. 157. С. 190–195.
6. Шмелев В.Р. Магматические комплексы зоны Главного Уральского разлома (Приполярный сектор) в свете новых геохимических данных // Литосфера, 2005. № 2. С. 3–21.
7. Kholodnov V.V., Shardakova G.Yu., Puchkov V.N. et al. Paleozoic granitoid magmatism of the Urals: the reflection of the stages of geodynamic and geochemical evolution of a collisional orogen // Geodynamics & Tectonophysics, 2021. V. 12. № 2. P. 225–245.

БАЗИТОВЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЮЖНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Хромых С.В., Ильичева Е.А., Царева М.Д., Семенова Д.В.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
serkhrom@igm.nsc.ru*

Рудный Алтай является частью активной окраины Сибирского палеоконтинента, сформированной в течение среднего-позднего палеозоя. Геологическое развитие территории началось с конца силура-начала девона, а эндогенная активность в виде проявлений магматизма продолжалась вплоть до пермского периода. Помимо широкого распространения вулканических формаций, здесь проявлено достаточно большое количество интрузивных комплексов, варьирующих по составу от габбро-диоритовых до гранодиорит-гранитных и гранит-граносиенитовых. Территория Рудного Алтая располагается в пределах двух государств – России (около 25%) и Казахстана (около 75%).

В последние два десятилетия исследования современными методами состава и возраста интрузивного магматизма проводились только в северо-западной (русской) части Рудного Алтая. Было установлено, что базитовый магматизм здесь представлен в составе габбро-диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации, отнесенной к алейскому и змеиногорскому комплексам средне-позднедевонского возраста (385–360 млн лет). Центральная и южная (казахстанские) части Рудного Алтая до сих пор слабо изучены с применением современных подходов. Базитовый интрузивный магматизм казахстанской части Рудного Алтая единодушно относится казахстанскими геологами к габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации, отнесенной к змеиногорскому комплексу, возраст которого, однако, принимается как позднекаменноугольный – раннепермский.

Для уточнения возраста и масштабов базитового магматизма нами проведены геохронологические и геохимические исследования как гранитоидных, так и базитовых интрузий в южной части Рудного Алтая. Полученные геохронологические данные позволили установить три этапа проявления базитового магматизма:

- 1) позднедевонский (370–360 млн лет);
- 2) раннекаменноугольный (328–320 млн лет);
- 3) раннепермский (299–292 млн лет).

Позднедевонские базиты представлены диоритами и распространены в составе многофазных массивов с преобладанием гранодиоритов (Крестовский, Межовский, Нижнечеремшанский). Диориты являются низкощелочными и имеют преимущественно натровую специализацию. Поведение редких элементов в них типично для надсубдукционных ассоциаций. Раннекаменноугольные базиты имеют широкое распространение в южной и центральной частях Рудного Алтая, где слагают несколько крупных массивов (Толстушинский, Чиркаинский, Левоберезовский, Белолуговской).

Эти базиты демонстрируют разнообразие составов – от оливиновых габбро до без-оливиновых габбро и габброноритов, и до пироксен-содержащих диоритов и диоритов. Геохимические характеристики базитов демонстрируют как черты, присущие надсубдукционным образованиям, так и признаки обогащения несовместимыми элементами. Раннепермские базиты слагают Бедаревский массив, считавшийся ранее петротипичным для всех пород змеиногорского комплекса. Проведенное нами U-Pb датирование позволило уверенно показать его пермский возраст. Базиты представлены габбро и диоритами с преобладанием последних. Геохимические характеристики свидетельствуют о обогащенности раннепермских базитов несовместимыми элементами.

Проведенное исследование позволило впервые установить три этапа базитового магматизма на территории Рудного Алтая, что свидетельствует об активности литосферной мантии на всех этапах развития геологической структуры.

*Исследование выполнено за счет гранта
Российского научного фонда № 24-27-00198,
(<https://rscf.ru/project/24-27-00198/>).*

НИЖНЕКОРОВЫЕ МАФИЧЕСКИЕ ГРАНУЛИТЫ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ: СОСТАВ, U-Pb ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Цыганков А.А.¹, Бурмакина Г.Н.¹, Ащепков И.В.², Гусляков Н.Д.¹

¹ Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ
tsygan@ginst.ru

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

Проблема формирования крупных гранитоидных провинций с объемом изверженных пород, измеряемым сотнями тысяч или миллионами кубических километров, возникла относительно недавно. Во многом это связано с широким использованием U-Pb изотопного датирования циркона (TIMS, SHRIMP, LA-ICP-MS) показавшего, что разнотипные гранитоиды крупных магматических ареалов (батолитов в традиционной терминологии) формировались почти одновременно или со значительным временным перекрытием. Выяснилось, что общий временной интервал формирования таких провинций составляет от 10 до 40 млн лет. Это требует гигантской «магмопродуктивности», варьирующей для разных регионов от 10 000–15 000 до 40 000–45 000 км³/млн лет (Цыганков и др., 2024), причем в пределах относительно небольшой (первые сотни тысяч км²) площади.

Каковы условия и факторы, определяющие масштабное плавление континентальной коры, основного источника гранитоидных магм, вопрос открытый. Большинство исследователей сходятся во мнении, что ключевым фактором являются базитовые магмы (в варианте деляминации коры или воздействия мантийного плюма), являющиеся тем дополнительным источником тепла и, вероятно, флюидов, которые и вызывают глобальное, в масштабе региона, переплавление коры складчатой области и формирование гигантских гранитоидных батолитов в течение относительно короткого времени.

Дополнительным источником информации, проливающей свет на процессы мантийно-корового взаимодействия при формировании крупных гранитоидных провинций, могут быть ксенолиты пород нижней коры, выносимые кайнозойскими щелочными базальтами. Можно предположить, что наряду с прочими, среди этих ксенолитов должны быть мафические породы гипотетически представляющие базальтовые магмы, закристаллизовавшиеся в нижней коре и служившие тем предполагаемым источником тепла и флюидов, который способствовал плавлению коровых протолитов и образованию гранитоидов.

В настоящем сообщении приводятся первые результаты изучения мафических коровых ксенолитов из позднекайнозойских щелочных базальтов Витимского лавового плато, расположенного в центральной части позднепалеозойского гранитоидного батолита (Западное Забайкалье) и щелочных базальтов восточного фланга Тункинской рифтовой впадины, располагающихся на периферии гранитоидного ареала.

Мафические ксенолиты ($\approx 45 - 55$ мас. % SiO₂) представлены *Spx-Pl* гранулитами, *Spx-Amph-Bt* габбро, монцо-габбро и кварцсодержащими гранулитами. Сквозными минералами в их составе являются клинопироксен (диопсид, авгит) и плагиоклаз. Почти всегда присутствует калиевый полевой шпат. В подчиненном количестве отмечается *Opx* (клиноэнстатит, пижонит), *Amph*, *Bt* и *Qtz*. Наиболее распространенные акцессорные минералы мафических ксенолитов – магнетит, титано-магнетит, апатит, титанит, часто отмечается циркон, изредка бадделлит и торит (включения в цирконе).

Минералого-петрографическими и петро-геохимическими исследованиями установлены различия в составе одноименных минералов и валовом составе пород мафических ксенолитов Витимского плато и восточного фланга Тункинской впадины. Те и другие не коррелируют по составу с вмещающими кайнозойскими базальтами и наоборот, обнаруживают большое сходство макрокомпонентного состава с мафическими породами позднепалеозойского Ангара-Витимского батолита. Однако распределение рассеянных элементов в Тункинских ксенолитах существенно отличается от мафических пород (АВБ), тогда как Витимские наоборот, обнаруживают полное сходство.

Данные минеральной термобарометрии (Ashchepkov et al., 2017) указывают на нижнекоровое происхождение мафических ксенолитов. Для Витимского лавового плато расчетное давление составляет 9.7–15 кбар и 780–1070 °С; для мафических ксенолитов восточного фланга Тункинской впадины $P \approx 6.5 - 9.8$ кбар, $T \approx 590 - 855$ °С, что в целом соот-

ветствует нижней коре региона. Вместе с тем, отсутствие граната в гранулитах скорее указывает на среднекоревый уровень.

Первые U-Pb изотопные данные по циркону из мафических ксенолитов Витимского плато однозначно свидетельствуют об их позднепалеозойском возрасте, составляющем около 280 Ма, что коррелирует как с возрастом гранитоидов АВБ (Цыганков и др., 2017), так и с возрастом мафических пород в его составе (Бурмакина и др., 2018; Цыганков и др., 2016). Таким образом, геохимические и геохронологические данные обнаруживают явное сходство Витимских мафических ксенолитов с базитами Ангаро-Витимского батолита. Это, в свою очередь, позволяет предполагать их генетическое родство, т. е. происхождение из одного и того же мантийного источника. Мафические ксенолиты восточного фланга Тункинской рифтовой впадины, скорее всего, не связаны с позднепалеозойскими магматическими событиями в регионе.

Ксенолиты Витимского плато имеют очень выдержанный состав. Это может означать, что нижняя (средняя?) кора под Ангаро-Витимским батолитом замещена базитовым материалом, аналогичным тому, что мы наблюдаем на поверхности. Между тем, эти нижнекоревые базиты не могут быть непосредственным источником гранитоидных магм АВБ, т.е. не являются реститами. Большая часть гранитоидов АВБ, не менее 2/3, образовалась за счет плавления разновозрастных метатерригенных протолитов (Tsygankov et al., 2024). Добавка ювенильного компонента (не более 30%) фиксируется лишь в гранитоидах повышенной основности. Кроме того, Витимские мафические ксенолиты демонстрируют явно обогащенные геохимические характеристики, что вряд ли возможно в случае их плавления и удаления силикатического расплава.

Таким образом, результаты проведенных исследований в целом согласуются с моделью мафического андерплейтинга, вероятно, игравшего ключевую роль в формировании Ангаро-Витимской крупной гранитоидной провинции.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 23-17-00030.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. Петрогенезис комбинированных даек в гранитоидах Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2018. Т. 59. № 1. С. 23–48.
2. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б. и др. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология, 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.
3. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 5. С. 1005–1027.
4. Ashchepkov I.V., Ntaflou T., Logvinova A.M., et al. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems // Geoscience Frontiers, 2017. №. 8. P. 775–795.
5. Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., et al. Nd isotope systematics of Late Paleozoic granitoids from the Western Transbaikalia (Russia): Petrological consequences and plume model testing // Geosystems and Geoenvironment, 2024. V. 3. № 4.
6. Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Kotler P.D. Petrogenesis of Granitoids from Silicic Large Igneous Provinces (Central and Northeast Asia) // Petrology, 2024. V. 32. № 6. P. 772–803.

РОЛЬ ПРЯМОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ СПЛАВОВ ПЛАТИНОИДОВ НА РАННЕМ ЭТАПЕ ЭВОЛЮЦИИ СУЛЬФИД-НЕДОСЫЩЕННЫХ ПРИМИТИВНЫХ МАГМ: КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА

Чайка И.Ф.¹, Каменецкий В.С.², Кутырев А.В.³, Степанов А.С.⁴, Константинов С.Е.⁵
Барнс С.-Дж.⁶, Байков Н.И.¹, Щербаков В.Д.⁷, Кряжев С.Г.⁸

¹ Институт экспериментальной минералогии РАН, г.Черноголовка, Россия
ivanlab211@gmail.com

² Институт Океанологии Китайской академии наук, г. Циндао, Китай

³ Университет Витватерсранда, г. Йоханнесбург, ЮАР

⁴ Китайский Университет Наук о Земле (Ухань), г. Ухань, Китай

⁵ Институт ядерной физики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

⁶ Университет Квебека, Шикутими, Канада

⁷ Московский государственный университет, г. Москва, Россия

⁸ ЦНИГРИ, г. Москва, Россия

Известно, что поведение элементов платиновой группы (ЭПГ) в сульфид-недосыщенных примитивных магмах может контролироваться (1) кристаллизацией хромшпинели или оливина и вхождением этих элементов в них в виде кристаллохимической примеси или же (2) кристаллизацией собственных фаз (минералов платиновой группы – МПГ) (Page et al., 2012; Park et al., 2017). Количественная оценка роли первого и второго механизмов в фракционировании ЭПГ представляет большой интерес с точки зрения как фундаментальной геохимии, так и петрологии рудных месторождений, поскольку большая часть магм, в которых на определенном этапе происходит силикатно-сульфидная ликвация, на раннем этапе

эволюции сульфидной фракции не содержат. Однако решение этой задачи сталкивается с проблемой низких содержаний ЭПГ в хромшпинели и оливине и, главное, с малым размером и редкостью МПГ в вулканических породах.

Мы провели статистическое исследование размеров и составов МПГ, ассоциирующих с хромшпинелидами, содержаний ЭПГ в хромшпинелидах и оливине, а также валовых содержаний ЭПГ в сульфид-недосыщенных вулканических породах Тумрокского хребта (Восточная Камчатка) (Chaika et al., 2025). Сплавы Pt-Fe и Ir-Os (<30 до >3000 нм в размере) образуют включения в хромшпинелидах (рис. 1). Размер и встречаемость включений МПГ в хромшпинелидах

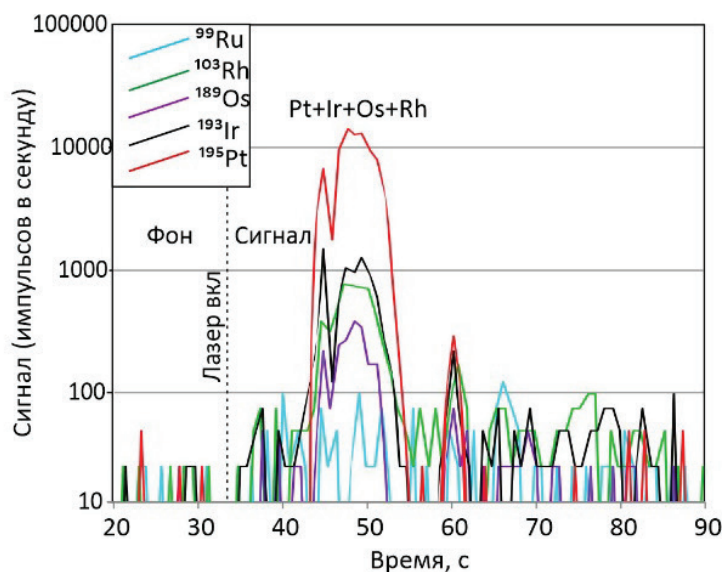
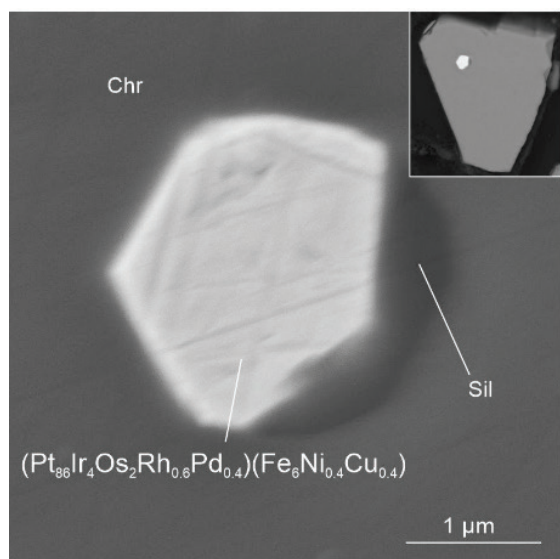


Рис. 1. СЭМ-фотография включения Pt-Fe сплава с примесями других металлов в хромшпинелиде и разрешенный во времени график сигнала ИСП-МС с лазерной абляцией с пиком ЭПГ, соответствующим включений МПГ в хромшпинелиде

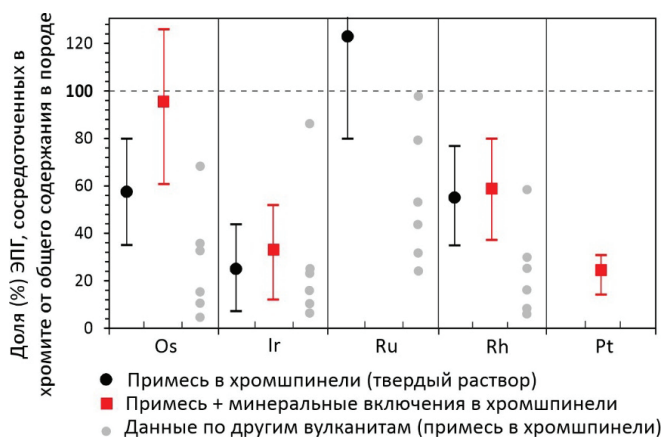


Рис. 2. Рассчитанные пропорции ЭПГ от общего их содержания в породе, сконцентрированные в хромшпинелиде в виде химической примеси и минеральных включений МПГ для пикрита Тумрокского хребта. Данные по другим вулканитам мира – Page et al. (2012)

позволили оценить количество ЭПГ, заключенных в виде этих включений, и их пропорцию от общего содержания ЭПГ в породах. Для этой оценки использовался метод автоматического сканирования поверхности среза монофракции хромшпинелидов на электронном микроскопе с разрешением 0.3 мкм с последующим вычислением площади найденных включений МПГ и оценки их общей объемной доли в 100% хромшпинелиде по принципу Делесса и нахождением погрешности этой оценки с помощью статистического моделирования Монте-Карло. Также использовались данные ИСП-МС с лазерной абляцией (рис. 1) для грубой оценки размера и объемной пропорции в хромшпинелиде включений МПГ менее 0.2–0.3 мкм.

Полученные данные показали, что около 25% от платины в породе содержится в виде включений Pt-Fe сплавов в хромшпинелиде. Также Pt-Fe (в виде примеси) и Os-Ir сплавы, образующие включения в хромшпинелидах содержат существенную часть Os и Ir от их общего содержания в породе (рис. 2). Масс-балансовые расчеты, однако, показывают, что концентрирования Ir и Pt в хромшпинелиде (суммарно в виде кристаллохимической примеси, и в форме включений) недостаточно чтоб объяснить

их фракционирование при котектической кристаллизации оливина и хромшпинелида. По данным LA ICP-MS оливин не содержит значительной примеси Ir и Pt. Таким образом, мы предполагаем, что непосредственно из расплава кристаллизуется еще больше МПГ, чем установлено в данном исследовании, и они, вероятно, образуют включения в оливине или находятся на поверхности кристаллов оливина и хромшпинелидов. В дополнение к проведенным количественным оценкам, результаты показывают, что нановключения МПГ в хромшпинелиде, встречающиеся в нем достаточно часто (1 включение на ~10 прожигов LA ICP MS), концентрируют меньше Pt, чем крупные, но крайне редкие включения размером 0.5–3 мкм. Это может объяснять так называемый «наггет-эффект», характерный для валовых анализов пород на ЭПГ и их в целом весьма неравномерное распределение в вулканических породах.

Электронная микроскопия частично поддержана грантом РФФИ, проект № 24-77-00099. Численная оценка данных лазерной абляции и геохимическое моделирование выполнены в рамках исследовательской программы ИЭМ РАН FMUF-2022–0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Kuttyrev, A.V. et al. Erratic behavior of platinum-group elements along an olivine–Cr-spinel cotectic in sulfide-undersaturated basaltic magma: roles of Cr-spinel and alloys // *Scientific Reports*, 2025. V. 15.
2. Park J.W., Kamenetsky V., Campbell I., et al. Empirical constraints on partitioning of platinum group elements between Cr-spinel and primitive terrestrial magmas. // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2017. V. 216. P. 393–416.
3. Pagé P., Barnes S. J., Bédard J. et. al. In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation // *Chemical Geology*, 2012. V. 302. P. 3–15.

ДЕГАЗАЦИЯ И ФЛЮИДНЫЙ ТРАНСПОРТ КАК ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РУД С ВЫСОКИМ ОТНОШЕНИЕМ (Pt+Pd)/S: МОДЕЛИРОВАНИЕ МАЛОСУЛЬФИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Чайка И.Ф.

*Институт экспериментальной минералогии РАН, г.Черноголовка
ivanlab211@gmail.com*

Магматические сульфидные руды Cu, Ni и элементов платиновой группы (ЭПГ) с высоким отношением ЭПГ/S в расслоенных интрузиях, также известные как малосульфидные руды, являются главным мировым источником платиноидов. Дать непротиворечивое объяснение образованию таких руд достаточно сложно, поскольку в случае равновесного распределения ЭПГ между силикатным и сульфидным расплавом такие высокие отношения могут возникать, если с одной долей сульфидного расплава уравнивается 10^6 – 10^8 долей силикатного. Для решения этой проблемы было предложено три группы механизмов: (1) экстремальное фракционирование ЭПГ между силикатной и сульфидной жидкостью, (2) пост-солидусный распад сульфида, увеличивающий наблюдаемое отношение ЭПГ/S, (3) фракционирование ЭПГ между силикатным, сульфидным расплавами и флюидом. Несмотря на то, что третья группа гипотез позволяет объяснить формирование таких руд без привлечения экстремальных условий фракционирования, требующих решения проблемы масс-баланса, широкого признания она не получила, и последние работы показывают, что среди малосульфидных руд мира практически нет таких, которые нельзя было бы объяснить сульфид-силикатным фракционированием.

Для малосульфидного горизонта интрузий Норильского типа, проявленного как узкая прерывистая зона сульфид- и хромитсодержащих такситовых габбродолеритов в верхних эндоконтактных зонах этих интрузий, установлено высокое ЭПГ/S отношение (до 10–20 раз выше, чем для остальных сульфидных руд этих интрузий), высокое содержание флюидов в минералообразующей среде и ассимиляция богатых летучими вмещающих осадочных пород (Рябов и др., 2000; Sluzhenikin et al., 2020). Последние исследования (Gritsenko et al., 2022) предполагали, что дегазация магмы с переходом S из сульфидного расплава во флюид была ведущим фактором в «малосульфидном» характере этих руд. Мы, используя наши данные и данные по поисково-оценочным работам ООО «Норильскгеология» 2006 г, провели

численное моделирование для системы Pd-Cu-S, чтобы проверить эту гипотезу и продемонстрировать, что в случае малосульфидных (МС-) горизонтов интрузий Норильского типа только флюидный транспорт может объяснить их геохимическую специфику.

Как стартовое, мы взяли предположение о том, что МС-горизонты интрузий норильского типа изначально формировались из магм, по составу близким тем, из которых формировались вкрапленные руды пикритовых габбродолеритов и такситовых габбродолеритов нижних частей интрузий – т. е. что эти горизонты не являются производной принципиально иных рудно-магматических систем. Вместе с тем, МС-горизонт по соотношениям элементов сильно отличается от других вкрапленных руд этих интрузий. Для всех интрузий в нем в 2–20 раз выше отношение Pd/сульфид (далее – тенор Pd или [Pd]) и шире абсолютный разброс этой величины, и в несколько раз ниже отношение Cu/Pd. Для Норильска-1 в нем также выше теноры других ЭПГ и несколько повышены абсолютные концентрации ЭПГ относительно вкрапленных руд в пикритовых и такситовых габбродолеритах. Анализ отношений содержаний Cu, S, Pd и величин S/Se, [Pd], [Ir] в МС-горизонте интрузии Норильск-1 в сравнении с вкрапленными и массивными рудами в остальной части этой интрузии показал, что (1) сульфиды МС-горизонта не могут быть связаны с сульфидами других руд через дифференциацию сульфидного расплава (кристаллизацию MSS) и (2) в случае фракционирования ЭПГ между силикатными и сульфидным расплавами, для формирования сульфидов МС-горизонта R-фактор (отношение равновесных силикатного и сульфидного расплавов) должен быть в 10–1000 раз выше, чем для остальных типов руд, что маловероятно в условиях единой рудно-магматической системы. Кроме этого, рост [Pd] при уменьшении [Cu] в МС-горизонте по сравнению с другими вкрапленными рудами даже теоретически не может быть объяснен распределением этих элементов между сульфидным и силикатным расплавами, так как оба этих элемента являются выраженно халькофильными.

Ввод в систему флюидной фазы разрешает эти противоречия и позволяет связать МС-горизонт и сульфидные руды нижних частей интрузии в единую схему. Установлено, что распределение Cu и Pd в системе флюид – сульфидный расплав – силикатный расплав существенно отличаются: в то время как Pd концентрируется в сульфидном расплаве, пока последний присутствует в системе, Cu может быть более совместимым как в сульфидном расплаве, так и во флюиде, в зависимости от содержания S и Cl в последнем. Следуя Boudreau and McCallum (1992), мы провели численное моделирование равновесных содержаний Pd, Cu и S в сульфидной жидкости, имеющей состав сульфидов такситовых габбродолеритов нижней зоны интрузии Норильск-1 при дегазации сульфидно-силикатной магмы, используя диапазон коэффициентов распределения силикат-флюид и сульфид-флюид из опубликованных источников.

Для получения всего диапазона возможных трендов дегазации использовался циклический подход, реализованный на Python 3.1 в среде Spyder. Результат показал, что по соотношениям в системе Pd-Cu-S большая часть составов руд МС-горизонта интрузии Норильск-1 может образоваться из силикатно-сульфидной магмы, отвечающей по составу такситовым габбродолеритам нижней зоны интрузии при уравнивании такой магмы с избытком изначально S-недосыщенного флюида с существенной примесью Cl. Источником такого флюида могли выступить вмещающие породы, что подтверждается предыдущими исследованиями, а на высокое содержание Cl указывает хлористая специфика апатита в габбродолеритах верхней эндоконтактной зоны. В ходе дегазации масса сульфида прогрессивно уменьшалась, при этом Cu проявлял большее сродство к флюиду, чем Pd, который согласно моделированию должен был до конца оставаться в сульфидном расплаве, что и привело к высокому тенору Pd в породах МС-горизонта.

Вместе с этим, содержания Pd во многих анализах МС-горизонта превышают его концентрации в других вкрапленных рудах, в том числе – в такситовых габбродолеритах нижней зоны. Эти составы образуют крутой тренд обогащения Pd в координатах

Pd-S. Особенно это характерно для базальных частей МС-горизонта, в которых наблюдается отчетливый пик по Pd с его резким снижением выше по разрезу. В рамках гипотезы, подтверждающейся модельными расчетами, мы предполагаем, что на заключительных этапах формирования интрузии, когда МС-горизонт был отделен от вкрапленных руд нижней части бессульфидными породами, происходила локальная миграция фронта насыщения сульфидом по сценарию Boudreau and McCallum (1992), обусловившая перераспределение ЭПГ в верхнем эндоконтакте интрузии и сконцентрировавшая их в нынешнем объеме МС-горизонта.

Проведенные построения на основе данных по интрузии Норильск-1 согласуются с характеристиками оруденения в интрузиях Талнахская и Хараелахская и позволяют распространить сформулированную гипотезу на малосульфидные горизонты этих интрузий.

Валовый анализ элементов платиновой группы в породах поддержан грантом РНФ, проект №25-47-00051. Численное моделирование выполнено в рамках исследовательского проекта ИЭМ РАН FMUF-2022–0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: «Нонпарель», 2000. 408 с.
2. Boudreau A.E., McCallum, I.S. Concentration of platinum-group elements by magmatic fluids in layered intrusions // *Economic Geology*, 1992. V. 87. № 7. P. 1830–1848.
3. Gritsenko Y.D., Kondrikova A.P., Gilbricht S. et al. Quantitative assessment of the relative roles of sulfide liquid collection, magmatic degassing and fluid-mediated concentration of PGE in low-sulfide ores of the Norilsk intrusions // *Ore Geology Reviews*, 2022. V. 148. P. 105042.
4. Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J. et al. Low-sulfide platinum group element ores of the Norilsk-Talnakh camp // *Economic Geology*, 2020. V. 115. № 6. P. 1267–1303.

РОЛЬ РАССОЛ-РАСПЛАВОВ В ФОРМИРОВАНИИ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ (НА ПРИМЕРЕ МАССИВА БУРПАЛА, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Чеботарев Д.А., Дорошкевич А.Г., Старикова А.Е., Избродин И.А.

*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
chebotarev@igm.nsc.ru*

Щелочные комплексы являются важнейшим источником стратегически значимых редких металлов и редкоземельных элементов, ценность которых непрерывно возрастает в мировой экономике и геополитике. В связи с этим актуальны исследования процессов формирования рудной минерализации в таких породах, однако на сегодняшний день полное понимание их ключевых факторов отсутствует.

На основе научного опыта, накопленного нами и другими ведущими исследовательскими группами по всему миру, была сформулирована гипотеза о том, что одним из ведущих механизмов концентрации редкоземельных и высокозарядных элементов является сочетание процессов фракционной кристаллизации основного щелочного магматического расплава и последующего взаимодействия образующейся кристаллической фазы с остаточным межкристаллическим поровым расплавом.

Сложность непосредственного подтверждения гипотезы связана с особенностями щелочных магм, характеризующихся высоким содержанием летучих компонентов (H_2O , F, Cl, S и др.) и сложной многоэтапной эволюцией щелочных комплексов с интенсивным воздействием агрессивных гидротермальных флюидов, что существенно затрудняет сохранение первичных признаков в природных образцах. Тем не менее, анализ включений в минералах и логика геохимических процессов позволяют предположить существование специфических остаточных рассол-расплавов, обогащенных редкоземельными и высокозарядными ионами и летучими.

Эти рассол-расплавы играют двойную роль: они выступают как транспортная среда и как агент перераспределения рудного вещества. Именно их физико-химические свойства, вероятно, определяют критически важные параметры минерализации –

от локализации до промышленных концентраций. Природным примером такого механизма может служить формирование рудоносных сиенитов массива Бурпала.

Для проверки гипотезы нами была выполнена серия экспериментов в гидротермальных автоклавах с быстрой закалкой (ИГМ СО РАН) при $750^\circ C$ и 200 МПа. Исходные смеси состояли из нефелиновых сиенитов массива Бурпала, реактивов (NaF, KOH, NaOH) и оксидов редких элементов в соотношении 8:1:1 по массе. Соотношение K_2O/Na_2O варьировалось от 0.7 до 1.2, эквивалент содержания H_2O составлял 18 мас. %. Редкометальные компоненты (La–Lu, Nb, Zr) вводились в эквимольных пропорциях. Продукты экспериментов изучались методом SEM-анализа в ЦКП ИГМ СО РАН.

В докладе представлены результаты, демонстрирующие роль рассол-расплавов в образовании и перераспределении рудного вещества: описан состав реакционных зон между породой и расплавом; выявлена зональность распределения редких элементов, калия, натрия и летучих компонентов; установлено влияние соотношения K/Na, содержания фтора и воды на поведение редкометальных компонентов; определены условия формирования рудных фаз. Полученные экспериментальные данные сопоставлены с природными образцами рудоносных сиенитов массива Бурпала. Результаты вносят вклад в понимание генетических моделей редкометальных месторождений и могут быть использованы для разработки критериев локализации рудных тел в щелочных массивах, прогнозирования и оценки перспективности рудных участков.

Исследование проведено за счет средств гранта РФФИ № 22-17-00078-П.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ УЛЬТРАМАФИТОВ И ХРОМИТИТОВ МАССИВА ЮЖНЫЙ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Шабутдинов Т.Д., Савельев Д.Е.

Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

Южный Крака, являясь самым большим массивом Кракинской группы, имеет площадь 450 км² и представляет собой почти изометричное тело, округлое на севере и раздвоенное на юге. В строении массива принимают участие перидотиты (лерцолиты и гарцбургиты), подчиненное значение имеют дуниты. В изученности массива наблюдается неравномерность (Савельева, 1987; Сначев и др., 2001; Савельев и др., 2008; Савельев, 2016), что связано с ограниченным доступом в его восточную часть, которая относится к ООПТ. Наиболее детально исследована западная и юго-западная часть еще и потому, что к ней приурочено большинство хромитовых объектов массива. В связи с этим, основной задачей исследований было охарактеризовать минералогию ультрамафитов северной и восточной частей массива в ходе полевых работ 2023–2024 годов. Для сравнения в работе использован материал, отобранный сотрудниками ИГ УФИЦ РАН в 2002–2004 годах на хромитовых объектах Апшакской площади (западная часть массива).

Изучение образцов в шлифах и аншлифах на поляризационном и сканирующем электронном микроскопах позволило установить, что породообразующие минералы ультрамафитов представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксеном. Оливин ((Mg, Fe)₂SiO₄) сохранился в виде реликтов и соответствует форстериту с содержанием форстеритового минала в пределах от 0.89–0.90 (лерцолиты) до 0.93–0.94 (дуниты). Ромбический пироксен ((Mg, Fe)₂Si₂O₆), встреченный в шлифах в виде зёрен таблитчатой формы, по химическому составу соответствует энстатиту (En₈₇₋₉₈Fs₈₋₁₀Wo₁₋₅). Моноклинный пироксен встречается в виде мелких зёрен и относится к диопсиду (CaMgSi₂O₆, En₄₆₋₅₁Fs₂₋₅Wo₄₅₋₅₂) и низкожелезистому авгиту (Ca(Mg, Fe)Si₂O₆, En₅₂₋₅₉Fs₃₋₅Wo₃₉₋₄₄). Хромшпинелиды ((Mg, Fe)(Cr, Al, Fe)₂O₄), встреченные в виде включений в перидотитах и дунитах восточной части массива Южный Крака, согласно классификации Н.В. Павлова (Павлов, 1949) относятся к минералам ряда пикотит-хромит. Фигуративные точки составов на классификационной диаграмме формируют Al–Cr тренд. Хромистость возрастает

от лерцолитов (#Cr=0.17–0.62), через гарцбургиты (#Cr=0.43–0.66) и дунит-гарцбургиты (#Cr=0.64–0.7) к дунитам (#Cr=0.58–0.81). Для анализов хромшпинелидов из северной части массива характерно повышенное содержание трехвалентного железа. На диаграмме Н. В. Павлова они попадают в поля субферрихромпикотитов и субферриалюмохромитов. Хромистость варьирует от 0.11–0.34 и 0.42–0.49 в лерцолитах и гарцбургитах до 0.66–0.81 в дунитах. Помимо хромшпинелидов были также встречены и другие акцессорные минералы: амфиболы (магнезиальный гастингсит (NaCa₂(Mg₄Fe³⁺)Si₆Al₂O₂₂(OH)₂), магнезиальная роговая обманка (Ca₂[Mg₄(Al, Fe³⁺)]Si₇AlO₂₂(OH)₂), паргасит (NaCa₂(Mg₄Al)Si₆Al₂O₂₂(OH)₂) и чермакит (Ca₂(Mg₃AlFe³⁺)Si₆Al₂O₂₂(OH)₂) (Leake et al., 1997), а также пентландит ((Fe, Ni)₉S₈) и аваруйт (Ni₃Fe).

Хромититы из месторождения «Коминтерн», рудопроявлений Апшакской площади («Апшак-2», «Ашкарка-3», «Большой Апшак», «Западно-Лактыбашское», «Саптарат», «Рудопроявление 45») и восточной части массива (точки 2342, 2346, 2379) характеризуются относительно разнообразной акцессорной минералогией. Породообразующие минералы представлены хромшпинелидом и серпентином, занимающим интерстиции между рудными зёрнами и образованным на месте первичного оливина. Хромшпинелиды в большинстве проанализированных образцов характеризуются однородным составом и представлены высокохромистой разновидностью (магнохромитом). Хромистость варьирует в пределах 0.75–0.9. Для хромшпинелидов из рудопроявления «Саптарат» наблюдается вариация состава от субферриалюмохромита до хромита с хромистостью (#Cr) от 0.7 до 0.8. Хромшпинелиды из месторождения «Коминтерн» представлены алюмохромитом и хромитом, их хромистость варьирует от 0.6 до 0.85. Значения формульных коэффициентов для хромшпинелидов из рудопроявления «Точка 2379» на классификационной диаграмме попадают в поле алюмохромитов с #Cr=0.65–0.7. Акцессорные минералы представлены оливином (форстеритом ((Mg, Fe)₂SiO₄)), моноклинным пи-

роксеном (диопсидом ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$)), амфиболами (магнезиальной роговой обманкой ($\text{Ca}_2[\text{Mg}_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$), тремолитом ($\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), эденитом ($\text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$), гранатом (уваровитом ($\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$), аваруитом (Ni_3Fe), диенеритом (Ni_3As), маухеритом ($\text{Ni}_{11}\text{As}_8$), миллеритом (NiS), пентландитом ($(\text{Ni}, \text{Fe})_9\text{S}_8$), бадделеитом (ZrO_2), баритом (BaSO_4) и флюорстрофитом ($\text{SrCaSr}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$). Отдельно стоит отметить повсеместное присутствие минералов платиновой группы (МППГ), среди которых преобладают сульфиды и сульфоарсениды тугоплавких платиноидов, реже встречаются сплавы состава Ru-Os-Ir. Довольно часто первичные МППГ подвержены окислению.

Полученные данные о минералогическом составе ультрамафитов и хромититов массива Южный Крака позволяют сделать вывод о том, что породообразующие минералы как ультрамафитов, так и хромититов, характеризуются преимущественно однородным составом. В то же время наблюдается различие в акцессорной минерализации. Для хромшпинелидов из ультрамафитов северной части массива по сравнению с восточной характерно повышенное содержание трехвалентного железа. Это может связано с замещением хромшпинелидов магнетитом при низкотемпературном метаморфизме в коровых условиях. Преобладание тугоплавких МППГ в хромититах, скорее всего, указывает на их реститовую природу (Saveliev, 2024), хотя механизм концентрации их в хромититах дискусионен.

Исследования выполнены по теме Госзадания № FMRS-2025-0014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
2. Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.
3. Савельев Д.Е. Ультрамафитовые массивы Крака (Южный Урал): особенности строения и состава перидотит-дунит-хромитовых ассоциаций. Уфа: Башк. энцикл, 2018. 204 с.
4. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н. и др. Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.
5. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды института геологических наук АН СССР, 1949. № 13. С. 10–35.
6. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association commission on new minerals and mineral names // Canadian Mineralogist, 1997. V. 35. P. 219–246.
7. Saveliev D.E. Chromitites and associated mineralization of the Akkarga ophiolitic massif in the southeastern Urals (Russia) // Journal of Asian Earth Sciences, 2024. V. 273. P. 1–24.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ В ПРЕДЕЛАХ ПЛОЩАДИ Cu-Au-МПП РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ВАСИЛИНОВСКОЕ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Шайбеков Р.И.¹, Удоратин В.В.¹, Магомедова А.Ш.¹, Езимова Ю.Е.¹, Губарев И.А.²

¹ Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

² Казанский федеральный университет, ИГиНГТ, г. Казань

Василиновское рудопроявление располагается в 2 км от пгт. Харп и является новым, выявленным в последние годы, медно-золото-платиноидным объектом на восточном склоне Полярного Урала (Викентьев и др., 2023; Шайбеков и др., 2024 и др.). На текущий момент рудопроявление полностью охватывает площадь Амфиболитового месторождения строительного камня и базальтового волокна.

В рамках проводимых Институтом геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН комплексных исследований, в 2024 году на рудопроявлении была проведена магнитометрическая съемка по сети 50×25 м (S = 1150×1000 м, 24 профиля, всего 984 точки). Необходимость исследований обуславливается отсутствием детальных карт по рассматриваемому объекту, что с учетом ранее выявленной золото-платиноидной минерализацией является важным и весьма актуальным. В настоящий момент наиболее крупномасштабными картами аномального магнитного поля для рассматриваемого района являются результаты аэромагнитной съемки 1958 и 1998–2000 гг. (масштаб 1 : 50 000, Латышов и др., 1959; Мельникова и др., 2001). Согласно им, в месте расположения рудопроявления наблюдается четкая граница между слабо отрицательной (~ –200 нТл) и положительной (~1600 нТл) аномалиями, что также имеет ключевое значение для решения поставленных задач. В качестве инструментов использовались магнитометры Минимаг с одновременной регистрацией вариаций магнитного поля.

В результате были получены данные о магнитных аномалиях и относительно крупных разломных структурах (рисунок), дана их предварительная интерпретация. Было установлено, что Василиновское медно-золото-платиноидное рудопроявление может представлять собой несколько разрозненных блоков, ограниченных тектоническими нарушениями и имеющих разноориентированные магнитные аномалии. Так, в пределах старого карьера (на рисунке справа), сложенного преимущественно габбро, магнитные аномалии имеют северо-восточное простирание с максимумом ~4300 нТл. Тогда как за его преде-

лами и в районе нового карьера (на рисунке слева), сложенного в основном пироксенитами, магнитные аномалии имеют северное (субмеридиональное) и северо-западное простирание с максимумом ~4100 нТл. Помимо этого, была установлена слабо положительная субширотная аномалия (ΔT – от 0 до 700 нТл) на севере рудопроявления, располагающейся в поле явно выраженного отрицательного магнитного поля. Аномалия была уточнена магнитометрической съемкой по сети 25×10 м (13 профилей, всего 123 точки). Аномалия протягивается приблизительно на 800 м, характеризуясь плавающим очертанием, согласующимся с особенностями рельефа.

Дальнейшие пешие маршруты, пройденные по сети магнитометрических измерений с детализацией в центрах магнитных аномалий, показало, что они связаны с большим количеством магнетита (вкрапленность, шлиры и гнезда) преимущественно в пироксенитах и габбро, реже в метасоматитах и кварц-сульфидных жилах. При этом характер распределения магнетита в пироксенитах и габбро заметно отличается. В пироксенитах магнетитовая минерализация представлена преимущественно вкрапленностью от слабой до густой, нередко с гнездами и шлирами, тогда как в габбро она представлена редкой вкрапленностью, но с присутствием относительно крупных гнезд, линз и шлиров. Установленная слабовыраженная магнитная аномалия на севере площади вероятно представляет собой субширотный разлом (тектоническое нарушение), характеризующий границу блоков, что выражается в канавах и на поверхности обломками крупнозернистой жилы кварц-калишпатового состава.

Результаты магнитометрической съемки позволили существенно детализировать карту аномального магнитного поля рудопроявления, уточнить границы разнотипных пород, имеющих тектонический контакт, и положение ранее известных разломов. Также было определено взаимоотношение магнитных аномалий с рудной минерализацией, отмечено отсутствие прямой связи благороднометалльной минерализации с магнетитом.

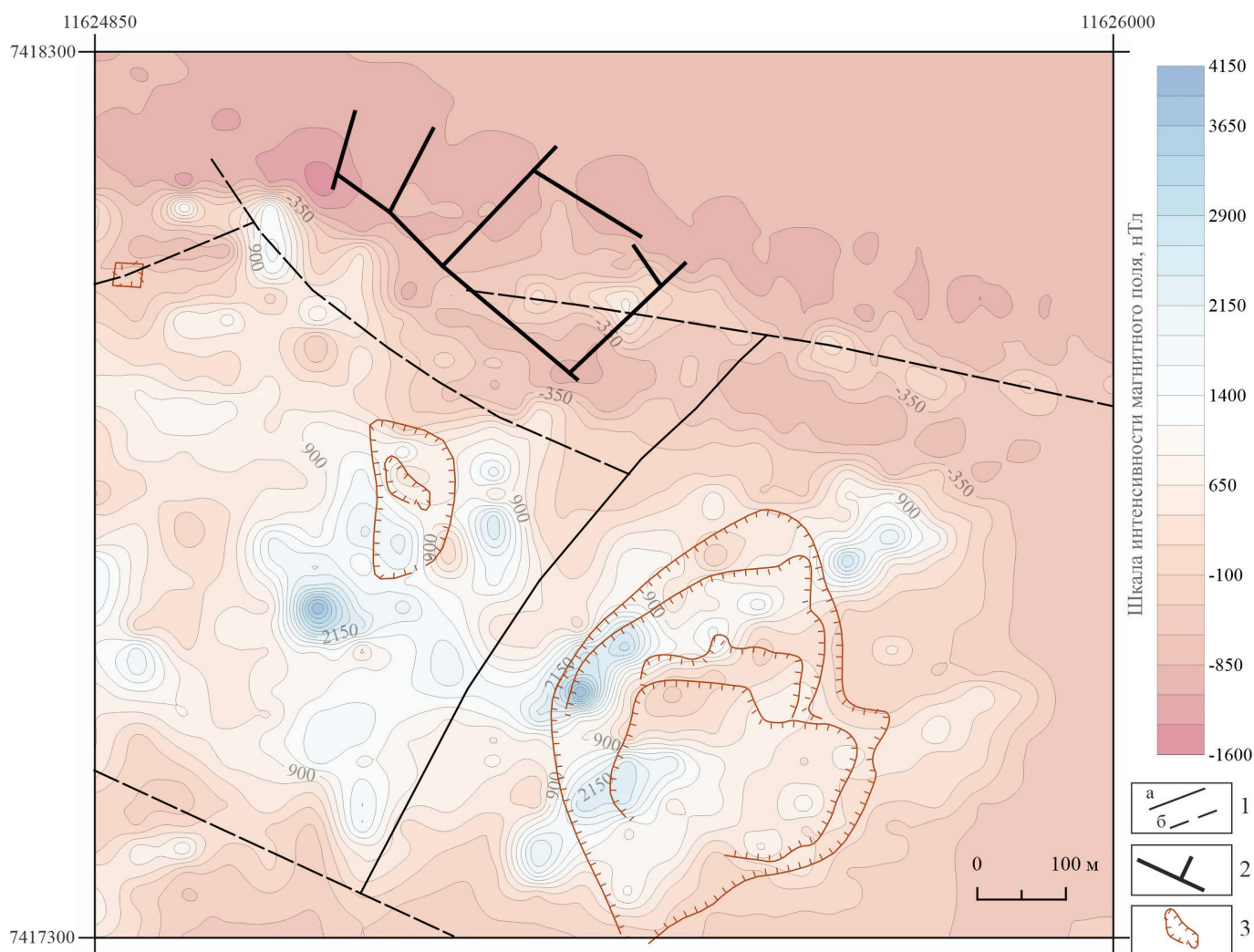


Рис. Карта аномального магнитного поля рудопоявления Василюновское, масштаб 1 : 2500.

Условные обозначения: 1 – разломы (а – достоверный, б – предполагаемый), 2 – разведочные каналы на базальтовое волокно, 3 – карьеры строительного камня.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института геологии Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д. и др. Платино-палладиевое рудопоявление Василюновское: новый тип благороднометаллической минерализации на Урале // Доклады РАН. Науки о Земле, 2023. Т. 512. № 1. С. 39–49.
2. Латыпов А.А., Тетерин Ю.А., Монто Р.М. Отчет о работах магнитометрической партии в Приуральском и Шурыкшарском районах Тюменской области в 1958 г. Салехард, 1959. Комигеолфонд. Инв. № 2815.
3. Мельникова Л.К., Лазарев Ф.Д., Петров Ю.М. Комплексная аэрогеофизическая съемка м-ба 1 : 50 000 с целью выделения перспективных золоторудных полей на восточном склоне Полярного Урала от р. Собь до р. Щучья. Норильск: ДП ТО СНИИГГиМС, 2001. Инв. № 477489 (Росгеолфонд).
4. Шайбеков Р.И., Губарев И.А., Тропников Е.М. Василюновское рудопоявление – новый медно-золото-платиноидный объект на Полярном Урале (Россия, Ямало-Ненецкий автономный округ) // ДАН. Науки о Земле, 2024. Т. 514. № 1. С. 65–76.

О ВОЗРАСТЕ АМФИБОЛИТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Шардакова Г.Ю.¹, Пушкарёв Е.В.¹, Симанкова А.О.¹, Иванов А.В.², Брянский Н.В.², Гладкочуб Е.А.²

¹ *Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
shardakovagalina@mail.ru*

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

Геологическая история Уральского подвижного пояса (УПП) связана с эволюцией океанического бассейна, к закрытию которого привели активные конвергентные процессы в палеозое – субдукция, аккреция и коллизия. Однако в крупных антиклинорных структурах Башкирского, Центрально-Уральского, Восточно-Уральского и Зауральского поднятий широко распространены докембрийские комплексы. Цепочка древних блоков тянется вдоль зоны сочленения с Восточно-Европейской платформой от Полярного до Южного Урала. Наиболее древние датировки в диапазоне от 4.2 до 2.0 млрд лет (Ронкин, 2012; Краснобаев и др., 2013; Тевелев и др., 2017 и ссылки в них) получены для метаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фаций в тараташском и александровском комплексах, которые рассматриваются как фрагменты цоколя Восточно-Европейской платформы, интегрированные в уральские структуры.

Наибольшей неопределенностью в возрастном и геодинамическом плане обладают метаморфические породы Уфалейского блока (УБ), примыкающего с востока к александровскому и тараташскому комплексам. Возраст магматических и ортомагматических пород в УБ варьирует от венда до перми с преобладанием датировок в интервале 516–310 млн лет. В западной части УБ среди гнейсово-амфиболитовой толщи, относимой к егустинской свите, залегают клинопироксениты Шигирских сопот (ШС) с палеопротерозойским возрастом 1651±47 млн лет (Краснобаев и др., 2013).

Геологические взаимоотношения между ультрамафитами и метаморфитами не установлены. Для решения вопроса о возрасте метаморфитов егустинской свиты проведено U-Th-Pb изотопное цитрона и апатита методом LA-ICP-MS (ИЗК СО РАН, Иркутск) из амфиболитов (метабазитов) обрамления ШС. Измерения изотопных отношений U и Pb выполнены на установке Analyte Excite с ячейкой HeEx II (длина волны эксимерного ArF лазера 193 нм) и квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно-связанной плазмой Agilent 7900. Для цитрона использованы стандарты Plesovice, Mud Tank и 91500. При дати-

ровании апатита для учета масс-дискриминации и масс-фракционирования использовались последовательно стандартное стекло NIST-610 с известными изотопными отношениями Pb по данным изотопного разбавления и ID-TIMS, и апатит из сиенита горы McClure (523.51 ± 1.53 млн лет, ID-TIMS).

Всего было изучено 13 зёрен цитрона (Zrn). Они имеют размер 150–200 мкм, прозрачные и полупрозрачные, по форме варьируют от округлых до призматических, окраска меняется от очень слабо розовой до темно-бордовой. По 6 зернам получен дискордантный возраст, одно зерно обладало сильной метамиктностью, поэтому они были исключены из расчетов. Оставшиеся 6 зерен Zrn дают $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -возраст 621.8 ± 8.5 млн лет (MSWD = 0.98), имеют высокую величину U/Th > 1.5, типичную для магматического Zrn.

Апатит содержит много обыкновенного Pb, поэтому пересчет произведен по диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ – $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, позволяющей вести коррекцию на обыкновенный Pb путем проведения линии регрессии через аналитические точки. Нижнее пересечение с конкордией указывает на возраст, а пересечение с осью Y – на состав $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_c$ захваченного апатитом свинца. Датировки апатита фиксируют время выведения пород ниже температур его закрытия ~350–570°C. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст составляет 310 ± 26 млн лет (n=61, MSWD=2.5).

В качестве апробации методики были выполнены тестовые измерения U-Pb изотопной системы в авгите и эпидоте из амфиболита. Получен $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возраст 345 ± 36 млн лет, (n=13, MSWD=2.2). С учётом большой погрешности он почти совпадает с датировкой по апатиту. Данные являются предварительными, однако они показывают принципиальную возможность использования пироксена и эпидота для U-Pb датирования.

Возраст Zrn из амфиболитов ШС (621.8 млн лет) отвечает неопротерозою (Cohen et al, 2013) или верхнему рифею (уральская шкала), что неожиданно для УБ. Возраст 700–600 млн лет характерен для Zrn из пород других секторов УПП: гранитов

I-типа и детритовых цирконов погуреической свиты (Приполярный Урал), пикритов дворцевого комплекса и габбро бассейна р. Чикман, сиенитов Троицкого и Крив-Вагранского массивов (Северный Урал), детритового Zrn из ордовикских песчаников западного склона Южного Урала, базитов зоны Уралтау. Почти все магматиты такого возраста имеют изотопные метки, указывающие на присутствие мантийного вещества в источнике. Для амфиболитов ШС получена «мантийная» величина: $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = +5.4...+5.6$, совпадающая с изотопным составом кислорода в пироксенитах ШС. Для последних характерно $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 2$, что указывает на связь с метасоматизированным мантийным источником (Пушкарев, 2000). Детритовый Zrn с возрастом 600 млн лет встречается в четвертичных отложениях долины, разделяющей ШС, где коренными породами являются метабазиты егустинской свиты (Shardakova et al., 2024).

Анализ поведения ключевых элементов и соотношений (Y/Nb, Th/Ta, Nb/U и др.) в амфиболитах рамы ШС показал, что они имеют самый обедненный источник среди пород УБ и магматитов верхнерифейско-вендского возраста западного склона Урала. Повышенные содержания V, Cr, Co, Ni в метабазитах указывают на связь с мантийными источниками. Кроме того, по ряду параметров прослеживается их близость к островодужным образованиям, например, к базитам вендской лушниковской островной дуги (Ю. Урал).

Полученные данные позволяют сделать следующие выводы.

1) Если принять полученную для амфиболитов датировку (621.8 ± 8.5 млн лет) за возраст метаморфизма базитов, который не фиксируется в клинопироксенитах ШС, то можно предположить чужеродную природу ультрамафитов, которые, в таком случае, представляют собой тектонический блок среди метаморфитов, как это предполагал А.И. Белковский (Белковский, 2011).

2) Геохимические особенности метабазитов обрамления ШС показывают, что в формировании их протолита, вероятно, участвовали кора островодужного типа, флюид и вещество мантии. Такое

сочетание возможно, например, при задуговом спрединге.

3) Датировки, полученные по апатитам (около 310 млн лет) близки, с учетом погрешности, к возрасту гранитов уфалейкинского комплекса (317 млн лет), образующих Нижнеуфалейский массив и мелкие тела в разных частях УБ. То есть возраст апатита из амфиболитов отражает влияние тектоно-термальных событий «уральского» этапа магматизма в УБ.

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, грант № 23-17-00224 (<https://rscf.ru/project/23-17-00224>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белковский А.И. Геология и минералогия кварцевых жил Кыштымского месторождения (Средний Урал). Миасс: ИМИН УрО РАН, 2011. 234 с.
2. Краснобаев А.А., Пушкарев Е.В., Бушарина С.В. и др. Цирконология клинопироксенитов Шигирских сопок (Уфалейский комплекс, Южный Урал) // ДАН, 2013. Т. 450. № 5. С. 586–591.
3. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.
4. Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Лепихина О.П. Изотопная геохронология древнейших образований Южного Урала // Литосфера, 2012. № 5. С. 50–76.
5. Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В., Федорчук В.А. и др. Тараташский индентор и его роль в строении Урала // Вестник МГУ. Сер 4. Геология, 2017. С. 3–13.
6. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L. et al. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. V. 36. P. 199–204.
7. Shardakova G.Yu., Pushkarev E.V., Kotov A.B. et al. Evidence of the Early Precambrian Age of Metamorphic Rocks from the Ufaley Block (Middle Urals): Results of U–Th–Pb (LA-ICP-MS) Dating of Detrital Zircon from the Quaternary Deposits // Doklady Earth Sciences, 2024. V. 519. № 2. P. 2017–2021.

Ba-Ti-МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КАРБОНАТИТАХ МАССИВА СРЕДНЯЯ ЗИМА, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

Шарыгин В.В.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
sharygin@igm.nsc.ru*

Среднезиминский щелочной массив (Зиминский щелочно-карбонатитовый комплекс, В. Саян) преимущественно сложен карбонатитами, силикатные породы (пироксениты, мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые сиениты) присутствуют в подчиненном количестве (Пожарицкая, Самойлов, 1972). Среди карбонатитов выделяют несколько разновидностей, которые формировались в следующем порядке: кальцитовые карбонатиты → доломит-кальцитовые карбонатиты → анкеритовые карбонатиты (Пожарицкая, Самойлов, 1972).

Набор второстепенных и акцессорных минералов во всех типах карбонатитов примерно одинаков. Наиболее обычными фазами являются циркон и минералы группы пироклора (фторкальциопироклор, кено- и гидропироклоры, иногда обогащенные Ta, U и Th), реже встречаются колумбит, рутил (иногда с Nb₂O₅, до 10 мас. %), титанит, содержащий Nb₂O₅ и ZrO₂ (до 5 мас. %), цирконолит и бадделеит (Пожарицкая, Самойлов, 1972; Шарыгин, Дорошкевич, 2023). Редкоземельная минерализация имеет ярко выраженную цериевую специфику, и, в основном, представлена фторкарбонатами РЗЭ (паризит-(Ce), синхизит-(Ce), бастнезит-(Ce), рентгенит-(Ce), монацитом-(Ce), анкилитом-(Ce)). Данное сообщение по карбонатитам Средней Зимы посвящено минеральным ассоциациям, содержащим редкий Ba-Fe-титанат (генримейерит) совместно с другими Ba- и Ti-минералами.

Генримейерит Ba (Ti⁴⁺₇Fe²⁺) O₁₆, представитель надгруппы голландита (группа прайдерита), был обнаружен в качестве акцессорного минерала в среднезернистых клинопироксен-кальцитовых карбонатитах массива. Количество кальцита – до 50% от объема породы. Меланократовые минералы представлены Mg-Fe-силикатами (клинопироксены, амфиболы, слюды, Fe-хлорит и серпентин). Фторапатит, титанит, полевые шпаты и сульфиды являются обычными составляющими этих карбонатитов. Редкие Ba-Sr-REE-карбонаты, монацит-(Ce), барит, Ti-оксиды, циркон, баотит и чевкенин-(Ce) присутствуют как акцессорные фазы.

Генримейерит был выявлен в ассоциации с титанитом, баотитом, ильменитом и рутилом на контакте зерен породообразующих минералов и в виде включений в раннем Na-Ca-клинопироксене (Ae₄₄Di₄₇Di₂₇₋₂₈Hd₂₄₋₂₇). Он кристаллизовался после раннего клинопироксена и слюды, а его взаимоотношения с другими Ti-минералами указывают на следующую последовательность их формирования: генримейерит → титанит → ильменит → рутил, баотит. При этом в породах наблюдаются четкие признаки замещения (обрастания) генримейерита титанитом и ильменита генримейеритом. В качестве главных компонентов минерал содержит TiO₂ (67.8–71.6 мас. %), BaO (18.3–18.9 мас. %) и FeO_{total} (9.4–11.6 мас. %). Концентрации второстепенных компонентов не высоки (в мас. %): CaO и V₂O₃ – 0.2–0.4; K₂O – 0.0–0.1; MnO – 0.0–0.3; и только для Nb₂O₅ характерны существенные вариации (0.4–2.9 мас. %). Согласно КР-спектроскопии генримейерит не содержит H₂O. В целом, минерал сильно отклоняется в сторону гипотетического состава Ba (Ti₆Fe³⁺₂) O₁₆ (до 28.4 мол. %), а содержание собственно генримейеритового минерала Ba (Ti⁴⁺₇Fe²⁺) O₁₆ составляет 65.5–94 мол. %. Именно по этим химическим параметрам генримейерит Средней Зимы немного отличается от голотипа с Ковдорского массива (Mitchell et al., 2000) и этого минерала с других проявлений мира (Segielka et al., 2022 и ссылки здесь). Следует отметить еще одну особенность для генримейерита Средней Зимы: в случаях, когда он замещает (обрастает) ильменит или сам замещается титанитом, замещаемый минерал обычно наследует содержания Nb₂O₅ от предшественника.

Помимо генримейерита, в карбонатитах Средней Зимы были выявлены одиночные зерна другого Ba-Fe-титаната, который относится к группе кричтонита. По составу он очень близок к «томториту», BaMnFe²⁺₂(Fe³⁺₄Ti₂)Ti₁₂O₃₈, обнаруженному в ассоциации с Fe³⁺-аналогом генримейерита в сидеритовых породах массива Томтор, Якутия (Лазарева и др., 2025). Эмпирическая формула среднезиминского кричтонитового минерала – (Ba_{0.45}K_{0.23}Na_{0.19}Sr_{0.13})

$(\text{Mn}^{2+}_{0.70}\text{Ca}_{0.23}\text{Fe}^{2+}_{0.07})(\text{Fe}^{3+}_{2.33}\text{Fe}^{2+}_{0.64}\text{Ti}_{2.85}\text{Nb}_{0.09}\text{V}^{3+}_{0.09})\text{Ti}_{12}\text{O}_{38}$, согласно КР-спектроскопии он не содержит H_2O . Взаимоотношения этой фазы с генримейеритом и другими Ti-содержащими минералами пока не ясны, но по аналогии с Томтором можно предположить, что она кристаллизовалась позже генримейерита (Лазарева и др., 2025).

Таким образом, минералого-петрографические исследования указывают на то, что Ва-Ti-минерализация появляется на позднемагматической стадии кристаллизации кальцитовых карбонатитов Средней Зимы. Не стоит исключать и классический вариант, когда такие ассоциации (Ва-Fe-титанаты + титанит + ильменит + баотит) рассматриваются как аутометасоматические, за счет перекристаллизации пород.

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 23-17-00098, сканирующая микроскопия) и государственного задания ИГМ СО РАН (FWZN-2022-0035, № 122041400312, Рамановская спектроскопия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. Москва: Наука, 1972. 270 с.
2. Лазарева Е.В., Шарыгин В.В., Ращенко С.В. и др. Кристаллические включения в Ва-Fe-титанатах и цирконе сидеритовых пород массива Томтор, Республика Саха (Якутия): ключ к пониманию их генезиса // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2025. № 22 (в печати)
3. Шарыгин В.В., Дорошкевич А.Г. Редкие акцессорные минералы в карбонатитах и силикатно-карбонатных породах щелочного массива Средняя Зима, В. Саян // Минералообразующие системы месторождений высокотехнологичных металлов: достижения и перспективы исследований: мат-лы всерос. конф. Москва: ИГЕМ РАН, 2023. С. 408–411.
4. Cegiełka M., Bagiński B., Macdonald R. et al. Ba-Fe titanates in peralkaline granite of the Ilímaussaq Complex, South Greenland // Acta Geol. Polonica., 2022. V. 72. № 1. P. 1–8.
5. Mitchell R.H., Yakovenchuk V.N., Chakhmouradian A.R. et al. Henrymeyerite, a new hollandite-type Ba-Fe titanate from the Kovdor Complex, Russia // Can. Mineral, 2000. V. 38. P. 617–626.

АНКАРАМИТЫ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ГОРЫ КРУГЛАЯ (г. МИАСС): СОСТАВ И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ

Шевелева С.И., Пушкарев Е.В.

*Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
pushkarev.1958@mail.ru*

Вулкано-плутонический комплекс горы Круглая расположен по обе стороны автодороги М-5 «Урал», примерно в 12 км к юго-западу от Миасса. В геологическом отношении он приурочен к северному выклиниванию структур Магнитогорской вулканогенно-островодужной зоны на стыке с меланжевой зоной Главного Уральского разлома (Жилин, 2003).

По данным (Фролова, Бурикова, 1977; Нечкин и др., 2009), вулканогенные породы горы Круглая, представленные базальтами, андезитами, дацитами, риолитами и их туфами, принадлежат ирендыкской свите D_{1-2} . В пояснительной записке к Государственной геологической карте они отнесены к улутаусской свите D_{2-3} (Аулов и др., 2015). Вулканогенные породы прорваны Круглогорским многофазным габбро-диоритовым массивом и дайками габброидов и диоритов, которые по данным К-Аг датирования отнесены к салаватскому комплексу D_{2-3} (Аулов и др., 2015). Породы вулкано-плутонического комплекса вовлечены в виде блоков в серпентинитовый меланж, вскрытый в выемках автодороги М-5. С магматической и постмагматической активностью связано формирование промышленного золото-железо-скарнового Круглогорского месторождения (Жилин, 2003; Мурзин и др., 2009; Нечкин и др., 2009).

Ранее, среди дайкового комплекса горы Круглая были отмечены порфировые породы повышенной магнезиальности, интерпретированные как пикритовые базальты (Фролова, Бурикова, 1977) марианит-бонинитовой серии (Жилин, 2003). Изучение этих пород показало, что по составу и петрографическим характеристикам они соответствуют островодужным анкарамитами. Породы имеют порфировую структуру. Вкрапленники, в количестве до 30–40%, представлены кристаллами зонального клинопироксена размером 3–10 мм. Основная масса состоит из частично хлоритизированных клинопироксена и амфибола и соскритизированного плагиоклаза. Постоянно отмечаются редкие зерна хромшпинелида в основной массе или в виде включений в клинопироксене. Петрогенные окислы варьируют в анкарамитах в следующих пределах:

SiO_2 от 47 до 52 мас. %, Al_2O_3 от 6 до 11 мас. %, MgO от 10 до 17 мас. %, CaO от 11 до 14 мас. %. Породы характеризуются высокой магнезиальностью $Mg\# = 0.63–0.79$ и высоким $CaO/Al_2O_3 = 1.1–2.3$. По составу они сходны с анкарамитами ирендыкской свиты (Пушкарев и др., 2017) и близки к авачитам Камчатки (Портнягин и др., 2005), от которых отличаются отсутствием вкрапленников оливина.

Микрофенокристы хромшпинелида в анкарамитах горы Круглая характеризуются высокой магнезиальностью $Mg\# = 0.48–0.50$ и хромистостью $Cr/(Cr+Al) = 0.8–0.9$, при вариациях Cr_2O_3 от 37 до 60 мас. % и доминировании составов с 54–60 мас. % Cr_2O_3 . Состав хромшпинелида аналогичен хромитам из анкарамитов ирендыкской свиты.

Изучение зональных порфировых вкрапленников клинопироксена показало, что они имеют ядро яблочно-зеленого цвета и буровато-зеленую до черной внешнюю зону. Переход от ядра к кайме резкий, ступенчатый. Ядра вкрапленников сложены магнезиальным ($Mg\# = 0.92–0.86$), низкоглиноземистым ($Al_2O_3 = 0.6–1.5$ мас. %) хромдиопсидом ($Cr_2O_3 = 0.8–0.3$ мас. %), а каймы более железистым авгитом ($Mg\# = 0.8–0.65$, $Al_2O_3 = 2–4$ мас. %, $Cr_2O_3 < 0.2\%$). Составы пироксенов из ядер и кайм на диаграммах располагаются изолированно, не перекрываясь друг с другом. Согласно этим данным, ядра и каймы вкрапленников клинопироксена кристаллизовались из расплавов разного состава – анкарамитового и андезитового соответственно, что подтверждается и разным составом оксидных минералов, ассоциированных с этими клинопироксенами. С хромдиопсидом сосуществует высокохромистый хромит, а с авгитом – более глиноземистый, железистый и титанистый хромшпинелид ($Mg\# = 0.04$, $Cr_2O_3 \sim 35$ мас. %, $Cr/(Cr+Al) = 0.7$) и титаномagnetит. Взаимодействие этих двух расплавов могло привести к наблюдаемой ступенчатой зональности в порфировых вкрапленниках клинопироксена и сформировать окончательный петрохимический облик пород. Это подтверждается положением фигуративных точек составов анкарамитов горы Круглая на петро-

химических диаграммах. Как правило, они занимают промежуточное положение между примитивными анкарамиитами ирендыкской свиты (Пушкарев и др., 2017) и породами базальт-андезит-дацитовый серии горы Круглой, что может служить доказательством их гибридного происхождения.

Пример взаимодействия анкарамиитов и трахиандезитов был описан нами ранее в этой же вулканогенной зоне (Готтман, Пушкарев, 2017). Влияние анкарамиитового расплава на состав базальтов и более кислых пород горы Круглая фиксируется присутствием в них высокомагнезиального хромдиопсида, неравновесного к их валовому составу. Составы вкрапленников клинопироксена из эффузивов располагаются между составами ядер и кайм зональных пироксенов из анкарамиитов. Это также указывает, что вулканические породы горы Круглая являются продуктом смешения высокомагнезиального анкарамиитового и более железистого и кремнекислого андезитового или дацитового расплава.

Работа выполнена по госбюджетной теме ИГГ УрО РАН № 123011800009-9. Аналитические работы выполнены в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, Екатеринбург.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аулов Б. Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XII – Златоуст. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.
2. Готтман И.А., Пушкарев Е.В. Структурно-вещественные доказательства взаимодействия анкарамиитового и трахиандезитового расплава в Магнитогорской вулканогенной зоне на Южном Урале. Ежегодник-2016. Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 164. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 110–115.
3. Жилин И.В., Плохих Н.А. Вещественный состав, генетические особенности и геодинамические условия формирования железных руд Круглогорского месторождения // Формирование и освоение месторождений в островодужных системах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. С. 139–144.
4. Мурзин В.В. и др. Парагенезисы метасоматитов и руд золотосульфидного оруденения Круглогорского железо-скарнового месторождения (Южный Урал) // Вестник УрО РМО, Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. № 6. С. 89–98.
5. Нечкин Г. С. и др. Круглогорское скарново-магнетитовое месторождение (Южный Урал) и проблема происхождения его золото-сульфидной минерализации. Ежегодник-2008, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 156. 2009. С. 227–231.
6. Портнягин М.В. и др. Петрология «авачитов» – высокомагнезиальных базальтов Авачинского вулкана (Камчатка): I. Общая характеристика, состав пород и минералов // Петрология, 2005. Т. 13. № 2. С. 115–138.
7. Пушкарев Е.В. и др. Анкарамииты Присакмаро-Вознесенской зоны на Южном Урале – геологическое положение и состав // Ежегодник-2016, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 164. 2017. С. 166–175.
8. Фролова Т.И., Бурикова И.Л. Геосинклинальный вулканизм на примере восточного склона Южного Урала. М.: Изд-во МГУ, 1977. 246 с.

ТИПЫ ОФИОЛИТОВ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Шмелев В.Р.

*Институт геологии и геохимии им. ак. А.Н. Заварицкого УрО РАН, г. Екатеринбург
shmelev@igg.uran.ru*

Офиолиты Полярного Урала образуют протяженный (около 400 км) пояс в зоне Главного Уральского разлома, представленный массивами Сыум-Кеу, Рай-Из и Войкарский. На западе офиолиты надвинуты на докембрийские (гнейсы, амфиболиты, сланцы) и/или палеозойские рифтогенные и шельфово-батиальные осадочные толщи континентальной окраины кратона Балтика; в подошве надвига отмечаются фрагменты серпентинитового меланжа, зоны гранатовых амфиболитов и глаукофановых сланцев (Пучков, 2010). На востоке офиолиты Пояса контактируют с Собским габбро-диорит-тоналитовым плутоном либо непосредственно с силурийско-девонскими вулканогенно-осадочными островодужными образованиями Войкаро-Щучьинской мегазоны.

В строении офиолитов Полярного Урала принимают участие мантийные перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты и дуниты) (Shmelev et al., 2019), породы корового дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, а также долериты комплекса параллельных даек; вулканогенные образования имеют подчиненное распространение (Estrada et al., 2012). В наиболее представительном Войкарском массиве, мантийные перидотиты симметрично (с запада и востока) обрамляются породами корового комплекса. По существующим представлениям, полярноуральские офиолиты относятся к надсубдукционным образованиям, формировавшимся в окраинных океанических бассейнах (Пучков, 2010). Новые петрологические и геохимические данные позволяют выделять три типа офиолитов, образованных в различных геодинамических обстановках.

Протоофиолиты океанического (COX) типа (I) локализованы в западной части Пояса, в составе метаморфической подошвы массивов. Они представлены метаморфизованными гарцбургитами в ассоциации с гранатовыми и цоизитовыми низкостронциевыми апогаббровыми амфиболитами. В метаморфитах установлен высокотемпературный парагенезис с клиноцоизитом и парагонитом (Ефимов, Потапова, 2000). В перидотитах и амфиболитах отмечаются реликтовые участки расслоенной лерцолит (вебстерит) –

габбровой серии. Модельные расплавы, равновесные с клинопироксеном пород серии сопоставимы с базальтами E-MORB типа и характеризуются спектрами распределения с повышенным уровнем легких РЗЭ ($\text{La}/\text{Ybn}=1.2\text{--}1.4$).

Офиолиты преддугового надсубдукционного типа (II) в массивах Пояса представлены умеренно истощенными ($\text{Cr}\#\text{Sp} = 0.20\text{--}0.40$) породами лерцолит-гарцбургитового комплекса с жильной серий дунитов и пироксенитов. Хромитовая минерализация в перидотитах относится преимущественно к глиноземистому типу. В ненарушенных разрезах Войкарского массива перидотиты надстраиваются горизонтом дунитов и пироксенитов (мощностью до 1000 м). Дунитовые кумулаты маркируют петрологическую границу Мохо, сменяясь вверх по разрезу расслоенной серией кумулатов габбрового состава (оливиновых и двупироксеновых). Клинопироксены пород серии демонстрируют значительные вариации магнетиальности при стабильных содержаниях глинозема. Геохимическое моделирование показывает, что первичные расплавы для этих пород обладают N-MORB, либо переходной к бонинитам спецификой, отвечая по составу долеритам и бонинитам комплекса параллельных даек массива. Особенностью офиолитов является присутствие орбикулярных (с микроглобулами проторасплавов) перидотитов (Шмелев и др., 2021).

Офиолиты раннеостроводужного типа (III) представлены породами дунит-гарцбургитового комплекса с высокой степенью деплетированности ($\text{Cr}\#\text{Sp} = 0.40\text{--}0.70$). Для него характерно повышенное содержание дунитов, с которыми связаны высокохромистые (низкоглиноземистые) проявления и месторождения хромитов (массив Рай-Из). Массовая дунитизация является результатом депироксенизации гарцбургитов в ходе инфильтрации (просачивания) поднимающихся бонинитовых расплавов. Мантийные перидотиты надстраиваются здесь относительно маломощной (500–1000 м) дунит-клинопироксенит-вебстеритовой толщей с подчиненным развитием габбро. Тренды состава пироксенов показывают

сопряженный рост содержаний глинозема и магнезиальности. Модельные материнские расплавы, равновесные с клинопироксеном, отвечающие породам данного типа, характеризуются исключительно бонинитовой спецификой, демонстрируя субгоризонтальные спектры распределения при низком уровне содержаний РЗЭ.

Формирование палеозойских офиолитов Полярного Урала происходило в различных геодинамических обстановках. На ранней стадии, в обстановке спрединга были сформированы протоофиолиты СОХ типа, отвечающие коре Уральско-го палеоокеана. Последующая субдукция привела к поглощению океанической коры, в ходе которой офиолиты испытали высокобарический метаморфизм. Сопряженно (?) над зоной субдукции в обстановке «вторичного» спрединга (O_3-S_1 ?) формировался окраинный океанический бассейн с корой, отвечающей преддуговым (forearc) офиолитам. На поздней стадии, под воздействием бонинитовых расплавов формировались офиолиты раннеостроводужного типа.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГГ УрО РАН (№ 123011800009-9) с использованием оборудования ЦКП «Геоаналитик».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов А.А., Потапова Т.А. Высокобарические метагабброидные комплексы в офиолитах Полярного Урала: метаморфизм «против часовой стрелки» в связи с зоной палеозойской субдукции // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург. ИГиГ УрО РАН. 2000. С. 233–268.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ИГ УНЦ РАН. 2010. 280 с.
3. Шмелев В.Р., Котельников В.Г., Червяковская М.В. Орбикулярные перидотиты Полярного Урала: новые свидетельства магматической импрегнации в офиолитах // Доклады РАН. Науки о земле, 2021. Т. 498. № 1. С. 76–80.
4. Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.-P. et al. Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar Massif, Polar Urals // Z. dt. Ges. Geowiss., 2012. V. 163/1. P. 9–42.
5. Shmelev V., Shoji A., Akihiro T. Heterogeneity of Mantle Peridotites from the Polar Urals (Russia): Evidence from New LA-ICP-MS Data // Journal of Earth Science, 2019. V. 30. №. 3. P. 431–450.

Научное издание

**УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ:
ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, РУДНЫЙ ПОТЕНЦИАЛ**

**IX ВСЕРОССИЙСКАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
С МЕЖДУНАРОДНЫМ УЧАСТИЕМ**

Ответственный редактор: **Д.А. Зедгенизов**

На обложке: знаменитая скала Верблюд сложенная титаномагнетитовыми клинопироксенитами
Качканарского клинопироксенит-габбрового массива (фото Е.В. Пушкарева).

Оригинал-макет: Амромин И.М.

ИЗДАНИЕ КНИГ,
ВЕРСТКА МОНОГРАФИЙ,
ЖУРНАЛОВ...
НА ЗАКАЗ



2077181@mail.ru @PublishingHouseCompass

ISBN 978-5-89516-342-9



Формат 60x84 1/8, объем 25.34 усл. печ. листов.

Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН
620016, г. Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15.
www.igg.uran.ru

